Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 38 (1945)
Heft: 2

Artikel: Compte rendu de la 61ème Assemblée générale de la Société géologique suisse, à Fribourg : samedi, le 1er dimanche le 2 et lundi le 3 septembre 1945
Autor: [s.n.]
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-160640

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: 22.07.2025

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

Compte rendu de la 61ème Assemblée générale de la Société géologique suisse, à Fribourg.

Samedi, le 1er, dimanche le 2 et lundi le 3 septembre 1945.

Auditoire B. Institut de Chimie, Faculté des Sciences Bd. de Pérolles, Fribourg.

A. Rapport annuel du Comité pour 1944/45.

La Société Géologique Suisse a perdu un de ses membres: le Dr. PETER CHRIST. Chacun a encore à la mémoire l'accident tragique qui, l'an dernier, à la même date, nous enlevait à la fois un ami, un membre actif et un géologue dont la place était bien marquée en Suisse.

Sa biographie a été publiée dans les «Actes de la S.H.S.N. Sils 1944», aussi évoquerons-nous ici son souvenir et quelques dates seulement de sa vie. Il naquit en 1894, d'une famille où la tradition bâloise d'humanisme et de science était au premier plan. Il en hérita sa large part qui s'ajoute à un tempérament actif et intelligent.

Après avoir fait des études à Bâle et à Grenoble et terminé sa thèse sur les Klippes du Stanserhorn–Arvigrat au Lac des Quatre Cantons, il s'occupa avec le Professeur C. Schmidt, de géologie pratique, mettant au point notamment les travaux miniers exécutés pendant l'autre guerre dans l'anthracite du Valais.

De 1924 à 1927, il effectua deux voyages d'exploration au Vénézuela et en rapporta de précieuses observations géologiques et paléontologiques.

En 1928, la Commission Géologique l'acquit à son service comme adjoint et lui confia notamment l'élaboration de la nouvelle carte géologique de la Suisse au 200.000ème. A côté de ce travail, il surveilla l'impression de nombreuses feuilles de l'Atlas géologique, de cartes spéciales et de textes annexes. Doué pour tout ce qui touche aux arts graphiques, il remplit ses fonctions avec grand talent et beaucoup de compétence.

La Société Géologique Suisse lui garde une reconnaissance particulière pour son active collaboration au «Guide géologique de la Suisse» dont il dirigea l'illustration.

Plus récemment, nous avons appris la mort de M. ARTHUR ERNI, survenue subitement à Bâle, en janvier de cette année.

Né à Olten en 1885, il avait reçu de FR. MÜHLBERG à Aarau un premier enseignement de géologie qui devait décider de sa carrière.

En 1910, il achevait sa thèse de doctorat avec le prof. ALBERT HEIM, travail intitulé: „Das Rhät im schweizerischen Jura".

En 1911, collaborateur de la Commission géologique suisse, il a participé à la publication de la carte de la Suisse au 1 : 500.000 (2ème éd.) et à celle de la feuille VIII de la carte Dufour.

Peu après, à la suite d'un appel de la Royal Dutch-Shell, Erni part pour Grozny où il restera jusqu'en 1919, puis il se rend à St-Louis, U.S.A. (1921). Après deux voyages en Perse (1930 et 1931), il rentre définitivement en Suisse et dès 1936, il se fixe à Bâle où il travaillera au Museum d'Histoire Naturelle jusqu'à sa mort.

On trouvera dans des bibliographies dues aux plumes des Dr. W. Bernoulli, M. Mühlberg et W. Staub de plus amples détails sur les travaux d'Erni.

Ses qualités critiques, sa belle mémoire et ses vastes connaissances en font un stratigraphe et un paléontologiste de valeur. Sa nature réservée et modeste l'attire vers la recherche de Musée. Nombreux sont ses collègues qui se souviendront de l'accueil bienveillant et érudit qu'ils reçurent de lui à Bâle et à Aarau. Nous garderons un fidèle souvenir d'Arthur Erni.

Comité: Les charges sont réparties comme suit:

Président: Prof. L. Collet, Genève.
Vice-président: Prof. L. Vonderschmitt, Bâle.
Secrétaire: Dr. Augustin Lombard, Genève.
Trésorier: Dr. A. Weber, Zurich.
Rédacteur des Eclogae: Dr. A. von Moos, Zurich.
Assesseur: Prof. E. Wegmann, Neuchâtel.
Prof. Jean Tercier, Fribourg.

Il a été tenu 2 séances du Comité, l'une à Berne le 27 janvier 1945, l'autre à Fribourg le 1er septembre 1945.

Les sujets traités étaient: le budget 1945, les comptes 1944—45, les Eclogae, la session de printemps et la préparation de l'Assemblée générale.

Mouvement des membres: Entrées: MM. Spoerry Heinrich, Heerbrugg; Gysel-Blass Gottfried, Wilchingen; Keller Philipp, Krämerstein-Skt. Niklaus; Hoffmann Franz, St. Gallen; Iten Werner, Zug; Koby Eduard, Bâle; Furrer Max, Bâle; Schaetti Henry, Berne; Bertossa Antonio, Coire; Forrer Martin, Bâle; Denzler Felix, Zurich; Hantke René, Rorschach; Pugin Louis, Romont; Chatton Max, Fribourg; Haldemann, Eduard, Berne.

Décès: Dr Christ Peter, Bâle; Dr Arthur Erni, Bâle.

Démission: Mercier Pierre, Villars.

Avec ces 16 nouveaux membres (contre 15 l'an dernier), 1 décès et 1 démission, notre Société compte 498 membres (470 en 1943, 484 en 1944) dont 413 personnels, 85 impersonnels, 430 en Suisse et 68 à l'étranger.

Assemblées et excursions: La 60ème assemblée générale a eu lieu à Sils/Engadine, les 2 et 3 septembre 1944. M. le Prof. R. Staub a dirigé l'excursion qui l'a précédée et celle qui l'a suivie dans la région de la Bernina.

Invitation de l'Association française pour l'avancement des Sciences:

Une invitation de l'A.F.A.S. a été reçue par le Comité Central de la S.H.S.N. par voie diplomatique à participer au congrès de Paris du 20 au 26 octobre 1944. Notre Comité y a délégué deux de ses membres, notre Président et M. Jean Tercier, Président sortant de charge.

Session extraordinaire de printemps à Bâle en 1946:

Le Comité attire l'attention des membres de la Société sur le fait que l'excursion que dirigera ces prochains jours le Prof. TERCIER est destinée à servir de base à certaines discussions qui seront développées à Bâle. Ainsi, cette excursion servira d'illustration pratique à cette session qui n'en a pas prévu.

Une deuxième circulaire sera envoyée aux membres à la fin de l'année.

Le Comité espère que la Commission géologique suisse voudra bien déléguer à cette séance ceux de ses collaborateurs qui ont à s'occuper du problème du Flysch pour leurs levés.

Bericht des Redaktors: 1944/45 erschienen Heft 1 und 2 von Band 37 unter der Redaktion von A. von Moos. Der Band enthält 482 Seiten, d. h. 156 mehr als Band 36. Von den 14 Arbeiten (9 deutsche, 5 französische) betreffen 6 regionale, 3 tektonische, 3 stratigraphisch-paläontologische und 1 allgemein geologische Fragen. Zwei der Arbeiten sind Dissertationen. Neben dem Jahresbericht 1943 kamen 10 der in Sils gehaltenen Referate zum Abdruck, dem sich noch der Exkursionsbericht anschliesst. Ausserdem findet sich darin der 23. Jahresbericht der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft mit 7 Referaten. Band 37 enthält 81 Textfiguren, 9 teilweise eingefalzte Tafeln mit Profilen und zum Teil farbige Karten, ferner 2 Kunstdrucktafeln mit 21 Photographien.

Verschiedene Autoren, ferner die Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft und die Schweizerische Paläontologische Gesellschaft haben an die Druckkosten der Arbeiten beigetragen, wofür ihnen im Namen der Gesellschaft hier bestens gedankt wird.

Rechnungsbericht pro 1944 und Budget 1945.

I. Betriebsrechnung 31. Dezember 1944.

A. Einnahmen.

a) *Allgemeine Verwaltung*	*Rechnung 1944*		*Budget 1945*
Ordentliche Mitgliederbeiträge	3,987.55		3,500.—
Beiträge lebenslänglicher Mitglieder	400.—		—.—
Kapitalzinsen	3,428.05		3,400.—
Kapitalgewinne und -Verluste	135.15		—.—
Verkauf der Eclogae im Jahre 1943	841.90		500.—
Beitrag der Geol. Komm. S.N.G.	500.—		500.—
Diverse Einnahmen	25.—	9,317.65	—.—
Aus disponiblem Kapital			3,820.—
b) *Eclogae*			
Rückvergütungen und Beiträge			
an Bd. 36/1	659.08		
an Bd. 36/2	2,378.45		
an Bd. 37/1	2,620.—	5,657.53	
Total Einnahmen		14,975.18	11,720.—

B. Ausgaben.

a) *Allgemeine Verwaltung*

Bibliographie	129.80		170.—
Beitrag an Schweiz. Paläontolog. Ges.	300.—		300.—
Reservefonds	430.—		250.—
Unkosten, Büro, Sitzungen	1,234.89	2,094.69	1,500.—

b) *Eclogae*

Bd. 36/1	4,273.08		
Bd. 36/2	7,229.64		
Bd. 37/1	5,282.72		
Bd. 37/2	356.60		
Bd. 38/1/2	—.—	17,142.04	9,500.—
Total Ausgaben		19,236.73	11,720.—
Überschuss der Ausgaben		4,261.55	

II. Reservefonds.

Bestand am 31. Dezember 1943	3,262.25
Übertrag aus Verkauf Eclogae	430.—
Bestand am 31. Dezember 1944	3,692.25

III. Bilanz per 31. Dezember 1944.

Aktiven:		*Passiven:*		
Postcheckkonto	403.77	Unantastbares Kapital		
Banken: Wertschriften	116,500.—	Fonds Tobler	60,000.—	
Depotkonto Schw. Bankgesellsch.	84.98	Fonds Erb	10,000.—	
Sparheft Zch. Kantonalbank	864.80	Schenkungen	17,100.—	
Sparheft Volksbank	471.10	Lebensl. Mitglieder	15,400.—	102,900.—
Sparheft Zinstrag. Ersparnisk.	618.10	Kreditoren	628.—	
Kasse, Bargeld	115.93	Ausstehende Druckkosten, Beiträge u. und Unkosten	7,000.—	
Debitoren	1,853.40	Verwendbares Kapital	6,691.83	
		Reservefonds	3,692.25	18,012.08
	120,912.08			120,912.08

IV. Vermögensänderung.

Bruttovermögen am 31. Dezember 1943	117,115.63
Bruttovermögen am 31. Dezember 1944	113,284.08
Vermögensverminderung	3,831.55

Zürich, den 15. Juli 1945. Der Kassier: A. WEBER.

V. Herstellungskosten der Eclogae 1943.

	Bd. 36/1	Bd. 36/2
	137 Seiten	186 Seiten
	2 Tafeln	6 Tafeln
	29 Textfiguren	22 Textfiguren
Eigenkosten: Redaktion	Fr. 300.—	Fr. 300.—
Druck und Spedition	,, 3,796.20	,, 4,551.19
Beiträge und Vergütungen	,, 659.08	,, 2,378.45
Total der Herstellungskosten	Fr. 4,755.28	Fr. 7,229.64

Bericht der Rechnungsrevisoren für das Jahr 1944: In Ausführung des uns übertragenen Mandates haben wir die Jahresrechnung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft für das Jahr 1944 geprüft. Anhand der Belege über Einnahmen und Ausgaben, sowie über den Bank- und Postcheckverkehr, haben wir die Rechnungsführung nachgeprüft und sie in allen Teilen richtig und in Ordnung gefunden. Das Vorhandensein der in der Bilanz vom 31. Dezember 1944 aufgeführten Aktiven ist durch Bank- und Postcheckausweise belegt. Die Listen über die Mitgliederkontrolle und die Verteilung der Vermögenswerte auf die einzelnen Fonds und Kassen sind gewissenhaft nachgeführt.

Wir beantragen der Gesellschaft, die Rechnung für das Jahr 1944 zu genehmigen und dem Kassier Décharge zu erteilen unter bester Verdankung seiner Kassaführung.

Schaffhausen und Genf, August 1945.

sig, H. Bütler.

sig. J. W. Schroeder.

B. 61ème Assemblée générale: Dimanche 2 septembre 1945.

Première partie: **Séance administrative.**

Direction: Léon Collet, président.

Le président ouvre la séance et fait lire les rapports statutaires, à savoir: le rapport annuel du Comité pour 1944—45, le rapport du trésorier pour 1944 et du budget pour 1945 et celui du vérificateur des comptes.

Les 60 membres présents approuvent la gestion du Comité. La cotisation est maintenue à 12 frs. (13 frs. pour les membres habitant l'étranger).

Le nouveau vérificateur des comptes est M. Rolf Rutsch, de Berne.

Les présidents de la séance scientifique seront MM. les Prof. Tercier et Dangeard.

Le président: Léon Collet.

Le secrétaire: Aug. Lombard.

Deuxième partie: **Séance scientifique.**

1. — PAUL BECK (Thun): **Über den Mechanismus der subalpinen Molassetektonik.**

Siehe Eclogae geol. Helv. Vol. 38, Heft 2, Seite 353, 1945.

---

2. — E. RITTER (Basel): **Beobachtungen am Kohlenvorkommen von Schafeggbergli ob Kandergrund und die Frage der Entstehung der dortigen Lagerstätte.**

Siehe Eclogae geol. Helv. Vol. 39, Heft 1 1946.

---

3. — OTTO LÜTSCHG (Basel): **Die Zusammenhänge zwischen Niederschlag und Abfluss im Lichte der geologischen Forschung.**

(Bedeutung des Verhältnisses zwischen Niederschlag und Abfluss.)

Die Klarstellung des Zusammenhanges zwischen Niederschlag und Abfluss gehört zweifellos zu den grundlegenden und wichtigsten Aufgaben der modernen Gewässerkunde. Über diesen Fragenkomplex werden heute in 16 Forschungsgebieten der Schweizeralpen eingehende Studien ausgeführt, weitere werden folgen. Über die Lage dieser Gebirgslandschaften nach geographischen Gesichtspunkten geordnet gibt meine Arbeit: „Zur Hydrologie der Landschaft Davos"[1]) Auskunft.

Wenn wir den Kreislauf des Wassers als folgerichtige Reihe von physikalischen Prozessen in der Atmosphäre, auf der Erdoberfläche und innerhalb der Erdrinde betrachten, bleiben, solange wir die Frage der Quantität ausschalten, nur wenige Einzelheiten untergeordneten Ranges ungeklärt. Sobald wir aber an die quantitative Berechnung der Wasserbilanz eines Flussgebietes herantreten, stossen wir auf grosse Schwierigkeiten.

In geologischer Beziehung verhält es sich ähnlich, wenn wir an die wichtige Frage der Wasserdurchlässigkeit von Gesteinen, Gesteinsformationen, ganzen Gebieten usw. herantreten wollen. Konsultiert man die Fachgelehrten, so erhält man in der Regel recht eindeutige Antworten. Verlangt man aber zahlenmässige Auskunft, so gelangt auch der erfahrene und gewiegte Geologe, so weit meine Erfahrungen reichen, hydrologisch ausgedrückt, auf trockenen Boden. Klar ist heute, dass die zahlenmässige Klärung solcher Naturvorgänge zur dringenden Notwendigkeit geworden ist, ich brauche dabei nur auf den Bau von Stauanlagen zur Gewinnung von Wasserkräften hinzuweisen. Ihnen einen neuen Weg zu zeigen, der in dieser Frage zweifellos zum Ziele führt, hat mich veranlasst, heute in ihrem

---

[1]) LÜTSCHG, O.: Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges, Band II, Beiträge zur Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie, 4. Lieferung, Seite XXIVff., Zürich 1944.

illustren Kreise das Wort zu ergreifen. Es ist der Weg über die Beziehungen zwischen Niederschlag, Abfluss und Verdunstung.

Zunächst möchte ich mich über den Wasserhaushalt von Gebirgslandschaften folgendermassen aussprechen.

Es sei im langjährigen Jahresmittel A der Abfluss, N der Niederschlag eines Gebietes. Dann ist das Abflussverhältnis $a = A : N$[2]). Hierin werden Grössen von ungleicher Bedeutung miteinander verglichen. Dasselbe Wasser kann sich nämlich im Gebiet mehrfach niederschlagen, ehe es einmal abfliesst. Im langjährigen Mittel muss, da im natürlichen Wasserschatz unserer Flussgebiete ein Gewinn oder Verlust nicht zu bemerken ist, die Einnahme eines Gebietes gleich seiner Ausgabe sein. Da ein Flussgebiet an der Wasserscheide, wenn diese nicht nur oberirdisch, sondern auch unterirdisch festliegt, keinen Zufluss von aussen hat, beschränkt sich die Einnahme auf den durch die Winde herangeführten und sich im Gebiet niederschlagenden Wasserdampf. Sie habe den Betrag M. Für die Ausfuhr bieten sich zwei Wege: das Wasser kann abfliessen oder, nachdem es wieder verdunstet ist, dem Gebiet durch die Winde entzogen werden. Wasserdampf, der nur über das Gebiet hinwegstreicht, ohne sich in ihm niederzuschlagen, soll weder in Einnahme noch in Ausgabe mitgerechnet werden. Die auf dem Luftwege entzogene Menge, also $M—A$, sei E. Das Verhältnis $E : M$ sei als „Entziehungsverhältnis" mit e bezeichnet. Das im Gebiet nach dem Niederschlage eines Teiles von M verdunstende Wasser braucht aber nicht zu entweichen, sondern kann sich im Gebiet wieder niederschlagen. Wenn die einzelnen Teilchen von M durchschnittlich m mal zum Niederschlag kommen bis sie das Gebiet verlassen, wird die Gesamthöhe des Niederschlags $N = m \cdot M$. Folglich erhält man für das Abflussverhältnis:

$$a = \frac{A}{N} = \frac{A}{m.M} = \frac{M-E}{m.M} = \frac{1-e}{m}.$$

Hierin bedeutet $1 - e$ den Bruchteil von M, der nicht hinausgeweht wird, sondern nach etwaiger Wiederverdunstung im Gebiet bleibt und sich immer wieder niederschlägt, bis er abfliesst.

Bezeichnet man deshalb schliesslich noch $1 - e$ als „Bleibverhältnis" b, so wird $a = \frac{b}{m}$. Dieser Ausdruck hat den grossen Vorzug vor $\frac{A}{N}$, dass er nur davon abhängt, welcher Bruchteil der Einfuhr M bis zum Abfliessen im Gebiet bleibt und wie oft sich die Einfuhr durchschnittlich niederschlägt, bis sie das Gebiet auf dem einen oder dem anderen Wege verlässt[3]).

Sofern die in Untersuchung gezogenen Flussgebiete nicht nachweislich Wasser an andere Gebiete verlieren, oder denselben nicht gebietsfremdes Wasser zufliesst, lauten die Bilanzgleichungen wie bekannt folgendermassen:

1. für längere Zeiträume (Jahresreihen): $N = A + V$,

2. für kürzere Zeitabschnitte (Einzeljahre): $N = A + V + (R—B)$, also $V = (N—A) + (B—R)$, wobei N = Niederschlag, A = Abfluss, V = Gebiets- oder Landesverdunstung, R = Rücklagen, die sich aus dem Niederschlag des betrachteten Zeitabschnittes in diesem bilden, B = gleichzeitiger Aufbrauch früheren Niederschlages.

---

[2]) Gemessen seien alle Grössen, auch die dampfförmigen, die im folgenden vorkommen, als gleichmässig über das Gebiet ausgebreitet gedachte Wasserschichten, z. B. in Millimetern.

[3]) Diese Formulierung ist das gemeinsame Produkt von Besprechungen, die der Verfasser mit seinem Freunde Professor Dr. Karl Fischer in Berlin im Sommer 1920 hielt. Sie ist im „Zentralblatt der Bauverwaltung" vom 6. April 1921, niedergelegt.

Als Rücklagen fallen namentlich in Betracht: Schnee, Firn- und Eislagerungen, Einsickerungen in den Boden und Aufspeicherungen in den Seen.

Untersuchungen über das Verhalten der Landesverdunstung (V) im Wasserhaushalt vergletscherter Gebiete werden dadurch wesentlich verwickelter, dass einerseits ein Teil des Niederschlages in natürlicher Aufspeicherung als Schnee, Firn und Eis im Nährgebiet der Gletscher zugunsten der Zukunft zurückbleibt (Rücklagen *R*), anderseits aber Wasser aus dem Abschmelzgebiet der Gletscher zum Abfluss oder zur Verdunstung gelangt, das von weit zurückliegenden Niederschlägen stammt (Aufbrauch früherer Rücklagen (*B*)). Diese Teile des Niederschlages und des Abflusses erfordern bei der Aufstellung des Wasserhaushaltes vergletscherter Landschaften ganz besondere Sorgfalt.

Die Bestimmung der Gebietsverdunstung *V* aus einer langen Reihe von Jahren setzt, solange es sich um gletscherfreie Gebiete handelt, nur genaue mittlere Werte für *N* und *A* voraus, bietet aber sonst keine besonderen Schwierigkeiten, denn es kommt, wie bekannt, den Vorratsänderungen für längere Zeiträume, weil das Glied (*R*—*B*) praktisch beurteilt wegfällt, nur noch untergeordnete Bedeutung zu.

Verwenden wir für den Zusammenhang zwischen Niederschlag und Abfluss ein Koordinatensystem mit dem Niederschlag (*N*) als Abszisse und dem Abfluss (*A*) als Ordinate, so würde, bei nicht wirksamer Verdunstung (*V*) zu jedem Niederschlag ein gleich grosser Abfluss gehören, d. h. die Abflusslinie würde von ihrem Ursprung aus unter 45° ansteigen. Bei geringem Niederschlag zehrt aber die Verdunstung den Niederschlag meist ganz auf, oder es bleibt für den Abfluss nur wenig übrig. Steigt aber der Niederschlag, so nähert sich die Verdunstung langsam einem bestimmten Wert, der bei weiterer Steigung des Niederschlages nicht mehr überschritten wird. Die Verdunstung erhält dann den Charakter einer Halbinvariante. Die Abflusskurve nimmt also zuerst einen nach der Abszissenachse gewölbten Verlauf und steigt später in weitgehender Annäherung zu einer geraden Linie unter 45° an. Für das Schweizer Hochgebirge mit seinen hohen Niederschlagswerten fällt nur der obere Teil, das gerade Stück dieser Kurve, in Betracht. In der Folge werden wir auch nur diesem Teil der Kurve unsere Aufmerksamkeit schenken. Niederschlag und Abfluss ändern sich also annähernd gleich stark.

Für die Klarstellung der Zusammenhänge erst zwischen Niederschlag und Abfluss, dann zwischen Verdunstung und mittlerer Höhenlage sind nun solche Koordinatensysteme verwendet worden. Für jedes Forschungsgebiet erst getrennt, dann vereint, wurden Beziehungslinien aufgestellt. Sie bilden die Grundlage meiner Schlussfolgerungen.

Die Streuung der Punkte um die Beziehungsgeraden darf, wenn wir von vergletscherten Gebieten absehen, als relativ bescheiden bezeichnet werden. Andere Verhältnisse treten ein, wenn das Forschungsgebiet vergletschert ist. In der Regel nimmt die Streuung der Extremwerte der Jahrespunkte um die Beziehungsgerade, mit zunehmender Vergletscherung zu. Die Ursache dieser Erscheinung ist vor allem eine Folge des ungleichen Wärmeeinflusses (ungleiche Abschmelzung, oder Anhäufung von Schnee, Firn und Eis), der sich im Abfluss schon bei relativ bescheidenen Schwankungen bemerkbar macht.

Die auf dem Wege der Ausgleichung ermittelten Beziehungslinien zwischen den gemessenen Niederschlags- und Abflusswerten für vergletscherte Gebiete, hervorgegangen aus den einzelnen Jahrespunkten einer ganzen Reihe von Jahren, werden in der Regel nur dann zu Geraden mit annähernd 45° Steigung, wenn den Vorratsänderungen der Gletscher des ganzen Gebietes in ihrem Gesamtumfange Jahr für Jahr voll Rechnung getragen wird. Um dies zu verstehen, braucht man nur an die gewaltigen Wasserverluste zu denken, die unsere Alpengletscher seit

Beginn der letzten grossen Rückzugsperiode Mitte des vergangenen Jahrhunderts erlitten haben.

Sind einmal für eine respektable Zahl von charakteristischen Gletschergebieten solche Beziehungslinien (also mit voller Berücksichtigung der Vorratsänderung) vorhanden — ich nenne solche Linien Beziehungsgrundlinien —, dann ermöglicht die Lage jedes einzelnen neuen Jahrespunktes im Koordinatensystem, hervorgegangen aus den gemessenen Werten für Niederschlag und Abfluss und mit Berücksichtigung der Vorratsänderung im unvergletscherten Teil des Forschungsgebietes (also ohne Berücksichtigung der Vorratsänderung im vergletscherten Teil), einen tieferen Einblick in die Massenänderung der im Gebiet vorhandenen Gletscher. In der Beurteilung der Sachlage muss natürlich auch den Verhältnissen des vorhergehenden Jahres Rechnung getragen werden.

Aus Vorstehendem dürfte die hohe Bedeutung solcher Beziehungslinien und Beziehungsgrundlinien für die Hydrologie, Gletscher- und Klimakunde klar genug hervorgehen.

Systeme solcher Beziehungslinien sind also dazu angetan, nach verschiedenen Richtungen hin neue Wege zu öffnen. So liefern sie den Schlüssel zur Lösung der Frage der Wasserdurchlässigkeit von Hochgebirgslandschaften.

Von der Erwägung ausgehend, dass für eine, wenn auch bescheidene Zahl von charakteristischen Hochgebirgslandschaften verlässliche Verdunstungswerte vorliegen, habe ich nun die Verdunstungsgrössen, wie oben schon angedeutet, in Beziehung zur mittleren Höhenlage der einzelnen Gebiete gebracht.

Sicher ist, dass die Relationsgleichung, wie sie zur Zeit vorliegt, noch keinen endgültigen Charakter trägt; ihre Ergebnisse sind immer noch als vorläufige anzusprechen. Ausser Frage steht ferner, dass die aus den mittleren Höhen und ihren zugehörigen Verdunstungsgrössen ermittelten Werte, wenn sich ihre Zahl mit der Zeit mehrt, etwas mehr als bisher um ihre Mittellinie streuen werden. Dies dürfte namentlich dann der Fall sein, wenn besonders eigenartige Landschaften neu hinzukommen. Wir dürfen nicht vergessen, dass die Verdunstung nicht nur von den Sondereigenschaften klimatischer und orographischer Art abhängt, sondern auch von den geologischen Verhältnissen, von der Durchlässigkeit des Bodens, von der Art der Pflanzendecke, sowie noch von mancherlei andern Faktoren.

Auch die Jahresreihen der bisherigen Untersuchungen sind ungleich und zum Teil noch von zu kurzer Zeitdauer. Trotz all diesen Schwächen darf heute schon festgestellt werden, dass sich die Lage der vorliegenden Geraden nicht mehr stark ändern wird. Hierfür liefern die neuesten Ergebnisse unserer Forschungsarbeiten gute Belege.

Die Abweichung der Einzelpunkte von der Ausgleichslinie darf als ein charakteristisches Merkmal des Sonderverhaltens der einzelnen Gebiete bewertet werden, wobei nochmals auf die grenzenlose Mannigfaltigkeit der Natur unseres Alpenlandes hingewiesen sein soll. Gerade dieser Mannigfaltigkeit wegen erwartet man auf den ersten Blick eine viel grössere Streuung der Punkte. Ich gelange aber immer überzeugter zur Erkenntnis, dass dem Einfluss der Individualität der Gebiete gegenüber dem Haupteinfluss, der Temperatur, geringeres Gewicht zufällt, und zwar deshalb, weil die Faktoren, die die Landesverdunstung bedingen, mannigfaltiger Natur sind und sich vielfach ausgleichen. Selbstverständlich gilt dies nur für geologisch und topographisch geschlossene Gebiete und für lange Jahresreihen.

In diesen Zusammenhang gehört nun die Frage des unterirdischen Abflusses nach benachbarten Gebieten, oder des unterirdischen Zuflusses aus benachbarten

Gebieten. Fällt die Verdunstung zu gross aus, so darf daraus mit Sicherheit — einwandfreie Grundlagen selbstverständlich vorausgesetzt — geschlossen werden, dass das Gebiet an Verlusten krankt. Die Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluss ermöglichen also auch wertvolle Schlüsse auf Wasserverlust oder Wassergewinn zugunsten oder zum Schaden benachbarter Gebiete, oder auf unterirdischen Abfluss, z. B. in den Grundwasserstrom, die durch die Messungen im Profil der Abflusstationen nicht erfasst werden können. Anders ausgedrückt: aus den Lagen der einzelnen Punkte zur Beziehungslinie, hervorgegangen aus den direkten Messungen und mit Hilfe der Beziehungsgleichung lassen sich auf graphischem oder rechnerischem Wege durch Differenzbildung die Grössen der Wasserverluste, oder Wassergewinne ermitteln.

Die Beschreitung des Weges über das Verhältnis Niederschlag/Abfluss erfordert — und ich möchte hier ganz besonders noch darauf aufmerksam machen — vor allem ganz gesunde Unterlagen für Niederschlag und Abfluss, denn die Landesverdunstung, dieser wichtige Faktor, geht aus der Differenz Niederschlag weniger Abfluss hervor. Sobald man mit Differenzwerten rechnen muss, und Schlüsse aus solchen ziehen will, heisst es aufpassen! Die notwendigen Unterlagen müssen von Fall zu Fall, von Gebiet zu Gebiet eigens beschaffen werden, denn es ist klar, dass die Zuverlässigkeit der Schlussfolgerungen sich nur aus der Zuverlässigkeit der Versuchsergebnisse und ihrer Bearbeitung beurteilen lässt.

Wie steht es nun mit der Beschaffung der Unterlagen für Niederschlag und Abfluss?

Behandeln wir zunächst den Niederschlag. Um es gleich vorwegzunehmen: die Schwierigkeiten in der Lösung des vorliegenden Problems liegen vor allem in der genauen Ermittlung der mittleren Niederschlagshöhe der Forschungsgebiete. Ihr mussten wir unsere besondere Aufmerksamkeit schenken und durch den Bau enger Niederschlagsnetze die bestehenden Schwierigkeiten zu beseitigen trachten.

Wir verfügen heute über ein Totalisatorennetz von beinahe 200 Stationen. Die Meteorologische Zentralanstalt nur über ein solches von 17 Stationen. Daraus geht die Bedeutung, die die Hydrologie einer präzisen Erfassung des Niederschlages beimisst, recht eindrucksvoll hervor. Die Verhältnisse zwingen mich, dies ganz besonders hervorzuheben. Die Bedeutung der Niederschlagsforschung in unserem Alpengebiet für Wissenschaft und Wirtschaft wurde jahrzehntelang in geradezu unverantwortlicher Weise unterschätzt, trotzdem es Forscher wie MOUGIN in Paris, COLLET in Genf, MAURER und LUGEON in Zürich und meine Wenigkeit gab, die mit all ihnen zu Gebote stehenden Mitteln auf diese klaffende Lücke hingewiesen haben. In der Schweizer Niederschlagskarte von MAURER-LUGEON gelangt diese Lücke in kaum überbietbarer Weise zum Ausdruck. Erst in jüngerer und jüngster Zeit, nachdem mir von wasserwirtschaftlicher Seite Hilfe zugekommen ist, kam neues Leben in diese Materie. Man erkannte die eminente Bedeutung dieses fundamentalen Elementes der Gewässerkunde.

Die Pflege des Niederschlagsgeschehens hat auch einen tieferen Hintergrund, denn immer mehr, ja in absehbarer Zeit, sind wir vor allem auf die genaue Kenntnis des Niederschlages angewiesen. Ich gehe noch weiter und behaupte: die moderne Hydrologie vermag überhaupt heute keine nennenswerten Fortschritte mehr zu erzielen, ohne genaue Kenntnis des Niederschlagsgeschehens. Um dies richtig zu verstehen, ist es notwendig, folgende Frage aufzuwerfen: sind wir heute überhaupt noch in der Lage den natürlichen Abfluss unserer Alpengewässer zahlenmässig zu erfassen? Damit schneide ich eine weitere Frage an, der wissenschaftlich und wirtschaftlich hohe, ja höchste Bedeutung zufällt.

Die Ansprüche an das Wasser werden mit jedem Jahre vielseitiger und widerspruchsvoller. Je mehr sich unsere Wirtschaft auch in die entlegensten Täler unserer Hochalpen ausbreitet, um so verwickelter werden die Beziehungen zwischen den verschiedenen Zweigen der Wasserwirtschaft. Durch den Entzug von Quellwasser für Wasserversorgung und Abwasserbeseitigung, für Kraftgewinnung, durch Zuleitung von gebietsfremdem Wasser, durch Ableitung von Wasser in andere Gebiete usw., allgemein ausgedrückt durch künstliche Eingriffe der Wirtschaft in den Wasserhaushalt der Natur, wird das natürliche Regime unserer Gewässer und Gewässersysteme und mit ihm auch sein natürlicher Wasserhaushalt erheblich geändert.

Die Erfahrung lehrt, dass die hydrologische Klarstellung ursprünglicher natürlicher Zustände solch geänderter Gebiete mit grossen Schwierigkeiten verbunden, in vielen Fällen überhaupt nicht mehr möglich ist[4]). Das Studium solch umwälzender Umwandlungen von Naturgebieten in Kulturlandschaften führt sogar die Grenzen menschlichen Könnens vor Augen. Die Zahl der noch in reiner Natur befindlichen Gebirgslandschaften der Schweiz ist heute schon eine stark beschränkte, sie wird mit jedem Jahre kleiner. Damit wird auch die Erfassung des reinen, natürlichen Abflusses, des Abflussregimes, des Wasserhaushaltes, die Aufstellung der Wasserbilanz eine immer schwierigere. Immer mehr sind wir auf den Niederschlag angewiesen, weshalb auch seiner Pflege immer grössere Bedeutung zufällt. Das ist leicht verständlich und leicht einzusehen.

Beruhigend in dieser bedeutsamen Frage ist nun zu wissen, dass die genaue Erfassung der Niederschlagsgrösse heute zur unbestrittenen Tatsache geworden ist. Die Schwierigkeit ihrer Messung darf als überwunden betrachtet werden. Das nämliche gilt für den Abfluss. Unsere bisherigen Ergebnisse unserer Erhebungen über den Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges sind hierfür treffende Belege.

Das wichtigste Ergebnis meiner bisherigen Forschungsarbeiten in geologischer Beziehung gipfelt darin, dass es möglich geworden ist, der Frage der Durchlässigkeit bestimmter geologisch erforschter Gebiete so weit näher zu treten, dass eine zahlenmässige Erfassung der Durchlässigkeitsgrösse gewährleistet werden kann. Wir sind heute in der Lage, wissenschaftlich und wirtschaftlich festzulegen, ob ein Gebiet wasserdurchlässig ist, also an Verlusten krankt, oder als eine hydrologische Einheit d. h. als eine geschlossene Landschaft betrachtet werden darf.

Der Weg der Ausführung, um dieses Ziel vollständig zu erreichen, liegt heute klar vorgezeichnet vor uns. Selbstverständlich bedarf es noch weiterer eingehender Studien in besonders charakteristischen Landschaften bis die Beziehungsgrundlinien wirklich für unser ganzes Alpenland Gültigkeit besitzen. Sind aber einmal solche in genügender Zahl vorhanden, dann sind wir auch befähigt, aus dem gemessenen mittleren Jahresniederschlag den zugehörigen mittleren Jahresabfluss zu berechnen.

Es ist deshalb leicht zu verstehen, dass eine Erweiterung unseres Niederschlagnetzes, die Pflege der Niederschlagsforschung, vermehrte Untersuchungen über Niederschlag und Abfluss in hierzu besonders geeigneten Gebieten zu den dringendsten aber auch dankbarsten Aufgaben der Hydrologie, der Geotechnik und Geologie gehören.

---

[4]) Dabei brauche ich nur auf meine eigenen Untersuchungen in der Davoser Landschaft hinzuweisen. Vgl. *Lütschg, O.*: Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges. Band II, „Zur Hydrologie der Landschaft Davos". Beiträge zur Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie — 4. Lieferung, Zürich 1944.

Soweit ich heute den ganzen Fragenkomplex zu überblicken vermag, gibt es überhaupt keinen andern Weg, um der Durchlässigkeitsfrage bestimmter, geologisch erforschter Gebiete zahlenmässig beizukommen. Eine solche Untersuchung in einem Bezirk der Dent du Midi-Gruppe ist zur Zeit im Gange. Ich würde es lebhaft begrüssen, wenn auch von geologischer Seite diese wichtige Frage energisch angepackt und experimentell in, nach physiographischen, petrographischen und tektonischen Gesichtspunkten geordneten, noch in reiner Natur gebliebenen Gebieten methodische Untersuchungen über Niederschlag und Abfluss vorgenommen werden könnten.

---

4. — H. SCHMASSMANN (Liestal) und O. BAYRAMGIL (Basel): **Stratigraphie des Perms im schweizerischen Tafeljura.** Mit 2 Textfiguren.

Drei neuere Tiefbohrungen (Wintersingen, Zuzgen 1 und Zuzgen 2), welche durch Herrn Ing. E. GUTZWILLER, Basel, in den Jahren 1939 und 1940 zum Zwecke der Erschliessung von Kohle-, Kali- und Erdöllagerstätten im Basler und Aargauer Tafeljura ausgeführt wurden, haben zwar die erhofften mineralischen Rohstoffe nicht nachgewiesen, konnten aber die bisherigen Kenntnisse über die Stratigraphie des Perms in wichtigen Punkten ergänzen. Ausgehend von einer detaillierten stratigraphischen und sedimentpetrographischen Bearbeitung der Bohrung Wintersingen haben wir versucht, die stratigraphischen Verhältnisse des Perms im schweizerischen Tafeljura, wie sie sich bei Berücksichtigung der drei neuen Bohrungen ergeben, darzustellen.

Bei der Feststellung der uns im Untersuchungsgebiete zur Verfügung stehenden Perm-Profile ist es zunächst wichtig, die Grenze des Perms gegen die Trias festzulegen. Über diese Grenzlegung bestehen nämlich in der bisherigen Literatur zwei verschiedene Auffassungen. Umstritten ist die stratigraphische Stellung eines etwa 40 m mächtigen Schichtkomplexes, welcher sich aus bunten Arkosen zusammensetzt, über einem konstanten dolomitführenden Horizont folgt und gegen oben durch das Hauptkonglomerat des mittleren Buntsandsteins abgeschlossen wird. NEUMANN und DISLER nehmen an, dass diese Arkosen noch zum Perm gehören und dass der untere Buntsandstein in unserem Gebiete fehle. WILSER vertritt dagegen die Ansicht, die im ganzen Dinkelberggebiet nachweisbare dolomitische bzw. karneolreiche Lage sei analog den Vorkommen im übrigen Baden und im Elsass als Grenzhorizont zwischen Perm und Trias und die umstrittene Schichtenfolge als unterer Buntsandstein aufzufassen. In einer neueren Arbeit konnte WILSER ein weiteres Argument für seine Grenzlegung liefern, indem es ihm gelang, längs des südwestlichen Schwarzwaldrandes zahlreiche Vorkommen von unterem Buntsandstein nachzuweisen, damit die bisherige Auffassung, dass derselbe auf der Linie Emmendingen–Schramberg nach S auskeile, berichtigte und wahrscheinlich machen konnte, dass das Becken des unteren Buntsandsteins eine südwärts gerichtete Ausbuchtung hatte, welche mit den tertiären und heutigen tektonischen Formen (Rheintalgraben) übereinstimmt. Für die WILSERsche Auffassung der Perm–Trias-Grenze, welcher sich HEUSSER und FREYBERG anschlossen, spricht auch die horizontale Verbreitung der umstrittenen Arkoselage im Tafeljura. Diese stimmt nicht mit derjenigen ihres Liegenden, sondern mit derjenigen des mittleren Buntsandsteins weitgehend überein; ihre Ablagerung

erfolgte demnach nicht im permischen Sedimentationsbecken, sondern im Becken des Buntsandsteins. So ist in der Bohrung Weiherfeld bei Rheinfelden sowohl der untere Buntsandstein WILSERS (= oberstes Rotliegendes DISLERS) als auch der mittlere Buntsandstein durchfahren worden, während südlich einer Linie Arisdorf–Hellikon, z. B. bei Wintersingen, der obere Buntsandstein direkt über das im vollständigen Profil das Liegende der ihrer stratigraphischen Stellung nach umstrittenen Arkosenfolge transgrediert. Wir schliessen uns der Auffassung, dass die Perm–Trias-Grenze im Tafeljura- und Dinkelberg-Gebiet durch den sog. Karneoldolomithorizont gegeben sei, an und berücksichtigen nur diejenigen Profile, welche sein Liegendes erschliessen.

Das gesamte Perm des Untersuchungsgebietes ist in der Rotliegendfazies ausgebildet. Das Rotliegende wird seit den grundlegenden Untersuchungen im Saar–Nahe-Gebiet in ein Unterrotliegendes und in ein Oberrotliegendes gegliedert. Als wesentlichste Merkmale der Grenze zwischen Unter- und Oberrotliegendem werden der Wechsel der grauen humiden Fazies des Unterrotliegenden gegen die rote aride Fazies des Oberrotliegenden und die durch die saalische Phase der variskischen Gebirgsbildung hervorgerufene Diskordanz angenommen. Da die letztere bei uns nicht zu beobachten ist, lassen wir das Oberrotliegende mit den ersten durch Eisenoxydhydrat intensiv rotbraun gefärbten Gesteinen beginnen.

Schichten, welche dieser Grenzlegung entsprechend dem Unterrotliegenden oder Autunien angehören, sind im ganzen Untersuchungsgebiet nur durch die Bohrungen Weiherfeld bei Rheinfelden und Wintersingen erschlossen worden. In Wintersingen besitzen sie eine Gesamtmächtigkeit von 96,8 m. Sie folgen dort über einem massigen Leucogranit, der dem Aplitgranit von Säckingen ähnlich ist und im Unterkarbon gebildet sein dürfte.

Das Becken, in dem die Unterrotliegendsedimente des Tafeljuragebietes abgelagert wurden, hatte zur ganzen Zeit sauerstoffreie Sedimentationsbedingungen, worauf die Erhaltung der Fossilien, der Bitumengehalt und das Vorkommen von Siderit hinweisen. Hinweise auf den allgemeinen Klimacharakter des Unterrotliegenden geben die von uns näher untersuchten bituminösen Gesteine von Wintersingen. Sie weisen eine Feinschichtung auf, welche eine auffallende Ähnlichkeit mit der Jahresschichtung hat, wie sie von rezenten Seen bekannt ist. Diesen, einen — vermutlich jahreszeitlichen — Rhythmus aufweisenden unterrotliegenden Sedimenten dürfte wohl am ehesten die Zone der periodisch trockenen Savannenklimate entsprechen, indem während der trockenen Jahreszeit die organische Sedimentation vorwaltete, während der Regenzeiten dagegen der terrigene Einfluss der Sedimentbildung an Bedeutung gewann. Dieses für das Unterrotliegende charakteristische Allgemeinklima zeigt allerdings mehrere Schwankungen, bei denen manchmal seine humide, manchmal seine aride Komponente dominiert. Die mehr humiden, feuchtwarmen Epochen zeigen eine starke organogene Produktion. Auf dem festen Lande herrscht tonige Verwitterung vor. Organogene und tonige Sedimente sind für diese Perioden typisch. In den mehr ariden Epochen tritt dagegen die organogene Produktion auf dem festen Lande zurück. Der Boden wurde seiner Pflanzendecke weitgehend entblösst. Episodische starke Regengüsse transportierten den die Landoberfläche bedeckenden Trockenschutt in das Becken. Unter diesen Gesichtspunkten lässt sich die beobachtete Gliederung des Unterrotliegenden von Wintersingen auf 5 Epochen halbtrockenen und 4 Epochen feuchten Klimas zurückführen. Auffallenderweise stimmt diese Zahl der klimatisch bedingten Schichtgruppen mit der in der Rheinpfalz, dem am nächsten

gelegenen genauer untersuchten Unterrotliegendgebiet festgestellten überein. Ausserdem weisen die einzelnen aufeinanderfolgenden Schichtgruppen in der Rheinpfalz und bei uns zahlreiche gemeinsame Merkmale auf. Ein Versuch, die beiden Schichtfolgen miteinander zu parallelisieren, liegt deshalb nahe. Dies wird in einer ausführlichen Publikation gemacht werden.

Die ersten durch Eisenoxydhydrat intensiv rotbraun gefärbten Gesteine, mit welchen wir das Oberrotliegende beginnen lassen, leiten eine Zeit ein, in der im Gegensatz zum Unterrotliegenden oxydierende Sedimentationsbedingungen vorherrschten, was vor allem auf ein Fehlen reduzierender organischer Stoffe zurückzuführen sein dürfte. Die unterste Schichtgruppe des Oberrotliegenden zeigt gewisse Anklänge zu den in demselben stratigraphischen Niveau in der Rheinpfalz vorkommenden Schichten. So finden wir an beiden Orten eine kalkige Ausbildung mit typischen Süsswasserkalken. Eine entsprechende Schicht mit einem 15 cm mächtigen Kalkbänkchen fand sich bei der Bohrung Weiherfeld 7,65 m über dem Grundgebirge. Die untersten 7,65 m des Weiherfeld-Profils sind demnach noch mit dem obersten Unterrotliegenden von Wintersingen zu parallelisieren, dem sie auch in fazieller Hinsicht entsprechen.

Die Untersuchung der Lagerungsverhältnisse des jüngeren Paläozoikums im Schwarzwald und in den übrigen variskischen Gebirgen hat gezeigt, dass das Karbon und das Perm niemals das ganze Gebirge bedeckten, sondern sich in einzelnen muldenförmigen, meist dem variskischen Streichen (SW–NE) folgenden Ablagerungsbecken gebildet wurden. In der Mitte dieser jungpaläozoischen Becken findet sich oft das bei uns bisher nicht nachgewiesene produktive Oberkarbon. Alle Experten, welche seit der Bohrung Weiherfeld die Steinkohlenfrage der Nordschweiz zu beurteilen hatten, äusserten sich dahin, dass die Wahrscheinlichkeit, das produktive Karbon zu erbohren, mit wachsender Entfernung vom Schwarzwaldrande zunehme und dass zukünftige Bohrungen nur dann Aussicht auf Erfolg hätten, wenn sie südlich der bisherigen Bohrungen ausgeführt würden. Die dieser Beurteilung zu Grunde gelegte Annahme, dass die Mächtigkeit des jüngeren Paläozoikums mit wachsender Entfernung vom Schwarzwalde zunehme, ist durch die Ergebnisse der Bohrungen Zuzgen widerlegt worden. In Mumpf, etwa 2 km vom Schwarzwaldrande entfernt, sind nämlich durch oberflächliche Aufschlüsse und durch eine Tiefbohrung (1898) mindestens 210 m Perm bekannt geworden, wobei wir seine Untergrenze nicht kennen. Demgegenüber steht eine durch die Bohrungen Zuzgen, südlich von Mumpf erschlossene Gesamtmächtigkeit des Perms von nur 177 bzw. 167 m. Ein direkter Zusammenhang zwischen der Gesamtmächtigkeit des jüngeren Paläozoikums und dem heutigen Schwarzwaldrand ist demnach nicht nachzuweisen. Die Achse der jungpaläozoischen Mulde scheint nicht südlich von Zuzgen, sondern nördlich davon zu liegen und damit von der tertiären Tektonik unabhängig zu sein. Für die Festlegung des mutmasslichen Verlaufs dieser Mulde ist ein Vergleich einzelner Profile aufschlussreich: Über der kalkführenden Basis des Oberrotliegenden kommen im Weiherfeld bunte Tone, in Wintersingen bunte Arkosen, Arkosesandsteine und Tone. Es handelt sich um eine gleichzeitige Ablagerung mit verschiedener fazieller Ausbildung, denn darüber folgt ein durchgehender Horizont, welcher nun im ganzen Dinkelberg- und Tafeljuragebiet erkannt werden kann und längs der Verwerfung Kandern–Hasel, in der Umgebung von Säckingen und bei Zuzgen direkt auf das Grundgebirge übergreift. Er ist durch grobklastische Sedimente gekennzeichnet. Wegen des übergreifenden Charakters dieses Horizontes betrachten wir seine Basis als eine wichtige Grenze. Schichten, welche vor dieser Transgression abgelagert wurden, sind oberflächlich nirgends auf-

geschlossen und bisher erst im Weiherfeld, bei Wintersingen und bei Mumpf erbohrt worden. Das Verbreitungsgebiet dieser Schichten ist im Osten durch die Hauptverwerfungen der tertiären Wehrabruchzone und ihrer geraden Fortsetzung gegen S begrenzt. Seine SE-Grenze liegt S von Mumpf und Wintersingen, jedoch N von Zuzgen, die NW Grenze N des Weiherfeldes. Vermutlich hat es sich ursprünglich über seine E Begrenzung hinaus erstreckt; das Sedimentationsbecken ist aber E der Bruchzone des Wehratales vor der Sedimentation des transgredierenden Horizontes einer oberpermischen Abtragung zum Opfer gefallen. Sein W-Teil war vorher an einer Verwerfung abgesunken und blieb erhalten. Ähnliche Ver-

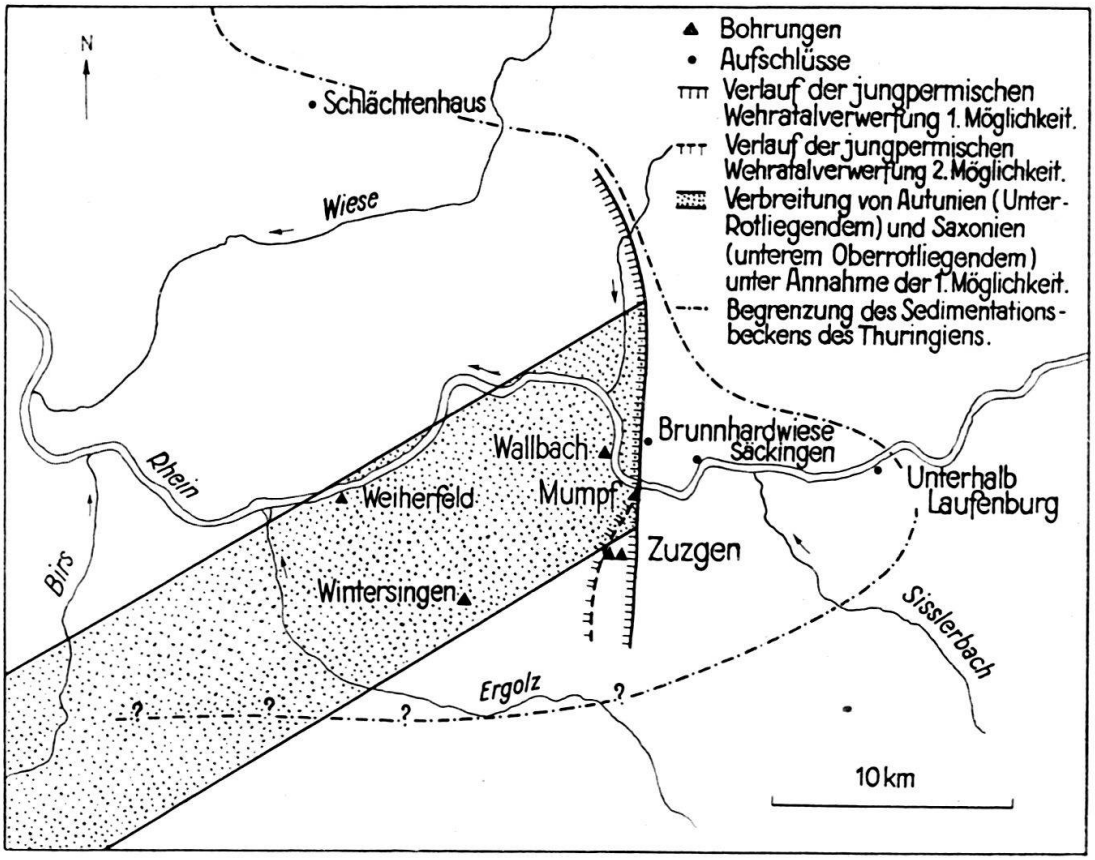


Fig. 1. Verbreitung des Perms im Tafeljura.

hältnisse sind auch vom sog. Schramberger Trog bekannt, wo permische Verwerfungen nachgewiesen wurden, die wie bei uns die Anlage tertiärer Verwerfungen bilden. Der geäusserten Ansicht über diese Grenze des Sedimentationsgebietes der vor der allgemeinen Transgression gebildeten Ablagerungen haben wir die Annahme zu Grunde gelegt, der jungpermische Wehratalbruch verlaufe linksrheinisch in gerader Fortsetzung gegen S. Nehmen wir nun an, er biege analog von Ausläufern der tertiären Wehrabruchzone gegen SSW um und das Gebiet von Zuzgen liege E des jungpermischen Bruches, so wäre der SE-Rand des ursprünglichen Sedimentationsgebietes der älteren Ablagerungen nicht durch die Bohrungen Zuzgen gegeben und könnte weiter im S liegen. Eine endgültige Entscheidung über diese beiden Möglichkeiten muss weiteren Bohrungen oder eventuell geophysikalischen Untersuchungen vorbehalten bleiben. Da sich bei der Annahme, dass Zuzgen W des jungpermischen Bruches liege, eine Mulde ergibt, welche eine

ähnliche Breite wie die übrigen jungpaläozoischen Mulden des Schwarzwaldes aufweist, möchten wir ihre Richtigkeit allerdings als wahrscheinlicher betrachten.

Der bei uns z. T. über das Grundgebirge, z. T. über ältere Sedimente übergreifende Teil des Perms scheint sowohl nach dem stratigraphischen Vergleich mit anderen Gebieten als auch durch die klimatisch-fazielle Beurteilung der Sedimente dem Zechstein zeitlich äquivalent zu sein und kann vermutlich als Thuringien bezeichnet werden. Das ursprüngliche Verbreitungsgebiet der übergreifenden Sedimente ist nach den faziellen Verhältnissen im N ungefähr durch

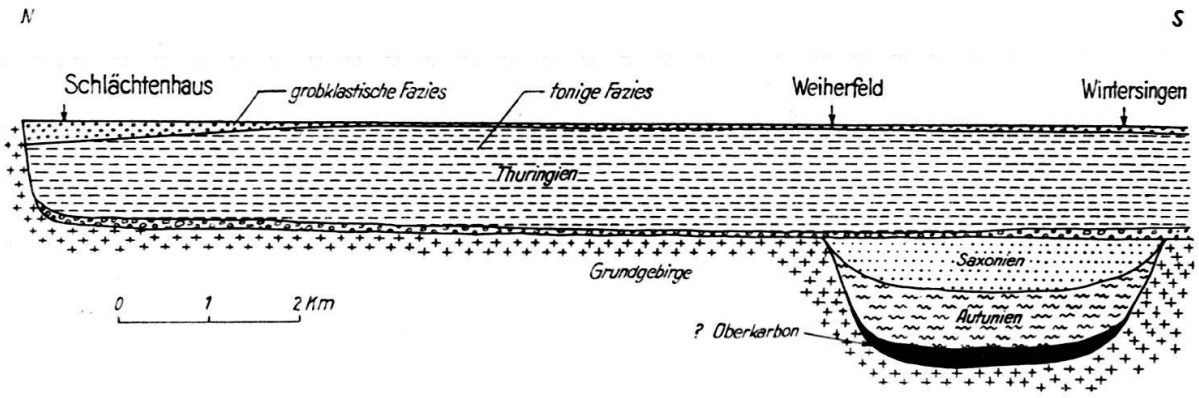


Fig. 2. Profil am Ende der Permzeit quer zum unterpermischen Sedimentationstrog (10mal überhöht).

die tertiäre Verwerfung Kandern–Hasel begrenzt. Im E verlief die Begrenzung des Sedimentationsgebietes etwas e der tertiären Hauptverwerfung der Bruchzone des Wehratales und zeigte längs des heutigen Schwarzwaldrandes zwischen Säckingen und Laufenburg eine Ausbuchtung. Im W dürfte das jungpermische Sedimentationsbecken mit der Rheintalsenke in Verbindung gewesen sein, welche zu dieser Zeit im Gegensatz zum südlichen Schwarzwald ebenfalls Sedimentationsgebiet war. Das Ablagerungsbecken desjenigen Teils des „Oberrotliegenden", den wir als Thuringien bezeichnen, ist nicht mehr durch das variskische Streichen vorgezeichnet, sondern zeigt nach Wilsers Untersuchungen eine N–S gerichtete Einsenkungstendenz. Diese kann zwar im Dinkelberg–Tafeljura-Gebiet nicht nachgewiesen werden. Die n und die e Begrenzung des Sedimentationsgebietes stimmen hier jedoch mit tertiären Strukturen überein, die auf eine in ihren Hauptzügen N–S gerichtete Tektonik zurückgeführt werden können.

Zusammenfassung: Das Perm des schweizerischen Tafeljuras wird in Unterrotliegendes und Oberrotliegendes gegliedert. Für das Unterrotliegende (Autunien) sind sauerstoffreie, für das Oberrotliegende oxydierende Sedimentationsbedingungen kennzeichnend. Ein grobklastischer Horizont innerhalb des Oberrotliegenden besitzt übergreifenden Charakter. Er wird als Basis des Thuringiens betrachtet und sein Liegendes als Saxonien oder eigentliches Oberrotliegendes davon abgetrennt. Autunien und Saxonien wurden in einem dem variskischen Streichen folgenden Ablagerungsbecken gebildet. Die Begrenzung des Sedimentationsgebietes des Thuringiens kann dagegen auf eine N–S gerichtete Einsenkungstendenz zurückgeführt werden. Die Grenze des Perms gegen die Trias ist durch den sog. Karneoldolomithorizont gegeben.

Zitierte Literatur.

1. DISLER, C.: Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden und der Trias beiderseits des Rheins zwischen Rheinfelden und Augst. — Verh. Natf. Ges. Basel 25, 1914.
2. FREYBERG, B. VON: Zur Paläogeographie des Jungpaläozoikums in Deutschland. — Z. d. geol. Ges. 1935.
3. HEUSSER, HANS: Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel. — Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 57, 1926.
4. NEUMANN, R.: Geologische Untersuchungen am Schwarzwaldrand zwischen Kandern und Wehr. — Mitt. grossh. bad. geol. Landesanstalt 6, 1912.
5. SCHMASSMANN, H. und O. BAYRAMGIL: Stratigraphie, Petrographie und Paläogeographie der Perm-Formation im schweizerischen Tafeljura und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz, mit besonderer Berücksichtigung der Bohrung Wintersingen. — Tätigkeitsberichte Natf. Ges. Baselland 15, 1946 (im Druck).
6. WILSER, J.: Die Perm-Trias-Grenze im südwestlichen Baden. — B.N.G. Freiburg i. Br. 20, 1913.
7. WILSER, J. L.: Paläogeographie der Perm–Trias-Grenze am südöstlichen Rand des Rheintalgrabens. — N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. 71, Abt. B, 1933.

---

5. — AUGUSTIN LOMBARD (Genève) et ANDRÉ LOMBARD (Genève): **Découverte d'une lame de cristallin à la base de la nappe du Niesen près du Hahnenmoos (Oberland Bernois)**[1])

1. Introduction.

En 1943, l'un de nous (AUG. L.) découvrait une écaille de schistes cristallins, à 1200 m. env. au NE du col du Hahnenmoos, sur le versant d'Adelboden de la chaîne de l'Albrist. L'affleurement appartient à une coupe très marquée dans le paysage. Un torrent bifide entaille le versant de Geils du Sillerngrat et met à nu la base de la nappe du Niesen et une première partie de la Zone des cols. Son origine est au lieu dit «Stand», non loin d'un chalet et d'un lac situés à 2000 m. d'altitude et sa partie médiane tranche le Trias de la base de la nappe du Niesen vers 1850 m.

La lame elle-même est à 1880 m. environ.

De Stand au Trias, le versant est instable et glisse par grosses masses, sans toutefois que les paquets en mouvement aient accompli de longs déplacements. La coupe que l'on peut y relever n'a donc qu'une valeur générale et relative. L'écaille cristalline elle-même est fortement balancée. L'état actuel des lieux n'empêche pas cependant d'établir des relations très nettes entre les divers éléments écaillés de la base de la nappe du Niesen. Il convient simplement de reconstituer la coupe en utilisant les affleurements du bras de gauche (E) vers le bas, de celui de droite (W) au milieu et du promontoire intermédiaire vers le haut pour obtenir une section entière.

2. Coupe du torrent de Stand.

La coupe complète commence peu au-dessous du sentier horizontal qui coupe le ravin vers 1800 m. d'altitude, sous un massif de sapins plaqué sur la rive gauche.

---

[1]) Publié avec l'autorisation de la Commission géologique de la S.H.S.N.

On traverse:

1) du Wildflysch, avec des brèches polygéniques, des grès, des schistes et une lentille de Crétacé supérieur calcaire.
2) du Trias émergeant d'une partie couverte. Ce sont des cargneules et un peu de gypse avec des calcaires marmorisés.
3) Sur la cargneule reposent par contact mécanique des schistes appartenant à la série du Niesen (alt. 1860 m. env.).

La coupe de détail est la suivante (de bas en haut):

1)	0,5 m. épaiss.	Schistes bruns ou violacés, argileux.
2)	1,0 m.	Grès-quartzite brun violacé.
3)	0,9 m.	Schistes laminés comme 1.
4)	0,8 m.	Grès-quartzite à brèche polygénique laminée.
5)	0,5 m.	Schistes laminés gris ou noirs, finement gréseux.
6)	2,0 m.	Banc de cargneule du Trias, très laminée.
7)	4,0 m.	Schistes argileux comme 1.
8)	0,8 m.	Brèche laminée.
9)	16,00 m. env.	Schistes argileux noirs, cassants et compacts formant des bancs alternativement durs et tendres.
10)	0,8 m.	Banc de cargneule du Trias et calcaire bréchique. Ce niveau représente la 3ème écaille de Trias rencontrée depuis la base de la coupe. Il est très court, lenticulaire et se trouve dans le torrent de droite (W), sous des éboulis.
11)	qques m.	C'est à sa hauteur que se trouve, sur le promontoire, la masse balancée de l'écaille de schistes cristallins, affleurant dans la végétation.
12)		Masse des schistes et grès de la série schisteuse inférieure de la nappe du Niesen, entrecoupée de quelques petits bancs de brèches polygéniques. Ces bancs sont rares et cessent avant la fin de la coupe au lac de Stand.

3. Lame cristalline de Stand.

André Lombard a fait l'étude pétrographique de cet élément. Il a bénéficié de l'aide bienveillante du professeur Gysin (au Laboratoire de Minéralogie de l'Université) que nous remercions ici de la part qu'il a bien voulu prendre à ce travail.

Sa diagnose est la suivante:

Constituants: Minéraux principaux: séricite, chlorite (pennine), quartz et albite.
Minéraux accessoires: pyrite, rutile.

L'albite se présente en petites plages ou en porphyroblastes plus ou moins séricitisés. Le quartz apparaît en grains engrenés ou en grands agglomérats à extinction onduleuse.

Les manifestations cataclastiques sont fréquentes.

Structure granoblastique, un peu schisteuse.

On note également dans cette coupe des zones à structure beaucoup plus fine, formées de séricite. Ces bandes de phyllade (phyllite) sériciteux sont bien connues dans les schistes de Casanna inférieurs.

Nous avons affaire ici à un gneiss chlorito-séricitique contenant des lits de phyllade sériciteux.

4. Lame ou élément d'un conglomérat de base?

Les dimensions relativement restreintes de cet élément cristallin et le fait qu'il n'affleure que sur le promontoire et pas dans les ravins nous portent à poser le problème. On connaît à Gsteig (au-dessus de la lame découverte par M. LUGEON, dans les conglomérats grossiers) et à Aigremont, des éléments de chloritoschistes géants, sédimentés dans les conglomérats au même titre que des granites et d'autres roches cristallophylliennes.

Serait-ce le cas pour Stand? Nous ne le croyons pas, car la série de base de la nappe du Niesen n'est pas conglomératique au Hahnenmoos. Il en est de même aux affleurements voisins comme celui de Rufeli sur la Lenk, de celui de Lavey ou de Stand; la sédimentation y est calme, argileuse ou calcaire (Rufeli). La série des conglomérats et brèches polygéniques d'Adelboden manque ici et la présence unique et subite d'un paquet de schistes cristallins s'explique beaucoup mieux par une cause tectonique que lithologique.

Cette lame est indirectement associée à un plan de glissement mécanique, souligné par la 3ème écaille de Trias mentionnée sous le No. 10 de la coupe ci-dessus.

Le soubassement de la nappe du Niesen est complexe; on compte deux «paquets» écaillés de schistes argileux et gréseux avant d'entrer dans la grande série schisteuse inférieure du Laveygrat-Tierberg. Il n'est donc pas très étonnant de rencontrer un fragment du soubassement cristallin associé mécaniquement à du Trias pris entre deux complexes eux-mêmes déplacés de leur position originelle.

5. Comparaison des schistes cristallins de Stand à ceux de la nappe des Mischabel.

A titre d'hypothèse de travail, nous avons tenté d'établir une comparaison pétrographique avec les schistes de Casanna étudiés par J. SIGG dans la vallée d'Anniviers.

Cet auteur (3) a décrit un gneiss chlorito-séricitique qui ressemble beaucoup à celui trouvé à Stand. On peut donc penser à une certaine analogie entre le schiste cristallin de Stand et celui mentionné dans un affleurement situé dans les deux vallées valaisannes et qui se rattache aux schistes de Casanna inférieurs. Mais le type de roche de Stand ne permet pas de limiter cette comparaison aux seuls schistes de Casanna.

6. Comparaison des schistes cristallins de Stand à la lame cristalline de Gsteig.

En 1914, MAURICE LUGEON (1) a signalé à Gsteig des schistes cristallins verts micacés, à la base de la nappe du Niesen et il les a rapportés aux schistes de Casanna. Une coupe mince conservée au Laboratoire de Géologie de l'Université nous a permis de distinger dans cette roche les éléments suivants: du quartz en petits grains très abondants, des chlorites et quelques plages parfois chloritisées d'albite à extinction onduleuse. La structure est hétéromorphe. On peut nommer la roche: phyllade (phyllite) quartzito-chloriteux à porphyroblastes d'albite.

Ce phyllade pourrait être rattaché aux schistes de Casanna supérieurs, avec un caractère acide qui le différencie bien de celui de Stand.

Il en diffère également par sa couverture sédimentaire qui consiste en quartzites, en schistes argileux et en calcaires dolomitiques du Trias, formant semble-t-il, une série lithologiquement continue.

Le cristallin de Gsteig est à la base de la digitation du Chaussy et celui de Stand sous celle de la Palette. On connaissait jusqu'ici la ressemblance litho-

logique des deux unités. La présence de lambeaux de soubassement cristallophyllien sous chacune leur ajoute un nouveau trait de parenté.

7. Résumé.

La Nappe du Niesen montre, au NE du Hahnenmoos, un fragment de substratum cristallin pris dans des redoublements de son soubassement. Associée à du Trias, cette lame cristalline affleure non loin du contact avec la Zone des Cols. Elle consiste en gneiss chlorito-séricitique, voisin de certains termes des schistes de Casanna.

8. Bibliographie.

1. M. Lugeon. Sur la présence de lames cristallines dans les Préalpes et leur signification, C. R. Acad. Sc., 16 nov. 1914.
2. E. Wegmann. Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). Thèse. Neuchâtel. 1923.
3. J. Sigg. Contribution à l'étude pétrographique et minière de la partie inférieure du val d'Anniviers. Mat. carte géol. de la Suisse. Série géotechn. 21e livr. Thèse. Genève. 1944.
4. R. Cheneval. Les schistes de Casanna de la région de Praz-Jean (val d'Hérens). Notes N° 1 (les prasinites) et N° 2 (les gneiss et les schistes). C. R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève. 2 et 30 nov. 1944.

---

6. — Louis Bendel (Luzern): **Beispiele aus der Baugrundgeologie.**

Wir haben zu unterscheiden zwischen:
1. den statischen Problemen in der Baugrundgeologie und
2. den dynamischen Problemen in der Baugrundgeologie.

Zu 1. Statische Probleme.

Auf Grund zahlreicher Erfahrungsergebnisse können die Beziehungen zwischen der Stratigraphie des Bodens, den hauptsächlichsten physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften des Bodens und der Gründung (Art der Gründung, zulässiger Bodendruck, voraussichtliches Mass der Setzung) abgeleitet werden. Es werden 6 Tabellen vorgewiesen, in Form von Bestimmungstabellen. Selbstverständlich können dieselben nur als erste Orientierung dienen; im Einzelfalle müssen genaue Untersuchungen im Felde und im Prüfraum durchgeführt werden.

Zu 2. Dynamische Probleme.

Auf Grund der bis jetzt vorliegenden dynamischen Baugrunderfahrungen können für die erste Orientierung zur Lösung dynamischer Baugrundaufgaben noch keine Bestimmungstabellen entworfen werden. Es werden folgende Beispiele aus der Praxis kurz beschrieben:

a) Die Schwankungen von Seespiegeln machen nicht nur die Grundwasserstände mit, sondern auch die Terrainoberflächen. Neuere Untersuchungen, welche die eidg. Landestopographie mit Hilfe der genauesten Nivellements durchführte, ergaben, dass selbst die schwersten Tresors in den Kellern die Hebungen und Senkungen des Grundwasserspiegels in einem bestimmten Rhythmus mitmachen. Je nach der Bodenbeschaffenheit wurden Hebungen im Verhältnis zu Seewasserspiegelhebung von Gebäuden = 1 : 800 bis 1 : 1200 beobachtet.

b) Die sog. Erosion interne mécanique tritt bei ihrem Beginn nur auf Distanzen von einigen Dezimetern oder Metern ein. Die Distanz ist abhängig von der Bodenbeschaffenheit und von Grundwassergefälle. Bei Beginn der Erosion mécanique wurden Grundwassergefälle vom Verfasser experimentell mit einer Neigung von 26—34% ermittelt.

c) Die Erosion interne chimique ist hauptsächlich an die Zersetzung von kalkhaltigen Bodenbestandteilen gebunden. Sie kann im Jahre je Liter Wasser Ergiebigkeit in der Minute bis zu 60 kg Kalk erreichen.

d) Die Erschütterungen, die von Maschinen-Fundamenten erzeugt werden, sind vom Verfasser bei geoseismischen Untersuchungen bis auf 1250 m Entfernung festgestellt worden. Die Erschütterungen wurden im Grundwasserspiegel gemessen. Vibrationen, deren Amplitude im Grundwasserspiegel nur noch 2/1000 mm betrug, haben, wenn ihre Frequenz mit der Eigenschwingungszahl des Gebäudes (Resonanz) zusammenfiel, in den obersten Stockwerken des Hauses Schwingungen erzeugt, die so gross waren, dass bei längeren Immissionen die Evakuation des Gebäudes verfügt werden musste. Das Vergrösserungsverhältnis von ankommender Amplitude zur Amplitude im obersten Stockwerk betrug 1 : 48.

---

7. — Hans Mollet (Biberist): **Über die Moränenlandschaft bei Koppigen**[1]). Mit 1 Textfigur.

Von der Geologischen Kommission der S.N.G. ist dem Referenten das Gebiet der Bl. 126/129 (Solothurn, Äschi, Bätterkinden, Koppigen) zur Kartierung übertragen worden. In dieser vorläufigen Mitteilung soll speziell von der Gegend bei Koppigen SE Solothurn die Rede sein, wobei sich die Ortsangaben auf die neue Ausgabe von Bl. 129 (Koppigen) beziehen, mit den Nachträgen bis 1938. Eine allgemeine Übersicht über die Gegend von Koppigen bietet das geologische Dufourblatt VII (1). Wie wir diesem Kartenblatt entnehmen können, und wie das beiliegende geologische Profil veranschaulicht, grenzt die breite Schotterebene der Emme E Utzenstorf, gegen Koppigen hin, an eine Moränenlandschaft des würmeiszeitlichen Rhonegletschers, welche sich ihrerseits ostwärts an die benachbarten, nach meiner Neukartierung meist mit Grundmoränenlehm überdeckten Molasseanhöhen (Aquitanien) des Grossen Fengelberg (P. 524) und des Kleinen Fengelberg (P. 507) anlehnt. In der Gegend von Koppigen haben namentlich die umfangreichen Meliorationsarbeiten und Güterzusammenlegungen in den letzten Jahren wertvolle neue Aufschlüsse geschaffen, auf deren Ergebnisse sich die nachfolgenden Ausführungen vornehmlich stützen.

1. Moränen- und Moorbildungen.

Das mit Kirche und Primarschulhaus hauptsächlich in der Niederung der Ösch ausgebreitete behäbige Bauerndorf Koppigen reicht im N mit dem Friedhofe an P. 493 des Moränengebietes von Rötleren, Kreuz, Kirchackerfeld, Krätzeren und der Anhöhe des Lenggihüsli. Im S und SE erstreckt sich die Ortschaft mit der Käserei und dem Postbureau auf die Moränenanhöhe des Bühl, mit dem aus der Dichtung „Kurt von Koppigen" von Jeremias Gotthelf bekannten sog. Schlosshügel P. 490,1. Im SW des Dorfes erhebt sich E oberhalb des bekannten Quell-

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

aufstosses der Bläue die Anhöhe Hubel (P. 495,2), und nach einer Geländedepression folgt weiter im S der Gerenwald (P. 496), beides Moränenrücken. Typische Moränenwälle sind in dieser Moränenlandschaft, welche nach F. NUSSBAUM (2) dem zweiten Rückzugsstadium des würmeiszeitlichen Rhonegletschers und damit dem Würm 2 einzugliedern ist, freilich recht selten. Eher wird man an Drumlinformen erinnert, wie sie Blatt 2 (Basel–Bern) der „Geologischen Generalkarte der Schweiz 1 : 200000" auf meine Anregung hin tatsächlich bereits ausscheidet. Am ausgeprägtesten zeigt sich die Wallform dieser Rückzugsmoräne bei der Anhöhe von Bühlen P. 494,8 und bei P. 498 W Niederösch. Der erstgenannte Rücken wurde 1944/45 von einem neuen Wegeinschnitt durchbrochen, während bei der letzteren Lokalität eine Kiesgrube für die Meliorationsarbeiten angelegt worden ist. Die Aufschlüsse zeigten deltaschichtigen Kies, Sand und Lehm mit gekritzten Geschieben, mit stark verwitterten Graniten, einzelnen grösseren Blöcken und häufigen Stauchungen der eingelagerten braunen Bänderlehme. Ähnliche, indessen an der Oberfläche vollkommen verebnete Moränenablagerungen sind 1944 bei einem tiefen Weganschnitt am Osthang des kanalisierten Känerechbaches E Niederösch erschlossen worden, beim Buchstaben r der Bezeichnung des Baches auf der Karte. Gegenwärtig wird eine kleine Kiesgrube mit derartigen Schottern vom Eigentümer des Lenggihüsli auf der Anhöhe S seines Hauses geöffnet. Solche lokal kiesige Moräne wurde früher E Koppigen, in der Umgebung von St. Niklaus verschiedentlich ausgebeutet, so eine eingegangene Grube auf dem Areal der 1921 eröffneten Gartenbauschule Öschberg, eine weitere beim Friedhof des Asyles Gottesgnad, im Waldzipfel 150 m SW P. 492 der Kantonsstrasse St. Niklaus–Höchstetten; eine derartige alte Grube ist im Walde des Grossen Fengelberg, 150 m W Moosacker nur noch an Kiesresten und an der Nische im Gehänge zu erkennen.

Eine andere Ausbildungsart der Moräne stellt die geröllreiche und stark lehmige Grundmoräne dar, mit vielen deutlich gekritzten und geschrammten Geschieben. Die Gerölle sind mit dem gelben Moränenlehm ausserdem fest verbacken. Ein Vorkommen dieser Art wird in der Kiesgrube bei P. 490,1 hinter der Käserei in Koppigen ausgebeutet für den Bau der neuen Feldwege. Zwei solche Kiesgruben wurden zu demselben Zwecke am Hang S des Scheibenstandes Koppigen in den letzten Jahren neu eröffnet. Dasselbe Material ist 1943 beim Aushub für den Neubau Schärer am S-Ende des bewaldeten Hanges E der Ösch bei der Bezeichnung Schibler der Karte angetroffen worden. Weiter nordwärts besteht dieser Steilhang indessen bis gegen Willadingen aus Molassesandstein.

Vorkommen von Schlammsand beschränkten sich ausserhalb des Dorfgebietes von Koppigen besonders auf die Niederungen am Krümmelbach. Durch Auftrieb und zahlreiche Einstürze haben diese Sande dort bei den Korrektionsarbeiten im Jahre 1943 den Fortschritt der Kanalisation zwischen den Dörfern Hellsau und Winistorf stark gehemmt. Im Schorenmoos zwischen Höchstetten und Winistorf veranlasste der Schlammsand im Drainagegebiet die Bildung eines ausgedehnten Senkungstrichters im Boden, weshalb das betreffende Leitungsstück im Dezember 1944 wieder geöffnet und gründlich erneuert werden musste. Bei den Korrektionsarbeiten am Känerechbach E Niederösch sind im Frühjahr 1943 bei Weihermatt in der Grundmoräne feinkörnige helle Sande erschlossen worden, die im ausgetrockneten Zustand auf den Schutthaufen neben dem neuen Bachbett das Aussehen von Dünensand annahmen.

In den Niederungen und den flachen Wannen der Drainagegebiete bei Koppigen war das Moränenmaterial in der Regel verschwemmt zu einem braunen oder grauen bis blauen sandig-lehmigen Verwitterungsboden. Gelbe und braune Ver-

witterungslehme fanden sich verbreitet in dem Moränengebiet N Koppigen; E Koppigen bilden graue bis blaue Verwitterungslehme die Unterlage der anmoorigen, seit 1941 gründlich entwässerten kleinen Wannen des Obermoos und Untermoos (zwischen Brach und Schibler der Karte). Vor etwa 100 Jahren sollen derartige Lehme an der SW-Ecke des Quellweihers der Bläue abgebaut und für die damalige Töpferei in Koppigen verwendet worden sein.

2. Erratische Blöcke.

Während die Moränenbildungen in der Umgebung von Koppigen in grosser Mannigfaltigkeit erschlossen worden sind, finden sich erratische Blöcke heute sehr viel seltener. Es mag dies auf den ersten Blick umsomehr auffallen, als nach meinen Erhebungen 24 recht beträchtliche Erratiker, vorwiegend aus Arkesin, den nahen Steinhof (3) in der NE-Ecke von Bl. 129 auszeichnen, und nach F. NUSSBAUM auf dem Steinenberg (4) S Steinhof mindestens 16 mächtige Findlinge vorhanden sind. Nun gehören die blockreichen Moränen von Steinhof und Steinenberg zum Maximalstand des würmeiszeitlichen Rhonegletschers, wogegen bei Koppigen — wie wir oben schon sahen — das zweite Rückzugsstadium vertreten ist mit einer wohl schon ursprünglich geringeren Blockstreuung. Nach Angabe von Maurermeister Fr. Schneider in Koppigen soll dort ein Findling von 2½—3 m^3 Inhalt im Jahre 1909 bei Grabungen auf dem Friedhof angetroffen worden sein, wo der Block sich heute noch unter dem Boden befinde. Vor der Kirche in Koppigen hat ein ansehnlicher kristalliner Block vor über 20 Jahren Aufstellung gefunden; nach freundlicher Mitteilung von Sekundarlehrer W. Flückiger in St. Niklaus wurde dieser Block bei der Erstellung des Abzugsgrabens aus dem Untermoos bei Brach, am Durchstich gegen die Öschebene, in der dortigen Moräne gefunden und in der Folge zur Kirche transportiert. Ähnlich mögen bei Koppigen im Laufe der Jahrhunderte andere Erratiker aus dem Kulturland entfernt und zu Bauwecken verwendet worden sein. Dafür sprechen besonders die alten Mauern mit den vielen Findlingsbruchstücken in der Nachbargemeinde Alchenstorf. Nur kleinere Blöcke zeichnen die Moräne der Anhöhe des Lenggihüsli aus. Weitere kleine Erratiker wurden 1943 beim Bau der Drainagestränge im Höchzelg ausgehoben, S der Häusergruppe von Moosgass bei Willadingen.

3. Ergebnis der Bohrung in Koppigen, Verbreitung der liegenden Schotter, Quellen- und Talbildung.

Eine wesentliche Bereicherung haben die geologischen Kenntnisse über die Umgebung von Koppigen im Jahre 1945 erfahren durch die Erstellung einer bis 24,5 m Tiefe reichenden Bohrung im Zentrum des Dorfes, am rechten Ufer der Ösch N P. 476, bei dem seit 1882 bestehenden Grundwasserpumpwerk der Wasserversorgungsanlage Koppigen. Wie das untenstehende geologische Profil zeigt, erschloss diese Bohrung bis in 5 m Tiefe grauen, sandigen Kies mit reichlichen Flyschgesteinen, aber auch mit bunten Graniten, Porphyriten, Hornsteinen, Radiolariten und Quarziten aus der subalpinen Nagelfluh, ferner mit Geröllen aus Rhonemoränen. Ähnliche Schotter der Alluvialebene an der Ösch habe ich 1943 beim Bau einer Dückerleitung oberhalb Willadingen beobachtet, ferner in einer seit 1941 geöffneten Kiesgrube der Öschmatten, 300 m SE der Schmiede. Diese Kiesgrube erschloss folgendes Profil:

Humusboden, grau und sandig-lehmig	0,40 m
Graublauer Lehm	0,55 m
Kies und Sand	1,50 m

Der am 7. Dezember 1941 bei 2,15 m Tiefe festgestellte Grundwasserspiegel hinderte einen tieferen Abbau dieses alluvialen Schottervorkommens. Die angeführten alluvialen Schotter sind den Emmenschottern gleichzustellen, welche in der grossen Kiesgrube am Waldrande W Emmenhüsli, N der Strasse Koppigen–Utzenstorf seit Jahren ausgebeutet werden.

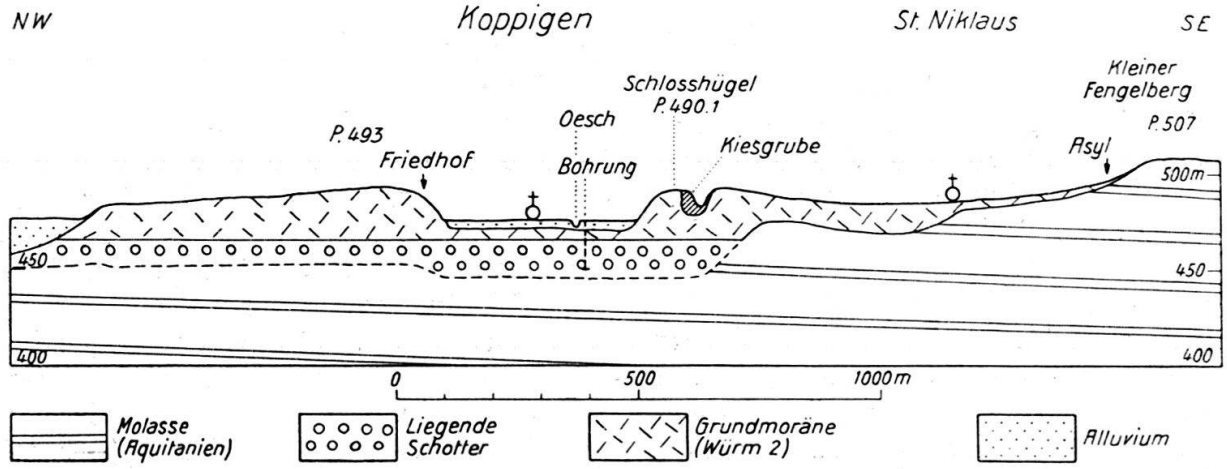


Fig. 1. Geologisches Profil durch die Gegend von Koppigen.

Bei der erwähnten Tiefbohrung in Koppigen folgte unter den 5 m mächtigen alluvialen Schottern lehmig-sandige Grundmoräne des Rhonegletschers in 4 m Mächtigkeit, mit zahlreichen scharf gekritzten Geschieben. Diese Grundmoräne unter dem Hauptteil des Dorfes Koppigen bildet die Fortsetzung der Vorkommen auf den Anhöhen N und S des Dorfes, von denen oben schon die Rede war. Das zähe und daher mit den gewöhnlichen Werkzeugen unter Wasser schwer auszuhebende Grundmoränenmaterial bedingte es offenbar, dass die beiden benachbarten alten Schächte des bisherigen Grundwasserpumpwerkes in Koppigen nur die sehr geringen Tiefen von 4,5 m und 5,3 m erreichten. Nach Durchsenkung der Grundmoräne erschloss die neue Bohrung von 9 m an bis zur Tiefe von 24,5 m reichlich grundwasserführende liegende Schotter von vorherrschend bläulicher Farbe. Im Gegensatz zu dem alluvialen Kies im oberen Grundwasser-Stockwerk der Bohrung treten die Nagelfluhgerölle in den liegenden Schottern stark zurück, so dass in letzteren der bläuliche Farbton der Kalke der Alpenrandkette dominiert. Da die Bohrung bei 24,5 m Tiefe eingestellt wurde, wissen wir leider nicht, bis zu welcher Kote sich die liegenden Schotter erstrecken und ob unter ihnen bereits die Molasse oder aber zunächst noch Grundmoräne folge. Vergleichsweise sei erwähnt, dass die Emme bei Biberist und Derendingen Felsschwellen aus aquitaner Molasse entblösst, über welcher gelegentlich auch Grundmoräne erhalten ist. Die liegenden Schotter bei Koppigen scheinen demnach in einer alten Rinne abgelagert zu sein. Solche liegenden fluvioglazialen Schotter mit Geröllen aus dem Aare- und Emmengebiet waren bis dahin in meinem Untersuchungsgebiet namentlich aus den benachbarten Kiesgruben an der untern Ösch bei den Dörfern Halten, Ökingen und Subingen bekannt, ferner am Urtenenkanal oberhalb Bätterkinden (5). Dass diese liegenden Schotter auch bei Koppigen unter der würmeiszeitlichen Rhonemoräne verbreitet sind, dafür sprechen einmal die Grundwasseraufstösse der Bläue. Beim früher alle Jahre, heute alle zwei Jahre erfolgenden Ausräumen des sonst verlandenden Quellweihers zeigte es sich, dass hier das Grundwasser

aus liegenden Schottern austritt. Ein Teil der Aufstösse ist seit Jahren an der NE-Ecke der Bläue gefasst und speist in einer Niederdruckleitung über 30 laufende Brunnen des Dorfes. Für eine grössere Ausbreitung der bei der Tiefbohrung in Koppigen angetroffenen liegenden Schotter spricht gleichfalls das bekannte Aufstossgebiet mit den Quellgruppen A, B und C im Lutermoos, am Nordfuss des Moränenrückens von Lenggihüsli W Willadingen (6). Durch einen vom Verfasser empfohlenen und in der Folge von Herrn Dr. C. SPRECHER in Burgdorf im Auftrage der Flurgenossenschaft Koppigen ausgeführten Versuch mit 500 kg Kochsalz, der am 24. Dezember 1942 an einer Piezometerstelle in der Alluvialebene der Ösch, gegen 150 m SE vom Scheibenstand Koppigen angesetzt wurde, erwies sich durch das Auftreten der Salzung, dass das Wasser der östlichen Quellgruppe C mit dem Grundwasser der Alluvialebene an der Ösch oberhalb des Moränenrückens von Lenggihüsli in Verbindung steht. Die aus diesem Salzungsversuch ermittelte Grundwassergeschwindigkeit ergab 10 m pro Tag. Die beiden andern Quellgruppen am Nordfuss des Moränenrückens von Lenggihüsli, von denen die westliche (A) die 300 laufenden Brunnen der Wasserversorgungsgenossenschaft Biberist-Gerlafingen speist, wurden von der Salzung nicht beeinflusst. Da die drei Quellgruppen, welche gegen 600 m auseinander liegen, ohnehin einen abweichenden Chlorgehalt aufweisen, durchbrechen sie unabhängig voneinander eine oder mehrere hier vorhandene Rinnen unter dem Moränenrücken des Lenggihüsli. Gegenwärtig sind durch einen neuen Weganschnitt am Hang 100 m S des Lenggihüsli unter der Rhonemoräne bunte Mergel und Sandsteine der Molasse (Aquitanien) erschlossen, die uns gestatten, die alte Rinne nachzuweisen und näher zu fassen. Weiter W fehlt nämlich nach meinen Untersuchungen am Hang des Moränenrückens des Lenggihüsli die Molasse. Dagegen waren früher S der Brunnstube der Quellgruppe A, am Weg 200 m NE P. 475,9,unter der Rhonemoräne Schotter erschlossen, wie wir sie oben von der Tiefbohrung in Koppigen kennen gelernt haben. Auf diese liegenden Schotter und die aus ihnen entspringenden ungewöhnlich starken Quellen hat bereits E. BAUMBERGER (6) hingewiesen, ohne dass ihm allerdings die Existenz einer glazialen Abflussrinne aufgefallen wäre. Dieser interessanten alten Rinne folgend, wenn auch voneinander getrennt, gelangt das Wasser der drei Quellgruppen A, B und C nach dem Ergebnis der Salzung unter der Moränenanhöhe des Lenggihüsli durch zu den heutigen Quellaustritten im Lutermoos, am Rande der breiten Alluvialebene an der unteren Emme und Ösch. Es ist die nachgewiesene starke Verlehmung des Wasserträgers im Lutermoos, welche das Grundwasser am Nordhang der Moränenanhöhe von Lenggihüsli zu Tage treten lässt. In der Postglazialzeit hat sich die Ösch mit ihren Zuläufen des Känerechbaches und des Wynigenbaches, zeitweilig wohl auch unterstützt durch die Emme, in das Moränengebiet zwischen Koppigen und Willadingen kräftig eingeschnitten, im engen Taleinschnitt oberhalb letzterer Ortschaft sodann noch die Molasse durchfurcht, abseits von der weiter W gelegenen alten diluvialen Rinne unter der Anhöhe des Lenggihüsli.

Die aus der Moränenlandschaft an der Ösch bei Koppigen gewonnenen geologischen Erkenntnisse gestatten uns zum Schlusse noch einen kurzen Hinweis auf die Talbildung an der Emme (vgl. Bl. 128 Bätterkinden). Mehr noch als an der Ösch bei Koppigen sind die Moränenbildungen längs der Emme bei Utzenstorf der postglazialen Abtragung anheimgefallen. Aus der späteren Aufschotterung dieses Flusses ragen heute einige wenige Zeugenberge heraus, wie der Molassesockel mit dem Schlosse Landshut, der Molasserücken des Kleinwilerrain P. 487 mit seiner Moränendecke, sowie die durch Dichtungen von Jeremias Gotthelf und neolithische Funde bekannten Moränenrücken des Bürglenhubel und Lindenrain

P. 496, von denen der letztere auf Bl. 129 (Koppigen) übergreift und so ein Verbindungsglied bildet zu der noch vollständiger erhaltenen Moränenlandschaft bei Koppigen.

Literatur.

1. KISSLING, E. und ROLLIER, L.: Geologische Karte der Schweiz 1 : 100000, Bl. VII, 2. Ausgabe 1904.
2. NUSSBAUM, F.: Das Moosseetal, ein diluviales Fluss- und Gletschertal. Mitt. Natf. Ges. Bern 1926, Fig. 13, pag. 145, 1927.
3. MOLLET, H.: Die Steinhofblöcke als Naturdenkmale. Beiträge z. Heimatkunde d. Bezirks Kriegstetten, 1. Heft, pag. 49, 1933.
4. NUSSBAUM, F.: Die erratischen Blöcke vom Steinenberg. Berner Woche, pag. 140, 1911.
5. NUSSBAUM, F.: Geologisches Übersichtskärtchen von Burgdorf und Umgebung 1 : 75000. Beilage z. Heimatbuch Burgdorf, 1. Bd., 1930.
6. BAUMBERGER, E.: Kurze Darstellung d. geolog. Geschichte d. Geländes zw. Emme und Önz. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1911.

---

8. — ELIE GAGNEBIN (Lausanne) et KASPAR ARBENZ (Berne): **La coupe du Lauibach à Trom, près de Gstaad***) Avec 2 figures dans le texte.

I. Introduction.

Dans son mémoire sur *la géologie de la nappe du Niesen entre la Sarine et la Simme* (*3*, p. 91—96), MAURITS DE RAAF a décrit, de façon détaillée, de curieuses brèches d'âge crétacé intercalées dans des calcaires à rosalines. Il leur a donné le nom de *Brèche de Trom*. C'est en effet dans le cours assez encaissé du Lauibach, à Trom, 1 km au SE de Gstaad (Oberland bernois), que ces brèches affleurent. Elles sont associées à du Flysch et à de la cornieule triasique.

M. DE RAAF rattachait ces affleurements à une digitation supérieure de la nappe du Niesen, qu'il avait appelée la *Zone submédiane (2)*. En 1934, il considérait encore le Flysch du Niesen comme «tout entier d'âge nummulitique» (*3*, p. 99).

Des observations d'ordre stratigraphique et tectonique ont amené MAURICE LUGEON à interpréter tout autrement cette «zone submédiane». En 1937 (*4*, p. 8, note infrapag.), il estime que c'est un «ramassis» d'éléments divers, les uns arrachés par la nappe du Niesen aux Préalpes internes, les autres appartenant au flanc renversé des Préalpes médianes. En 1940, dans sa Notice explicative de la feuille des Diablerets (*5*, p. 28), la zone submédiane, pincée entre la nappe des Préalpes médianes et celle du Niesen, est faite de débris de la nappe de Bex-Laubhorn (Préalpes internes) poussés en avant par celle du Niesen et «remontant même sur cette dernière, tout comme de la terre remonte sur le soc de la charrue».

En 1941, dans un travail d'ensemble sur les Préalpes romandes fait en collaboration avec l'un de nous (*6*, p. 5—8), M. LUGEON montrait la continuité et l'importance de cette zone, sorte de fenêtre des Préalpes inférieures dans les terrains desquelles les roches rigides des Préalpes médianes avec la nappe de la Brèche, puis le front de la nappe du Niesen, sont venus s'enfoncer. Le nom de *grande fenêtre mitoyenne*, substitué à celui de «zone submédiane», évoquait sa nature et sa position. Une coupe générale, établie par l'un de nous (*7*, Pl. p. 8) et passant

---

*) Publié avec l'autorisation de la Commission géologique SHSN.

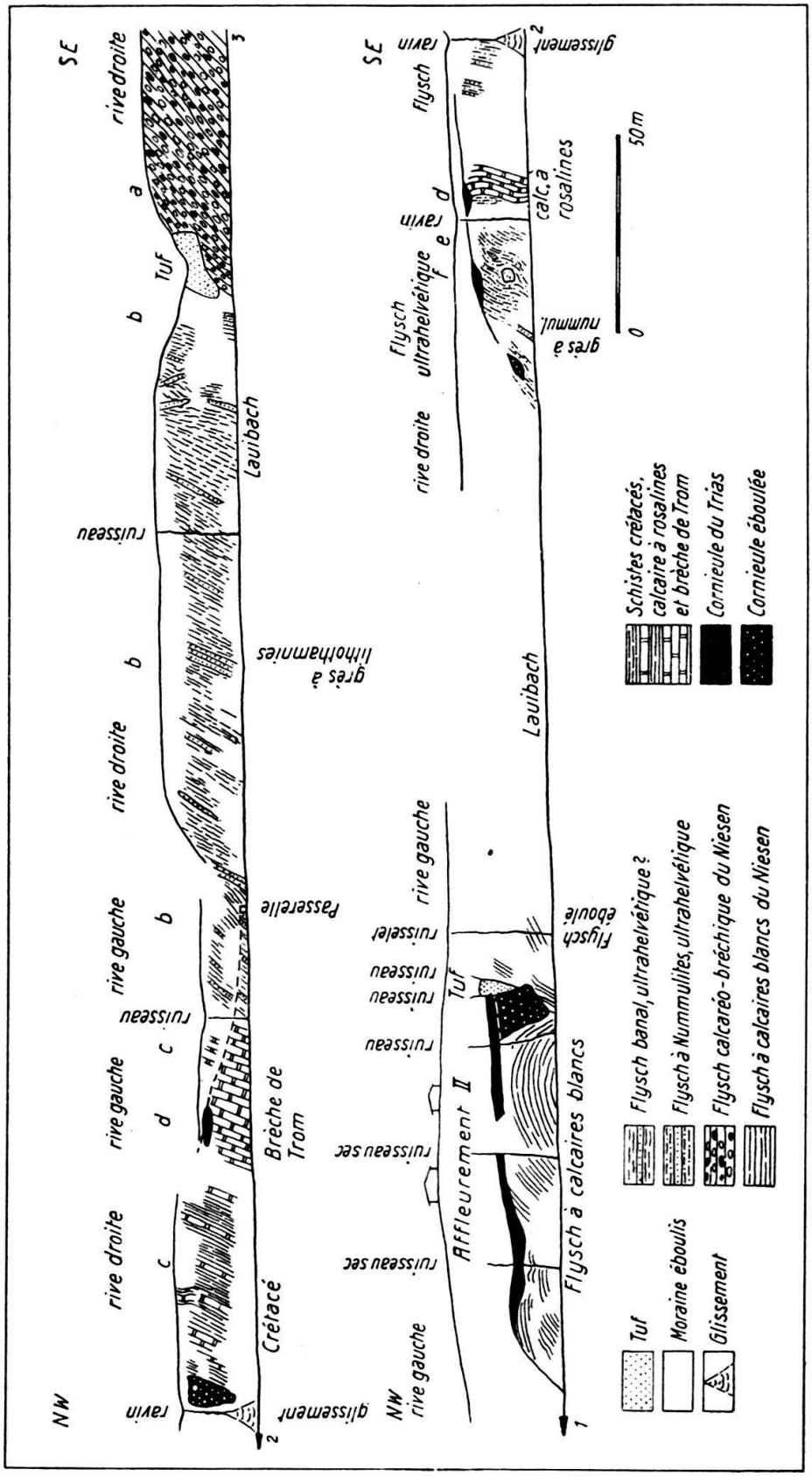


Fig. 1. Coupe semi-schématique du Lauibach à Trom, près de Gstaad.

par le Col de Jable, à la frontière des cantons de Vaud et de Berne, en figurait la situation.

Mais en 1940, les auteurs de ce mémoire n'avaient pas suivi eux-mêmes plus loin que l'Etivaz, vers le NE, le détail de ces terrains.

Dès lors, l'un de nous (E. G.) a repris l'étude de la vallée du Meyelsgrund, au NE du Col de Jable, et celle de la coupe de Trom. De son côté, l'autre signataire de ces lignes (K.A.), ayant levé la carte géologique détaillée de la Hornfluh, suivait la «fenêtre mitoyenne», avec des terrains typiquement ultrahelvétiques, depuis St-Stephan dans le Simmental, jusqu'à Trom également. Or nos observations, concordantes, tout en précisant certains faits, posent à leur tour des questions nouvelles. L'interprétation de la coupe de Trom, en particulier, n'est pas entièrement déterminée, et les discussions qu'elle suscite peuvent avoir leur répercussion dans d'autres secteurs des Préalpes. C'est pourquoi nous avons uni nos efforts pour exposer le problème tel qu'il se présente actuellement.

Nous nous référerons à la carte schématique dessinée par M. DE RAAF (*3*, fig. 14, p. 91), en conservant sa numérotation des affleurements, et nous ne reviendrons pas ici sur l'analyse de la brèche de Trom elle-même, si ce n'est pour en souligner la signification tectonique. Nous établirons d'abord les faits, en descendant le cours du Lauibach, du SE au NW. Notre description peut être suivie sur la coupe semi-schématique de la fig. 1.

II. Succession des terrains.

Affleurement I.

a) *Flysch du Niesen*, niveau calcaréo-bréchique. Il affleure fort bien, dans une partie resserrée de la rivière, et se reconnaît à ses gros bancs de conglomérats polygéniques, à ses calcaires clairs plaquetés. Nous préférons le nom de «calcaréo-bréchique» à celui de «calcaréo-bréchoïde» proposé par M. DE RAAF, car ses brèches sont de vraies brèches, souvent grossières. Les couches plongent dans l'ensemble au NNW, d'environ 45°, mais le pendage est assez variable dans le détail.

b) *Flysch banal*, à hiéroglyphes, sur environ 175 m d'épaisseur. C'est le «niveau schistoïde» que M. DE RAAF rattachait au Flysch du Niesen (*3*, p. 20). Il nous paraît probable que ce Flysch est, au contraire, ultrahelvétique, mais la preuve n'en peut pas être faite ici.

En tout cas, il n'y a point «passage graduel», vers le bas, au Flysch calcaréo-bréchique. Le contact des deux ensembles n'est pas visible, ils n'affleurent qu'à 5 ou 6 m l'un de l'autre, et les premières couches qu'on aperçoit du Flysch banal, au bord du torrent, rive gauche, sont verticales, dirigées SW—NE. La vallée s'élargit brusquement en passant de l'un à l'autre, et une dépression marquée suit la limite, sur les deux versants. Rive droite, un dépôt de tuf assez important recouvre les derniers bancs calcaréo-bréchiques et emplit la dépression-limite. La petite source qui le produit sort de la moraine qui domine, mais l'abondance de ce tuf incite à supposer l'existence de Trias, entre les deux formations. Si c'était le cas, le Flysch banal serait évidemment ultrahelvétique. C'est la constatation d'une lentille triasique dans une situation analogue, à Praz Cornet, près du Col des Mosses (Préalpes vaudoises), qui a permis à l'un de nous, en collaboration avec M. LUGEON, de définir la «fenêtre mitoyenne» (*6*, p. 2 et 3). Ici, le Trias n'est visible nulle part; son existence reste donc hypothétique, et avec elle la position tectonique du Flysch banal.

Il est fait d'un ensemble surtout schisteux, où s'intercalent de nombreuses couches de grès micacés, le plus souvent fins et très peu calcaires, où divers hiéro-

glyphes sont fréquents. Dans certaines couches de grès un peu plus grossier abondent les lithothamnies et les bryozoaires, comme l'avait déjà remarqué DE RAAF (*3*, p. 20); le microscope y montre quelques foraminifères peu caractéristiques (textulaires, nodosaires, rotalidés, etc.), mais nous n'y avons pas trouvé de nummulites ni d'orthophragmines incontestables. Il est cependant très probable que ce Flysch est paléocène.

Cette détermination pourrait sembler suffisante pour rattacher ce Flysch aux Préalpes inférieures, puisque le Flysch du Niesen est sénonien. Mais l'un de nous (K.A.) a observé près de St-Stephan, versant gauche de la vallée de la Simme, dans le Kesselgraben et le ravin du Reulisen Bach, du Flysch banal, schisteux, tout pareil à celui du Lauibach, contenant des grès grossiers à lithothamnies et à discocyclines, qui paraît bien passer graduellement au complexe calcaréo-bréchique et appartenir à la nappe du Niesen. M. DE RAAF l'avait remarqué déjà (*3*, p. 21), mais sans y signaler d'organismes. Antérieurement, MAX BORNHAUSER, dans son étude sur la chaîne du Niesen (*1*), constatait aussi l'existence d'un niveau plus schisteux à la partie supérieure de la série du Flysch et le suivait tout le long du front de la nappe, depuis le Simmental vers le NE. C'est en considération de ce fait, du reste, que DE RAAF avait distingué son «niveau schistoïde» (*3*, p. 21). Mais BORNHAUSER note expressément (*1*, p. 68, 84, 97 fig. 9) l'association de ces schistes avec des calcaires et des brèches grossières, qui manquent dans notre Flysch banal du Lauibach. Quoi qu'il en soit, il n'est pas exclu que le Flysch maestrichtien du Niesen se continue, ver le haut, par un niveau schistoïde paléocène. Telle serait aussi l'opinion actuelle d'AUGUSTIN LOMBARD, d'après les observations qu'il nous a verbalement communiquées.

A Trom, cependant, il reste probable que ce Flysch banal est ultrahelvétique. Il affleure sur les deux versants du Lauibach jusqu'à la passerelle qui le franchit, et plus en aval le long du sentier de la rive gauche, jusqu'à un ruisselet.

c) *Calcaire à rosalines et brèche de Trom.* Ce sont les terrains décrits en détail par DE RAAF (*3*, p. 92—94). Les éléments de la brèche sont englobés dans des calcaires à rosalines identiques au Turonien des Préalpes inférieures. Lorsque DE RAAF rédigeait son texte, la présence de rosalines *(Globotruncana linnei = lapparenti* BROTZEN) n'était pas encore une preuve décisive de l'âge crétacé. Nous savons également aujourd'hui que les éléments de la brèche proviennent tous des Préalpes inférieures et non de la nappe du Niesen.

Il est assez remarquable que, dans la brèche de Trom, se trouvent réunis comme éléments des débris d'unités tectoniques qui sont nettement distinctes dans les Préalpes internes. Le calcaire à rosalines, qui est le fond et le ciment de la brèche, semble bien appartenir à la nappe de la Plaine morte (cf. *5*); il figure aussi en cailloux anguleux dans des couches de brèche de remaniement. Les calcaires à calpionelles peuvent provenir soit de la Tour d'Anzeinde, soit d'une lame de la nappe de Bex-Laubhorn. Les calcaires compacts ou échinodermiques du Lias, les calcaires dolomitiques du Trias ont certainement leur origine dans diverses lames de cette dernière nappe. Leur rassemblement dans la brèche crétacée de Trom vient à l'appui de l'hypothèse de la diverticulation, récemment proposée par M. LUGEON *(10)*.

Ce Crétacé est manifestement ultrahelvétique et représente ici la *grande fenêtre mitoyenne.*

M. DE RAAF parle (*3*, p. 92) d'un contact anormal entre les roches crétacées et le Flysch sous-jacent. Ces dernieres années, le contact n'est pas visible. Les couches bréchiques affleurent particulièrement bien rive gauche du Lauibach, en un petit

rocher qui fait saillie sur le versant et dont les bancs se prolongent dans le cours d'eau.

Sur le versant droit du Lauibach, plus en aval, les calcaires crétacés continuent, avec de fortes intercalations de marnes schisteuses et des couches bréchiques. Comme l'avait observé DE RAAF (*3*, p. 94), du Flysch apparaît ensuite, en mauvais affleurements, mais nettement en place. On le constate au NW d'un ravin où s'est produit un petit glissement de terrain. Le dernier affleurement crétacé, vers l'aval, au delà de ce Flysch, est fait de calcaire à rosalines sans brèche, déterminant un éperon dans la rivière. Ses couches sont très redressées et légèrement tordues Vers le haut du versant, elles s'appuient en contact mécanique au Flysch qui succède.

d) *Cornieule triasique*, surmontant le Crétacé. M. DE RAAF doutait (*9*, p. 93) que du Trias repose sur ce Crétacé. Cela nous paraît, actuellement, incontestable. On voit cette cornieule bien en place, rive gauche, sur le sentier montant de la passerelle, au point où il arrive au haut du versant. Il est vrai que la cornieule est ici curieusement associée aux roches du Crétacé, avec lesquelles par places elle forme une véritable brèche. Mais ce sont là, estimons-nous, des effets de friction tectonique, et la superposition des deux terrains n'en est pas moins manifeste. On voit aussi de la cornieule rive droite, au-dessus du dernier affleurement de Crétacé. Rive droite encore, des blocs éboulés de cornieule couvrent la pente au S du ravin à la masse glissée. C'est donc, bien certainement, une lame de cornieule, probablement continue, et subhorizontale, qui surmonte en discordance les couches très redressées, plongeant au NW, du Crétacé.

e) *Flysch ultrahelvétique*, en aval du Crétacé. Un ravin assez large, rempli de moraine glissée, sépare sur le versant droit le dernier affleurement crétacé, du Flysch qui apparaît plus en aval et que l'érosion d'un tournant de la rivière met à vif. Mais nous avons mentionné déjà qu'en amont du ravin séparateur, les dernières couches du calcaire crétacé sont en contact mécanique avec ce Flysch; on le voit juste au-dessous du rocher de cornieule, au bord latéral d'une petite niche d'arrachement.

Ce Flysch est très tourmenté, surtout schisteux, avec des couches lenticulaires de grès micacé. Une grosse lentille de grès, quadrangulaire, de 2—3 m de diamètre, s'y intercale dans les schistes distordus autour d'elle, qui se tient en surplomb 3 m au-dessus de l'eau. Environ 10 m en aval de cette lentille, un banc de grès un peu plus calcaire forme un éperon en saillie vers la rivière. Ce banc contient en abondance de petites nummulites et des discocyclines. Elles ont été découvertes, le 7 août 1941, par M. NUH TILEV, étudiant turc de l'Université de Lausanne, avec l'un de nous (E.G.). Les nummulites sont de petites formes, de 2 à 2,5 mm de diamètre, assez renflées, avec un gros pilier axial; un des exemplaires montre au microscope une loge initiale double. Elles semblent voisines de *N. globulus* LEYM.

f) *Cornieule* surmontant ce Flysch. Le progrès de l'érosion a rendu évidente la présence de cornieule surmontant ce Flysch, dont M. DE RAAF n'était pas certain (*3*, p. 95). Sans doute les derniers blocs visibles, peu au-dessus de la rivière, sont-ils éboulés; mais à l'aplomb de la grande lentille quadrangulaire de grès, cette cornieule est bien en place. Elle est la suite directe de la lame triasique surmontant le Crétacé.

Affleurement II.

C'est plus d'une centaine de mètres en aval de l'affleurement I de M. DE RAAF qu'apparaît, sur la rive gauche, l'affleurement II. Entre eux, toute roche en place est malheureusement cachée par la moraine. DE RAAF a décrit là (*3*, p. 95) du Flysch

englobant une mince lame de cornieule. C'est une erreur: la cornieule surmonte le Flysch, en bande à peu près continue, sur les 100 m de l'affleurement. Les blocs de cornieule qui paraissent enrobés dans le Flysch sont éboulés.

Mais le Flysch n'est certainement pas le même que ceux de l'affleurement I que nous avons décrits sous les lettres b et e. C'est un Flysch où des calcaires clairs, compacts, pleins de spicules d'éponges, s'accolent en plaquettes à des couches de grès fin. Il contient aussi des brèches polygéniques, toujours fines, mais bien caractéristiques, avec des éléments de micaschistes et de schistes cloriteux. L'un de nous (K.A.) a trouvé localement, dans les calcaires compacts d'abondantes petites globigérines, et dans de fines brèches polygéniques toute une série de foraminifères, dont la coquille est souvent silicifiée et l'intérieur pyritisé: divers rotalidés indéterminables, des textulaires, des globigérines. La forte silicification du test rend parfois difficile de distinguer de la roche les foraminifères. Cependant on a pu identifier des rosalines incontestables: quelques *Globotruncana linnei* (= *lapparenti lapparenti* BOLLI) et deux exemplaires dont l'attribution à *Globotruncana stuarti* (DE LAPP.) reste quelque peu douteuse. M. le Dr. H. BRÖNNIMANN, de Bâle, a bien voulu contrôler ces déterminations; nous lui en exprimons notre reconnaissance.

C'est donc ici du Flysch du Niesen, et très probablement du niveau calcaréo-bréchique. Ses couches sont assez disloquées, comme le représente notre coupe (fig. 1).

Quant à la cornieule qui domine, elle ne peut guère se rattacher qu'aux Préalpes inférieures, à la nappe de Bex-Laubhorn, comme celle de l'affleurement I. Mais est-ce la suite directe de cette lame de l'affleurement I qui surmonte le Crétacé et le Flysch ultrahelvétiques? C'est ce que nous discuterons tout à l'heure.

Affleurements III—VII.

Les affleurements de Trias que DE RAAF a cartographiés plus au N (*3*, fig. 14, p. 91), gypse, cornieule et calcaire dolomitique, appartiennent aussi à la nappe de Bex-Laubhorn. Ce n'est qu'au N de Bissen qu'apparaît le Trias basal de la nappe de la Brèche; il affleure dans le Lauibach et, à l'E de la route, au flanc d'une haute croupe herbeuse et boisée. Dans le lit du Lauibach, ce Trias est recouvert directement par le Flysch de la nappe de la Brèche. Sur le versant gauche du Lauibach, ainsi que dans le Turbachtal tout voisin, de la Brèche supérieure s'intercale entre le Trias et le Flysch.

III. **Interprétation tectonique.**

La coupe de Trom nous montre donc, en avant de la carapace de la nappe du Niesen, un affleurement isolé de Flysch du Niesen (affleurement II), entre deux masses appartenant aux Préalpes inférieures: Trias de la nappe de Bex-Laubhorn, Crétacé et Flysch ultrahelvétiques, qui représentent ici la grande fenêtre mitoyenne.

L'analogie est remarquable avec la coupe du Col de Grimmi, à l'E des Spillgerten, qu'a récemment analysée AUGUSTIN LOMBARD *(8)*; et lui-même a signalé cette analogie. Pourtant la disposition, à Trom, est différente.

Que le Flysch banal (b) de l'affleurement I soit ultrahelvétique ou du Niesen, la question est d'importance en somme secondaire pour l'interprétation tectonique. Mais d'où provient le Flysch du Niesen de l'affleurement II?

Deux solutions opposées se présentent: ou bien ce Flysch vient d'en haut, ou bien d'en bas. Il peut être une digitation supérieure de la nappe du Niesen, sans doute entièrement détachée de la masse principale, mais qui s'y rattacherait virtuellement. Il peut être aussi une digitation inférieure, ou le front même de

la nappe du Niesen, ou encore un lambeau arraché à sa base et entraîné avec les éléments de la fenêtre mitoyenne.

Lorsqu'on essaie de traduire graphiquement le principe de ces deux hypothèses par des coupes à l'échelle, comme nous l'avons fait sur la fig. 2, on se rend compte de la grande part d'indétermination qui subsiste, surtout du fait de l'isolement de l'affleurement II.

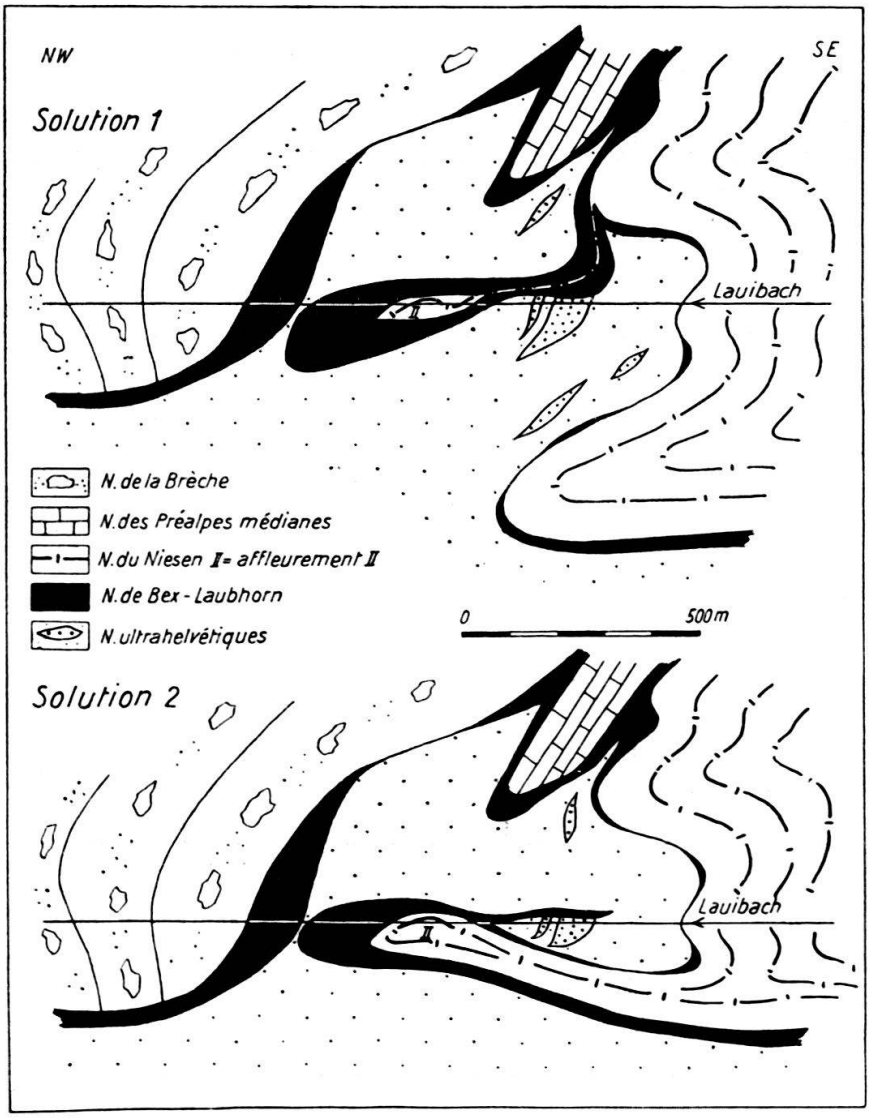


Fig. 2. Interprétations tectoniques de la coupe de Trom.

La première solution paraît d'abord la plus plausible; elle implique d'admettre que le Trias de l'affleurement I ne se prolonge pas directement par celui de l'affleurement II mais passe d'abord, vers le NW, sous le lambeau de Flysch du Niesen pour venir le surmonter où notre coupe le constate. Dans la seconde solution, la bande de Trias qui recouvre le Flysch et le Crétacé ultrahelvétiques serait la suite directe de celui de l'affleurement II, mais il se trouve dans une situation assez bizarre et singulière.

On peut répondre que les singularités réelles ne manquent pas dans la disposition des écailles de la fenêtre mitoyenne, et que tout y est possible. En effet, nous

n'avons pas trouvé de critère décisif qui nous permette de préférer l'une des deux hypothèses à l'autre.

La première (digitation supérieure) s'accorde malaisément avec les faits qui indiquent, pour la nappe du Niesen, une mise en place plus tardive que pour les nappes supérieures, Préalpes médianes et Brèche (cf. *6*, p. 65, 77—79). Elle oblige à supposer des mouvements différentiels complexes dans l'avancée des lambeaux rigides des Médianes. A cet égard, la seconde solution serait plus satisfaisante: une mise en place en deux temps presque confondus de la nappe du Niesen, dont la masse principale aurait suivi de près la partie frontale glissée en avant et l'aurait tordue, relevée, suffit à rendre compte d'un tel pli lingual. Mais ce n'est pas un critère suffisamment objectif pour trancher la question.

La comparaison avec le Col de Grimmi, au contraire (*9*), ferait pencher vers la première solution. Elle trouverait aussi un exemple au lambeau de Praz Cornet, déjà cité, près du Col des Mosses (*6*, p. 2 et 3), surtout si l'on sait que le Flysch à nodosaires du Niesen s'y prolonge vers le N, en un pli plongeant, jusqu'à l'Hôtel des Bains de l'Etivaz, par-dessus le Flysch ultrahelvétique à petites nummulites.

De toutes façons, la coupe de Trom peut éclairer, par analogie, d'autres complications de même nature au front de la nappe du Niesen, et contribuer ainsi à élucider la question si délicate de la mise en place des unités préalpines.

Ouvrages cités.

1. — 1929. M. Bornhauser: Geologische Untersuchung der Niesenkette. — *Mitt. Naturf. Ges. Bern*, Jahr 1928, p. 32—113.

2. — 1929. R. B. Mc Connel et M. de Raaf: Communication préliminaire sur la géologie de la nappe du Niesen entre le Sépey et la Lenk et sur la zone submédiane. — *Eclogae geol. Helv.*, vol. 22, p. 95—112.

3. — 1934. M. de Raaf: La géologie de la nappe du Niesen entre la Sarine et la Simme. — *Mat. Carte géol. Suisse*, nouv. sér., 68e livr.

4. — 1938. M. Lugeon: Quelques faits nouveaux dans les Préalpes internes vaudoises (Pillon, Aigremont, Chamossaire). — *Eclogae geol. Helv.*, vol. 31, p. 1—20.

5. — 1940. M. Lugeon: Notice explicative de la feuille des Diablerets. — *Atlas géol. Suisse au 1 : 25 000*, f. 19.

6. — 1941. M. Lugeon et E. Gagnebin: Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. — *Mém. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 7, n° 1. — *Bull. Labor. géol. Univers. Lausanne*, n° 72.

7. — 1942. E. Gagnebin: Les idées actuelles sur la formation des Alpes. — *Actes Soc. helvét. Sc. nat.*, 122e session, Sion, p. 47—58.

8. — 1942. Aug. Lombard: Observations sur la nappe du Niesen dans le territoire de la feuille Wildstrubel — Est de la Carte nationale de la Suisse au 1 : 50000. — *Eclogae geol. Helv.*, vol. 35, p. 118—124.

9. — 1942. M. Lugeon: Observation à la communication de M. Augustin Lombard et âge de la brèche du Hahnenmoos. — *Eclogae geol. Helv.*, vol. 35, p. 124—125.

10. — 1943. M. Lugeon: Une nouvelle hypothèse tectonique: la Diverticulation (Note préliminaire). — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 62, n° 260, p. 301—303.

---

9. — Rudolf Beck (Thun): **Einige Ergebnisse der petrographischen Untersuchung eocäner Kohlen des Kandertals.** Mit 3 Tafeln (XII, XIII, XIV).

Am «Deuxième Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère» 1935 in Heerlen hatte der Holländer Koopmans (Lit. 1) nachgewiesen, dass die schweizerischen Kohlen aus Molassezone und Alpen sich in ihrem petro-

graphischen Gefüge grundsätzlich nicht von den Kohlenarten der grossen europäischen Lagerstätten unterscheiden. Sämtliche von ihm geschliffenen Proben zeigten die Grundbestandteile der Kohle: Vitrit (Glanzkohle), Durit (Mattkohle) und Fusit (Faserkohle). Da der Sprechende gegenwärtig die Kohlenvorkommen des Kandertals bearbeitet, wurde ebenfalls versucht, mittels kohlenpetrographischer Methoden Einblick in die Genese dieser interessanten Lagerstätten an der Grenze Untere Kreide–Eocän zu erhalten.

Die Kandergrunder-Kohle ist trotz ihres relativ geringen Alters nicht eine Braunkohle (wie sie aus technischen Gründen bezeichnet wird), sondern eine richtige Steinkohle, von oft anthrazitähnlichem Aussehen. Der Steinkohlencharakter kann z. B. ohne weiteres durch die Ligninreaktion nachgewiesen werden, bei der Braunkohle beim Kochen mit verdünnter Salpetersäure die Lösung rot färbt, während Steinkohle keine Farbänderung bewirkt.

Wird eine geschliffene und polierte Probe unter dem Erzmikroskop betrachtet, so erkennt man zunächst die Kohle (Abb. 1, a, Taf. XII) als helle, gelblichgraue, homogene Grundmasse, in der regellos verschiedenartige Komponenten eingebettet liegen. Diese Komponenten sind die unbrennbaren Verunreinigungen Asche (Abb. 1, b, c, Taf. XII) und Pyrit (Abb. 1, d, Taf. XII). Mikroskopisch lassen sich zwei Aschenarten unterscheiden:

1. Hellgraue, verschieden grosse Fetzen mosaikartig angeordneter Calcitkriställchen (Abb. 1, b, Taf. XII).

2. Dunkler graue, gerundete und teilweise lappige Körner, wohl aus tonig durchsetztem Kalk bestehend (Abb. 1, c, Taf. XII).

Diese beiden Aschenarten sind die feinern Partikel tektonisch zerriebener Brackwasserkalke und daher sekundäre Verunreinigungen. Die Fetzen und Körner zeigen meist schöne Auflösungsstrukturen (Abb. 2); sie wurden während der tektonischen Durchknetung der Kohlemasse zertrümmert und von Kohlesubstanz oft siebartig durchsetzt (Abb. 2, a, Taf. XII). Calcit füllt ferner als Absatz aus zirkulierenden wässrigen Lösungen die vielen feinen Risse und Klüfte in der Kohle aus (Abb. 2, b, Taf. XII). Primäre, der Kohle syngenetische Asche kann nicht ausgeschieden werden.

Der Pyrit zeigt zwei Erscheinungsformen. Seltener sind in Zügen angeordnete Einzelkristalle mit scharf begrenzten drei-, vier- und sechseckigen Grundrissen (Abb. 3, a). Winzige Kieskügelchen jedoch bilden die Hauptmenge (Abb. 3, b, Taf.XII). Diese können einzeln zerstreut (Abb. 3, c, Taf. XII), aber auch wolkig angehäuft (Abb. 4, b, Taf. XII) die Kohle durchsetzen, wobei sich in solchen Pyritwolken die einzelnen Kügelchen oft zu grössern kugeligen Gebilden zusammenballen (Abb. 4, a, Taf. XII). Solche Kugeln sind von SCHNEIDERHÖHN (Lit. 2) aus den Mansfelder Kupferschiefern beschrieben und als vererzte Schwefelbakterien gedeutet worden. In einer neuern Arbeit über die Erzführung schlesischer Kupfermergel hat NEUHAUS (Lit. 3) diese vererzten Bakterien abgebildet; sie sehen manchen Pyritzusammenballungen in unsern Kohlen täuschend ähnlich (Abb. 5, a, Taf. XII). Zweifellos lieferten auch während der Entstehung der Kandertaler-Kohle die Bakterien einen Teil des Schwefels für den reichlich auftretenden Pyrit. Ob aber die Kiesklümpchen als primäre Wachstumsformen eine Art fossile Abbilder von Schwefelbakterien darstellen, sei noch dahingestellt.

Asche und Pyrit sind ohne jede deutliche Gesetzmässigkeit in der Kohle verteilt. Immerhin zeigt sich, dass in tektonisch besonders beanspruchten Zonen der Lagerstätten der Gehalt an Verunreinigungen stark ansteigt.

Die Hauptuntersuchung galt jedoch der Kohlensubstanz selber. Diese erschien in Schliffbildern immer wieder als völlig strukturloser gleichförmiger

Vitrit, dessen Reflexionsvermögen auf einen Inkohlungsgrad, ähnlich dem eines Halbanthrazits aus dem Ruhrgebiet, hinweist. Abb. 6, Taf. XII zeigt zum Vergleich einen solchen anthrazitischen Vitrit, während auf Abb. 7, Taf. XIII ein fast reiner Kandertaler-Vitrit zu sehen ist. In der Anthrazitprobe lassen sich Fusitlinsen erkennen (Abb. 6, a, Taf. XII), und der gefügelose Vitrit geht in zusammengedrücktes Holzzellgewebe (Abb. 6, c, Taf. XII) über, was in Kandertaler-Kohlen nie zu beobachten war. Trotz eingehender Durchmusterung einer grossen Anzahl von Anschliffen fanden wir nichts, was uns über die Zusammensetzung des Ausgangsmaterials dieser merkwürdig gleichförmigen Substanz hätte Auskunft geben können. Auch die angewendeten Veraschungs- und Anätzmethoden blieben ergebnislos. Nach der heute vorherrschenden Ansicht englischer und deutscher Kohlenpetrographen soll strukturloser Vitrit (= Euvitrit) als Gefügebestandteil nur eine untergeordnete Rolle am Aufbau der Kohlen spielen; doch wird als möglich angenommen, dass sich auch grössere Mengen Humuskolloid absetzen konnten. Im Kandertal bestehen nun drei Lagerstätten, deren Kohle — soweit bis heute festgestellt werden konnte — als gefügeloser Euvitrit angesehen werden muss.

Es konnten in den Anschliffen aber auch Spuren organischen Lebens gefunden werden. Bezeichnenderweise sind es Erscheinungsformen von Pilzen, nämlich Sklerotien und verschiedene Sporenarten. Abb. 8 zeigt ein schönes, wenig zerdrücktes Exemplar von Sclerotites brandonianus, welches als Dauerform eines holzzerstörenden Pilzes häufig in tertiären Hartbraunkohlen auftritt. Auf Abb. 9 u. 10, Taf. XIII sind sog. Teleutosporen zu sehen, mehrkammerige, birnenförmige Gebilde mit kreisrundem Querschnitt (Abb. 11, Taf. XIII). Die Spore auf Abb. 12, Taf. XIII ist mit wahrscheinlich primärer, feinkörniger Asche gefüllt (Abb. 12, a, Taf. XIII), ihre Wandung wurde zerdrückt und gefaltet. Eine andere, verhältnismässig grosse halbkugelige Form mit poröser Oberfläche zeigt Abb. 13. Die Hohlräume dieser Pilzgebilde sind selten leer, manchmal mit Asche, überwiegend aber mit euvitritischer Substanz gefüllt (Abb. 9, a, Taf. XIII). Diese letzterwähnte Füllungsart ist, wie die Abbildungen in der Literatur zeigen, in andern Kohlen selten. Häufiger als gut erhaltene Gebilde sind Bruchstücke und Fetzen verschiedener Art, doch können sie keinen Aufschluss geben über andere möglicherweise vorhandene Pflanzenteile.

Wie kann nun die Entstehung dieses eigenartigen Kohlentyps gedeutet werden? Die Kandertaler-Kohle ist ein Produkt der Dynamometamorphose, welche beim helvetischen Deckenschub die eigentlichen Gesteine nur wenig veränderte, mit ihren bedeutenden Druck- und wohl auch Temperaturwirkungen die Kohle aber in ihrer Humuskolloidnatur stark umwandelte. Wir vermuteten zuerst, die Strukturlosigkeit sei die Folge einer weitgehenden, mikroskopisch feinen Zermahlung des ursprünglichen Gefüges; die heutige Kohle sei also eine sehr feine Mikrobreccie. Diese Auffassung erscheint uns nicht mehr haltbar. Wohl ist die Kandertaler-Kohle durch tektonische Vorgänge zerrieben und wieder zusammengebacken worden; doch gibt es auch Partien, die vor mechanischer Zerstörung verschont blieben. Wir fanden in einem Anschliff ganze Züge von Pilzsporen, welche ihre ursprüngliche gerichtete Einlagerung zeigen (Abb. 14, a). Um einen weitern Hinweis zu erhalten, wurden Proben der eocänen Beatenberger-Berglikohle untersucht, die, stratigraphisch nur wenig höher, dem Hohgantsandstein eingelagert ist. Diese Kohle hat Braunkohlencharakter und zeigt deutlich ihre ursprünglich schichtige Ablagerungsart. Sie gleicht, obschon sie stärkere Inkohlung zeigt, in ihrem Gefüge einer schweizerischen Molasse-Hartbraunkohle. Linsenförmige Vitritstreifen (Abb. 15, a, Taf. XIV) wechseln mit Duritlagen (Abb. 15, b,

16, b, Taf. XIV), welche Sporen (Abb. 16, a, Taf. XIV), Kutikula-Stücke und Sklerotien enthalten, während im meist gefügelosen Vitrit (Abb. 17, a, Taf. XIV) oft harzkörperähnliche Gebilde auftreten (Abb. 17, b, Taf. XIV). Die Beatenberger-Kohle unterscheidet sich also scharf von der des Kandertals. — Eine Probe aus dem Berner Naturhistorischen Museum sollte uns einen neuen Hinweis geben. Dieses Stück stammt von einer alten Fundstelle am Mittaghorn, einem Kandertaler-Vorgipfel des Elsighorns. Unter dem Mikroskop erscheint es als Übergangsform zwischen Beatenberger-Streifenkohle und Kandertaler-Euvitrit (Abb. 18). Glatte vitritische Partien (Abb. 18, a, Taf. XIV) gehen ohne scharfe Grenzen (Abb. 18, b, Taf. XIV) in undeutlich gegliederte Lagen über (Abb. 18, c, Taf. XIV), die man als humoduritisch bezeichnen könnte. In der „Humodurit"-Masse sind erhabene (Abb. 18, d, Taf. XIV) und vertiefte (Abb. 18, e, Taf. XIV), nicht näher bestimmbare Linsen lagig eingeordnet. Das Ursprungsmaterial dieser Kohle muss also heterogen zusammengesetzt gewesen sein.

Die erwähnten Beobachtungen führten uns zu folgender Ansicht über das Werden der Kandertaler-Steinkohleart: Über das pflanzliche Ausgangsmaterial kann mit Sicherheit nur sehr wenig ausgesagt werden. Nachgewiesen sind holzzerstörende Pilzformen, welche ihrerseits auf das ehemalige Vorhandensein holziger Pflanzen schliessen lassen. Dass Laubbäume bei der Entstehung der drei Lagerstätten Anteil hatten, kann angenommen werden; Blätterfunde in den Brackwasserschichten scheinen es zu bestätigen. Wir möchten als Ausgangsmaterial vitritischen Detritus, also ein Haufwerk von zerfallenen Holz- und Rindengewebeteilchen ansehen, dem als nicht vitritische Bestandteile Sklerotien und Pilzsporen eingelagert wurden. Ihre stellenweise lagenförmige Anhäufung deutet auf Einschwemmungen hin. Harzkörper und humose Zersetzungsstoffe waren in der Grundmasse sicher auch vorhanden. — Vor Faltung und Überschiebung der helvetischen Decken dürften die Kandertaler-Kohlen einen Inkohlungsgrad ähnlich dem unserer Molassehartbraunkohlen besessen haben, der bedingt war durch die Druckwirkung der darüber lagernden tertiären Sedimente. Erst der gewaltige Druck der alpinen Dynamometamorphose veredelte diese Braunkohle zur Steinkohle. Wie die Braunkohlennatur der Beatenberger-Vorkommen zeigt, müssen die Druckwirkungen dort ungleich schwächer als im Gebiet des Kandertals gewesen sein. Vergleicht man die tektonische Beanspruchung der beiden Vorkommen, so wird sofort deutlich, dass in den verschuppten Deckenteilen, besonders der westlichen Kandertalerseite, viel grössere umwandelnde Kräfte wirkten als in der Niederhorn-Randkette. Die fast homogene Beschaffenheit der Kohlesubstanz möchten wir als Ergebnis dieser Druck-Temperaturmetamorphose auffassen. Heutige Ansichten über die Kolloidnatur der Kohle lassen die vollständige Homogenisierung einer ursprünglich heterogenen Ausgangssubstanz ohne weiteres zu. Bezeichnend ist das alleinige Auftreten von Pilzformen, die aus äusserst widerstandsfähigen Chitinstoffen bzw. ihren unbekannten inkohlungsmässigen Abkömmlingen bestehen. Sie überdauern auch bei stärkster Metamorphose alle andern organischen Strukturen. In der Kandertaler-Kohle haben sich viele solche Gebilde sehr stark der Grundmasse angeglichen, und es ist anzunehmen, dass die meisten bereits in ihr aufgegangen sind.

Diese vorläufigen Ergebnisse einer kohlenpetrographischen Untersuchung bedürfen noch der Ergänzung und Bestätigung durch chemische Analysen. Immerhin kann bereits festgestellt werden, dass die Kandertaler-Vorkommen unter den schweizerischen Kohlelagerstätten einen besonderen Typus vertreten.

Zitierte Literatur.

1. KOOPMANS, R. G.: Untersuchungen und Beobachtungen an schweizerischen Kohlen. Deuxième Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère. Heerlen, 1935. Compte Rendu, Tome I, 1937.
2. SCHNEIDERHÖHN, H.: Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers. Neues Jahrb. f. Mineralogie, Beilageband 47, S. 1—38. Stuttgart 1923.
3. NEUHAUS, A.: Über die Erzführung des Kupfermergels der Haaseler und der Gröditzer Mulde in Schlesien. (Nebst Beitrag zur Frage der „vererzten Bakterien".) Zeitschr. f. angewandte Mineralogie, Bd. 2, Berlin 1940, S. 304—343.

Erklärungen zu den Tafeln.

Reliefanschliffbilder von Kandergrunder- und Beatenberger-Stückkohlenproben.

Tafel XII.

Abb. 1. (Vergrösserung trocken ca. 53-fach.)
Flözprobe aus Grube Schlafegg. Vitritische Grundmasse mit Pyritkörnern und verschiedenartigen Aschepartikeln.
a = strukturlose euvitritische Kohlesubstanz.
b = Calcitfetzen, aus mosaikartig angeordneten Einzelkriställchen zusammengesetzt.
c = toniger Brackwasserkalkpartikel.
d = einzelne kleinere Pyritkörner.

Abb. 2. (Vergrösserung trocken ca. 45-fach.)
Flözprobe aus Grube Lindi. Siebartig durchlöcherter, rhomboedrischer Calcitfetzen in vitritischer Grundmasse. Daneben Calcit als nachträgliche Ausfüllung feiner Risse im Euvitrit.
a = rhomboedrischer Calcitfetzen, aus vielen einzelnen Calcitkriställchen bestehend, siebartig von Vitrit durchsetzt.
b = feiner Riss im Euvitrit, nachträglich von Calcit ausgefüllt.

Abb. 3. (Vergrösserung ca. 265-fach, Ölimmersion.)
Flözprobe aus Grube Lindi. In der euvitritischen Grundmasse in Zügen angeordnete Pyritkrystalle und runde Pyritkörnchen.
a = Pyritkristalle mit drei-, vier- und sechseckigen Grundrissen.
b = kugelige Anhäufung einzelner winziger runder Pyritkörner.
c = einzelnes kleines Pyritkorn.

Abb. 4. (Vergrösserung ca. 265-fach, Ölimmersion.)
Flözprobe aus Grube Lindi. Wolkige Anhäufung winziger Pyritkörner mit Zusammenballungen zu grösseren kugeligen Gebilden.
a = Pyritkugel, aus vielen einzelnen Pyritkörnchen zusammengesetzt.
b = wolkige Anhäufung einzelner Pyritkörnchen.

Abb. 5. (Vergrösserung ca. 265-fach, Ölimmersion.)
Flözprobe aus Grube Lindi. Einzelne grössere Pyritkugel im Euvitrit.
a = Pyritkugel, aus vielen einzelnen Kieskörnchen zusammengesetzt (vererztes Schwefelbakterium ?).
b = schwach sichtbare, verdrückte dickwandige Pilzsporen.

Abb. 6. (Vergrösserung trocken, ca. 93-fach.)
Vergleichsprobe eines Halbanthrazites aus dem Ruhrgebiet. Strukturloser Euvitrit, seitlich übergehend in strukturzeigenden Vitrit, Fusitlinse.
a = Fusitlinse mit zerbrochenen Holzzellwänden.
b = strukturloser Euvitrit.
c = zellstrukturzeigende Vitritlage.

Tafel XIII.

Abb. 7. (Vergrösserung trocken ca. 93-fach.)
Flözprobe aus Grube Lindi. Fast reiner, strukturloser Euvitrit.
a = Riss im Euvitrit, nachträglich von Calcit ausgefüllt.

Abb. 8. (Vergrösserung ca. 265-fach, Ölimmersion.)
Flözprobe aus Grube Lindi. Kuchenförmiges Sklerotium in Euvitrit.
a = Sclerotites brandonianus, Dauerform eines holzzerstörenden Pilzes. Die Zellen sind wenig verdrückt und mit Kohlesubstanz gefüllt.

Abb. 9. (Vergrösserung ca. 265-fach, Ölimmersion.)
Flözprobe aus Grube Lindi. Gruppe von birnenförmigen, zweikammrigen Teleutosporen in Euvitrit.
a = Längsschnitt durch eine zweikammrige Teleutospore, die einzelnen Kammern sind voneinander getrennt und können auseinanderfallen. Kohlesubstanz bildet die Kammerfüllung.
b = ringförmiger Querschnitt durch eine Teleutospore.

Abb. 10. (Vergrösserung ca. 265-fach, Ölimmersion.)
Flözprobe aus Grube Lindi. Einzelne dreikammrige Teleutospore in Euvitrit. Die Kammern zeigen schöne Trennungslinien und sind mit Kohlesubstanz gefüllt.

Abb. 11. (Vergrösserung ca. 265-fach, Ölimmersion.)
Flözprobe aus Grube Lindi. Kreisrunder Querschnitt durch eine, mit Kohlesubstanz gefüllte Teleutospore.

Abb. 12. (Vergrösserung ca. 265-fach, Ölimmersion.)
Flözprobe aus Grube Lindi. Nicht näher bestimmbare Spore in pyritreichem Euvitrit.
a = Pilzspore mit zerdrückter und gefalteter Wandung, von wahrscheinlich primärer, syngenetischer Aschensubstanz (schwarzgrau) ausgefüllt, die in der Mitte euvitritische Partien umschliesst (hellgrau).
b = Pyritkörner, helle unscharfe Flecken.

Abb. 13. (Vergrösserung ca. 265-fach, Ölimmersion.)
Flözprobe aus Grube Lindi. Große kugelförmige, zerdrückte Pilzspore mit poröser Oberfläche. Die Löcher in derWandung sind stellenweise mit Pyrit ausgefüllt.
a = Pyrit als Ausfüllung der Löcher in der porösen Sporenhaut.

Tafel XIV.

Abb. 14. (Vergrösserung trocken ca. 100-fach.)
Flözprobe aus Grube Lindi. In Zügen auftretende ein- bis mehrkammrige Pilzsporen in vitritischer Grundmasse. Die Sporen zeigen teilweise kaum Relief und sind daher sehr schwer photographierbar.
a = Anhäufung von mehrkammrigen Teleutosporen.
b = vierkammrige zerdrückte Teleutospore.
c = einzelne Pyritkörner.

Abb. 15. (Vergrösserung trocken ca. 53-fach.)
Flözprobe Niederhorn (Beatenberg). Vitritlinse zwischen Duritlagen.
a = Vitritlinse, fast strukturlos.
b = Duritlagen mit nicht deutbarem Gefüge.
c = Trocknungsrisse im Vitrit und teilweise auch im Durit.

Abb. 16. (Vergrösserung ca. 400-fach, Ölimmersion.)
Flözprobe Niederhorn (Beatenberg). Dickwandige Pilzsporen lagig angeordnet in duritischer Grundmasse.
a = einkammrige, zusammengedrückte Pilzsporen, Hohlräume leer.
b = duritische Grundmasse.

Abb. 17. (Vergrösserung trocken ca. 53-fach.)
Flözprobe Niederhorn (Beatenberg). Von Schwundrissen durchsetzter Vitrit mit Lage von harzkörperähnlichen Gebilden.

a = strukturloser Euvitrit.
b = Linsige, harzkörperähnliche Gebilde (evtl. sind es stark gepresste Sporen).
c = Schwundrisse, unausgefüllt.

Abb. 18. (Vergrösserung trocken ca. 35-fach.)
Flözprobe Mittaghorn (Kandertal), Fundstelle nicht genau bekannt. Unscharfer Übergang von Euvitrit zu strukturzeigendem „Humodurit".
a = strukturloser Euvitrit, glatt.
b = Übergangszone Euvitrit-„Humodurit".
c = undeutlich struierte, „humoduritische" Lagen.
d = erhaben erscheinendes, linsenförmiges Gebilde.
e = vertieft erscheinender, linsiger Flecken.

Die schwarzen, unregelmässig angeordneten Flecken auf den einzelnen Photographien sind Löcher in der Anschliffoberfläche.

---

10. — R. Rutsch (Bern): **Neue Auffassungen über die Entstehung der Molasse-Sedimente.**

Geologische Kartierungen im Gebiet zwischen Gürbe und Sense (Kt. Bern), die der Verfasser im Auftrag der Geologischen Kommission von 1927 bis 1945 durchgeführt hat[1]), führten zu neuen Ansichten über die Entstehungsweise gewisser Molasse-Serien, über die hier kurz berichtet wird[2]). Eine zusammenfassende Darstellung erscheint in den „Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz".

Die oligocaene Serie des untersuchten Gebietes besteht im mittelländischen Abschnitt aus aquitanen, im subalpinen Teil aus chattischen Sedimenten. Weiche, oft knauerige Sandsteine wechseln mit teilweise bunten Mergeln; Konglomerate fehlen fast völlig.

Diese „Untere Süsswassermolasse" führt — wie übrigens auch diejenige in der näheren Umgebung von Bern und z. T. im bernischen Seeland — ausschliesslich Landfossilien, nämlich Landsäuger (Fundstellen N von Bern), Landmollusken[3]) und Landpflanzen[4]). Es fehlen also Formen wie Unioniden, Planorben, Characeen usw., die limnische Sedimente charakterisieren. Auch zur Entstehung nennenswerter Kohleflöze und Süsswasserkalke ist es, im Gegensatz zu den konstanten Flözhorizonten in der westschweizerischen Oligocaen-Molasse, nirgends gekommen.

Nach der herrschenden Auffassung sind die Landtiere und Landpflanzen durch Flüsse vom südlichen Festland in das Molassebecken eingeschwemmt worden. Diese Ansicht trifft für einen Teil der Landorganismen sicher zu; für die Blätter könnte man zum Teil auch an Windtransport denken.

Die folgenden Argumente sprechen nun aber gegen einen weiten Transportweg mancher dieser Landformen:

Die Landschnecken aus den Süsswassermolassen sind nicht selten vorzüglich erhalten. Man kennt Schalenexemplare, bei denen selbst so leicht zerstörbare Teile

---

[1]) Siegfriedblätter Neuenegg (332), Oberbalm (333), Rüeggisberg (335), Münsingen (336) und Gerzensee (338).

[2]) Veröffentlicht mit Zustimmung der Geologischen Kommission S.N.G.

[3]) *Cepaea rugulosa* von der Giebelegg und von der Sodbachmühle W Schwarzenburg, hier nachgewiesen durch B. Frasson; *Pomatias* und *Clausilia* im Gurnigelgebiet, vgl. Gerber 1925; Heliciden der Umgebung von Bern.

[4]) *Grewia* an der Giebelegg, Blättermolasse mit *Cinnamomum*, *Salix*, *Chamaerops* usw. im Gurnigelgebiet.

wie der Protoconch und die Mundränder vollständig erhalten sind. Normalerweise werden solche Gehäuse durch Flusstransport sehr rasch zerstört, doch könnten sie als Teile treibender Pflanzenmassen ausnahmsweise unversehrt verschwemmt werden. In ähnlicher Weise entgehen auch diejenigen Gehäuse der Abrollung, die durch Verwesungsgase flottierend verfrachtet werden. Diese Funde sprechen also zwar nicht unbedingt gegen einen Transport durch Flüsse, sind aber immerhin relativ so häufig, dass die erwähnten Ausnahmefälle wenig Wahrscheinlichkeit für sich haben.

Noch transportempfindlicher als Gastropodenschalen sind Eier. Funde von Vogel- oder Reptilien-Eiern aus unseren Süsswassermolassen kennen wir durch GAUDIN (1854) aus der Umgebung von Lausanne, durch BACHMANN (1878) aus der Oberen Süsswassermolasse von Emmenweid bei Luzern, und neuerdings hat ANDEREGG solche Eier in der subjurassischen Oligocaenmolasse nachgewiesen. Dabei handelt es sich nicht um Einzelexemplare, sondern um nesterartige Gruppen. In Emmenweid lagen zehn solcher Eier beisammen; auch im Tunnel von Lausanne wurde eine Gruppe von Exemplaren gefunden. Abgesehen von der Unwahrscheinlichkeit, dass solche Schalen durch Flüsse überhaupt unversehrt verfrachtet werden könnten, wäre es kaum erklärlich, warum die Einschwemmung gerade gruppenweise erfolgte. Diese Eier befinden sich offensichtlich heute noch in unmittelbarer Nähe ihrer primären Lagerstätte.

Gegen Einschwemmung spricht nun aber vor allem die folgende Tatsache: Wir finden im untersuchten Gebiete Heliciden zwar in den chattischen und aquitanen Sedimenten, niemals aber in der marinen Molasse, obgleich das Festland südlich des Molassebeckens zur Burdigalien- und Helvétien-Zeit sicher in gleicher Weise von Tieren und Pflanzen besiedelt war, wie zur Oligocaenzeit. Wenn die Heliciden durch Flüsse eingeschwemmt wären, müssten sie also auch in der marinen Molasse vorkommen.

Die Landtiere und Landpflanzen unserer Süsswassermolassen sind daher wahrscheinlich zum Teil überhaupt nicht vom südlichen Festland her in das Molassebecken transportiert worden, sie haben vielmehr auf Festlandsebenen in diesem selbst gelebt. In denjenigen Partien, die nicht von Vegetation bedeckt waren, mussten die Sedimente der Verwitterung anheim fallen; so konnten unter Umständen Ablagerungen entstehen, deren Mineralbestand nach Zusammensetzung und Gestalt vom ursprünglich zugeführten Ausgangsmaterial weitgehend abweicht.

Wir dürfen nun aber nicht etwa erwarten, solche Festlandsebenen überliefert zu finden. Durch die wiederholte, offenbar ruckartige Absenkung des Molassetroges, die wir auf Grund der Sediment-Mächtigkeiten annehmen müssen, wurden diese Festlandsebenen zwar jeweils als Flächen zerstört, dagegen gelangten die zuletzt auf der Emersionsfläche angesiedelten Tiere und Pflanzen, zusammen mit dem verwitterten Sedimentmaterial in dem nun vom Süsswasser überfluteten Raume zur Ablagerung. Dadurch erklärt sich die gute Aufbereitung der Sedimente, die oft eine ausgesprochene Feinschichtung aufweisen. Die Inundation dauerte offenbar jeweils nur relativ kurze Zeit; dies ist der Grund, warum sich keine Süsswasserorganismen ansiedeln konnten.

Diese Deutung stimmt mit neueren Ergebnissen sedimentpetrographischer Arbeiten recht gut überein. ZINGG (1935) zieht aus der Untersuchung ostschweizerischer Nagelfluhvorkommen den Schluss, die Ablagerung sei unter ähnlichen Bedingungen wie die der diluvialen Schotter des Alpenvorlandes, also nicht als Deltabildung in Seen erfolgt. VON MOOS (1936) macht auf die eigenartige „Kämmchenbildung" der Staurolithe und anderer Schwereminerallen aus den Süsswasser-

molassen aufmerksam Diese Erscheinung rührt nach seiner Auffassung von einer intensiven chemischen Verwitterung her. „Die günstigste Voraussetzung hiezu gibt eine terrestre Bildungsweise unter tropisch-subtropischen Klimabedingungen." Nach VON MOOS und TANNER (1944) ist diese Kämmchenbildung weit häufiger in Süsswasserbildungen als in marinen Sedimenten. TANNER vermutet, es lasse sich dadurch ein neues Hilfsmittel für die Bestimmung des Ablagerungsmilieus gewinnen, da das Süsswasser die Schwereminerallien eher angreife als das Meerwasser. Nach unserer Ansicht würde es sich um einen Verwitterungsvorgang auf den Festlandsflächen des Molassebeckens handeln. Die Frage, ob die Buntfärbung der Mergel von den umgearbeiteten Verwitterungsprodukten dieser Festlandsebenen herrührt, wäre noch zu prüfen.

Zusammenfassend ergibt sich die folgende Auffassung über die Entstehung unserer Süsswassermolassen: Neben grossen Seebecken, die sich während bedeutender Zeiträume erhalten konnten, und in denen es zur Bildung von Torfmooren und Süsswasserkalken kam, existierten auch festländische Gebiete, die der Verwitterung ausgesetzt waren, und auf denen sich Land-Pflanzen und -Tiere ansiedelten. Durch Absenkung des Molassetroges wurden diese Gebiete jeweils überflutet, und die verwitterten Sedimente der Festlandsebenen zusammen mit den Tier- und Pflanzenresten einsedimentiert. Diese Überflutung dauerte offenbar nur relativ kurze Zeit; es konnten sich daher keine Süsswasserorganismen ansiedeln. Die darauf folgende Trockenlegung leitete die nächste Phase dieses Sedimentationsprozesses ein.

In der miocaenen Meeresmolasse (Burdigalien und Helvétien) im Gebiet zwischen Gürbe und Sense ist Material aus zwei Schuttfächern nachweisbar. Im Westen überwiegt grobgeröllige Kalknagelfluh des Guggisberger-Schuttfächers, im Osten treten relativ feingeröllige, polygene, quarzitreiche Nagelfluhhorizonte auf, die zum Emmentaler Schuttfächer gehören, doch kommen Überschneidungen zwischen quarzitreicher und kalkiger Facies vor.

Der polygenen „Quarzitnagelfluh" gehören die aus der Literatur bereits bekannten Leithorizonte an der Grenze Aquitanien/Burdigalien (Scherlinagelfluh) und zwischen Burdigalien und Helvétien (Ulmiznagelfluh) an. Weisse Quarzite (und zwar offensichtlich Gangquarzite) bilden oft mehr als die Hälfte des Geröllbestandes, dazu kommen Granite, Porphyre, Radiolarite usw., während im übrigen Sedimente stark zurücktreten. Diese Geröllzusammensetzung entspricht zweifellos nicht derjenigen im Herkunftsgebiet (Überwiegen von Gangquarziten!), es liegt ein Restsediment vor, dem ein Teil des Ausgangsmaterials entzogen worden ist. Eine solche Ausmerzung kann auf einen langen Transportweg in einem Fluss zurückzuführen sein, sie könnte aber eventuell auch durch eine langandauernde Verwitterung oder durch submarine Abrollung (Brandungs- oder Strömungsrollung) entstanden sein.

Besonders auffallend sind die Sedimentationserscheinungen dieser Quarzitnagelfluh-Horizonte. Die Konglomerate greifen nicht selten diskordant-rinnenförmig mehrere Meter in die Sandstein- oder Mergelunterlage hinab und zeigen ganz aussergewöhnliche Mächtigkeitsschwankungen. Auf eine Distanz von wenigen Metern kann die Mächtigkeit von 8—12 m auf einige, oder gar eine vereinzelte Geröllschnur reduziert sein, um ebenso rasch wieder anzuschwellen. Eine Gesetzmässigkeit in der geographischen Orientierung dieser Mächtigkeitsschwankungen ist nicht feststellbar. Zudem sind diese Geröllflächen vom Gürbetal teilweise bis zur Sense durchlaufend nachweisbar.

Diese Tatsachen lassen sich mit der Erklärung durch direkte Fluss-Schüttung nur schwer vereinbaren. Der Gedanke drängt sich auf, es möchte sich bei dieser Geröllstreuung überhaupt nicht um Flusstransport, sondern um Material handeln, das durch submarine Erosions- und Verfrachtungsvorgänge abgelagert wurde. Solche durch submarine Strömungen verursachte Umlagerungen spielen ja, wie wir heute wissen, in rezenten Flachmeerablagerungen eine bedeutende Rolle (vgl. z. B. RICHTER 1936).

Diese Auffassung erhält durch die folgenden Beobachtungen eine Stütze.

Alte Erosionserscheinungen und dadurch bedingte, z. T. sehr ausgeprägte Sedimentationsdiskordanzen treten nicht nur an der Basis der Konglomeratbänke auf, wir beobachten sie auch innerhalb der Sandstein-Mergelserien der marinen Molasse in typischer Ausbildung. Ganz ähnliche Diskordanzen, die durch submarine Strömungen entstanden sind, kennt man aus rezenten Flachmeerablagerungen (vgl. HÄNTZSCHEL, 1936, S. 345, Fig. 14).

Vor allem aber finden wir im westlichen Teil des Siegfriedblattes Rüeggisberg marine Fossilbänke, die in unmittelbarem Kontakt mit Kalknagelfluhbänken auftreten; an mehreren Stellen fanden sich auch marine Mollusken (Pectiniden, Ostreiden, *Meretrix* usw.) im Bindemittel der Konglomeratbänke. Die Fossilbänke enthalten eine arten- und individuenreiche, offensichtlich autochthone Fauna (doppelklappige Muscheln sind häufig) mit *Pecten*, *Chlamys*, *Meretrix*, *Thracia*, *Tellina*, *Tapes*, *Chione*, *Turritella* usw., also Formen, die ein normalmarines Milieu voraussetzen. Wenn die Konglomeratbänke durch direkte Fluss-Schüttung entstanden wären, müssten sich in diesen autochthonen Faunen unbedingt Aussüssungs-Erscheinungen geltend machen. Dies ist nicht der Fall.

Diese Beobachtungen weisen alle darauf hin, dass bei der Ablagerung der marinen Molasse Erosions- und Verfrachtungsvorgänge durch submarine Strömungen eine wesentliche Rolle gespielt haben. Die heute überlieferte Form der Molasse-Sedimente ist teilweise nicht das Resultat direkter Fluss-Schüttung, sondern späterer, durch submarine Strömungen verursachter Umlagerungsvorgänge, die das Bild der ursprünglichen Schüttungsrichtung, des Schüttungsortes, der Materialzusammensetzung und unter Umständen auch der primären Schüttungsfolge (Umlagerung älteren Materiales auf jüngeres!) verwischt haben.

Diese Auffassungen bedürfen natürlich weiterer Überprüfung durch geologische, palaeontologische und sedimentpetrographische Untersuchungen, es scheint aber heute schon festzustehen, dass die Molasse-Sedimente nicht in dem Masse das direkte Abbild der tektonischen und erosiven Vorgänge im alpinen Rückland bilden, wie man das bis jetzt fast allgemein angenommen hatte.

Literatur.

BACHMANN, I.: Fossile Eier aus der obern Süsswassermolasse der Umgebung von Luzern. Abh. schweiz. palaeont. Ges. 5, 1878.

GAUDIN, C.: Débris d'insectes et d'œufs d'oiseaux dans la marne bleue du Tunnel de Lausanne. Bull. Soc. vaud. sci. nat. 3, S. 281, 1854.

GERBER, ED.: Geologie des Gurnigels und der angrenzenden subalpinen Molasse (Kanton Bern). Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 50, 1925.

HÄNTZSCHEL, W.: Die Schichtungs-Formen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet. Senckenbergiana 18, S. 316, 1936.

MOOS, A. VON: Zur Petrographie der Quarzsande und mageren Huppererde der Bolusformation im schweizerischen Juragebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, S. 318, 1936.

RICHTER, R.: Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer. II. Schichtung und Grund-Leben. Senckenbergiana 18, S. 244, 1936.

TANNER, H.: Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli. Frauenfeld (Huber & Co.) 1944.

ZINGG, TH.: Beitrag zur Schotteranalyse. Die Schotteranalyse und ihre Anwendung auf die Glattal-Schotter. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 15, S. 39, 1935.

---

11. — JOSEF SPECK (Zug): **Fährtenfunde aus dem subalpinen Burdigalien und ihre Bedeutung für Fazies und Paläogeographie der oberen Meeresmolasse**[1]. Mit 1 Tafel (XV) und 1 Textfigur.

Das gesamte Schrifttum über Flysch und Molasse geht in einer Hinsicht einig: in der resignierten Erkenntnis der oft trostlosen Fossilarmut dieser orogenen Fazies. Mächtige Gesteinsserien existieren, die bis heute noch kein einziges Makrofossil hergegeben haben. Und dies, obwohl auf ihren Schichtflächen reiche Spuren ehemaligen Lebens zur Aufzeichnung gekommen sind. Im Flysch sind es die Fukoiden und Chondriten, dann die formschönen Mäander des nach wie vor unbekannten Helminthoiden-Tieres; in der Molasse die sog. Wurmspuren, die Schraubensteine und Steinzylinder. Dazu gesellt sich ein grosses Heer von Rätselgebilden teils anorganischen, teils aber sicher organischen Ursprungs. Mangels kennzeichnender Merkmale sind sie meist unter dem Allerweltsnamen Hieroglyphen ins Schrifttum eingegangen.

All diese Lebensspuren waren für den Geologen lange Zeit von zweifelhaftem Wert, da das Lesen dieser versteinerten Urkunden ohne rezentes Vergleichsmaterial nicht gelingen wollte. Seitdem aber unter der scharfsinnigen Führung von R. RICHTER die Spurenkunde in enger Anlehnung an die unmittelbare Anschauung im Wattenmeer zu einer eigenen Forschungsrichtung ausgebaut wurde, steht dem Binnengeologen für die Ausdeutung solcher Schichtflächenskulpturen ein bereits sehr reichhaltiges Tatsachenmaterial zur Verfügung. Und es zeigt sich immer mehr, dass von dieser tragfähigen aktuopaläontologischen Basis aus der Rückschluss ins Fossile gesichert und reich an neuen Ausblicken ist.

Als Beweis mag hier die kurze Bekanntgabe zweier aufschlussreicher Spurenfossilien folgen, deren Detailbeschreibung an anderer Stelle zu geben sein wird. Hier liegt mir mehr daran, darzutun, dass die Spurenforschung eine vermehrte Berücksichtigung beim Entscheid ökologischer und fazieller Fragen verdient, und zwar nicht zuletzt auch bei alpinen Problemstellungen dieser Art (Flyschserien, helvetisches Mesozoikum).

1. Die „Kaffeebohnen-Spur" *Isopodichnus* BORNEMANN.

Im Burdigalienprofil an der Sihl N Finstersee kam mir vor mehr als Jahresfrist eine Sandsteinplatte zu Gesicht, deren Unterseite geradezu übersät war mit durchschnittlich 2 cm grossen, längsgeteilten ovalen Buckeln, die ihrem ganzen Aussehen nach unwillkürlich an wahllos über die Schichtfläche hingestreute Kaffeebohnen erinnerten (vgl. Taf. XV, Fig. 1 und Textfig. 1). In der Folge gelang es mir, die gleichen Gebilde auch anderswo im subalpinen Burdigal nachzuweisen, besonders schön im Steinbruch von Bäch, hier zudem in innigem

---

[1]) Die betr. Belegstücke lagen während der Versammlung zur Besichtigung auf.

Verband mit langgezogenen, im Halbrelief aus der Schichtfläche heraustretenden Kriechspuren. Dieser Dimorphismus in der Erscheinungsform: Bandfährten mit medianer Rinne und breiten Seitenwülsten einerseits (vgl. Taf. XV, Fig. 2. N u. B), lose Buckel anderseits, hat sich seitdem immer wieder bestätigt[2]). Doch vermitteln zwischen beiden Extremen alle denkbaren Übergänge. Es kommt vor, dass die Kaffeebohne asymmetrisch wird, auf einer Seite auseinanderklafft, bis sie dem Ausguss einer zweizehigen Wirbeltierfährte zum Verwechseln ähnlich sieht. Dann finden sich Bandfährten, die langsam im Sediment verschwinden, um in einiger Entfernung wieder aufzutauchen und in Form von isolierten gereihten Buckeln nach Art einer Perlschnur weiterzuziehen. Schliesslich ist gar der Fall möglich, dass die Medianrinne ihr Relief gleichsam umkehrt und einen Mediankiel, vielfach begrenzt von seichten Seitenfurchen, ausbildet (Taf. XV, Fig. 2, M).

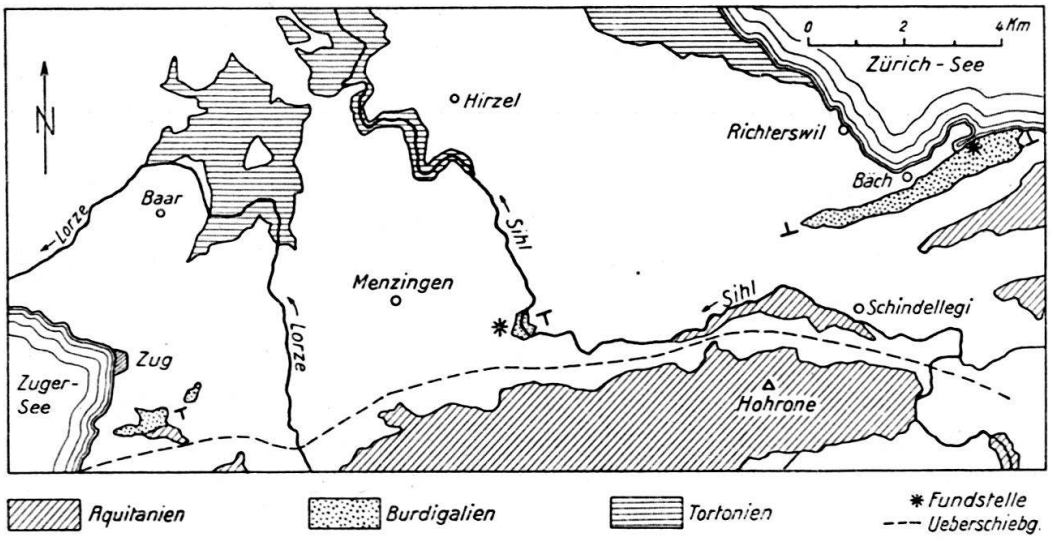


Fig. 1. Der N-Rand der subalpinen Molasse im Raume zwischen Zuger- und Zürichsee mit den Fährtenfundpunkten im Burdigalien.

Dem ganzen Formenreichtum der Spur aber ist bei scharfer Prägung eine zarte kiemenähnliche Querstreifung gemeinsam, die vom Aussenrand der Seitenwülste bis hinein in die Medianrinne verfolgbar ist (Taf. XV, Fig. 2, G). Bezeichnenderweise kann im gleichen Spurenzug diese klare Gräteskulptur mit undeutlich geriefelten, ja glatten Stellen abwechseln.

Was die Lage der Bewegungsspuren in bezug auf Hangend-Liegendfläche angeht, überwiegen nach meinen bisherigen Beobachtungen die Vorkommen auf der Schichtunterseite, m. a. W. Ausgüsse ursprünglicher Spureneindrücke. Doch ist mir auch ein eindeutiger Fall bekannt, wo seltsamerweise eine Buckelstreuung mitten im Rippelfeld einer Schichtoberseite auftritt (Bäch).

---

[2]) Nach neuen Funden muss zudem die Möglichkeit überprüft werden, ob von dieser *Isopodichnus*-Fährte aus vielleicht nicht auch eine Brücke zu schlagen ist zu den bekannten „Zopffährten", wie sie vor allem aus dem süddeutschen Lias und Dogger, dann aber auch aus dem helvetischen Lias und der miozänen Molasse bekannt geworden sind (vgl. Lit. 2, p. 119). Es gibt nämlich, wenn auch selten, *Isopodichnus*-Fährten, die einen derartig engen Verband von Spurenzügen und Zöpfen aufweisen, dass man an einer genetischen Beziehung nicht leicht herum kommt. Eine weitere Besprechung der interessanten Belegstücke muss ich mir für später vorbehalten.

Dies ist mit ein Grund, der mich zur Annahme bewegt, der Spurenurheber habe nicht auf dem Sediment, sondern im Sediment gelebt. Dem widerspricht scheinbar die Tatsache, dass die Buckel und Bänder sich kaum je eindeutig von der Schichtfläche weg ins Sediment hinein verfolgen lassen, obwohl dies der einzige Weg ist, auf dem das Spurentier verschwunden sein kann. Dies liegt aber m. E. in der ursprünglichen Konsistenz des Sandes bedingt, der so wassergesättigt und fliessbereit war, dass der nicht mit Schleim ausgekleidete und unverfestigte Innentunnel nicht erhalten blieb. Nur dort waren die Bedingungen zur Fossilwerdung der Spur gegeben, wo das Fährtentier gegen eine bildsamere tonige Grenzschicht hinab- oder hinaufstiess, um dieser „Führungs"-Fläche entlang zu kriechen und über kurz oder lang wieder ins sandige Nährsediment zurückzukehren.

Auf der Suche nach ähnlichen Gegenstücken im Schrifttum kam mir nun eine Studie aus dem rheinischen Unterdevon in die Hand (Lit. 5), worin verwandte Gebilde unter Hinweis auf weitere analoge Vorkommen in der germanischen Trias abgebildet sind. IhrVerfasser, Prof. R. Richter, Naturmuseum Senckenberg Frankfurt a. M., hatte die Liebenswürdigkeit, mir einschlägige Sonderdrucke der von ihm in hervorragender Weise redigierten Zeitschrift „Senckenbergiana" zuzusenden, wofür ich ihm auch an dieser Stelle den verbindlichen Dank abstatte. Ich beschränke mich auf eine gedrängte Übersicht:

Unser Spurentypus wird 1921 von Schindewolf aus dem Marburger Buntsandstein erwähnt und 1928 unter dem „Art"-Namen *Isopodichnus problematicus* eingehend beschrieben (Lit. 6 und 7). Auch dort gilt als besonderes Charakteristikum die dimorphe Ausbildung. Weitere Funde aus dem Devon und der oberen Trias (Keuper und Rhät) sind in der Folgezeit hinzugekommen. Alle diese Vorkommen lassen sich zwangslos einem brackischen Milieu zuweisen, und Linck, der kürzlich das bis anhin bekannt gewordene *Isopodichnus*-Material kritisch gesichtet hat (Lit. 3), steht nicht an, der Fährte geradezu einen brackischen Faziesleitwert zuzuerkennen. Dies würde sich nun, trotz der grossen Zeitlücke, mit den Fundpunkten im Burdigalien decken, das bekanntlich nach Rutsch, im Gegensatz zum Helvétien, faunistisch eher brackische Einschläge zeigt. Das heisst nun nicht, dass wir mit dem Vorkommen von *Isopodichnus* nicht auch in normalmarinen Schichten rechnen dürfen; es ist wahrscheinlich, dass er auch im Helvétien auftritt. Für das Rupélien von Horw kann ich (keine Fehletiquettierung vorausgesetzt, was ich aus bestimmten Gründen vorderhand noch in Erwägung ziehen möchte) bereits Belegstücke aus der Sammlung des Zürcher Instituts beibringen. Mehr Nachdruck möchte ich auf die Feststellung legen, dass wir im *Isopodichnus*-Tier einen Indikator für strandnahes Flachmeer sehen dürfen.

Über seine Stellung innerhalb des zoologischen Systems möchte ich mich vorläufig noch nicht bestimmt festlegen. Manches spricht dafür, dass der Erzeuger der Kaffeebohnen- und Bänderfährten ein Gastropode war. Als weitere Möglichkeiten werden genannt: Anneliden (Schindewolf), Isopoden (Bornemann), welch letztere Ansicht im „Gattungs"-Namen *Isopodichnus* ja auch nomenklatorisch verankert ist.

Die eben vertretene Anschauung strandnahen Flachwassers vermag eine weitere Lebensspur, ebenfalls von der Waldhalde an der Sihl stammend, überzeugend zu stützen und zu präzisieren.

2. Die Vogelfährte aus dem Burdigalien der Waldhalde.

Kaum 30 m im Hangenden der Erstfundstelle von *Isopodichnus* entdeckte ich auf der Schichtfläche einer reichlich glaukonitführenden Luzernersandstein-

bank reliefartig heraustretende Fussabdrücke eines schreitenden Tieres. Die Fährte liess sich auf eine Gesamtstrecke von ca. 1,5 m abdecken. Die charakteristischen Merkmale sind kurz folgende: Die einzelne Fusspur ist deutlich 4-strahlig, drei Zehen gehen nach vorn, die vierte steht wie bei einem Vogelfuss nach hinten ab. Die Schrittlänge beläuft sich im Mittel auf 8—9 cm, die Spurenbreite, d. h. der Abstand zwischen linkem und rechtem Fuss, beträgt etwa 2,5 cm. Da nur einerlei Abdrücke wahrnehmbar sind, also keine Handfährten zur Ausbildung kamen, haben wir es offenbar mit einem bipeden Wirbeltier zu tun. Angesichts der zeitlichen Stellung der Fundschicht kann es sich da wohl nur um eine Vogelspur handeln. Zum mindestens steht an diesem Fundpunkt stratigraphisch und faziell einer solchen Annahme nichts im Wege. Bipede Reptilien, an die man etwa auch denken könnte, vor allem Vertreter der formenreichen Gruppe der Dinosaurier (deren Fusskelett sich bekanntlich ganz ähnlich wie das der Vögel spezialisiert hat) scheiden aus. Letztere haben das Ende der Oberkreide nicht überlebt.

Herr Prof. Dr. STEINER vom Zoologischen Institut der Universität Zürich hat in wohlwollender Weise meine Belegstücke einer vorläufigen Prüfung unterzogen und bestätigte diese meine Vermutung durchaus. Zudem machte er mich auf eine mir entgangene Einzelheit aufmerksam, die ebenfalls ganz auf einen Vogel als Fährtenurheber hinweist, nämlich eine leichte Asymmetrie des Fusses, die dadurch zustande kommt, dass Zehe II etwas kürzer ist, stärker vom Mittelstrahl III abspreizt und eine Idee weiter hinten gelenkt ist als Zehe IV. Vergleichsmessungen am Sammlungsmaterial des Zoologischen Museums unter besonderer Berücksichtigung dieser Asymmetrie der Zehenwinkel zeitigten das Ergebnis, dass der Fährtenerzeuger mit einiger Wahrscheinlichkeit der Familie der Regenpfeifer angehört hat. Am ehesten Übereinstimmung ergaben die errechneten Zehenindices mit dem Formenkreis der *Cursoriinae* und *Charadriinae*. Vielleicht vermag die geplante Ausbeutung der Fundstelle noch nähere Anhaltspunkte in dieser Richtung zu bringen[3]).

Angehörige der Regenpfeiferfamilie sind noch heute unter den Strandvögeln der Nordseeküste gut vertreten und wir werden kaum fehlgehen, wenn wir für unseren Spurenvogel eine ähnliche Umwelt annehmen: trockenfallender Strandboden, der mit seinem Reichtum an Kleintieren aller Art, wie Krebschen, Würmer usw., ein ideales Jagdgebiet darstellen musste.

3. **Paläogeographische Auswertung.**

Sahen wir uns schon bei der Besprechung der Buckelfährten zur Annahme eines seichten Flachmeeres in unmittelbarer Litoralnähe gezwungen, so berechtigt uns die scharf geprägte und getretene Vogelfährte zur weiteren Feststellung: Das subalpine Burdigalien in der typischen Ausbildung des Luzernersandsteins ist ein Absatz küstennahen Seichtwassers, ja einzelne seiner Schichtflächen

[3]) Inzwischen war es mir möglich, die Fundstelle nochmals abzusuchen (sie liegt mitten in der Sihl und ist nur bei Niedrigwasser gut zugänglich). Dabei zeigte sich, dass noch weitere fährtenführende Schichtflächen vorhanden sind, so dass wir von einem eigentlichen feinbankigen „Fährtenhorizont" von ca. 50 cm Mächtigkeit sprechen dürfen. Hier sei nur noch erwähnt, dass auch die Neufunde, trotz bezeichnender Unterschiede von vorstehend beschriebenem Fährtentypus, wiederum als Laufspuren von Vögeln anzusprechen sind, somit mit unseren bisherigen Feststellungen im Einklang stehen.

zeigen trotz reichen Glaukonitgehalts untrügliche Anzeichen zeitweiser Trockenlegung[4]).

Damit liegt es nahe, das Paradebeispiel der Nordsee, an dem durch die vorbildlichen Untersuchungen der RICHTER'schen Schule unser Wissen so wesentlich bereichert wurde, zur paläogeographischen Vorstellung heranzuziehen und das Burdigalienmeer und i. w. S. die Molasse-, ja Flyschmeere überhaupt, als „versteinerte Wattenmeere" anzusprechen. Wir haben ja keinen Grund, die Wirksamkeit von Ebbe und Flut für das Molassemeer zu bezweifeln, wenn auch der Gezeitenunterschied nicht das grossartige Ausmass der Nordsee-Watten erreicht haben sollte. Doch liegt in diesem Vergleich vielleicht eine gewisse Gefahr. Die Nordsee ist ein stabiles Schelfmeer, das tektonisch aus dem aktivsten Werden der Erde herausgezogen ist, und lässt sich dem labilen Flachmeer der Molassesenke mit ihrem mächtigen Tiefenzug nicht leicht gleichsetzen. Und dann stellte das Molassemeer dank seiner günstigeren klimatischen Lage auch dem Leben ganz andere Möglichkeiten bereit, als dies das heutige Wattenmeer der Nordsee vermag. Nach dieser tektonischen und klimatischen Einschränkung dürfen wir aber auch die Gemeinsamkeiten feststellen, die zwischen dem rezenten Nordseewatt und dem fossilen Molassemeer bestehen, ohne uns dabei den Vorwurf einzuholen, kritiklos eine Zeitmode mitzumachen. Wir führen an: Ausgedehnte, über Hunderte von Quadratmetern sich erstreckende Rippelfelder und vertikal dicht aufeinanderfolgend; bis an die Grenze des Messbaren heruntergehende Feinschichtung; „interne" Diskordanzflächen, die über verschiedenaltrige Horizonte hinweggreifen und von deutlichen Aufarbeitungshorizonten („Mergelgerölle") begleitet werden; weithin verfolgbare Schillbänke mit dichter Schalentrümmer-Packung (Seelaffen z. T.!); all die zahlreichen Spuren vagiler und sessiler Benthostiere, nicht zuletzt jene streckenweit durchziehenden, wabenartig durchlöcherten Sandsteinbänke mit senkrechten Wohnröhren (z. B. im Burdigalien an der Sihl, direkt im Liegenden der *Isopodichnus*-Bank), wie ich sie anderswo noch näher beschreiben werde (*Corophium*- oder *Arenicola*-Bauten?). So viel steht fest: Einen Grossteil der bisher bekannt gewordenen geologischen und biologischen Merkmale der Gezeitenmeere der Gegenwart finden wir als versteinerte Urkunde in der Meeresmolasse wieder.

Es wäre reizvoll, das Fährtenmaterial auch in anderen Richtungen auszuwerten, tektonisch als Zeugnis für die Verkehrtlage des Burdigalien im Querschnitt der Sihl, paläogeographisch im Hinblick auf den primären Südrand des Burdigalienmeeres in der geröllfreien Zugerbucht, und endlich lithogenetisch, z. B. als Beweis für die strandnahe Bildung des Glaukonits, um nur eine Möglichkeit zu nennen. Doch mag der Ausbau der hier angedeuteten Gedankengänge an anderer Stelle geschehen.

Ich habe zwei Schichtflächenspuren an den Ausgangspunkt unserer kurzen Betrachtung gestellt. An sich Geringfügigkeiten. In Beziehung gebracht zum Sediment und zur Umwelt, in der sie entstanden sind, erlauben sie aber Einblicke in die Vorgänge des Lebens und zugleich der Bildung der Gesteine, wie sie manch imposante geologische Erscheinung nicht zu geben vermag. Zugleich aber zeigt

---

[4]) Auch beweiskräftige anorganische „Auftauchmarken" lassen sich zur Festigung dieses paläogeographischen Bildes heranziehen, wenn auch nicht gerade von der gleichen Lokalität, so doch aus derselben stratigraphisch-faziellen Zone (u. a. echte „Luft"-trockenrisse aus einem tiefen Niveau des Burdigaliens im Renggbachprofil W Luzern; Rieselmarken aus dem Luzernersandstein oberhalb der Stadt Zug). Sie sind zugegebenermassen nicht eben häufig, was aber bei ihrer angeborenen Hinfälligkeit kaum wunder nimmt.

BIBLIOTHEK der E. T. H.

sich, wie gerade die kleinen Züge in der als so reizlos verschrienen Molasse eine vermehrte Beachtung reichlich verdienen.

Nachsatz: Die anlässlich des Kurzreferates geäusserte Ansicht, dass es möglich sein sollte, auch auf alpinem Gebiet beträchtlich über den heutigen Stand der Spurenforschung hinauszukommen, scheint eine Bestätigung zu erhalten. So macht mich Dr. H. FURRER in freundlicher Weise auf das Vorkommen sternförmiger Tierspuren im Valanginienschiefer des Wildstrubelgebietes (Wildhorndecke) aufmerksam, die von ihm eine ansprechende Deutung als Frass- oder Bewegungsspuren von Krustaceen erfuhren (Lit. 1, Taf. II, Abb. 3, sowie p. 94). Es kommen dazu die „Zopfspuren", die mein Studienkolleg R. Trümpy (mündl. Mitteilung) im Lias des Spitzmeilengebietes kürzlich entdeckt hat. Sie dürften identisch sein mit der *Gyrochorte comosa*, die HEER aus „dem Lias des Spitzmeilen" erwähnt (Lit. 2, p. 119), seither aber so ziemlich in Vergessenheit geraten ist. Aus eigener Anschauung kenne ich gut erhaltene Spurenplatten aus den Brisischichten des Frohnalpstocks bei Brunnen (Drusbergdecke). Auch die Wangschichten des Südhelvetikums zeigen hin und wieder vollkörperlich erhaltene Tunnelfährten, die eine systematische Beachtung in situ verdienen würden. Vor allem aber sei auf die ganz vortrefflich bebilderte Arbeit von A. LOMBARD (Lit. 4) hingewiesen, die den Verdacht aufkommen lässt, dass bisher unter dem Sammelsurium von Hieroglyphen und Fukoiden recht gut fassbare charakteristische Fährtentypen zusammengeworfen wurden. Und noch eines bringt diese Arbeit einem eindringlich zum Bewusstsein, nämlich die Tatsache, wie wenig gutes Anschauungsmaterial über die so vielgestaltigen Schichtflächenskulpturen der alpinen Flyschgesteine wir eigentlich besitzen.

Ich glaube, diese wenigen Hinweise (Vollständigkeit war nicht angestrebt) genügen, um darzutun, dass bei einer vermehrten Berücksichtigung der Ergebnisse der modernen Meeresgeologie das fazielle und lithogenetische Bild mancher alpiner Sedimentserien sich in einer Weise beleben liesse, die reich an neuen Ausblicken ist.

Zitierte Literatur.

1. FURRER, H., Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe. Mitt. Natf. Ges. Bern 1938 (Bern 1939).
2. HEER, O., Flora fossilis Helvetiae. Zürich 1876—77.
3. LINCK, O., Die Spur Isopodichnus. „Senckenbergiana", 25, 1942, 232—255.
4. LOMBARD, AUG., Géologie des Voirons. Denkschr. d. Schw. Naturf. Ges. 74, 1, 1940.
5. RICHTER, RUD., Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer. 3. Fährten als Zeugnisse des Lebens auf dem Meeresgrunde. „Senckenbergiana" 23, 1941, 218—260.
6. SCHINDEWOLF, O. H., Studien aus dem Marburger Buntsandstein I, II. „Senckenbergiana" 3, 1921, 33—49.
7. SCHINDEWOLF, O. H., Studien aus dem Marburger Buntsandstein III—VII. „Senckenbergiana" 10, 1928, 16—54.

Erklärungen zur Tafel.

Fig. 1. Schichtfläche einer Luzernersandsteinbank, übersät mit im Halbrelief heraustretenden Buckelfährten von *Isopodichnus* BORNEMANN, in wirrer regelloser Streuung. Dem Schichtverband entnommene Platte: sichere Unterseite! Fundort: an der Sihl, N Finstersee, Kt. Zug. Burdigalien. Belegstück Geol. Institut ETH. ½ nat. Gr.

Fig. 2. *Isopodichnus*-Platte aus dem Burdigalien (Luzernersandstein) von Bäch am Ob. Zürichsee. Orientierung ungewiss; es handelt sich um ein Lesestück aus dem Steinbruchabraum. Buckelbesetzte Bandfährten (von der Bildecke rechts unten nach links oben ziehend), in der Normalform mit Medianrinne und Seitenwülsten (N), der Ausnahmeform mit Mediankiel (M) und der bezeichnenden Gräteskulptur (G). Bei (B) allseitig freier Einzelbuckel und bei (S) die geriefelte Scheitelpartie einer dicht unter der Oberfläche geführten Spur. Belegstück: Naturmuseum Senckenberg, Frankfurt a. M. Ca. ½ nat. Grösse.

12. — Theodor Hügi (Bern): **Beobachtungen an Steinwerkzeugen.**

In den ersten zwanzig Jahren dieses Jahrhunderts haben Bodmer-Beder (2), Hezner (9) und Grubenmann (8) eingehend über petrographische Untersuchungen an Steinwerkzeugen schweizerischer Pfahlbauten berichtet. Weitere Arbeiten dieser Art sind, was unser Land anbelangt, meines Wissens keine ausgeführt worden. Dagegen befasste sich Geiger (5 und 6) wiederholt mit petrographischen Untersuchungen von Geröllen der Deckenschotter und erratischer Blöcke des Kantons Thurgau. Vor einiger Zeit äusserte der Vorsteher der Ur- und frühgeschichtlichen Abteilung des Bernischen Historischen Museums, Herr Prof. Dr. O. Tschumi, den Wunsch, es sei das Fundmaterial der Bielerseestationen gesteinskundlich zu bearbeiten. So begann ich mit der Auswahl und Untersuchung von Steinwerkzeugen der umfangreichen Doublettensammlung des genannten Museums. Im folgenden möchte ich kurz über die Ergebnisse der bisherigen Beobachtungen berichten[1]).

Die untersuchten Steinwerkzeuge und Rohstücke[2]) wurden auf den Bielerseestationen Lattrigen, Nidau-Steinberg, Port, Schaffis und Vinelz gefunden. Die Fragen des Urgeschichtlers lauten: 1. Woraus bestehen die Steinwerkzeuge bzw. Rohstücke? und 2. woher stammen sie? Es zeigte sich, dass zur Beantwortung dieser Fragen die Methoden der makroskopischen Gesteinsbestimmung nur in vereinzelten Fällen ausreichen. Zur restlosen Abklärung sind neben regionalpetrographischen Kenntnissen mikroskopische Untersuchungen, Härte- und Spezifische Gewichtsbestimmungen und evtl. chemische Analysen sowie feldgeologische Beobachtungen unerlässlich. Ausser den im einschlägigen Schrifttum viel diskutierten Jadeiten und Nephriten bevorzugten die Pfahlbauer unter den verfügbaren Gesteinsmaterialien alles, was sich durch ausreichende Härte, Zähigkeit und gute Bearbeitbarkeit auszeichnete. Die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass unter den Bielerseefunden folgende Gesteinsarten vertreten sind: Dichte Hornblendeschiefer, dichte Hornblende-Epidotschiefer, Strahlsteinschiefer, Strahlstein-Epidot-Zoisitschiefer, Eklogit-Eklogitamphibolit bis Granatamphibolit, Smaragditgabbro, Antigoritserpentin, Granat-Muskovit-Amphibolit, Titanklinohumitschiefer, Nephrit und Jadeit (bzw. Chloromelanit und jadeitartige Gesteine). Wenn einerseits von den erstgenannten Gesteinstypen aus dem Wallis, besonders aus den Tälern von Saas und Zermatt, genügend Vorkommen bekannt sind, so schien es andererseits angezeigt, durch vergleichende Beobachtungen an Sammlungsmaterial und durch Geländeuntersuchungen zu versuchen, die Petrographie und Geologie besonders der letzterwähnten fünf Gesteinsarten weiter abzuklären[3]).

Die im Fundmaterial mehrfach vertretenen Antigoritserpentine stimmen makroskopisch und mikroskopisch mit solchen des Val Moiry (Fundpunkt z. B. oberhalb des Moirygletschers) und des Val d'Anniviers (Fundpunkt z. B. im Bachschutt der in der Gegend der Crête de Millon entspringenden Bäche) vollkommen überein. Diese Antigoritserpentine bestehen aus einem feinverfilzten Maschwerk von Antigorit, Pyroxenrelikten, Erz und Strahlsteinneubildungen. Sie wurden vom Pfahlbauhandwerker wohl wegen der relativ leichten Bearbeitbarkeit bevorzugt.

---

[1]) Herrn Prof. Dr. O. Tschumi danke ich für die Bereitstellung von Untersuchungsmaterial und für das ständige Interesse. Herr Prof. Dr. H. Huttenlocher förderte die neben meiner Assistententätigkeit durchgeführten Untersuchungen durch sein Entgegenkommen, wofür ich hier gebührend danken möchte.

[2]) Von den Silex-Werkzeugen, mit deren Untersuchung begonnen wurde, sei hier nicht die Rede.

[3]) Für finanzielle Unterstützung bin ich der „*Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Bernischen Hochschule*" zu aufrichtigem Dank verpflichtet.

Die eigentümlichen Verbandsverhältnisse der Antigoritschüppchen bedingen die hohe Aggregatshärte und die grosse Zähigkeit des Gesteins. An polierten Werkzeugflächen beträgt die Härte meist 5—6. Unter den verschiedenen Serpentinwerkzeugen fand sich ein hellgrünes Beil, welches makroskopisch kaum als Serpentin diagnostiziert worden wäre. Beim Abbrechen der für die Dünnschliffherstellung benötigten Probe zeigte sich, dass nur eine wenige mm dicke Verwitterungs-(?)-Rinde hellgrün gefärbt ist, der Beilkern dagegen schwarzgrün aussieht. Das Schliffbild entspricht einem Antigoritserpentin. Dieses Beispiel zeigt einmal mehr die Fehlermöglichkeiten einer bloss makroskopischen Bestimmung an Steinartefakten. Derartige „Verwitterungsrinden", Brandspuren oder gehämmerte Oberflächen an Steinbeilen erschweren bzw. verunmöglichen vielfach die makroskopische Bestimmung. In solchen Fällen führt einzig der Dünnschliff zur Erkennung des Gesteinsmaterials.

Ein schön gearbeitetes Steinbeil aus Granat-Muskovit-Amphibolit ist von einem in unserer Institutssammlung aufbewahrten Handstück von Saas-Grund (erratisch) kaum zu unterscheiden. Derartige Granat-Muskovit-Amphibolite finden sich anstehend in der Ophiolithzone z. B. am Feegletscher, Egginergletscher, Mittaghorn, Rimpfischhorn und bei Zermatt[4]).

Die ursprüngliche Heimat eines kleinen Beilchens von Schaffis dürfte in der Serpentinmasse des Rimpfisch- und Strahlhorns zu suchen sein, welche nach DE QUERVAIN (12) Adern und Lagen mit Titanklinohumit enthalten.

Wenn auch Steinwerkzeuge aus Nephrit längst bekannt und von verschiedenen Fundpunkten der Erde immer wieder beschrieben worden sind, so kennen wir bis heute bloss eine kleine Zahl schweizerischer Nephritvorkommen. Nephrit wurde bei uns meist zusammen mit Serpentin- und Giltstein an nachstehenden Lokalitäten gefunden. Die in Klammern beigefügten Zahlen verweisen auf das Literaturverzeichnis und damit auf die Beschreibung des Vorkommens. Lokalitäten: Val Fallèr (21), Gigestaffel (13), Piatte di Canciano bei Poschiavo (15), Furtschellas bei Sils i. E. (14), verschiedene Fundpunkte bei Les Haudères (20 und 11) und Vallée de Bagnes (1a und 18). Bekanntlich stellte seinerzeit FISCHER (3) für Nephrit und andere damals in Europa unbekannte Gesteine, welche zur Herstellung steinzeitlicher Werkzeuge verwendet worden waren, die sog. Importtheorie auf. Bei der von TRAUBE um 1880 gemachten „Entdeckung" des Nephritvorkommens von Jordansmühl handelt es sich um eine Wiederentdeckung, da bereits LINNÉ 1777 und GOETHE 1790 das Mineral Nephrit aus Schlesien erwähnten (vgl. hierzu Lit. 17). Auch in der Schweiz ist dieses Mineral, wie seinerzeit SCHNEIDER (13, Seite 12) hervorhob, bereits 1829 durch LUSSER erkannt, später aber wieder vergessen worden.

Es war daher naheliegend, nach weiteren Vorkommen dieses im Gelände leicht übersehbaren Minerals zu suchen. Alpiner Nephrit besitzt in der Regel eine analoge, unscheinbar grau-grünliche Farbe wie der diesen begleitende Giltstein. Beim Besuch einer erstmals von GERLACH (7) beschriebenen, z. Zt. aufgelassenen Giltsteingrube östlich vom Moirygletscher (Koord. 612025/105300) fand ich im Sommer 1944 tatsächlich den erwarteten Nephrit. In grauen, dünnschiefrigen Schistes lustrés, die flach bergwärts fallen, findet sich ein insgesamt mehrere Meter mächtiges Giltsteinlager. Den grau-grünlichen, dm und z. T. dickeren Giltsteinbänken sind mehrfach cm bis dm mächtige Lagen von Serpentingestein und recht reine Talkschiefer von grauweisser Farbe eingelagert. Der Nephrit selbst

---

[4]) Die Lokalitätsangaben verdanke ich einer brieflichen Mitteilung von Herrn P.-D. Dr. *P. Bearth.*

bildet unregelmässige, linsig-knollige Einlagerungen in stark gefältelten Talkschiefern. Die herausgebrochenen Nephritstücke zeigen zufolge des anhaftenden, weichen Hüllgesteins oberflächlich nur eine geringe Härte. Auf einer polierten Fläche eines senkrecht zur Nephritfaserrichtung zersägten Stückes wurde die Härte zu 6½ bestimmt. Das spezifische Gewicht beträgt 2,91. Die mikroskopische Untersuchung ergab Übereinstimmung mit dem von PREISWERK (11) beschriebenen Nephrit von Les Haudères[5]). Das äusserst feinfilzige Gewebe ist aus schmalen, z. T. leicht gebogenen Hornblendenadeln aufgebaut und zeigt die für viele Nephrite typische wellige Struktur. Während die sehr kleinen und vielfach übereinandergelagerten Nadeln des Nephritfilzes gerade auszulöschen scheinen, wurde an Einzelkristallen am Schliffrand $c/n\gamma$ zu 10 ± 2^0 gemessen. Analoge Befunde ergaben Vergleichsschliffe von Nephrit der Fundstellen Val Fallèr und Col de Fenêtre. Die geologisch-tektonische Lage des neuentdeckten Nephritvorkommens am Moirygletscher ist ähnlich derjenigen bei Les Haudères. Die Giltsteingrube liegt nur wenig unterhalb der Basis der überschobenen Dent Blanche-Kristallinmasse, d. h. im unmittelbaren Wirkungsbereich einer ausgesprochenen Dislokationslinie (1). Die von RUD. STAUB (14, Seite 267 u. ff.) für die bündnerischen Nephritvorkommen postulierte und von PREISWERK (11) für die Walliservorkommen ebenfalls vertretene Ansicht, wonach Nephrit durch Mylonitisierung von Strahlsteinschiefern entstehe, findet in unserm Fall eine erneute Bestätigung. Strahlsteinschiefer leitet STAUB aus websteritischen Gängen oder Schlieren bzw. von einer Randfazies der jetzt serpentinisierten, peridotitischen Masse ab. Auf Grund neuer Untersuchungen an neuseeländischen Vorkommen gelangt TURNER (19) in bezug auf Nephritbildung zu ganz analogen Schlussfolgerungen. Der Chemismus des Nephrites vom Moirygletscher soll durch eine chemische Analyse ermittelt werden.

Die Werkzeuge aus Jadeit (bzw. Chloromelanit und jadeitartigem Material) sind vor allem durch ihr hohes spezifisches Gewicht (3,30 bis 3,42) und durch ihre grosse Härte und Zähigkeit gekennzeichnet. U. d. M. zeigen alle Schliffe dieser grauweissen oder grünlichen Steinwerkzeuge das Bild eines innig verzahnten, wirrfilzigen Gewebes aus kurzsäuligen, farblosen Prismen mit Auslöschungsschiefern von $c/n\gamma$ zwischen 30 und 40°. In einigen Schliffen treten im einheitlichen Grundgewebe Zentren mit porphyroblastisch entwickelten Augitindividuen auf. In bezug auf optisches Verhalten ist für die Augite (= Jadeite bis jadeitartige Augite) der Zentren und des Grundgewebes kein Unterschied feststellbar. Die Zentren sind durch einen „Saum" von farblosen (makroskopisch rötlichen) Granatidioblasten gegen das Grundgewebe abgegrenzt. Als weiterer Gemengteil wurde in solchen jadeitartigen Werkzeugen häufig Rutil festgestellt. Viele der untersuchten Schliffe stimmen ganz mit der von HEZNER (9, S. 138) gegebenen Beschreibung von jadeitartigen „Saussuriten" überein. Vorkommen und Entstehung jadeitartiger Gesteine, besonders in den Alpen, sind noch wenig abgeklärt. Nach dem Auffinden von jadeitischen Gesteinen auf italienischem Boden unweit der Landesgrenze (Monte Rosagruppe und Ollomonttal nahe Col de Fenêtre) wiesen FRANCHI und NOVARESE (4) darauf hin, dass das gleiche Material vermutlich auch auf Schweizerboden anstehe. Bis heute sind allerdings in dem mir zugänglichen Schrifttum keine Jadeitvorkommen beschrieben worden. In unserer Institutssammlung fand ich kürzlich ein als „Saussurit-Gabbro" bezeichnetes Handstück, das von einem Block bei Saas-Almagel stammt. Die Ähnlichkeit mit einem

[5]) Dem *Naturhistorischen Museum in Basel* sei an dieser Stelle für die Bereitstellung des PREISWERK'schen Belegmaterials (Handstücke und Schliffe) bestens gedankt.

Beilfragment von Vinelz ist schon bei makroskopischer Betrachtung eine auffällige. Dieser Eindruck bestätigt die Schliffbeobachtung, welche die Anwesenheit von Augit (jadeitartig), Smaragdit, Granat und Rutil mit gleichen strukturellen Verhältnissen, wie sie oben für die „jadeitartigen Saussurite" erwähnt worden sind, feststellt. Für Beilfragment und „Saussurit-Gabbro" resultierte ein spezifisches Gewicht von 3,36 bzw. 3,31. Um über die Pyroxennatur in diesem und andern Steinbeilen aus jadeitartigem Material sowie in dem „Saussurit-Gabbro" Näheres zu erfahren, sind feldgeologische Beobachtungen und chemische Analysen vorgesehen. Unsere noch ergänzungsbedürftigen Beobachtungen bestätigen jedenfalls die Befunde und Vermutungen von BODMER-BEDER (2) und HEZNER (9), wonach die von den Pfahlbauern zu Beilen verarbeiteten „Saussurite" eher zu den Jadeiten zu rechnen sind. Diese kalkreichen, natronarmen Jadeite dürften sich als Einschlüsse in „Saussuriten" oder Smaragditgabbros finden. Unter dem Belegmaterial zur BODMER-BEDER'schen Arbeit fand ich verschiedene Schliffe von Werkzeugen der Bielerseestationen, die als „Saussurit, jadeitisch" bezeichnet sind und deren spez. Gewicht zwischen 3,34 und 3,50 variiert[6]). Nach all diesen Beobachtungen dürfte das Auftreten jadeitartiger Gesteine in der Schweiz feststehen. Zur besseren Fundierung bisheriger Befunde sind feldgeologische Beobachtungen vor allem im Saastal vorgesehen.

Nach dieser knappen Charakterisierung des Fundmaterials steinzeitlicher Pfahlbaustationen des Bielersees hält es nicht schwer, die Herkunftsfrage des verarbeiteten Rohmaterials zu beantworten. Auf Grund von petrographischen Untersuchungen an urgeschichtlichen Funden in andern Ländern kamen KELLER (10)[7]), STAUTZ (16), TURNER (19) u. a. zum Schluss, dass vorwiegend einheimisches Gesteinsmaterial verarbeitet wurde. Handel mit Rohstoffen zur Steinwerkzeugherstellung wurde nach diesen Autoren in andern Ländern nur in beschränktem Umfange betrieben. Gleiches ist von unsern Funden zu sagen. Die untersuchten Steinwerkzeuge und Rohstücke der Bielersee-Stationen bestehen, wie aus den petrographischen und feldgeologischen Untersuchungen hervorgeht, nur aus Gesteinsarten, die beispielsweise im Wallis anstehend bekannt sind. Es ist daher naheliegend, anzunehmen, der Pfahlbaumensch habe den Rohstoff zu seinen Werkzeugen nach bestimmten Gesichtspunkten den Blöcken der Rhonegletschermoränen am Bielersee entnommen. Aus Serpentin- und Hornblendegestein (Strahlsteinschiefer, Granatamphibolit etc.) sowie Nephrit und Jadeit gelang es verhältnismässig leicht, hochwertige Werkzeuge herzustellen.

Literatur.

1. ARGAND, E.: Carte géologique du massif de la Dent Blanche. Mat. pour la carte géol. de la Suisse. Carte spéc. N° 52 (Berne 1908).
1a. ARGAND, E.: Carte géologique de la région du Grand Combin. Mat. pour la carte géol. de la Suisse. Carte spéc. N° 93 (Berne 1934).
2. BODMER-BEDER, A.: Petrographische Untersuchungen von Steinwerkzeugen und ihren Rohmaterialien aus schweizerischen Pfahlbaustätten. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. XVI, Beil. Bd. 166—198 (1903).
3. FISCHER, H.: Nephrit und Jadeit nach ihren mineralogischen Eigenschaften sowie nach ihrer urgeschichtlichen und ethnographischen Bedeutung. Stuttgart 1875.

---

[6]) Die Einsichtnahme in die Schliffsammlung verdanke ich dem Entgegenkommen der HH. Prof. Dr. P. NIGGLI und Prof. Dr. R. L. PARKER.

[7]) Herrn Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT danke ich für die Literaturangabe.

4. FRANCHI, S., NOVARESE, V. e STELLA, A.: Nuovi giacimenti di roccie giadeitiche in Piemonte (4 comunicazioni). Boll. Soc. geol. Italiana Vol. XXII, Fasc. I., 130—142 (1903).
5. GEIGER, E.: Petrographische Untersuchungen an kristallinen Geröllen des jüngeren Deckenschotters. Mitt. Thurg. Naturf. Ges. Heft 27 (1928).
6. GEIGER, E.: Die erratischen Blöcke im mittleren und unteren Teil des Kantons Thurgau. Mitt. Thurg. Naturf. Ges. Heft 32.
7. GERLACH, H.: Das südwestliche Wallis. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 9. Liefg., Bern 1871.
8. GRUBENMANN, U.: Über Steinbeile aus thurgauischen Pfahlbauten bei Steckborn und Kreuzlingen. Mitt. Thurg. Naturf. Ges. Heft 18 (1908).
9. HEZNER, LAURA: Über einige in schweizerischen Pfahlbauten gefundene Steinwerkzeuge. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. Beil. Bd. XX, 133—148 (1904).
10. KELLER, F. FR. K.: Petrographische Untersuchung unterfränkischer Steinartefakte. Diss. Univ. Würzburg (Phil. Fak.) Eisenach 1920.
11. PREISWERK, H.: Nephrit von Haudères (Wallis). Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. VI, 267—277 (1926).
12. DE QUERVAIN, F.: Zur Kenntnis des Titanklinohumites (Titanolivin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XVIII, 591—604 (1938).
13. SCHNEIDER, A.: Der Diallagperidotit und seine Umwandlungsprodukte auf Gigestaffel südlich Andermatt. Diss. Univ. Zürich (Phil. Fak., Math.-Naturw. Sekt.) 1912.
14. STAUB, RUD.: Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Vierteljahresschrift Naturf. Ges. Zürich, Jg. 61, 324—406 (1916).
15. STAUB, RUD.: Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. im Oberengadin und Puschlav. Eclogae geol. Helv. Bd. 14, 479—515 (1917) und Nephrit als Gang im Malencoserpentin. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 5, 435 (1925).
16. STAUTZ, P.: Petrographische Untersuchung von Steinartefakten aus dem Vogelsberge. Diss. Phil. Fak. Univ. Giessen 1910.
17. STEINBRUCKER, CHARLOTTE: Nephrit und seine Verwendung durch die Jahrtausende. Jordansmühler Nephritges. Breslau 1940.
18. TSCHOPP, H.: Die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes. Eclogae geol. Helv. Bd. 18, Seite 84 (1923).
19. TURNER, F. J.: Geological Investigations of the Nephrites, Serpentines and related "Greenstones" used by the Maoris of Otago and South Canterbury. Trans. and Proc. Roy. Soc. New Zealand. Vol. 65, 187—210 (1935).
20. WEGMANN, E.: Zur Geologie der St. Bernharddecke etc. Bull. Soc. Neuchâteloise sc. nat. Tom. 47, p. 58 (1923).
21. WELTER, O. A.: Ein Beitrag zur Geologie des Nephrits in den Alpen und im Frankenwalde. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. Jahrg. 1911, Bd. II, 86—106.

Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern.

---

13. — RUDOLF TRÜMPY (Glarus): **Le Lias autochtone d'Arbignon** (Groupe de la Dent de Morcles). Avec 2 figures dans le texte.

Les chalets du Haut d'Arbignon se trouvent sur la pente droite de la vallée du Rhône, en amont du village valaisan de Collonges, à une hauteur de 1630 m. environ. Le massif des Aiguilles Rouges et sa couverture sédimentaire y décrivent un synclinal, assez large mais complexe dans le détail, avant de descendre rapidement sous la Plaine du Rhône.

M. LUGEON a une fois appelé Arbignon «le rendez-vous des discordances»; et, en effet, si nous consultons par exemple la belle feuille Saxon-Morcles de l'Atlas Géologique, nous y voyons, sur un espace très restreint, le Carbonifère, le Trias, le Callovien et le Priabonien reposer en discordance angulaire sur leurs

substrata respectifs. Quatre plissements ont donc précédé le paroxysme alpin dans cette région, comme l'a évoqué M. LUGEON (Bibl. 13).

Le plus faible de ces mouvements fut celui qui est marqué par la discordance entre le Lias et le Dogger. Mais il présente un intérêt spécial du fait que les endroits où nous avons des preuves certaines de mouvements tectoniques pendant le Jurassique inférieur et moyen sont assez rares. Par contre, les indices stratigraphiques de perturbations de relief ne manquent point entre l'Autochtone le

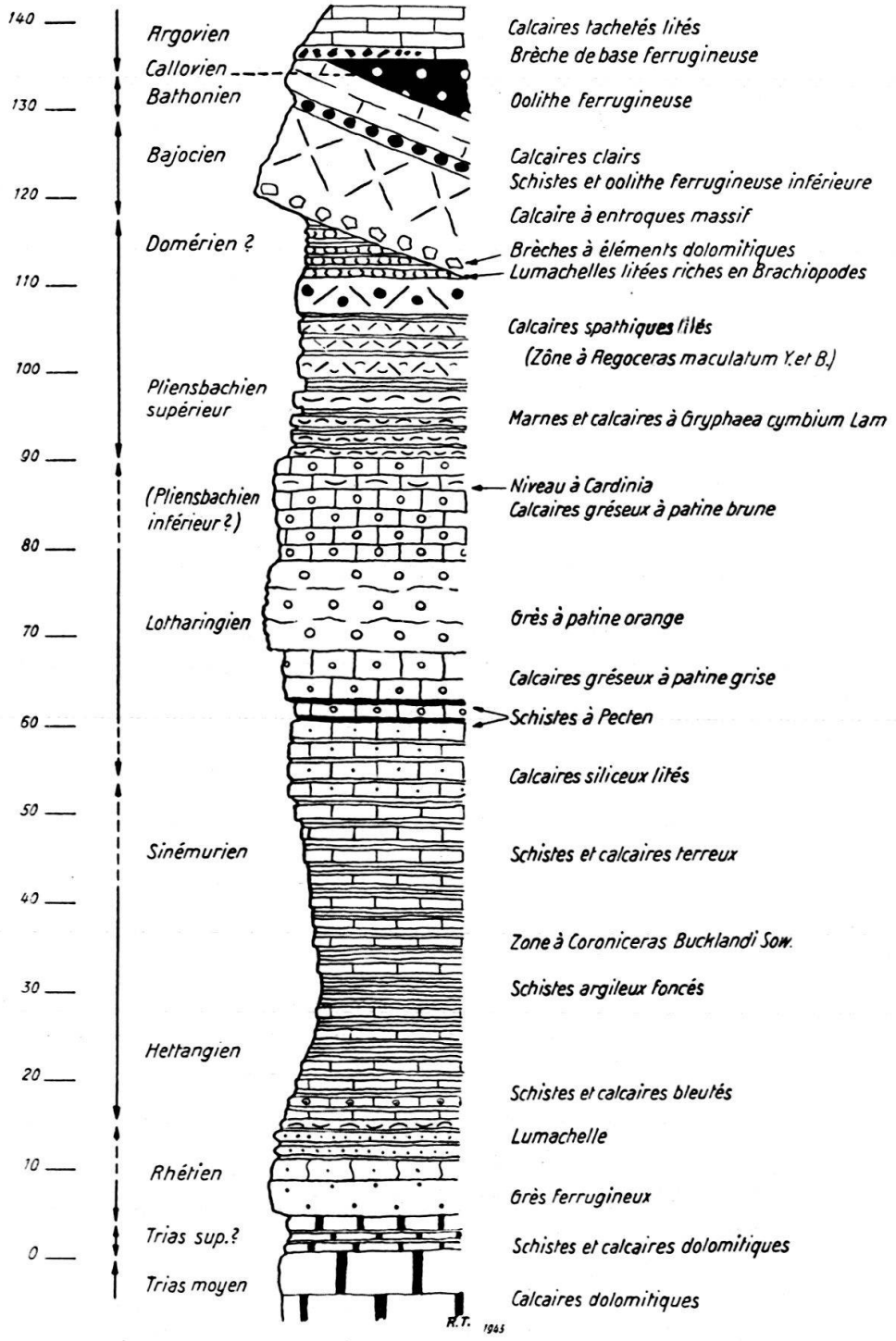


Fig. 1. Coupe du Lias et du Dogger d'Arbignon 1:1000.

plus septentrional et les nappes austroalpines inférieures. Il semblait important d'essayer de dater d'aussi près que possible un de ces plissements à Arbignon, où nous sommes en face d'une discordance indiscutable.

C'est M. LUGEON qui m'a incité à entreprendre des recherches sur cet affleurement. Je ne voudrais pas manquer de le remercier chaleureusement, ainsi que M. GAGNEBIN et tous ceux du Laboratoire de Lausanne qui ne m'ont jamais refusé leur aide et leur encouragement pendant le semestre que j'y ai passé.

L'âge du plissement jurassique n'était fixé auparavant que d'une manière assez vague. RENEVIER, en 1889 (Bibl. 18), avait trouvé des fossiles du Sinémurien, dont *Arietites bisulcatus* BRUG. Le banc de calcaire massif clair qui transgresse sur le Lias et le Trias fut attribué au Callovien par M. LUGEON. Ce dernier auteur dût soupçonner la présence du Lotharingien à Arbignon, puisque le Lias y est désigné par le monogramme «l_{1-3}» sur la feuille Saxon–Morcles.

Examinons maintenant la coupe que nous offrent les pentes raides, sillonnées par des torrents, à l'E du Haut d'Arbignon, entre ces chalets et le Creux de Dzéman (Fig. 1).

L'Infralias. E. RENEVIER (Bibl. 18) a regardé les lits de base du Lias comme rhétiens. Il se basait sur l'analogie de faciès avec les Préalpes voisines, sans avoir des preuves paléontologiques. Son exemple a été suivi par M. LUGEON.

Notons un profil caractéristique. Il se voit dans le lit d'un torrent au N du Creux de Dzéman, où affleure le front d'un anticlinal couché de Trias:

1. Dolomies légèrement cristallines à patine jaune claire, disposées en gros bancs. Trias moyen. Limite nette vis-à-vis de

2. Dolomies litées grenues à patine jaune-rouge ou jaune-verte, alternant avec des schistes marno-dolomitiques gris et des schistes verts, 4 m. Ce groupe appartient peut-être au Trias supérieur. Limite nette vis-à-vis de

3. 4—5 m. de quartzites finement grenus, très durs, verdâtres à la cassure, en gros bancs; schistes siliceux sombres riches en fer et grès ferrugineux lités. La série prend une patine rouge sombre. Elle passe à

4. 3—4 m. de schistes siliceux contenant des bancs de quartzite, de calcaires dolomitiques siliceux et de grès ferrugineux. Au sommet première lumachelle siliceuse.

5. Les schistes deviennent prépondérants et prennent l'aspect d'ardoises. Un banc très caractéristique est constitué par des calcaires marneux bleutés à taches jaunes, qui contient en abondance des moules de lamellibranches fort mal conservés.

Plus au N, les quartzites sont surmontés par un banc de calcaire dolomitique riche en silice, très compact, contenant des débris de bivalves isolés.

Aucun indice sur l'âge exact de ces couches ne peut être donné. Mais le fait que nous y trouvons encore des dolomies peut bien suggérer la présence du Rhétien. Les lumachelles passent au Sinémurien; elles pourraient éventuellement représenter la base de l'Hettangien.

La série des schistes et des calcaires siliceux. Cet étage assez monotone forme la plus grande masse du Lias d'Arbignon. Son âge est déterminé par la présence d'*Arietites bisulcatus* BRUG. et *A. spiratissimus* QU. dans la partie moyenne du complexe. Je n'ai rien à ajouter aux listes de fossiles publiées par E. RENEVIER (Bibl. 18). La série comprend l'Hettangien, tout le Sinémurien et peut-être une partie du Lotharingien.

La roche prédominante dans la partie inférieure est un schiste ardoisier marno-argileux de couleur noirâtre ou bleu-grise foncée. Vers le SE du gisement, il se charge par places de concrétions de pyrite. Des calcaires terreux et siliceux s'intercalent en bancs de 10 cm. à 1 m. d'épaisseur dans ces schistes. Les calcaires sont eux-mêmes souvent schistoïdes grâce au clivage très prononcé qui les traverse.

La base de la série est parfois constitué par des calcaires noduleux assez riches en mauvais fossiles; plus haut, de rares bélemnites, lamellibranches et crinoïdes se trouvent dispersés dans la roche.

Cette série passe insensiblement à un complexe où les calcaires siliceux lités deviennent prépondérants. En même temps, les schistes qui en séparent les bancs deviennent plus riches en carbonate de chaux, en sable et en mica détritique. On rencontre aussi des schistes à fucoïdes. On reconnaît la série de loin à sa couleur grise brunâtre et à son aspect régulièrement lité.

La série des grès et des calcaires gréseux. Graduellement, la profondeur de la mer diminue encore davantage. On peut prendre comme limite des deux séries deux niveaux peu épais de schistes siliceux micacés noirs, souvent mordorés, qui contiennent des *Pecten*.

Sous le microscope, cette roche présente un aspect singulier grâce à des paillettes tordues de mica détritique, qui sont entourées par du quartz authigène. Ce dernier est fibreux, les fibres étant plus ou moins perpendiculaires à l'individu de mica; mais leur orientation optique n'est pas homogène.

Les calcaires siliceux passent à des calcaires sableux. On observe des dalles couvertes de pistes et un lit de lumachelle schisteuse. Peu à peu, des calcaires gréseux à patine grise, qui renferment des bélemnites et des éponges silicifiées, remplacent les calcaires sableux et les schistes marno-sableux.

Les calcaires gréseux montrent, dans une pâte de calcite riche en silice, argile et matière organique, des débris anguleux de quartz trouble avec d = env. 0,1 mm. (exceptionnellement 0,3 mm.). Accessoirement abondance de muscovite, biotite vert-brune, orthose altérée, zircon, minerai de fer.

Sur ce niveau repose avec limite assez nette une couche très caractéristique de grès calcifères ferrugineux à patine orange. Ils sont irrégulièrement stratifiés, mais massifs d'aspect. Leur grain est plutôt grossier.

Les débris de quartz atteignent 0,5 mm. de diamètre. Dans un échantillon provenant du deuxième torrent de Psot (571 400/115 100) j'ai compté 51% de quartz, 38% de calcite, 7% de dolomie et de minéraux opaques, 4% de feldspath. Ce dernier est en majeure partie de l'albite.

La base de ces grès est un horizon de sources importantes.

Vers le haut nous voyons de nouveau des calcaires spathiques et gréseux apparaître; ils se distinguent facilement des calcaires gréseux inférieurs par leur patine brune foncée. Un niveau singulier est formé par des calcaires gréseux à petites nodules de calcaire compact.

En plaque mince, on observe une pâte de calcite inhomogène avec des débris d'entroques. Les grains anguleux de quartz à extinction roulante mesurent 0,3 mm. au maximum; ils occupent 27% du volume. Les minéraux secondaires — un carbonate limonitisé, du mica et de la matière organique — sont assez fréquents.

Il n'y a point de passage entre la roche ordinaire et les nodules de calcite finement cristallisée, qui ne renferment que de rares petits grains de quartz. Les dimensions des nodules varient entre 0,5 et 2 cm.; leur forme est généralement sphérique, mais il y en a qui rappellent vaguement des moules de pélécypodes.

Des roches de ce genre se retrouvent à maints endroits dans le Lias helvétique; on en observe dans le Pliensbachien de la paroi S du Torrenthorn ainsi que dans les Alpes Glaronnaises, où leur âge est lotharingien.

Toute la série est plutôt stérile; mais, près du sommet, on trouve un banc rempli de lamellibranches à test épais. Le seul fossile bien conservé que j'en ai tiré est une *Cardinia* que je n'ai pas pu rattacher à une espèce figurée.

La puissance de ces grès et calcaires gréseux est de 30 m. environ. Les grès à patine ocrée doivent correspondre aux quartzites lotharingiens que M. Lugeon

a décrit dans le massif du Torrenthorn (Bibl. 8, 9) et à Saillon (Bibl. 12). Les calcaires gréseux supérieurs se situent peut-être déjà dans le Pliensbachien.

La série des calcaires spathiques lités. Les couches les plus jeunes que l'érosion anté-mésojurassique a épargnées à Arbignon dessinent le commencement d'un nouveau cycle sédimentaire. Nous ne pouvons observer ces roches que dans les deux torrents dits de Psot; partout ailleurs le Dogger repose sur des couches liasiques plus anciennes. La meilleure coupe nous est offerte par un couloir un peu au N du deuxième torrent de ce nom (571550/115200, 1830 m.):

1. Calcaires gréseux à patine brune sombre, assez grossiers, riches en quartz (sommet de la série des grès).
2. Délit schisteux.
3. Env. 3 m. de calcaires marneux noirs, peu spathiques, avec lits de lumachelle.
4. Schistes marneux gris à *Gryphaea cymbium* LAM., renfermant des bancs de calcaire spathique, 5 m. env.
5. Calcaires foncés à entroques, patine jaunâtre, assez peu fossilifères, 2 m. env.
6. Alternance de schistes marneux et de calcaires grossièrement spathiques, 5 m. env. C'est dans cette couche surtout qu'abondent les fossiles, dont la plupart se trouve sous forme de fragments silicifiés.
7. Calcaire grossier à entroques, à patine jaune, riche en Brachiopodes, 5 m. env.
8. Lumachelles schistoïdes à brachiopodes, 2 m. env.
9. Dogger, recouvrant le Lias par une surface tranchée. On n'y observe pourtant pas de traces d'émersion.

Cette série est intéressante par les fossiles qu'elle renferme et qui nous permettront de dater d'une façon plus précise le plissement jurassique. J'y ai récolté en compagnie de M. AGASSIZ, surtout dans les couches 6 et 7 du profil précédant:

a) Fossiles non silicifiés:
   1. *Gryphaea cymbium* LAM.

b) Fossiles silicifiés:
   2. *Aegoceras* (*Androgynoceras*) *maculatum* (Y. & B.)[1])
   3. *Aegoceras* sp. ind.
   4. *Belemnites* sp. ind.
   5. *Zeilleria numismalis* (LAM.)
   6. *Zeilleria* cf. *scalprata* (QU.)[2])
   7. *Zeilleria quadrifida* (LAM.)?[3])
   8. *Terebratula* sp. ind., aff. *punctata* SOW.?
   9. *Rhynchonella* sp. ind.

c) Microfaune:
   Textularia s. l. sp., *Nodosaria* s. l. sp., Algues calcaires.

Nous sommes donc en présence du Lias moyen. L'ammonite *Aegoceras* (*Androgynoceras*) *maculatum* (Y. & B.) est caractéristique du Pliensbachien tout à fait supérieur, si l'on réserve le terme de «Domérien» pour l'étage marqué par le genre *Amaltheus*. Cette série de marnes et de calcaires à entroques remonte probablement jusqu'au Domérien inférieur.

---

[1]) L'espèce d'Arbignon se rattache plutôt à cette forme anglaise qu'à *Aegoceras capricornu* (SCHLOTH.), qui est considéré parfois comme étant identique à *A. maculatum*, mais dont l'aplatissement des côtes dans la région siphonale est plus marqué.

[2]) On peut fort bien hésiter entre la *Z. scalprata* du Lias moyen et la *Z. vicinalis* (SCHLOTH.) (non VON BUCH) du Lias inférieur.

[3]) Détermination douteuse, l'unique individu de ce brachiopode très typique n'ayant pas pu être sorti de la roche.

Le Dogger. Les coupes les plus complètes du Dogger autochtone s'observent au S et au SE du Six Trembloz. L'arête S de ce sommet nous montre, en dessus du col des Corgneules (572600/114500):

1. Cornieule du Trias moyen, passant à 30 m. de dolomie blonde cornieulisante, séparée par une limite nette mais ondulée de

2. 5 m. de calcaire gris clair massif, spathique par endroits. La roche est assez cristalline, suite du métamorphisme probablement. Sa patine est d'un gris clair vif un peu jaunâtre, avec des taches ocrées irrégulières.

3. Environ 3 m. de calcaire schistoïde verdâtre, plus rarement rougeâtre, avec des ooïdes de fer dispersés.

4. 4 m. de calcaire cristallin en gros bancs, contenant des lumachelles bréchiques de couleur jaune et rouge.

5. Env. 3 m. d'oolithe ferrugineuse de couleur lie de vin, assez fossilifère: Callovien. Débute par un petit lit de brèche.

6. Calcaires plaquetés de l'Argovien.

Le niveau 2 est ici réduit en épaisseur et en même temps sa vraie nature est cachée par le métamorphisme. Au centre du synclinal d'Arbignon, là où il recouvre le Lias moyen, c'est un calcaire à entroques, légèrement dolomitique, ne présentant aucune trace de stratification. A la base il est bréchiforme, contenant en abondance des galets peu arrondis, parfois cassés, qui peuvent atteindre 1 cm. de diamètre mais restent généralement en dessous de cette grandeur. Les éléments consistent surtout en calcaire dolomitique jaune (Trias), puis en schistes argileux sombres et en calcaire siliceux (Lias inférieur). Plus au N encore, près du torrent de Bozy, nous voyons cette couche se charger de rognons siliceux.

C'est ce banc de calcaire massif clair surtout qui nous permettra de voir la tectonique compliquée des sédiments autochtones. Il atteint 15 m. de puissance.

M. Lugeon (Bibl. 13, 24) a classé cet horizon dans le Callovien. Aucun fossil n'y a été trouvé jusqu'à présent. Or, ce calcaire spathique présente une analogie frappante avec le Bajocien de la couverture du massif de l'Aar septentrional (Bibl. 3, 4, 13, 21). Les mêmes galets dolomitiques, les mêmes lits et rognons de silice s'y retrouvent. D'autre part, ce faciès ne se rencontre jamais dans le Callovien.

L'oolithe ferrugineuse inférieure que l'on observe dans la montagne de Fully (No. 3 du profil noté plus haut) est bien distincte de la belle oolithe massive (No. 5) dont l'âge callovien est bien établi. Il est fort possible, d'après leur faciès, que les couches 3 et 4 soient bathoniennes; mais nous n'en avons aucune preuve positive.

En amont des chalets d'Arbignon et aux environs du village de Morcles le Dogger supérieur fait défaut; les calcaires clairs, souvent recristallisés, y sont recouverts immédiatement par l'Argovien. A l'E d'Arbignon la base de ce dernier est formée par une brèche, dont la teneur remarquable en fer doit provenir du Callovien remanié.

La tectonique de détail de ces terrains autochtones est assez compliquée. L'Atlas Géologique au 1 : 25000 donne une image admirable des plis et écailles; mais l'échelle et la mauvaise base topographique n'ont pas permis d'y dessiner tous les accidents. Comme M. Lugeon l'a démontré à plusieurs reprises (Lit. 10, 13), le Jurassique autochtone a été arraché dans la partie méridionale du massif par l'avancée de la nappe de Morcles. Les couches ont largement glissé sur l'horizon des cornieules. Nous voyons le Dogger descendre du col des Corgneules vers le N en une cascade admirable de petites écailles. Plus bas, au flanc E du Creux de Dzéman, deux écailles de plus vaste envergure, dont aucune ne contient encore du Lias, chevauchent la série autochtone proprement dite. C'est dans cette

dernière seulement que l'Eojurassique a été épargné par l'érosion antébajocienne.

Entre les deux torrents de Psot, le Dogger dessine cinq petits plis en forme de genou. Ces accidents ne se traduisent guère dans la partie inférieure du Lias, où nous voyons par contre deux plis couchés d'étendue moyenne. De leur côté, ces plis de Trias supérieur et de Lias inférieur n'affectent pas du tout les séries paléozoïques du massif.

En remontant vers l'anticlinal d'En Riondaz, le Lias disparaît rapidement entre le Trias et le Dogger. La tectonique de plis fait de nouveau place à une tectonique d'écailles; en même temps le dynamométamorphisme redevient plus accentué.

Notre Lias occupe donc le fond d'un large synclinal. Mais ce synclinal n'est pas seulement un élément de tectonique alpine. Il s'est produit par l'exagération tertiaire d'une dépression préexistante, anté-bajocienne. Nous avons vu que celle-ci dut se former pendant le Domérien supérieur, le Toarcien ou l'Aalénien. La coupe de la vallée du Rhône ne nous fournit aucun autre indice sur l'âge de cette minuscule révolution.

Essayons de reconstituer le profil anté-bajocien d'Arbignon (Fig. 2).

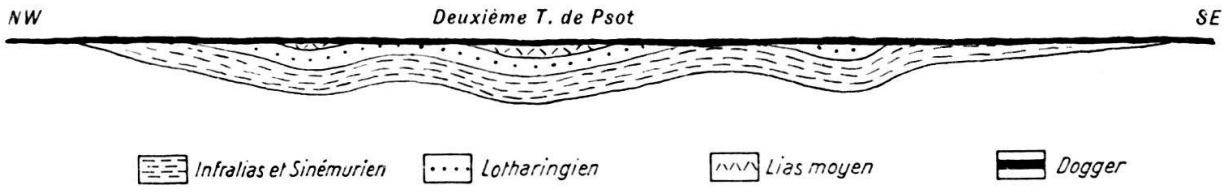


Fig. 2. Profil schématisé du synclinal anté-bajocien d'Arbignon 1:20000.

Dans une coupe du SE au NW, nous voyons donc une dépression large de 5 km. et profonde de 120 m.; l'angle de discordance atteint 12°. Le synclinal est accidenté par deux petits anticlinaux secondaires.

Une telle forme n'est sûrement pas le résultat d'une simple épirogénèse. Probablement elle n'est pas non plus le produit d'un mouvement embryonnaire alpin; il serait surprenant d'en voir un à cet endroit, loin de la Tethys, apparaissant déjà à cette époque lointaine. La forme dissymmétrique des plis embryonnaires manque aussi; tout au contraire, la pente du synclinal vers le S est sensiblement plus douce que celle vers le N.

De l'autre côté du Rhône, nous connaissons le dernier vestige de ce synclinal anté-bajocien à Salanfe, où F. DE LOYS (Bibl. 7) a signalé un affleurement de quartzites liasiques. Les mesures de pendage nous font soupçonner que, vers l'E, la dépression s'élargit et s'approfondit encore davantage.

Le faciès de ce Lias autochtone se rattache, avec ses grès et calcaires gréseux, aux séries éojurassiques qui constituent le noyau de la nappe de Morcles-Doldenhorn entre la Lonza et la Dala et près de Saillon (Bibl. 8, 9, 12). D'autre part, les schistes noirs du Lias inférieur et les calcaires spathiques lités du Lias moyen rappellent ce qu'ont décrit M. LUGEON, N. OULIANOFF et E. PARÉJAS (Bibl. 11, 15, 16, 17) dans la partie septentrionale du synclinal de Chamonix.

A Arbignon, le rivage de la mer du Lias inférieur dut se trouver assez peu au NW de l'affleurement actuel. Ceci apparaît assez nettement si l'on tient compte du rapide passage latéral des schistes sinémuriens et hettangiens à des calcaires terreux dans cette direction, ainsi que de la présence des grès grossiers, à feld-

spath peu altéré, du Lotharingien. Avec le Pliensbachien supérieur, les conditions changent radicalement. La profondeur de la mer reste assez modérée, mais les influences terrigènes ne jouent plus qu'un rôle très secondaire.

Si nous voulons voir un faciès analogue à celui d'Arbignon dans le groupe des Rothörner, à l'E de Loèche-les-Bains, c'est surtout le synclinal liasique le plus septentrional, celui du Ferden-Rothorn, qui nous montre des coupes familières. Mai là, le faciès des calcaires spathiques à fossiles silicifiés, plus gréseux que sous la Dent de Morcles, commence déjà au Pliensbachien inférieur. Il semble pourtant bien possible que la contemporanéité des cycles sédimentaires soit dérangée dans le Lias helvétique, des épisodes d'ordre tectonique étant venues troubler la tranquillité de la plateforme épicontinentale.

Les lignes isopiques du Lias helvétique et subhelvétique coupent obliquement les unités tectoniques, comme l'a remarqué P. ARBENZ (Bibl. 1). Nous trouvons à peu près le même faciès à Arbignon dans le massif des Aiguilles Rouges, au Torrenthorn sur le dos du massif de l'Aar, dans le synclinal d'Urseren (Bibl. 14), enfin dans les nappes helvétiques supérieures des Alpes Glaronnaises.

Toute autre est la répartition des faciès dans le Dogger autochtone. Les calcaires à entroques, à chailles siliceuses et à galets dolomitiques du Bajocien, par exemple, longent tout le bord externe des massifs autochtones. Le contraste est frappant entre le Dogger très réduit d'Arbignon et les puissantes masses qui forment, un peu à l'E, tout un paysage dans le noyau de la nappe de Morcles.

Ainsi, cette différence dans l'arrangement des zones isopiques nous fait aussi penser à des révolutions qui ont pris place, dans nos massifs, entre le Lias et le Dogger.

Bibliographie :

1. P. ARBENZ, 1919. Probleme der Sedimentation und ihre Beziehung zur Gebirgsbildung in den Alpen. Heim-Festschrift.
2. E. BONNARD, 1926. Monographie géologique du massif du Haut de Cry. Mat. p. la carte géol. de la Suisse, n. s., 57me livr.
3. W. BRUDERER, 1924. Les sédiments du bord septentrional du massif de l'Aar, du Trias à l'Argovien. Thèse Lausanne.
4. E. GERBER, 1905. Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaleralpen. Diss. Bern.
5. Guide géologique de la Suisse, 1934. Excursion No. 21 par M. LUGEON.
6. ARN. HEIM, 1916. Die Transgressionen der Trias und des Jura in den nördlichen Schweizeralpen. Ecl. geol. helv., vol. XIV.
7. F. DE LOYS, 1928. Monographie géologique de la Dent du Midi. Mat. pour la carte géol. de la Suisse, n. s., 58me livr.
8. M. LUGEON, 1905. Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région comprise entre le Sanetsch et la Kander. Ecl. geol. helv., vol. VIII.
9. M. LUGEON, 1914—1918. Les Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Mat. pour la carte géol. de la Suisse, n. s., XXXme livr.
10. M. LUGEON, 1914. Sur l'entraînement de l'autochtone sous la nappe de Morcles. Bull. soc. vaud. Sc. nat.
11. M. LUGEON et N. OULIANOFF, 1920. Sur la géologie du massif de la Croix-de-Fer. C.-R. Ac. des Sc. Paris.
12. M. LUGEON, 1929. Géologie de Saillon. Ecl. geol. helv., vol. 22.
13. M. LUGEON, 1930. Trois tempêtes orogéniques. — La Dent de Morcles. Livre jubilaire de la Soc. géol. de France.
14. E. NIGGLI, 1944. Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Aarmassivs. Schweiz. min.-petr. Mitt., Band XXIV.
15. N. OULIANOFF, 1924. Le massif de l'Arpille et ses abords.

16. E. PARÉJAS, 1920. La partie sud-ouest du synclinal de Chamonix. C.-R. Soc. Phys. et d'Hist. nat. de Genève, vol. 37.
17. E. PARÉJAS, 1922. Géologie de la zone de Chamonix. Mém. de la soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève.
18. E. RENEVIER, 1889. Monographie des Hautes Alpes Vaudoises. Mat. pour la carte géol. de la Suisse, 16me livr.
19. K. ROHR, 1926. Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrand des Aarmassivs (zwischen Wendenjoch und Wetterhorn). Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz, n. F., 57. Liefg.
20. B. SWIDERSKI, 1919. La partie occidentale du massif de l'Aar, entre la Lonza et la Massa. Mat. pour la carte géol. de la Suisse, n. s., 47me livr.
21. A. TROESCH, 1908. Beiträge zur Geologie der westlichen Kientaleralpen (Blümlisalpgruppe). Diss. Bern.
22. M. LUGEON, 1914. Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre La Lizerne et la Kander, 1 : 50000. Carte spéciale No. 60.
23. Atlas Géologique de la Suisse, 1 : 25000. Feuille St. Maurice, 1934. Avec notice explicative par E. GAGNEBIN.
24. Atlas Géologique de la Suisse, 1 : 25000, Feuille Saxon-Morcles, 1937. Avec notice explicative par M. LUGEON.

---

14. — A. VON MOOS (Zürich): **Über ältere Setzungserscheinungen in schweizerischen Kohlenlagerstätten.** Mit 5 Textfiguren.

1. Einleitung.

In der schweizerischen geologischen Literatur finden sich zufolge der vorherrschenden Interessen für tektonisch-stratigraphische Fragen bis heute erst wenige Angaben über Setzungserscheinungen in flachliegenden Sedimentgesteinen. Dafür aber haben sich die Bauingenieurwissenschaften, den Forderungen und Feststellungen der Praxis folgend, namentlich in den letzten Jahren sowohl in der Schweiz wie auch in andern Ländern intensiv mit den mechanischen Eigenschaften der Lockergesteine befasst. Ihre geotechnischen Erfahrungen auf dem Bauplatz, ihre Feststellungen bei den Modellversuchen und ihre erdbaumechanischen Theorien bieten auch dem Geologen neue Anregungen und Grundlagen für die Deutung und Lösung geologischer Aufgaben und Beobachtungen.

Da dem Problem der Setzungen (englisch: compaction) heute in der wissenschaftlichen und praktischen Geologie ein vermehrtes Interesse entgegengebracht wird, werden nachfolgend zwei Beobachtungen in schweizerischen Kohlenlagerstätten, die sich als Setzungserscheinungen deuten lassen, betrachtet. Anschliessend sollen auch Beobachtungen aus Öllagerstätten, die auf Setzungen zurückgeführt werden, kurz erwähnt sein.

2. Schieferkohlen.

Die diluvialen Schieferkohlen von Gondiswil–Hüswil–Zell (Kt. Bern/Luzern) liegen in ungestörter flacher Lagerung zwischen Schlammsandlagen, die auch Sand-, Lehm- und Kieseleinschaltungen führen. Es treten bis zu 5 Flöze auf, die sich lokal vereinigen und dann bis 10 m Mächtigkeit aufweisen können. Diese Schieferkohle ist aus praewürmischen, interglazialen Torflagen hervorgegangen, die in den bis 500 m breiten, in die tertiäre Molasse eingetieften Tälern entstanden sind.

Sowohl bei den Voruntersuchungen mit Hilfe von Bohrungen, wie namentlich auch bei der Gewinnung der Kohle im Tagbau beobachtete man deutlich, dass die Grenzfläche Flöz-hangender Schlammsand mit der Annäherung an den Rand der ehemaligen Torflager ansteigt (Fig. 1 A′–B′–C′). Gleichzeitig keilt die Schieferkohle, unter Einschaltung von Schlammsand- und Lehmlagen, aus. Diese Erscheinung kann gedeutet werden, wenn wir kurz auf die Entstehung der Schieferkohle und auf den Vorgang ihrer Konsolidierung eingehen.

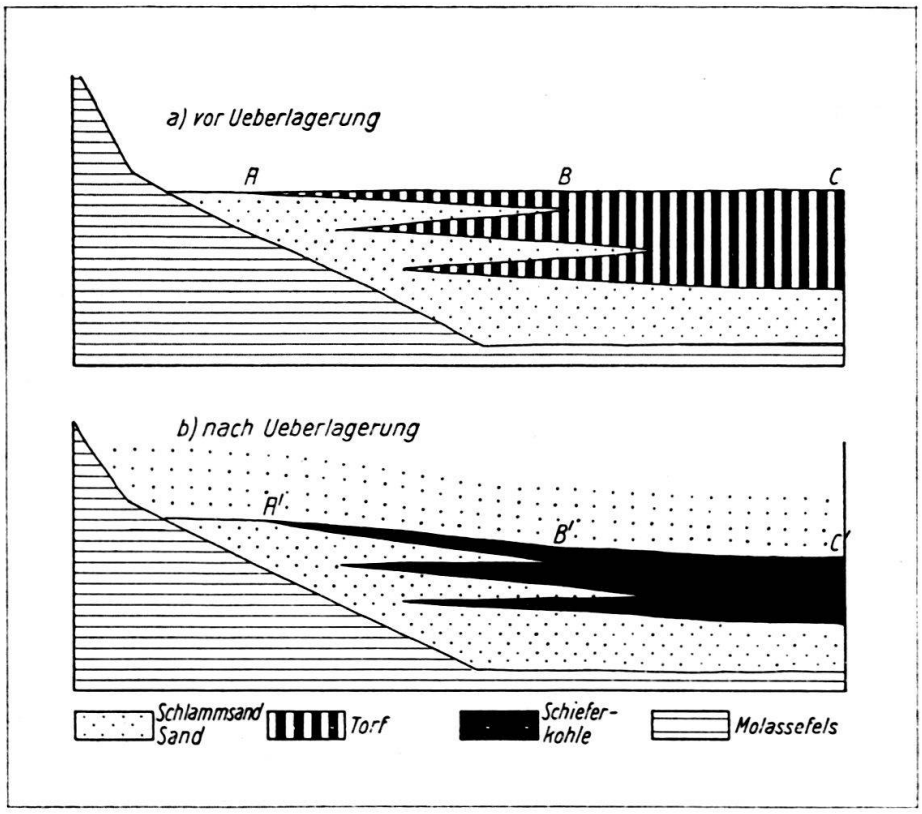


Fig. 1. Setzungserscheinungen am Rande eines Torflagers.

Nach GERBER (Lit. 3) besteht das Ausgangsmaterial der Schieferkohle aus Schilf-, Seggen-, Birken- und Moostorf, unter Vorherrschen von Bruchwaldtorf. Flachmoortorf herrscht gegenüber Hochmoortorf vor. Die Fauna wechselt vom Liegenden zum Hangenden von einer Wald- zu einer Tundrenfauna.

Die bedeutende Mächtigkeit der ehemaligen Torflager ist eine Folge langsamer Verschüttung des Hauptabflusstales durch seitlich zudringende Bachschuttkegel, die den Grundwasserspiegel sukzessive anstauten. Die mächtigste Torfbildung fand dabei in den geschützten, seitlichen Buchten des Haupttales statt. Durch Abschwemmung und Solifluktion von den Hängen bildeten sich randliche Einlagerungen, die die Torfbildung an den Talrändern hintanhielten und die Verfingerung von organischen und anorganischen Lagen bewirkten.

Diese Torfbildung wurde, vielleicht als Folge klimatischer Veränderungen, abgeschlossen durch eine allgemeine, verstärkte Zufuhr von klastischem Material.

Mit dem Absterben und dem Untertauchen der pflanzlichen Resten unter den Wasserspiegel, und anschliessend durch die Überlagerung durch Schlammsande und Sande, setzte unter dem Einfluss des allmählichen Sauerstoffabschlusses

der Inkohlungsprozess ein (Vertorfung), mit dem wir uns hier aber nicht weiter beschäftigen wollen. Gleichzeitig aber wurden diese Materialien (Pflanzenresten, Schlammsand) dem allmählich zunehmenden Überlagerungsdruck, ausgeübt durch die abgelagerte Deckschicht aus Schlammsand, Sand, Kies, Lehm usw. ausgesetzt.

Wird nun ein gesättigtes Lockergestein bei langsamer Entweichungsmöglichkeit des Wassers in der Natur durch den Überlagerungsdruck oder im Laboratorium durch eine künstliche Belastung bei verhinderter Seitenausdehnung einer Spannung unterworfen, so wird diese zunächst durch das Wasser aufgenommen. Das Wasser besitzt normalerweise eine geringere Kompressibilität als das Korngerüst der Lockergesteine. Es nimmt deshalb den anfänglichen Druck fast völlig auf und fliesst langsam aus den Poren ab. Diese Poren verengern sich dabei so lange, bis zwischen dem Lockergesteinsgefüge und der überliegenden Last wieder Gleichgewicht herrscht und das Porenwasser auf seinen hydrostatischen Druck entspannt ist. Durch den Austritt des Wassers wird die betrachtete Volumeneinheit kleiner, es entstehen Setzungen.

Bei grobkörnigen Materialien erfolgt diese Setzung in relativ kurzer Zeit, da das Wasser in dem sehr durchlässigen Material rasch abströmen kann. Wegen des an und für sich sehr kleinen Porenvolumen und der Abwesenheit von gebundenen und damit zähen Wasserhüllen ist die Setzung relativ klein. Bei sehr feinkörnigen Materialien erfolgt der Konsolidierungsprozess dagegen nur langsam. Die Hauptursache dafür liegt in der sehr kleinen Durchlässigkeit dieser Lockergesteine, die durch die geringe Grösse der Poren, deren wirksame Querschnitte zudem noch durch zähe, gebundene Wasserhüllen verkleinert werden, bedingt ist. Das Porenwasser strömt infolgedessen nur langsam ab. Dagegen ist das Porenvolumen bei diesen Materialien durch die Bindung der Wasserhüllen an den Tonmineralien, organischen Stoffen usw. und der Bildung hohlraumreicher Gefüge relativ gross, so dass die Setzungen beträchtliche Ausmasse annehmen können.

Über das Verhalten der verschiedenen Lockergesteine bei zunehmender Belastung orientiert der Laboratoriumsversuch im Zusammendrückungsapparat oder Oedometer. Dabei wird eine Materialprobe sorgfältig in einen Zylinder eingepackt, der oben und unten durch eine poröse Platte abgeschlossen wird. Auf die obere Platte wird durch einen Belastungskolben eine Spannung ausgeübt, wodurch die Probe unter Auspressen von Wasser zusammengedrückt wird. Nach Abklingen der Hauptsetzung wird die Spannung gesteigert. Als Vergleich für den Vorgang bei verschiedenen Materialien dient entweder das Zusammendrückungsdiagramm (Fig. 2), das Porenzifferdiagramm oder die Zusammendrückungszahl Δe (prozentuale Zusammendrückung bei einer Laststeigerung von $\sigma = 1$ kg auf $\sigma = 2{,}718$ kg/cm², Fig. 1. Die Zahl $e = 2{,}718$ rührt von der allgemein festgestellten Gesetzmässigkeit des Zusammendrückungsdiagrammes her und bedeutet die Basis der natürlichen Logarithmen. Lit. 5 und 6).

Aus diesen allgemeinen Versuchen ist ersichtlich, dass es Torfe gibt, die sich bei einer Laststeigerung von 1 auf 2,718 kg/cm² 15 bis 50 mal stärker zusammendrücken lassen als z. B. Feinsand. Wesentlich und im kurzfristigen Versuch nicht feststellbar sind die Nachsetzungen, die durch chemische und kolloidchemische Veränderungen und Umlagerungen zustande kommen und gerade bei Lockergesteinen mit organischen Gemengteilen, z. T. auch unter dem Einfluss bakteriologischer Vorgänge eine grosse Rolle spielen.

Betrachten wir nun auf Grund der Ergebnisse dieser Laboratoriumsversuche den Vorgang in unserem Torfgebiete, und zwar der Einfachheit halber innerhalb einer horizontal gedachten Oberfläche des Torfes und des anschliessenden Ge-

bietes. Bei steigender Belastung wird sich der am Rande liegende Schlammsand relativ wenig, der Torf im Innern des Beckens dagegen stark setzen. Die ursprünglich horizontal gedachte (Fig. 1 A–B–C) Fläche muss sich deshalb nach Abklingen der Hauptsetzung vom Profil, das nur Schlammsand enthält, bis zu demjenigen, das nur Torf aufweist, senken (Fig. 1 A′–B′–C′). Damit tritt die Erscheinung ein, die wir eingangs erwähnt haben.

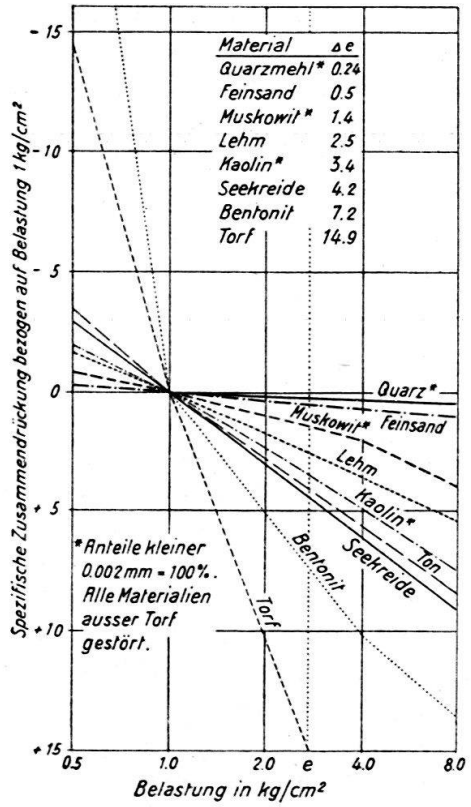


Fig. 2. Zusammendrückungsdiagramm verschiedener Lockergesteine.

Man kann nun versuchen, aus dem Zusammendrückungs- und Wassergehaltsdiagramm einer Schieferkohle und eines Torfes auf die ursprüngliche Überlagerung der Schieferkohle zu schliessen (Fig. 3).

Betrachten wir zunächst die Zusammendrückungskurve für Schieferkohle, so konstatieren wir, dass die spez. Setzung, d. h. Δi anfänglich klein ist, bei Drücken zwischen 4 und 8 kg/cm², aber rasch grössere Beträge erreicht. Bis zu diesem Betrag verhält sich das Gefüge der Schieferkohle demnach relativ konservativ. Mit andern Worten, wir befinden uns anfänglich im Bereich der Vorbelastung oder der sekundären Setzungskurve. Durchschreiten wir aber die Belastung 4—8 kg/cm², so wird das Gefüge empfindlicher auf die Zusammendrückung; wir sind aus dem Bereich der Vorbelastung herausgetreten und in die primäre Setzungskurve eingetreten. Daraus können wir schliessen, dass die Schieferkohle eine Vorbelastung besitzt, die ca. 6—8 kg/cm² beträgt.

Auf eine ähnliche Grössenordnung der Vorbelastung kommen wir aber auch bei der Betrachtung der Wassergehaltskurven. Dem Wassergehalt der Schieferkohle im Entnahmezustand in unserer Fig. 3 von 211% entspricht der Torf bei einer Belastung von ca. 6 kg/cm².

Aus diesen Angaben lässt sich nun die ehemalige Überlagerung der Schieferkohle abschätzen. Bei einem mittleren Raumgewicht des Schlammsandes (unter Abzug des Auftriebes) von 1 t/m³ und einer Vorbelastung von 60—80 t/m² betrug die Überlagerung der Schieferkohle 60—80 m. Dieser Betrag stimmt gut mit den Feldbeobachtungen überein, wonach die Schieferkohle von einer Schlammsandlage von etwa dieser Mächtigkeit bedeckt wird. Gleichzeitig geben uns diese Werte

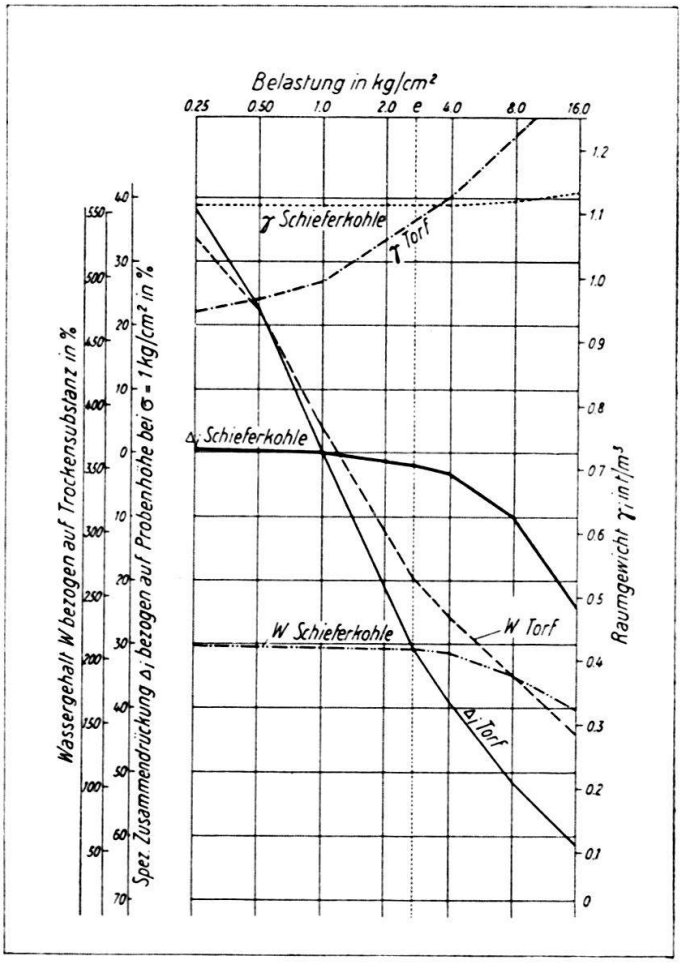


Fig. 3. Zusammendrückungs-, Wassergehalts- und Raumgewichtskurve je einer ungestörten Probe von Schieferkohle und Torf bei zunehmender Belastung.

aber auch ein Beweismittel in die Hände, um eine ehemalige, nur einigermassen erhebliche Eisüberlagerung auszuschliessen, da sonst die Schieferkohle wesentlich stärker zusammengepresst sein müsste. Eine Eiskappe, die alle benachbarten Molasseerhebungen bedeckt haben müsste (Moränen auf den Höhen!) hätte eine Mächtigkeit über der Schieferkohle und der Deckschicht von ca. 100 m gehabt, was bei einem Raumgewicht von Eis von 0,9 t/m³ einer zusätzlichen Beanspruchung der Schieferkohle von 90 t/m² entsprechen würde. Das ergibt eine totale Beanspruchung der Schieferkohle von 150—170 t/m², bzw. 15—17 kg/cm². Der Zusammendrückungsversuch zeigt aber deutlich, dass die Vorbelastung geringer war als dieser Betrag. Somit spricht diese Überlegung dafür, dass jene Moränen auf den Höhen der Umgebung älter sein müssen als die Torfbildung und dass über der Schieferkohle kaum eine grössere Eiskappe gelegen haben kann.

3. **Molassekohlen.**

Im Kanton Zürich sind in den Jahren 1941—1945 zwei Kohlenflöze der tertiären Molasse (Obere Süsswassermolasse, Tortonien), nämlich das strati-

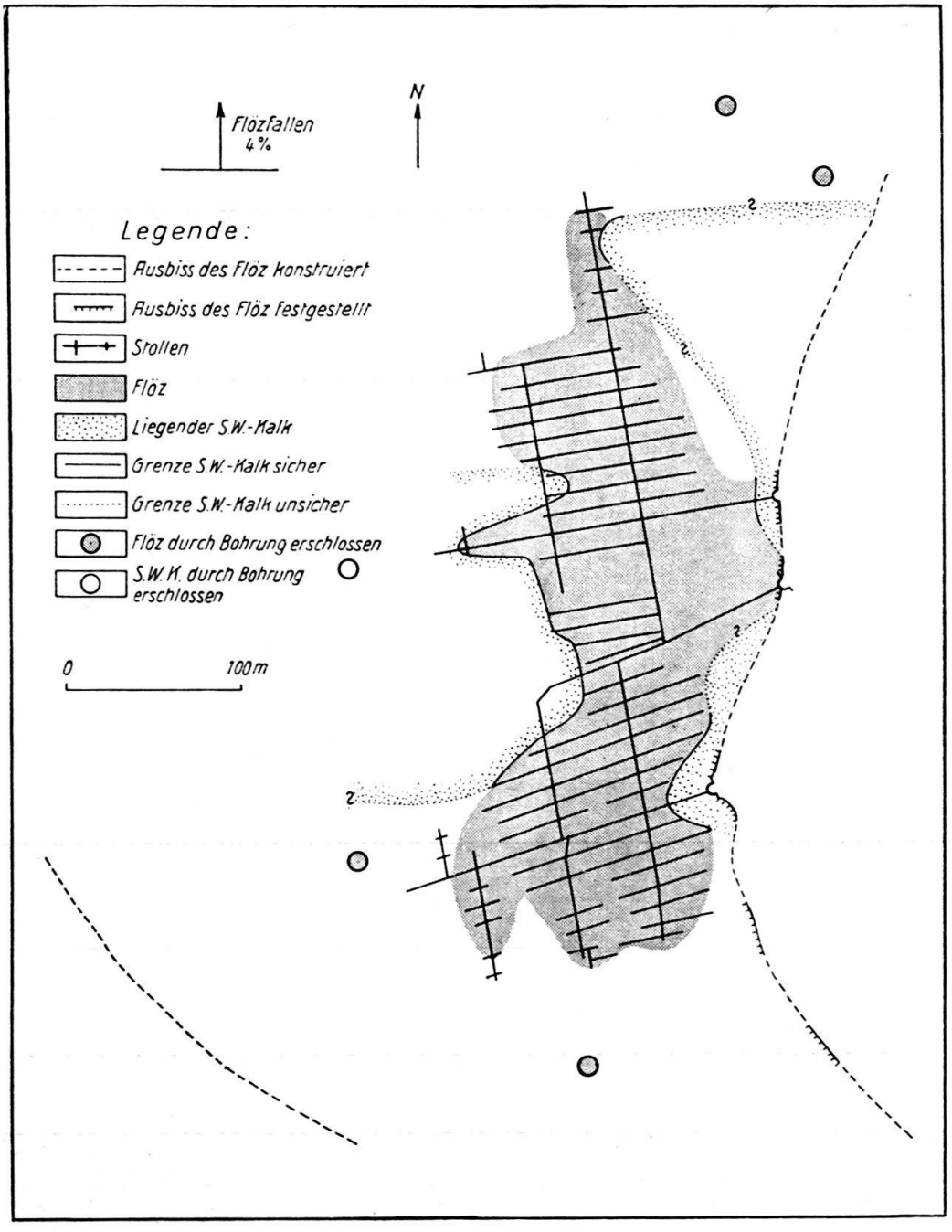


Fig. 4. Verbreitung des liegenden Süsswasserkalkes (S. W.) im Bergwerk Riedhof bei Aeugst (Kt. Zürich) nach dem Stand der Erschliessung vom 31. Dezember 1945.

graphisch tiefer liegende Flöz von Käpfnach bei Gottshalden und Gwandlen–Horgen und das etwa 200 m höher liegende Flöz von Riedhof bei Aeugst im Reppischtal, in Abbau genommen worden. Beide Flöze führen eine glänzende, schwarze Pech- oder Glanzkohle (Hartbraunkohle) und sind ausgezeichnet durch

eine ruhige, flache Lagerung. Verwerfungen und Verfaltungen fehlen bis heute vollständig, so dass in tektonischer Hinsicht monotone, vom Standpunkt des Abbaues aber gleichmässige und damit günstige Verhältnisse vorliegen. Erhöhtes Interesse bieten in geologischer, wie auch in bergbaulicher Hinsicht die lithologischen Variationen innerhalb der Flöze selbst.

Als interessanteste dieser lithologischen Veränderungen müssen die verschiedenen Flözausdünnungen betrachtet werden, die im Riedhof regelmässig mit dem Auftreten eines liegenden Süsswasserkalkes vergesellschaftet sind. In dem durch den Abbau erschlossenen Flözbereich konnten diese Flözreduktionen mit liegendem Süsswasserkalk bis heute in zwei Zonen festgestellt werden (Fig. 4), ausserdem wurden sie in einer Bohrung erschlossen und in demselben Flöz in einem Ausbiss bei Rossweg/Adliswil beobachtet.

Nähert man sich z. B. in einer E–W-streichenden Strecke (das Flöz fällt mit 4—5% gegen N ein) einer solchen Zone, so stellt man folgendes fest:

a) Im Hangenden des Flözes liegt ein sehr feinkörniger, grauer bis gelblichgrüner, gebänderter Mergel, der ohne sichtbare Unterschiede sowohl über dem abbauwürdigen, wie auch über dem ausgedünnten Flöz vorhanden ist.
b) Das Flöz, das aus Glanzkohle von 11—30 cm Mächtigkeit und aus Brandschiefer von 10—20 cm Mächtigkeit besteht, dem lokal auch kleinere Süsswasserkalklagen namentlich im Hangenden eingeschaltet sind, dünnt allmählich bis auf 1—2 cm aus, wobei aber oft der Süsswasserkalk im Hangenden in gleicher Stärke vorhanden bleibt.
c) Die Grenzfläche Flöz–hangendes Nebengestein steigt mit zunehmender Flözreduktion an. (Fig. 5 A′—B′.)
d) Unter dem normalen abbauwürdigen Flöz liegt zumeist ein sandiger, bräunlicher Tonmergel. Mit der Annäherung an das reduzierte Flöz wird er erst reicher an Schalen (Helix usw.), dann allgemein kalkreicher und geht über in einen bis 1,8 m mächtigen, klüftigen, relativ schwer bohrbaren bituminösen Süsswasserkalk, der meist durch eine mergelige Lage unterteilt ist.

Um diese Lithologie und Lagerung zu deuten, müssen wir gleichfalls kurz auf die Entstehung der Molassekohle eingehen.

Nach den heute geltenden Anschauungen sind diese Flöze aus Flachmooren entstanden, in denen der Grundwasserspiegel ungefähr auf der Höhe der Wurzeln stand. Die in die Kohle des öftern in den oberen Zonen eingeschalteten dünnen Süsswasserkalklagen beweisen, dass die Torfgebiete, besonders gegen den Schluss ihrer Bildung, zonen- und zeitweise von Süsswasser bedeckt waren, aus dem sich Seekreide ausschied.

Innerhalb dieser Flachmoore müssen aber ausserdem einzelne, etwas tiefere Wannen oder Rinnen existiert haben, in denen während längerer Zeit zufolge grösserer Wassertiefe keine festsitzenden Pflanzen, die zur Torfbildung Anlass gaben, gedeihen konnten (siehe Fig. 5). Dagegen schied sich in diesen Vertiefungen Seekreide aus und füllte sie allmählich auf. In einem späteren Stadium waren diese Vertiefungen so weit aufgefüllt, dass festsitzende Pflanzen existieren konnten und, gegenüber den übrigen Gebieten, nachträglich, auch die Torfbildung in reduziertem Maße einsetzte.

Anschliessend erfolgte durch lokale Senkung des Terrains oder zufolge Abdämmung eine Überflutung des Torfgebietes, gleichzeitig setzten pelitische Einschwemmungen ein und führten zur Ablagerung des Ausgangsmateriales des gebänderten Mergels.

Mit der Ablagerung der Lockergesteine setzten auch hier sowohl die diagenetischen Veränderungen, wie auch die mechanischen Konsolidierungsprozesse ein, die erst nach dem Ende der tertiären Sedimentation und den, wenn auch geringfügigen tektonischen Veränderungen, endeten.

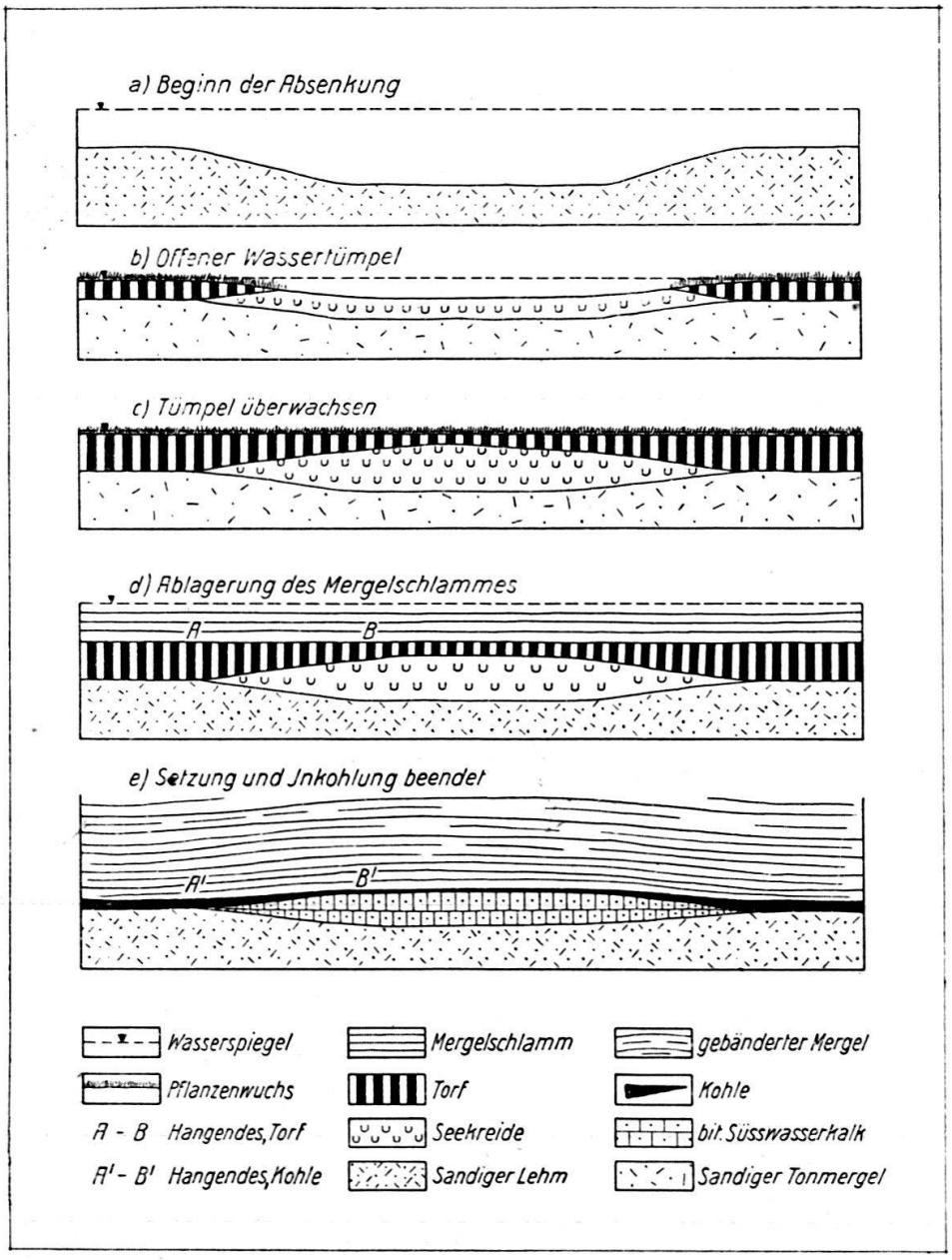


Fig. 5. Entstehung des Süsswasserkalkes im Liegenden des Flözes.

Die schon im vorhergehenden Abschnitt erwähnten Versuche haben deutlich gezeigt, wie der Torf unter dem Überlagerungsdruck sich wesentlich stärker zusammendrücken lässt, als die Seekreide. Bei einer Laststeigerung von 1 kg/cm² auf 2,71 kg/cm² ist die Zusammendrückbarkeit von Torf in Beispielen (Fig. 1) 3—4mal grösser als für Seekreide. Denken wir uns nun wiederum die Grenzfläche Flöz–Hangendes zu Beginn des Konsolidierungsprozesses als horizontal, (Fig. A—B) so wird nach einem während längerer Zeit wirksamen Überlagerungs-

druck im Gebiet des Torfes die Setzung grösser sein als im Gebiet der Seekreide. Als Folge davon steigt die erwähnte Grenzfläche vom normalen Flöz zum reduzierten Flöz mit liegender Seekreide an (Fig. 5 A′—B′). Damit tritt die Erscheinung ein, die wir regelmässig im Flöz beim Ausdünnen konstatieren. Es liegen somit in diesen Variationen innerhalb des Molasseflözes Folgen unterschiedlicher Setzungen vor.

Ähnliche Setzungserscheinungen beschreibt auch KUKUK (Lit. 8, S. 250) aus dem niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. So zerschlägt sich im Flöz 3 der Zeche Wehofen das Flöz durch Versanden fischschwanzförmig. KUKUK sieht in den sandigen Partien Ablagerungen in breiten Wasserläufen, die das Waldsumpfmoor durchflossen haben:

„Statt Torf setzte sich dort Sand und Schlamm bei ständiger Erhöhung des Bettes ab, während an den Rändern dieser Flussläufe bald die Torfbildung, bald der Absatz sandiger Gesteinsmaterialien in auskeilender Wechselwirkung überwog. Das überraschende Auskeilen der Flözenden nach oben und unten findet seine natürliche Erklärung darin, dass sich der ungestörte Teil des Urmoores bei der Inkohlung stark zusammenzog, während die auskeilenden Flözpacken, die den Gesteinskörper umschliessen, bei dessen geringer Zusammendrückbarkeit ihre Lage zum schrumpfenden Flöz hin ändern mussten."

Diese Erklärung ist nach unseren vorangehenden Erläuterungen dahin zu präzisieren, dass neben der Volumverringerung durch Inkohlung vor allem der Überlagerungsdruck bei verschiedener Zusammendrückbarkeit der Materialien diese Ausbildung hervorrief.

Auch GOTHAN (Lit. 4, S. 100) beschäftigt sich mit dem Setzungskoeffizienten der Kohle und ihrer Ausgangsgesteine und weist darauf hin, dass die Grösse der Setzung vom Torf zur Kohle im allgemeinen überschätzt werde. Er glaubt aus Beobachtungen annehmen zu dürfen, dass die Volumverringerung durch Setzung vom Torf zur Weichbraunkohle max. das 2—2,5-fache, zur Glanzkohle das 4—5-fache betrage. Würde aus unserem Torf in Fig. 3 eine Weichbraunkohle von ähnlichem Wassergehalt wie derjenige der Schieferkohle von Gondiswil entstehen, so würde die Mächtigkeitsabnahme ebenfalls ca. das 2—3-fache betragen.

4. Grossräumige Setzungen.

Die Erscheinung der unterschiedlichen Setzungen ist in den letzten Jahren namentlich von den Petrolgeologen zur Deutung gewisser sehr flacher Gewölbe und Mulden herbeigezogen worden (Lit. 1, 2).

Taucht ein älteres Relief (burried hills) durch Senkung erneut unter das Meeresniveau und wird von jüngeren, lockeren Sedimenten vollständig bedeckt, so ist die Sedimenthülle über den Erhebungen kleiner als über den Vertiefungen. Bei derselben Zusammensetzung der Sedimente in beiden Gebieten wird die Totalsetzung beim Konsolidierungsprozess in den Mulden zwangsläufig zufolge der unterschiedlichen Mächtigkeit grösser sein als über den Erhebungen. Als Folge dieser Erscheinung werden primär horizontal liegende Schichtflächen nach Schluss der Setzung von den Vertiefungen gegen die Erhebungen ansteigen und damit ein Gewölbe oder einen Dom erzeugen, ohne dass tangentiale tektonische Kräfte wirksam sind. Diese Erscheinung wird nun noch dadurch verstärkt, dass

a) über Erhebungen häufig grobkörnige Lockergesteine sich ansammeln, die an und für sich eine geringere Zusammendrückbarkeit besitzen,
b) in den Vertiefungen sich eher feinkörnige Ablagerungen bilden und durch Kriecherscheinungen und subaquatische Rutschungen anhäufen, womit dort,

abgesehen von der grösseren Mächtigkeit, auch primär stärker zusammendrückbare Materialien vorherrschen.

Der Vorgang der Setzung, der zur Porenverengerung führt, presst den Inhalt der Poren in die durchlässigeren Gesteine, die als Speichergebiete funktionieren. Tritt neben Wasser auch Öl oder Gas auf, und finden sich über den Erhebungen grobporige Gesteine, so reichern sich dort Öl und Gas an. Als Beispiele für solche Ölfelder über „burried hills" seien diejenigen von Eldorado, Augusta, Oxford in Kansas, Braman, Thomas, Garber in Oklahama oder das Gasfeld Panhandle in Texas genannt (Lit. 1, 2).

Die Erscheinung der unterschiedlichen Setzungen könnte in der Schweiz auch als Erklärung für gewisse flache Strukturen in der mittelländischen Molasse herbeigezogen werden (geringere Setzungen unmittelbar nach der Sedimentation in den Nagelfluhgebieten, stärkere Setzungen in den Mergelgebieten zwischen den Nagelfluhschuttkegeln und gegen den Jurafuss).

5. Zusammenfassung.

Der Anstieg der Grenzfläche Flöz – hangendes Nebengestein im Ausgehenden von Schiefer- und Molassekohlenlagerstätten wird als Wirkung unterschiedlicher Setzungen (compaction) betrachtet. Im Versuch kann gezeigt werden, dass das Ausgangsmaterial der Kohle, der Torf, sich stärker zusammendrücken lässt als Schlammsand, Sand oder Seekreide (Fig. 1, 3). Der Vorgang wird für die Schieferkohle (Fig. 2) und für die Molassekohle (Fig. 5) schematisch dargestellt, dabei wird bei letzteren auch die Bildung der liegenden Süsswasserkalke als Auffüllung von Mulden mit Seekreide erklärt. Aus dem Zusammendrückungs- und Wassergehaltsdiagramm von Schieferkohle und Torf (Fig. 3) kann die primäre Überlagerung der Schieferkohle auf 60—80 m berechnet werden. — Zum Schluss werden die „buried hills", die Sedimentation über denselben, die durch Setzung verursachten Gewölbebildung und ihre im Scheitel befindlichen öl- und gasspeichernden Gesteine erwähnt und auf die Möglichkeit hingewiesen, dass die unterschiedlichen Setzungen an den flachen Strukturen in der mittelländischen Molasse beteiligt sind.

6. Literatur.

1. Athy, L. F.: Compaction and its effect on local structure. In Wrather W. E.: Problems of Petroleum Geology S. 811. Thomas Murby London 1934.
2. Ferguson, J. L. und Vernon, J.: The relationship of burried hills to petroleum accumulation. Science of Petroleum Vol. I S. 240. Oxford University Press, 1938.
3. Gerber, E.: Die diluvialen Schieferkohlen von Gondiswil-Zell. In Baumberger, Gerber usw. Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie. 8. Liefg. 1923.
4. Gothan, W.: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. In Bergschlag, Krusch, Vogt. Bd. III, 1. Teil: Kohle. Enke Stuttgart 1937.
5. Haefeli, R.: Mechanische Eigenschaften von Lockergesteinen. Schweiz. Bauzeitung Bd. 111, 1938.
6. Haefeli, R. und Schaad, W.: Setzungen infolge Senkung, Schwankung und Strömung des Grundwassers. Schweiz. Bauzeitung, Bd. 123, 1944.
7. Jones, O. Th.: The compaction of muddy sediments. Quart. Journal. Geol. Soc. S. 137, 1944.
8. Kukuk, Paul: Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes. Berlin. J. Springer. 1938.

15. — B. A. FRASSON (Bern): **Molasse und Quartär der Umgebung von Schwarzenburg (Kt. Bern).**

Das ca. 25 km südlich von Bern gelegene Gebiet von Schwarzenburg (Siegfriedbl. 334: Schwarzenburg) wurde vom Verfasser in den Jahren 1942—1944 geologisch kartiert. Die ausführliche Beschreibung dieser Untersuchungen soll in der später erscheinenden Dissertation veröffentlicht werden[1]).

Die Molasseserie dieses Gebietes beginnt mit dem Aquitanien, das im Kern einer flachen Antiklinale in der Senseschlucht westlich Schwarzenburg und im Tafernatal bei St. Antoni aufgeschlossen ist. Es gelang, in dieser buntmergeligen Schichtfolge bei der Sodbachmühle *Cepaea rugulosa* ZIET. nachzuweisen wodurch das oligocaene Alter eindeutig festgelegt ist.

Über dem Aquitanien folgt, getrennt durch einen charakteristischen Nagelfluhhorizont (Scherlinagelfluh), der weiter unten ausführlicher beschrieben wird, das Burdigalien. Es besteht im unteren Teil aus massigen, glaukonitischen Bausandsteinen, im oberen Teil aus Plattensandsteinen und erreicht eine Gesamtmächtigkeit von ca. 370 m.

Die Grenze zum Helvétien ist lokal durch eine Geröll- oder z. T. fossilführende Grobsandanlage gekennzeichnet. Das Helvétien baut sich hier aus einer Wechsellagerung von mächtigen Kalknagelfluhbänken, glaukonitischen Sandsteinen und blaugrauen Mergeln auf. Dem oberen Teil dieser Schichtfolge ist ein auf mehrere km verfolgbarer Fossilhorizont eingeschaltet, dessen rein marine Fauna vollkommen mit derjenigen des obersten Helvétiens südlich von Bern übereinstimmt. Den Abschluss der Serie bildet ein z. T. konglomeratischer Austernsandstein.

Über diesem Horizont folgt am Guggershorn und am Schwendelberg eine ca. 100 m mächtige Mergel- und Sandsteinfolge, die schliesslich von der Guggershorn-Nagelfluh überlagert wird. Der lithologische Charakter dieser Schichten stimmt mit der an der Giebelegg nachgewiesenen Oberen Süsswassermolasse auffallend überein, der oberste Teil der Molasseschichtfolge im Guggisberger Gebiet gehört daher wahrscheinlich bereits der Oberen Süsswassermolasse an. Für diese Auffassung, für die allerdings der palaeontologische Beweis noch fehlt, sprechen neben den lithologischen Gründen auch die Mächtigkeitsverhältnisse. Es handelt sich um das westlichste Vorkommen der Oberen Süsswassermolasse im schweizerischen Mittelland.

Die Nagelfluhuntersuchungen ergaben zwei Typen. Das burdigale Basiskonglomerat, das von RUTSCH[2]) als Scherlinagelfluh bezeichnet wurde, zeichnet sich durch Kleingerölligkeit und fast völliges Fehlen von sedimentären Komponenten aus, während Gangquarze bis 45% des Geröllbestandes ausmachen. Der Rest besteht aus roten und grünen Graniten, Porphyren, Diabasen usw. Dieser Horizont lässt sich von der Umgebung von Bern bis in die Gegend von Freiburg verfolgen. Überall zeigt er charakteristische Sedimentationserscheinungen. Er greift oft rinnenförmig in die aquitane Unterlage, zeigt gelegentlich Deltaschichtung, Kreuzschichtung und auf kürzester Strecke Mächtigkeitsschwankungen, die von mehreren Metern bis auf Geröllgirlanden variieren. Das Bindemittel enthält reichlich frischen, zwickelbildenden Glaukonit und Kleinforaminiferen. Offenbar

---

[1]) Herrn Dr. RUTSCH, unter dessen Leitung die Dissertation durchgeführt wurde, sei für seine Unterstützung herzlich gedankt. Ebenso danke ich Herrn Prof. TERCIER (Freiburg) für die Erlaubnis, meine Untersuchungen in das von ihm kartierte Gebiet von Guggisberg auszudehnen.

[2]) Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N.F. 66, 1933.

handelt es sich um eine durch die burdigale Meerestransgression mehrmals umgelagerte Strandablagerung.

Völlig verschieden vom burdigalen Basiskonglomerat ist die Kalknagelfluh im Helvétien. Sie ist extrem grobgeröllig und besteht bis zu 80% aus Flyschkomponenten. Kristalline Gerölle treten normalerweise fast völlig zurück, können aber in einzelnen Bänken in der östlichen Randzone des Schuttfächers beachtenswerte Anteile (15 bis 20%) erreichen. Soweit die Herkunft der sedimentären Komponenten ermittelt werden konnte, besteht diese Kalknagelfluh ausschliesslich aus Gesteinen der Préalpes und des Ultrahelveticums der Sattel- oder Externzone, Gesteine der tieferen helvetischen Decken oder südalpines Material sind nicht mit Bestimmtheit nachzuweisen. Die bisher allgemein für Arzo-Lias gehaltenen rötlichen Trümmermarmore enthalten in ihren Komponenten Calpionellen, sind also sicher nicht Lias, sondern wahrscheinlich eine verfärbte Flyschbreccie mit Tithonkomponenten. Die Kalknagelfluh repräsentiert den Schuttfächer von Guggisberg, während die am Ostrand gelegenen kristallinreicheren Bänke und die Austernnagelfluh wahrscheinlich Überschneidungen des Emmentaler Schuttfächers darstellen.

Die tektonische Gliederung ergibt von N—S folgende Elemente:

Albligen-Synklinale,
Schwarzenburg-Antiklinale,
Laubbach-Synklinale,
Falten von Fallvorsassli.

An diese Falten ist im Süden die subalpine oligocaene Molasse angeschoben. Alle Falten zeichnen sich durch ihre geringen Amplituden und ihre geringen Längserstreckungen aus. Sie sind durchaus selbständig und lassen sich nicht mit den Falten oder Mulden am Längenberg und im Aaretal verbinden, sondern klingen im Gebiet östlich des Schwarzwassers aus. Mit der Faltung im Zusammenhang stehen ausgesprochene Kluftsysteme, wobei die Richtungen SW—NE dominieren. Es hat sich gezeigt, dass die Senseschlucht in ihrer Gestalt und z. T. auch in ihrer Richtung weitgehend durch dieses Kluftsystem bedingt ist.

Die glacialen Ablagerungen des untersuchten Gebietes gehören ganz dem Rhonegletscher an, wobei ausschliesslich die Ablagerungen der letzten zwei Eiszeiten festgestellt werden können. Vor oder während der Riss-Eiszeit kam es zur Bildung einer typischen Einebnungsfläche, die in den südlich von Schwarzenburg gelegenen Molasserücken in ca. 860 m erhalten geblieben ist. Die Ablagerungen der Riss-Eiszeit auf dieser Fläche werden durch erratische Blöcke und Stauschotter repräsentiert. Die Schotter, die auf dem Allmendhubel und auf der Zelg und Galgenzelg bei Schwarzenburg erhalten sind, wurden beim Rückzug des risseiszeitlichen Rhonegletschers in einer breiten randlichen Schmelzwasserrinne abgelagert.

Im Riss-Würm-Interglacial wurde diese Ebene durch Zuflüsse des Schwarzwassers durchtalt und im Gebiet der Dorfmatten ein Becken bis auf 760 m einerodiert. Die interglaciale Sense Riss-Würm floss aus dem Becken von Plaffeien durch das obere Galternbachtal gegen Westen[3]). Der Vorstoss des würmeiszeitlichen Rhonegletschers verursachte eine sukzessive Verdrängung der Sense aus der E-W-Richtung in die N-S-Richtung. Die Sense erreichte vor dem Würmmaximum zunächst das Gebiet des heutigen Sodbaches und des heutigen Senselaufes und schwenkte hier vielleicht im Gebiet von Harris gegen Westen

[3]) Vgl. Büchi, O., Eclogae geol. Helv. 20, 1927 und Mollet, H., Eclogae, vol. 20, 1927.

in die Richtung Albligen–Ueberstorf ab. Mit dem weiteren Vorstoss wurde die Sense auch aus diesem Lauf verdrängt und floss nun durch das Gebiet des Langenwiltälchens gegen Schwarzenburg zu. Während des Maximalstandes des würmeiszeitlichen Rhonegletschers, der durch den Moränenzug von Schwenny–Amselboden bis Brünnacker gekennzeichnet ist, wurden die Zuflüsse zum Schwarzwasser jedoch abgedämmt und es kam zur Ablagerung der mächtigen Seetone und Stauschotter in den Becken von Schwarzenburg und Elisried. In einem späteren Rückzugsstadium fand die Sense ihren ehemaligen Lauf im Gebiet des Sodbaches wieder, floss nun aber bei Harris nicht mehr gegen Westen, sondern nahm den nach Norden gerichteten Lauf, dem sie heute noch folgt.

---

16. — Léon Mornod (Fribourg-Romont): **Molasse subalpine et bord alpin de la région de Bulle (Basse-Gruyère).** Avec 2 figures dans le texte.

Les recherches que nous avons poursuivies sur le front des Préalpes fribourgeoises, en Basse-Gruyère, sous la direction de M. le Professeur J. Tercier, nous ont amenés à modifier notablement les idées de nos prédécesseurs sur les unités stratigraphiques et tectoniques de la Molasse subalpine et du bord alpin de la région de Bulle.

Sans la prétention ici de bouleverser les conceptions émises et soutenues par les géologues qui étudièrent le bassin bullois, parmi lesquels il convient de citer B. Studer (bibl. 25 et 26), V. Gilliéron (bibl. 11 et 12), H. Buess (bibl. 4), Arn. Heim (bibl. 13) et O. Büchi (bibl. 3), notre intention est de communiquer dès aujourd'hui quelques observations nouvelles, qui, nous l'espérons, ne heurteront point les idées presque classiques sur les lignes structurales du bord alpin.

Zones géologiques distinguées.

Une première grande coupure s'impose sur le front des Préalpes entre les domaines alpin et molassique, ou mieux entre les nappes préalpines chevauchantes et leur substratum de Molasse subalpine écaillée.

Ces deux grandes zones représentent, comme il en a toujours été convenu, l'une les Alpes, l'autre la Molasse ou Plateau molassique.

Mais tracer une limite dans les grandes masses schisto-gréseuses du Flysch des Préalpes externes et de la Molasse subalpine marine — ces deux terrains de faciès très apparenté entrent habituellement en contact l'un avec l'autre — avait placé B. Studer et V. Gilliéron, alors que l'on ne soupçonnait point encore les nappes chevauchantes, devant une difficulté quasi insoluble. Quand H. Schardt, en 1893, puis M. Lugeon, en 1902, mirent en lumière l'existence des nappes de recouvrement, le problème que nous abordons aujourd'hui prenait subitement sa plus grande signification, sans trouver une solution satisfaisante pour la région qui nous intéresse. Il suffit de comparer les travaux relatifs au bassin de Bulle pour voir un auteur rattacher à la Molasse ce que son prédécesseur englobait dans le Flysch des Préalpes externes ou réciproquement.

Dans les régions voisines, J. Tercier différenciait aisément le Flysch ou Wildflysch de la Berra de la Molasse subalpine. Il distinguait dans celle-ci le complexe des Grès de la Guiga (bibl. 27, p. 76) qu'il assimilait aux Grès de Vaulruz rupéliens. Ce raccord doit être abandonné en partie aujourd'hui. En Veveyse, E. Gagnebin (bibl. 9, p. 31) individualise, à la base du Niremont et des Pléiades, un Flysch noir de base dans lequel on reconnaît actuellement (bibl. 14, p. 130) trois termes: la Molasse subalpine rupélienne, la série des Grès de

Cucloz, le Flysch ou Wildflysch des Préalpes externes. Les Grès de Cucloz représentent une unité stratigraphique et tectonique importante sur laquelle nous apporterons ultérieurement les résultats de nos recherches en cours.

Or c'est une série analogue aux Grès de Cucloz, analogue à une partie des Grès de la Guiga que nous avons été amenés à individualiser dans la région de Bulle, entre la Molasse subalpine proprement dite, stampienne, et le Flysch ou terrains mésozoïques de la nappe des Préalpes externes.

Son individualisation jette un jour nouveau dans l'interprétation structurale de la bordure de nos Préalpes et les enseignements ou conséquences générales qui en découlent ne sauraient être évoqués dans cette communication préliminaire.

Nous désignerons ce nouveau complexe par Couches de Villarvolard ou par Flysch subhelvétique[1]) car il occupe, d'une part, de larges espaces dans la région du village de Villarvolard, au pied de la chaîne du Montsalvens; d'autre part, nous en recherchons l'homologue dans le Flysch accumulé sous le front des nappes helvétiques inférieures. Il s'identifie parfaitement pour nous au Flysch du Val d'Illiez décrit par M. VUAGNAT (bibl. 29), sous le nom de Grès de Taveyannaz du Val d'Illiez.

Ils ne se confondent nullement avec les Grès de Taveyannaz typiques à Taveyannaz, dans la nappe des Diablerets.

En allant du Plateau vers les Alpes, nous distinguons dès lors les zones géologiques suivantes:

a) Molasse du Plateau: Miocène: Helvétien et Burdigalien.
b) Molasse subalpine: Stampien: Chattien et Rupélien.
c) Flysch subhelvétique ou Couches de Villarvolard: Sannoisien.
d) Préalpes externes.
e) Préalpes médianes.

Nous limiterons notre étude à la stratigraphie du Flysch subhelvétique et de la Molasse subalpine pour émettre ensuite quelques observations sur la tectonique.

Le Flysch subhelvétique.

La figure 1 met suffisamment en relief le rôle important de cette série, dans l'interprétation structurale du bord alpin, pour que nous ayons à le souligner. Elle affleure sur plus de 5 km. dans la vallée de la Sarine, entre Broc et Corbières; elle s'enfonce, à la faveur de la profonde entaille de la Sarine, dans la première zone des Préalpes pour se rapprocher à quelques centaines de mètre des Médianes. Aussi, à cette sorte de golfe, nous donnerons le nom de Demi-fenêtre de Broc (bibl. 21).

Véritable série compréhensive de plusieurs milliers de mètres dans laquelle toute coupure stratigraphique est impossible à préciser, le Flysch subhelvétique comprend des schistes argileux ou gréseux, gris ou beiges, entrecoupés ça et là de grès qui peuvent se développer jusqu'à constituer de gros complexes à large extension horizontale, le tout plongeant vers les Alpes. Impossible aussi d'en déchiffrer les multiples écailles constitutives.

Les grès, et parmi eux les types conglomératiques, grossiers et les variétés fines franchement vertes, caractérisent le Flysch subhelvétique.

Macroscopiquement, les grès grossiers se distinguent des grès rupéliens de la Molasse subalpine par l'abondance des roches vitreuses qui s'altèrent rapide-

---

[1]) R. TRÜMPY désigne par «subhelvetische Decken» les nappes qui se situent sous le chevauchement principal des nappes helvétiques (Eclog. geol. Helv., vol. 37, p. 407, 1944).

ment en matière ocreuse et maculent la roche, l'abondance des porphyrites, des jaspes rouges à radiolaires, des feldspaths isolés, des quartz blancs ou roses et surtout par la teinte vert/sombre sur la cassure fraîche, vert/pâle à jaunâtre par altération. Comme nous allons le voir, les grès polygéniques du Rupélien, toujours gris/bleuâtre, ocreux par altération, présentent de rares galets de roches vitreuses et de porphyrites, mais d'abondants éléments dolomitiques qu'accompagnent des moules de Bivalves ou de Gastéropodes et des restes informes de Vertébrés.

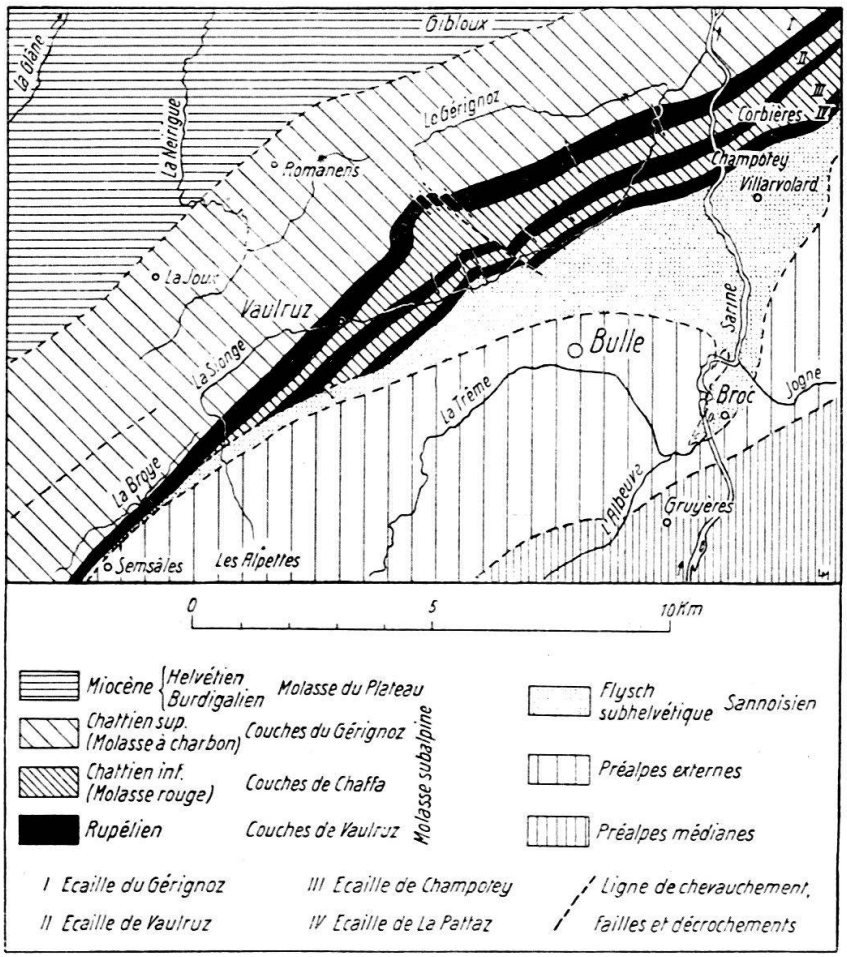


Fig. 1. Carte tectonique de la région de Bulle.

Sous l'objectif, nous identifions les grès subhelvétiques grâce aux porphyrites andésitiques, à la prédominance des feldspaths plagioclases sur les orthoses et microclines, à l'abondance des roches vitreuses et au rôle tout secondaire du ciment de calcite. Le même ciment de calcite joue un rôle capital dans les grès polygéniques du Rupélien. La glauconie se présente dans les deux formations.

Les acides ne donnent qu'une faible effervescence sur les grès fins d'un vert franc.

Ces caractères lithologiques nous ont permis de délimiter la zone du Flysch subhelvétique par rapport à la Molasse marine rupélienne sur laquelle il s'appuie habituellement. En fait, chaque affleurement contient un banc de grès typique tandis que dans les Couches de Vaulruz rupéliennes, les grès polygéniques se limitent à des bancs lenticulaires dans la seule carrière de Champotey, avec les

caractères lithologiques et paléontologiques que nous leur assignerons dans un instant.

Les couches de Villarvolard ne renferment jamais les grès mouchetés, verts, du type classique des Grès de Taveyannaz. Ces deux séries présentent toutefois des liens de parenté mis en évidence par M. VUAGNAT (bibl. 29, p. 414).

Sans donner ici une diagnose lithologique sur les grès du Flysch des Préalpes externes, nous avons toujours réussi à les distinguer des grès subhelvétiques. Les caractères distinctifs que nous pourrions souligner se confondraient avec ceux que préconise M. VUAGNAT (bibl. 29, p. 396).

Quand des masses schisteuses relevant à la fois des deux zones précitées entrent en contact, il devient très délicat, sinon impossible de tracer une limite précise.

Toute la faune du Flysch subhelvétique se ramène à de nombreuses écailles de poissons aussi fréquentes dans les grès que dans les schistes. Elles s'identifient aux écailles figurées par les auteurs pour l'espèce que nous signalerons dans le Rupélien, soit: *Clupea longimana Heckel.*

Les rares Foraminifères qu'accompagnent des débris de Lithothamnies proviennent d'un remaniement du Flysch nummulitique alpin.

Emplacement originel et âge.

Nous groupons les Couches de Villarvolard, une grande partie des Grès de la Guiga et les Grès de Cucloz, sur le front des Préalpes fribourgeoises, sous le nom de Flysch subhelvétique. Nous pouvons lui assimiler les Grès de Bellevue des Voirons, décrits par AUG. LOMBARD (bibl. 15, p. 18), sur l'arc chablaisien. Ses caractères lithologiques, son faciès, justifient un raccord très étroit avec les Grès de Taveyannaz du Val d'Illiez, raccord proposé dès 1937 par AUG. LOMBARD (bibl. 14) et par M. VUAGNAT (bibl. 28 et 29).

Son emplacement originel se situe dans les régions helvétiques parautochtones, comme l'admettent communément les géologues qui ont traité de la question (bibl. 29, p. 418; 7, p. 15; 6, p. 11 et 86).

L'on sait, à la suite d'une note de M. VUAGNAT (bibl. 30), que les Grès de Taveyannaz du Val d'Illiez se retrouvent sur le versant droit du Rhône, au-devant de la Dent de Morcles; il devient donc logique d'admettre que la même série[2]) se prolongeait vers le NE, entre les massifs de l'Aar et du Mont-Blanc et couronnait les terrains parautochtones. De là, les Couches de Villarvolard furent arrachées à leur soubassement et refoulées jusque sur le front des Alpes, lors de la progression des nappes préalpines. La distance de charriage s'élève à plus de 40 km.

L'âge du Flysch subhelvétique ne peut être basé aujourd'hui sur une faune caractéristique. AUG. LOMBARD (bibl. 14; 15, p. 88) date du Priabonien les lentilles de conglomérats polygéniques de Bellevue, aux Voirons, en les raccordant aux grès de Taveyannaz de Thônes–Le Reposoir rangés dans le Priabonien, à la suite de la découverte de Nummulites et Orthophragmines dans le Massif de la Croix des Sept-Frères, faite par L. MORET (bibl. 19; 20, p. 61). On est en droit de se demander si les Grès de Bellevue se raccordent étroitement à la zone des Grès de Taveyannaz de Thônes–Le Reposoir, en tenant compte des remarques de M. Vuagnat (bibl. 29, p. 415 et 417), ou à une zone plus externe.

---

[2]) Elle se retrouve en Suisse centrale dans le groupe des «grès de Taveyannaz—grès d'Altdorf». (Voir Vuagnat M., Eclog. geol. Helv., vol. 37, p. 427—430, 1944.)

Nous pouvons attribuer un âge Sannoisien à l'ensemble des Couches de Villarvolard en considérant leur position stratigraphique originelle entre deux séries datées paléontologiquement. Reportons-nous au Val d'Illiez. Il est bien établi que le Flysch autochtone du Val d'Illiez représente un complexe différent des Grès de Taveyannaz du Val d'Illiez (bibl. 6, 7). Nous proposons plus loin un

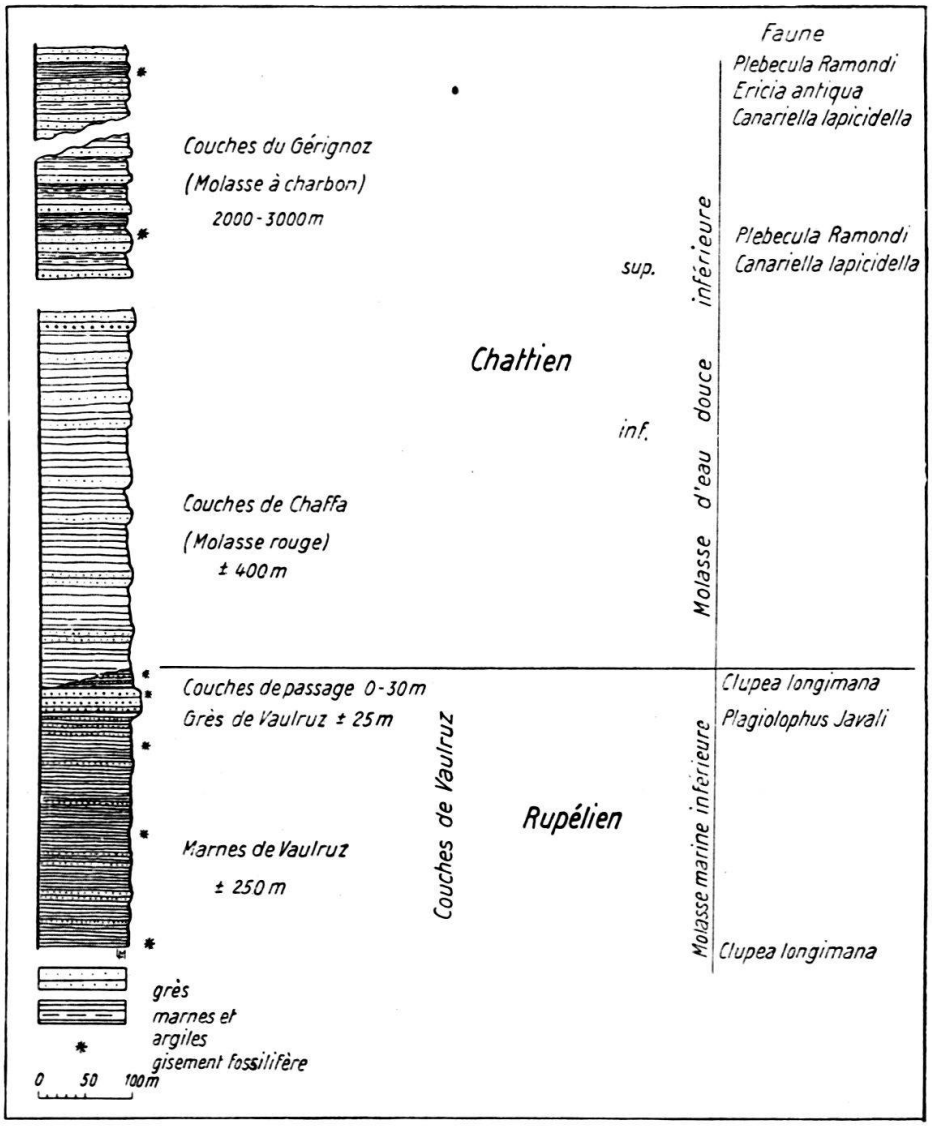


Fig. 2. Stratigraphie de la Molasse subalpine de la région de Bulle.

parallélisme entre les Couches de Vaulruz et le Flysch autochtone du Val d'Illiez: ce dernier représenterait le Rupélien. Dans les nappes helvétiques, le Flysch éocène–oligocène inférieur (bibl. 17) couronne la série stratigraphique. Les terrains les plus récents, datés paléontologiquement, sont représentés par les Grès de Taveyannaz de la nappe des Diablerets en Suisse (bibl. 16) et les Grès de Taveyannaz de la nappe Morcles–Aravis en Savoie (bibl. 19; 20, p. 61). Les Couches de Villarvolard, lithologiquement distinctes des Grès de Taveyannaz des nappes et du Flysch autochtone, se sont déposées sur les aires sédimentaires parautochtones, durant le Sannoisien. Cette interprétation s'établit en liaison directe avec la mi-

gration du bassin nummulitique vers le bassin molassique: les grès à éléments volcaniques, priaboniens dans les nappes, seront sannoisiens dans les régions parautochtones tout en subissant des modifications dans leur nature lithologique, puis enfin rupéliens dans les régions autochtones.

A l'appui de notre interprétation, AUG. LOMBARD (bibl. 15, p. 19) signale, dans les éléments des Grès de Bellevue, des calcaires à Nummulites etc., et CH. DUCLOZ (bibl. 7, p. 17) mentionne au Val d'Illiez, dans les galets des Grès de Taveyannaz du Val d'Illiez, *Nummulites Boucheri De La Harpe* et *Nummulites striatus Brug.*, provenant du démantèlement d'assises priaboniennes.

La Molasse subalpine.

Toute la Molasse subalpine de la région de Bulle est d'âge stampien (Rupélien et Chattien). Privée de poudingues, elle ne donne aucun relief vigoureux dans le paysage et ne se délimite pas par les grands traits de morphologie.

Nous avons adopté les deux grandes divisions suivantes:

a) Rupélien (Molasse marine inférieure),

b) Chattien (Molasse d'eau douce inférieure).

a) *Rupélien = Couches de Vaulruz (Molasse marine inférieure).*

On ne concevait, jusqu'à nos recherches, comme Stampien marin, que les Grès de Vaulruz que certains auteurs interprétaient comme des intercalations de Molasse marine dans une série lacustre («Molasse rouge»).

Le niveau n'est pas individualisé, pour s'incorporer en partie dans l'Aquitanien, suivant les données de H. BUESS (bibl. 4).

Le Rupélien comprend trois termes (voir fig. 2):

1) terme inférieur:	les Marnes de Vaulruz	Couches de Vaulruz
2) terme moyen:	les Grès de Vaulruz	
3) terme supérieur:	les Couches de passage du Rupélien au Chattien	

L'appellation de Couches à Meletta ne conviendrait plus, car nous avons trouvé les écailles de poissons dans les Flyschs subhelvétique et préalpin (bibl. 21, p. 492).

L'absence de la bigarrure et la persistance de la teinte grise, la stratification bien soulignée permettent à elles seules de distinguer sur le terrain le Rupélien du Chattien.

1) Marnes de Vaulruz.

La série renferme des marnes et argiles schisteuses, de teinte grise, jamais bigarrée, ni rougeâtre ou violette. Des bancs de grès se répartissent sans ordre sur tout l'ensemble ou se groupent en complexes toujours secondaires, lithologiquement semblables aux Grès de Vaulruz.

Vers le sommet du terme, les grès s'intercalent plus régulièrement dans les marnes pour prédominer bientôt sur elles. Subitement elles disparaissent et nous entrons dans le terme moyen.

La mise en place des écailles a pu réduire la série à quelques dizaines de mètres; jamais elle n'excède 250 ou 300 m.

2) Grès de Vaulruz.

Ce sont 25 m. en moyenne de grès en assises, en dalles ou en plaques et plaquettes, micacés, feldspathiques, glauconieux, pyriteux, à ciment de calcite large-

ment développé, gris/bleuâtre à la cassure fraîche. Le complexe peut renfermer localement un banc argileux. Caractères lithologiques, richesse en fossiles, constance de l'épaisseur de la formation dans le territoire étudié entre la Berra et les Alpettes, tout fait de cette série le niveau le plus représentatif de la Molasse subalpine. Nous le retrouvons encore identique sur le front des Alpes sous les noms de Grès de Ralligen, d'Horw, de Bilten, etc. Dans notre région, il s'en distinguerait peut-être par la présence d'un ou deux minces bancs de charbon accompagné parfois de calcaire d'eau douce: ils annoncent le régime continental lacustre du Chattien.

Grès polygéniques. — Généralement fins, les Grès de Vaulruz montrent, aux carrières de Champotey, à la tête W du pont sur la Sarine, près de Corbières, des intercalations lenticulaires de grès grossiers, polygéniques, renfermant des galets de porphyrites, de roches vitreuses verdâtres, de jaspes à radiolaires, de quartzites blancs, de calcaires divers et de nombreux éléments dolomitiques. Ce type de roche apparente singulièrement les Grès de Vaulruz au Flysch subhelvétique.

En dehors des carrières de Champotey, nous ne les avons rencontrés nulle part.

Aug. Lombard (bibl. 15, p. 11) mentionne des grès polygéniques dans la Molasse subalpine des Voirons.

3) Couches de passage du Rupélien au Chattien.

Le terme peut manquer et les sédiments bigarrés propres au Chattien apparaissent subitement sur les Grès de Vaulruz. Le cas se réalise à Les Morets, au N de Vuadens. Généralement les marnes grises s'intercalent à nouveau dans les grès qui surmontent le terme moyen. D'une teinte uniformément grise, les couches passent graduellement, par apparition et accentuation de la bigarrure des sédiments, au Chattien typique. La zone de transition atteint 20 à 30 m. Les écailles de poissons et la faune des Mollusques (Cyrènes) persistent jusqu'au Chattien.

Age et faciès des Couches de Vaulruz.

Nous nous limiterons à relever ici deux noms dans la longue liste des Mollusques et Vertébrés fossiles:

Plagiolophus Javali Filhol
Clupea longimana Heckel.

Le premier établit infailliblement le Stampien inférieur pour H. G. Stehlin (bibl. 24) — dans notre classification nous dirions Rupélien (fig. 2). Quant aux écailles de poissons, dont la plupart se rapportent, selon les descriptions des auteurs, à l'espèce précitée, elles apparaissent dès l'Eocène, dans le Flysch des Préalpes externes (bibl. 21). S'il est convenu que l'espèce en question caractérise les mers rupéliennes et si elle ne leur a pas survécu, en se rapportant aux écailles seules, elle débuterait avant l'Oligocène.

La faune des Mollusques, *Cyrena, Cardium, Melanopsis* etc. et la faune des Vertébrés témoignent d'un milieu franchement saumâtre, Les influences continentales se font déjà sentir, il se forme des couches minimes de charbon et de calcaire d'eau douce avec *Planorbis.*

Nous avons rattaché les Couches de Vaulruz au domaine molassique. Mais il faut admettre leur étrange parenté avec le Flysch et M. E. Gagnebin l'a exprimé par le paradoxe de «Molasse à faciès flysch» (bibl. 10, p. 681) (voir Conclusion).

b) *Chattien ou Molasse d'eau douce inférieure.*

Le Chattien se subdivise en:

1) Chattien inférieur: Couches de Chaffa = Molasse rouge de la Veveyse et du Val d'Illiez.
2) Chattien supérieur: Couches du Gérignoz = Molasse à charbon de la Suisse occidentale.

1) Chattien inférieur: Couches de Chaffa (Mol. rouge de la Veveyse et du Val d'Illiez).

Les Couches de Chaffa, du nom des ruines d'un château, à la base des versants SE du Gibloux (W de Riaz), s'identifient lithologiquement et stratigraphiquement à la Molasse rouge de la Veveyse, du Bouveret et du Val d'Illiez. Elles ne se raccordent pas à la large bande de Molasse rouge décrite et figurée par E. RITTER (bibl. 23), dans la zone subalpine comprise entre Vaulruz et le Léman. Le cadre régional que nous voulons conserver à notre travail ne nous permet pas d'entamer le thème sur les relations stratigraphiques ou lithologiques entre les Couches de Chaffa (Mol. rouge de la Veveyse et du Val d'Illiez) et la Molasse rouge ou bigarrée des régions de Genève ou de Savoie, telle que la définissent E. PARÉJAS (bibl. 22, p. 27), AUG. LOMBARD (bibl. 15, p. 7) et L. MORET (bibl. 20, p. 48 et 68).

Le Chattien inférieur, d'une puissance de 400 m. environ, se limite aux deux écailles de Vaulruz et Champotey (voir fig. 1) où il fait suite stratigraphique au Rupélien, sans discordance apparente. Le passage s'opère graduellement ou sans transition.

Si la bigarrure des sédiments l'apparente étrangement au Chattien supérieur, la «Molasse rouge» s'en détache par ses grès à ciment calcaire, d'un rouge sombre ou violacé, passant à un type brunâtre, parfois blanchâtre, parfois aussi à des grès conglomératiques composés essentiellement de galets dolomitiques, le ciment restant de la calcite pure, avec une matière ferrugineuse diffuse dans la roche.

Le Chattien inférieur tranche sur le ton uniformément gris du Rupélien.

Dès que l'on s'élève dans la série stampienne, à partir de la Molasse marine inférieure, toute la faune disparaît subitement. Au Val d'Illiez, en Veveyse, partout la «Molasse rouge» déconcerte le chercheur de fossiles par sa stérilité.

A part quelques feuilles, les Couches de Chaffa n'ont livré ni Mollusques, ni restes de Vertébrés. Nous avons observé dans nos coupes minces de petites *Nummulites*, des *Discocyclines*, des *Globigérines*, des *Rotalidés*, etc., des débris de *Lithothamnies* que nous considérons tous comme étant des produits de remaniement.

La position normale de la série sur le Rupélien fossilifère nous autorise à ranger la «Molasse rouge» dans le Chattien inférieur. Elle correspond à l'installation d'un régime lacustre succédant aux conditions saumâtres du Rupélien. Partout ailleurs, sur la bordure alpine, les géologues admettent une limite analogue entre Rupélien et Chattien. Sans discuter sur la valeur d'une corrélation à longue distance, la paléontologie confirme notre point de vue. H. FRÖHLICHER (bibl. 8, p. 22 et 61) a signalé une faune chattienne au sommet d'un terme correspondant parfaitement aux Grès de Vaulruz.

2) Chattien supérieur: Couches du Gérignoz (Mol. à charbon de la Suisse occidentale).

Série très monotone de 2 à 3.000 m., caractérisée vers le Léman par les charbons d'Oron, de Semsâles, de St-Martin, dont nous avons reconnu les der-

nières traces vers le NE, dans les forêts de la Joux, le Chattien supérieur s'érige en une puissante écaille.

Les affleurements du Gérignoz, sur les versants SE du Gibloux, entre 800 et 900 m., donnent une idée exacte des caractères de l'ensemble. Molasse essentiellement argileuse, bigarrée de brun, de rouge, de violet, de vert, dans laquelle s'intercalent régulièrement des assises de grès micacés et friables, à ciment de calcite, sans glauconie, de vraies «mollasses», au sens défini par L. CAYEUX (bibl. 5, p. 156).

Tout profil offre une succession de complexes lithologiques marqués à la base par un banc de grès passant graduellement à des sédiments de plus en plus fins, marnes et argiles. ARN. BERSIER (bibl. 2, p. 115) assimile de tels complexes, dans le Chattien et l'Aquitanien du Jorat vaudois, à des complexes sédimentaires qui traduiraient le rythme saccadé du phénomène de la subsidence.

Peu fossilifères dans leur ensemble, les Couches du Gérignoz nous ont livré quelques Mollusques bien caractéristiques. Dans le R. des Roubattes, à l'E de Romanens (voir fig. 1), nous avons recueilli et déterminé:

** *Plebecula Ramondi Brgnt.*
** *Ericia antiqua Brgnt.*
* *Canariella lapicidella Tho.*

Les fossiles collectionnés par GILLIÉRON et revus soigneusement par E. BAUMBERGER (bibl. 1, p. 213) contiennent la première et la troisième des espèces mentionnées plus haut; elles proviennent du Gérignoz, au N de Vuippens. Cette faune se limite au Chattien** ou au Stampien*. Pour ne pas confondre cette série avec la partie inférieure de la Molasse d'eau douce, nous conviendrons de la ranger dans le Chattien supérieur.

Le faciès d'eau douce découle naturellement de la faune des Mollusques et de l'absence presque générale de la glauconie dans les sédiments. Il semble aussi que la bigarrure reflète un régime continental d'eau douce pour le bassin tertiaire molassique. Le faciès d'eau douce n'implique pas un lac uniformément étendu dans l'avant-fosse alpine.

Unités tectoniques de la Molasse subalpine (voir fig. 1).

Les précisions apportées à l'ordre stratigraphique de la Molasse subalpine ont abouti simultanément à une reconstitution nouvelle des diverses unités qui la composent. Sans tenir compte des accidents qui les affectent, elles se superposent dans l'ordre suivant (voir fig. 1):

1) écaille du Gérignoz, se dédoublant, semble-t-il, vers le SE, comprenant les Couches du Gérignoz,
2) écaille de Vaulruz,
3) écaille de Champotey, toutes deux renfermant les Couches de Vaulruz et les Couches de Chaffa,
4) écaille de La Pattaz, formée des seules Couches de Vaulruz,

écailles sur lesquelles s'est empilée la grande masse du Flysch subhelvétique. Ces unités plongent généralement vers les Alpes.

Quelques remarques sur le plan de chevauchement des Préalpes.

Les Préalpes externes ne chevauchent pas la Molasse subalpine dans la région de Bulle, mais s'étalent dans toute leur largeur sur le Flysch subhelvétique. Sans aborder ici le problème du mécanisme de la mise en place des nappes préalpines et des différentes unités que nous

distinguons sur le bord alpin, nous nous contenterons de relever quelques observations sur le plan de chevauchement des Préalpes, en particulier des Préalpes externes.

a. Le plan de chevauchement des Préalpes externes ne se ramène pas à une surface uniforme, les terrains préalpins, non seulement reposent sur un substratum accidenté, mais ils sont impliqués dans les écaillements de ce dernier, comme le montre la Demi-fenêtre de Broc (bibl. 21, fig. 4).

b. Le plan se maintient à une altitude de 700 à 800 m dans la région de Bulle pour s'élever vers 1200 à 1300 m. sur les versants de la Berra et vers 800 à 900 m. à la base des Alpettes.

c. Le substratum détermine une zone déprimée occupée par le bassin actuel de Bulle. Cette dépression peut trouver son origine dans les érosions antérieures au chevauchement principal des Préalpes. Rien ne fournit encore un argument péremptoire pour donner une valeur de fait à cette hypothèse. Cette portion déprimée du substratum explique, d'une part, la conservation des terrains préalpins dans le bassin bullois, malgré une érosion profonde et élargie de la Sarine. D'autre part, nous admettrons son prolongement sous les Médianes. La plongée axiale de la première chaîne comprise entre le Moléson et la Dent de Broc trouve ainsi une explication satisfaisante.

d) Le bassin de Bulle résulte directement de l'action érosive de la Sarine; il ne procède pas d'un champ d'effondrement.

Conclusion.

Nous conclurons par cette image de la sédimentation ininterrompue de l'Eocène supérieur à l'Oligocène: aux dépôts encore organogènes du Priabonien (calcaires nummulitiques, schistes à Globigérines, Grès de Taveyannaz à Discocyclines), propres aux régions helvétiques, va succéder une série généralement stérile, schisto-gréseuse, d'âge Eocène-Oligocène. Cette série s'est développée dans le domaine des nappes helvétiques (Flysch helvétique éocène-oligocène), dans les régions que l'on convient d'appeler parautochtones (Flysch subhelvétique sannoisien) et jusque sur les aires qualifiées d'autochtones (Flysch autochtone, par exemple Flysch autochtone du Val d'Illiez).

Nous avons déjà parlé d'un parallélisme entre les Grès de Vaulruz et les Grès de Val d'Illiez définis par Ch. Ducloz (bibl. 7, p. 13). On pourrait l'étendre maintenant entre les Marnes de Vaulruz et les schistes marno-micacés du Val d'Illiez. Le même faciès, la présence des mêmes termes stratigraphiques (schistes marno-micacés, Grès de Val d'Illiez, Molasse rouge), d'une certaine faune dans les deux régions[3]), parlent fortement en faveur d'un synchronisme rigoureux et d'une position originelle analogue pour les séries autochtones du Val d'Illiez que nous venons d'énumérer et les séries de la Molasse subalpine de la région de Bulle–Vaulruz. Ainsi donc, les Grès de Val d'Illiez datent du Rupélien et la Molasse rouge débuterait avec le Chattien. M. Lugeon et E. Gagnebin l'ont admis, tout en rangeant la Molasse rouge dans le Rupélien supérieur (18, p. 70).

Aussi, pour ne pas jeter la confusion dans des notions consacrées par l'usage, nous avons rattaché au domaine de la Molasse les Couches de Vaulruz rupéliennes. Voilà justifié du même coup le paradoxe de «Molasse à faciès flysch».

---

[3]) L. Vonderschmitt (Eclog. geol. Helv., vol. 28, p. 550—553, 1935) a signalé au Val d'Illiez des écailles de poissons, Cyrena Saussurei, Cardium Heeri, faune présente dans les Couches de Vaulruz.

En effet, le bassin molassique, au Rupélien, a relayé le bassin nummulitique. La mer rupélienne s'étale sur la bordure des Alpes naissantes pour gagner le fossé rhénan[4]). Cette mer résiduelle trouvera son déclin avec le dépôt des Grès de Vaulruz pour disparaître avec l'accumulation des molasses dès l'établissement d'un régime lacustre au début du Chattien.

La tectonique a renversé l'ordre stratigraphique premier en empilant et écaillant ces divers terrains sur le front des Alpes. Nous voyons l'ensemble du Chattien heurter ou chevaucher la Molasse miocène du Plateau pour être surmontée à son tour par les séries du Rupélien et du Chattien inférieur. Le Flysch subhelvétique s'appuie sur ces dernières en une masse énorme et supporte les Préalpes.

Il n'existe pas de lacune stratigraphique entre les dépôts les plus anciens de la Molasse subalpine et du bord alpin et les séries les plus récentes reconnues dans les régions helvétiques des Alpes suisses occidentales. La sédimentation fut continue, mais elle a suivi dans le temps et dans l'espace la marche en avant du bassin nummulitique vers le bassin molassique.

Bibliographie.

1. Baumberger, E.: Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpenrand. — Eclog. geol. Helv., vol. 24, p. 205—222, 1931.
2. Bersier, Arn.: Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. — Bull. Labor. géol., Lausanne, No 63, 1938.
3. Büchi, O.: Geologische Untersuchungen im Gebiete der Préalpes externes zwischen Valsainte und Bulle. — Mém. Soc. frib. Sc. nat., vol. 10, 1923.
4. Buess, H.: Über die subalpine Molasse im Kanton Freiburg. — Inaug.-Dissert., Freiburg, 1920.
5. Cayeux, L.: Les roches sédimentaires de France. Les roches siliceuses. — Mém. carte géol. détaillée France, 1929.
6. Collet, L. W.: La Nappe de Morcles entre Arve et Rhône. — Mat. carte géol. Suisse, nouv. sér., 79e livr., 1943.
7. Ducloz, Ch.: Le Flysch des Dents du Midi (Valais). — Thèse, Genève. Arch. Sc. phys. et nat., Genève, 5e période, vol. 26, Fasc. 1 et 2, 1944.
8. Fröhlicher, H.: Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch (Kt. Luzern). — Mat. carte géol. Suisse, nouv. sér., 67e livr., 1933.
9. Gagnebin, E.: Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsâles. — Mém. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 2, 1924.
10. Gagnebin, E.: La Géologie du Chablais. Feuille Thonon au 1 : 80000, 2e édit. — Bull. Soc. géol. France, 5e sér., vol. 9, p. 673—690, 1939.
11. Gilliéron, V.: Alpes de Fribourg en général et Montsalvens en particulier. — Mat. carte géol. Suisse, 12e livr., 1873.
12. Gilliéron, V.: Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne. — Mat. carte géol. Suisse, 18e livr., 1885.
13. Heim, Arn.: Zur Geologie des Mont Bifé am Freiburger Alpenrand. — Viert. Naturf. Ges. in Zürich, vol. 65, p. 435—461, 1920.
14. Lombard, Aug.: Conglomérats polygéniques du soubassement des Préalpes externes (Voirons, Pléiades, Collines du Faucigny). Répartition lithologique, problème de leur origine. — C. R. s. Soc. phys. et hist. nat., Genève, vol. 54, No 3, p. 127—131, 1937.
15. Lombard, Aug.: Géologie des Voirons. — Mém. Soc. helv. Sc. nat., vol. 74, Mém. 1, 1940.
16. Lugeon, M.: Sur l'âge des Grès de Taveyannaz. — Eclog. geol. Helv., vol. 18, p. 220, 1923.
17. Lugeon, M.: Feuille 485 Saxon–Morcles avec annexe de la Feuille 526 Martigny. Atlas géol. Suisse. — Publié par Com. géol. Suisse, Soc. helv. Sc. nat., 1937.

[4]) Voir A. Buxtorf et Fröhlicher (Eclog. geol. Helv., vol. 26, p. 208, 1933).

18. LUGEON, M. et GAGNBIN, E.: Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. — Bull. labor. géol., Univ. Lausanne, No 72, 1941. — Mém. Soc. vaud. Sc. nat., No 47, vol. 7, 1941.
19. MORET, L.: Sur la découverte d'Orthophragmines dans les «grès de Taveyannaz» du Massif de Platé (Haute-Savoie) et sur ses conséquences. — C. R. Ac. Sc., 21 janv., T. 168, p. 404—406, Paris, 1924.
20. MORET, L.: Géologie du Massif des Bornes et des Klippes des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). — Mém. Soc. géol. France, nouv. sér., No 2, T. 10, 1934.
21. MORNOD, L.: Géologie de la région Bulle–Broc. Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises. — Eclog. geol. Helv., vol. 38, p. 483—497, 1945.
22. PARÉJAS, E.: Essai de géographie ancienne de la région de Genève. — Revue Faculté Sciences, Univ. Istamboul, T. 2, fasc. 2, 1938.
23. RITTER, E.: Stratigraphie und Tektonik der kohlenführenden Molasse zwischen Genfersee und Saanetal. — Eclog. geol. Helv., vol. 18, p. 387—411, 1924.
24. STEHLIN, H. G.: Über das Alter des Vaulruzsandsteins. — Eclog. geol. Helv., vol. 31, p. 293—296. 1938.
25. STUDER, B.: Die Geologie der westlichen Schweizeralpen. — Bd. 1, Heidelberg u. Leipzig, 1834.
26. STUDER, B.: Geologie der Schweiz. — Bd. 2, 1853.
27. TERCIER, J.: Géologie de la Berra. — Mat. carte géol. Suisse, nouv. sér., 60e livr., 1928.
28. VUAGNAT, M.: Sur quelques nouveaux affleurements de grès de Taveyannaz du type Val d'Illiez à porphyrites arborescentes. — C. R. s. Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 60, p. 53—56, 1943.
29. VUAGNAT, M.: Les Grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. — Bull. Soc. Min. Pétr., vol. 23, Fasc. 2, 1943.
30. VUAGNAT, M.: Sur le Flysch helvétique de la Croix de Javerne et des collines de Chièvres (Vaud). — C. R. s. Soc. phys. et hist. nat., Genève, vol. 61, p. 72—74, 1944.

---

17. — A. BERSIER (Lausanne): **Sédimentation molassique: Variations latérales et horizons continus à l'Oligocène.** Avec 1 planche (XVI).

I. Introduction.

L'Oligocène supérieur est mal connu dans l'axe du Plateau, où il forme une zone d'écailles tendre, aux affleurements rares et petits pointant sous un épais revêtement morainique.

L'analyse détaillée de sa sédimentation était néanmoins des plus souhaitables. Les quelques profils discontinus, relevables dans les lits de ruisseaux montrent que les couches s'y succèdent en alternances serrées, beaucoup mieux individualisées que celles de la «Molasse rouge» sous-jacente ou des épais massifs de conglomérats de la bordure alpine, oligocènes eux aussi. De plus, ses divers termes lithologiques: grès et marnes de toutes sortes, argiles, calcaires et minces bancs de charbon confèrent à cette «Molasse à charbon» chattienne une allure beaucoup plus variée dans le détail que celle des autres formations massives de cette époque.

Comprise dans l'espace et dans le temps entre, d'une part, les épaisses masses gréso-marneuses aquitaniennes dont les complexes de subsidence succesifs ont révélé le mécanisme d'enfoncement du bassin molassique, entre, d'autre part, les Flysch éocènes dont on devine que les conditions sédimentaires furent elles aussi dominées par les phénomènes de subsidence, la Molasse à charbon plus finement stratifiée que la Molasse aquitanienne, moins finement que les Flysch, doit

constituer, à première vue, une sorte de faciès moyen. A l'aide de cet intermédiaire, on espère pouvoir transposer, du faciès Molasse aquitanienne au faciès inférieur Molasse rouge et probablement au faciès Flysch, des phénomènes et des séquences de sédimentation plus lisibles dans l'un, moins «tectonisé», que dans les autres, en allant de l'extérieur vers l'intérieur de ces dépôts synorogéniques alpins.

C'est avec cette pensée que nous avons suivi pas à pas les possibilités nouvelles et passagères d'études stratigraphiques et sédimentaires détaillées qu'offrait pendant la guerre la campagne de recherche et d'exploitation minière dans les minces veines de la Molasse à charbon. Cet espoir s'est révélé fondé, et tandis que les observations se poursuivent encore, nous en donnons ici un résultat partiel, qui ne pouvait être acquis par aucune observation de surface sur les affleurements naturels restreints et discontinus. Ce résultat concerne le premier problème que pose toute formation à sédimentation détritique rapide et mouvementée: quelle est la constance des couches? Les variations latérales manifestes à première vue et si rapides sont-elles un caractère commun de toutes les couches, ou existe-t-il des horizons plus stables et continus pouvant servir de repère stratigraphique?

La région envisagée ici est celle de Belmont près de Lausanne, pays classique de la Molasse à charbon chattienne, particulièrement bien datée par les célèbres trouvailles de la faune à *Anthracotherium valdense* décrite par KOWALEWSKY (2), DE LA HARPE (1) et RENEVIER (3), et découverte dans les anciennes mines de Rochette, dans la veine de charbon qui sert de niveau de base à nos profils (voir Planche I). Cette veine, le «Grand Filon» du bassin de Belmont, court à peu près parallèlement à la surface à des profondeurs variant de 20 à 60 m dans le périmètre représenté, coupée de nombreuses failles dont seules les principales ont été figurées et qui dans l'ensemble paraissent bien être le plus jeune réseau tectonique observé en Suisse (5).

De nombreuses voies d'accès au charbon ont été ouvertes dans cet espace restreint à des époques minières diverses. Ce sont soit des puits, soit des travers-bancs, soit encore des galeries inclinées en travers-bancs, des «glissoirs», selon un terme local des anciens mineurs. Certaines sont récentes, en date de cette guerre, elles nous ont fourni les profils n^{os} 1, 2, 4, 5, 6. Ce sont des travers-bancs, sauf 4 et 5 qui sont des glissoirs. D'autres, datant du siècle dernier, nous ont donné les profils n^{os} 8, 9 et 10 en travers-bancs et 3 et 7 en glissoirs. Ces dernières sont de vieilles galeries délabrées dont les entrées sont généralement bouchées, plus ou moins remplies d'éboulis et d'eau, et dont l'exploration difficile est captivante, car la lente désagrégation des parois donne aux diverses couches un aspect d'une fraîcheur extraordinaire.

Toutes ces galeries ont atteint la même couche de charbon. Il n'existe à ce sujet plus aucun doute, puisque d'elles sont parties des galeries et des tailles d'exploitation qui se sont mutuellement rejointes, de sorte qu'au niveau du Grand Filon toute la surface comprise entre ces diverses entrées de mine a été excavée.

Ce qui confère à cet ensemble de profils une valeur particulière, c'est donc le niveau de référence certain sur lequel ils sont bâtis, c'est aussi la précision des mesures d'épaisseur de chaque couche, c'est encore leur caractère d'archives, puisque ces mines se referment l'une après l'autre et qu'ils deviennent désormais invisibles.

Il faut observer, par contre, que le défaut de ces profils est de ne pas être établis selon des lignes verticales, comme ceux des sondages par exemple. Si pour la commodité de la comparaison ils ont été rétablis en colonnes verticales, les sections observées sont néanmoins obliques dans la stratification, suivant le tracé

des galeries. Ajoutons que les colonnes 2, 6 et 8 traversent des failles avec répétition d'une partie de la série. Entre les deux lèvres de nettes variations latérales se montrent déjà, mais dans l'établissement du profil nous n'avons tenu compte que de l'une ou l'autre des lèvres, et non d'une moyenne arbitraire entre les deux.

II. La gamme des sédiments.

Les différents types lithologiques de la série se ramènent à des grès (molasses s. str.) des macignos (grès argileux) des marnes, des calcaires d'eau douce et des charbons du type lignite noir brillant. Mais en réalité les caractères pétrographiques de ces divers termes se fondent les uns dans les autres et il existe entre eux des intermédiaires de toutes sortes. Les couches sont le plus souvent fort bien délimitées avec mur et toit nets. Mais les passages graduels d'une couche à l'autre sont nombreux, beaucoup plus que ne le laisse voir le dessin des colonnes, forcément schématisé.

Les grès les plus grossiers ne dépassent pas le type moyen. Jamais on ne rencontre d'éléments dépassant 2 mm. de diamètre, même à la base des bancs, et le grain est dans l'ensemble inférieur à 1 mm. Les éléments feldspathiques et le ciment calcaire sont toujours présents, ce qui permet de ranger ces grès dans la catégorie pétrographique des molasses. Mais la proportion de ciment calcaire varie beaucoup, certaines d'entre elles, pauvres en ciment, sont relativement friables, d'autres, comme les minces bancs du genre du n° 15 du profil 5, sont très calcaires et dures. Dans les grès fins l'argile commence à se joindre au calcaire pour former le ciment, les molasses deviennent alors des macignos, suivant la définition classique de CAYEUX. Plusieurs auteurs les ont désignés comme grès marneux ou marnes gréseuses.

C'est dans le groupe des «marnes» que les types sont les plus divers. Nulle part mieux que dans ces formations détritiques on ne se rend compte de la relativité de ce terme. Les marnes molassiques n'ont généralement qu'une parenté assez lointaine avec la roche calcaréo-argileuse à laquelle le nom devrait être réservé. Mais il est d'une grande commodité, et nous le conservons, non sans certains scrupules et faute de mieux, pour désigner une gamme de roches qui ont macroscopiquement sur le terrain un grand air de famille. Précisons bien cependant que cette famille comprend des termes grenus riches en matériel phylliteux, qui sont à vrai dire des microgrès ou mieux des *micromacignos*, et tout un cortège de termes à grains décroissants jusqu'à ceux que constituent essentiellement des phyllites qui ne sont pas minéralogiquement parlant de vraies argiles. Nous désignons par marnes macigneuses des termes de passage, vrais microgrès, dont les paillettes argileuses se distinguent encore à l'œil nu mais dont l'aspect est marneux.

Les argiles sont, elles aussi, de composition variable. Il est bien rare qu'au microscope elles ne révèlent pas de fins éclats de quartz et d'autres minéraux. Certaines d'entre elles s'apparentent aux marnes, avec tous les termes de passage. Nous avons dans la pratique réservé ce nom aux sédiments franchement plastiques, alors que les marnes tendres, qui les cotoyent dans la légende des profils, ne le sont pas ou très peu.

Les calcaires d'eau douce font figure à part dans ce grand cortège de sédiments détritiques. On observe bien quelquefois des termes de passage des argiles aux calcaires, ce sont nos marno-calcaires. Mais habituellement la couche de calcaire est bien délimitée, exempte de particules détritiques, et n'atteint pas une épaisseur comparable à celle des autres sédiments. Elle peut être très riche en

coquilles d'eau douce, jusqu'à en paraître entièrement formée, ou au contraire en être exempte, faite d'une pâte très homogène dans laquelle aucun élément ne se différencie.

Les minces bancs de charbon sont, comme les calcaires, presque dépourvus de matières détritiques. Parfois cependant de faibles apports argileux ont interrompu leur dépôt et y forment de minces lits mélangés à la matière charbonneuse. Cette même matière noircit par endroit les marnes ou argiles charbonneuses, dans lesquelles se distinguent des filets de charbon brillant.

On a donc eu, dans l'ensemble, une sédimentation essentiellement détritique allant des sables aux poudres les plus fines, dans laquelle se juxtaposait un apport calcaire à peu près constant qui forme soit le ciment des grès, soit une vase calcaire s'intégrant dans les marnes, soit des bancs entièrement calcaires lorsque l'apport détritique cessait. Les conditions de dépôt de cette Molasse chattienne sont donc fort semblables à celles des étages supérieurs de la Molasse, en particulier à celles de l'Aquitanien. Il s'y ajoute par intermittence, également pendant des périodes d'arrêt de l'alimentation détritique, des alluvions végétales génératrices des veines de charbon. Dans ce bassin l'élaboration des bancs de calcaire et des veines de charbon marque des épisodes de calme sédimentaire, et c'est la raison de l'association fréquente et intime de ces deux types de dépôt.

III. Les variations latérales.

Le simple examen de la planche de profils accompagnant cette note nous dispense de longues explications à ce sujet. Aucun de ceux-ci n'est pareil à son voisin et, même dans des colonnes aussi voisines sur le terrain que les n^{os} 4 et 5 ou 7 et 8, de grandes différences se montrent. Ces changements dans la nature lithologique des couches sont si rapides qu'on peut parfois les apprécier dans une galerie en travers-bancs si le pendage est assez faible pour que la même couche soit visible sur une dizaine de m.

On peut se demander si cette stratification si changeante ne résulte pas de l'empilement de lits lenticulaires pris les uns dans les autres. On aurait ainsi des lentilles de grès prises dans des lentilles de marnes, et vice-versa. Il est possible et même probable que ce cas se présente souvent, mais la chose n'a pu être constatée. Par contre, il est bien établi que dans la même couche un type lithologique passe progressivement à un autre. Cette constatation a pu être faite dans les galeries d'exploitation et les tailles qui suivent le charbon. On peut y voir des toits marneux fins se transformer latéralement en toits marneux plus grossiers et en toits macigneux.

On voit donc que la nature lithologique de ces couches, pourtant bien individualisées, n'a pas de signification stratigraphique. On conçoit facilement que ce défaut complique beaucoup la recherche minière en pays faillé. Mais ce manque de continuité, constaté ici à une échelle précise quoique de faible amplitude, suscite un doute plus général: *quelle valeur peut-on attribuer en stratigraphie molassique à un niveau défini seulement par son caractère lithologique* (du type grès de Vaulruz p. ex.)? Nous craignons fort qu'elle soit bien restreinte.

Les niveaux de grès, de macignos, de marnes de toutes sortes, en un mot *les niveaux franchement détritiques ne peuvent donc pas être considérés comme des niveaux de référence dans une stratigraphie de la Molasse à charbon.* Par contre, l'analyse des profils révèle heureusement l'existence de niveaux plus étendus: ce sont ceux que nous grouperons sous le nom d'ensemble de *niveaux palustres.*

IV. Les niveaux palustres.

A la base de tous ces profils, si différents, on retrouve pourtant un niveau commun représenté par la couche de charbon à *Anthracotherium*. Or on sait maintenant de façon certaine que cette couche est très étendue. Dans la région de Belmont et Paudex un grand nombre de mines se relayent dans cette seule veine, qui reste longuement accessible grâce à son inclinaison à peu près pareille à celle du terrain. Ces mines, anciennes ou actuelles, se répartissent sur une longueur de près de 3 km., et il est bien probable que la veine s'étend encore fort loin de part et d'autre. Environ 6 m. au-dessous d'elle passe une seconde couche de charbon, dénommée «Petit Filon», trop mince pour être exploitée, mais dont l'extension horizontale vérifiée par des travaux de recherche paraît aussi grande que celle du «Grand Filon».

Dans la région d'Oron, des mines du même genre ont permis d'établir la continuité de telles veines sur une longueur reconnue de 3 km., et leur extension totale est certainement beaucoup plus grande. Voici donc, contrastant avec les niveaux détritiques si limités, des horizons continus de large étendue qui constituent des niveaux de référence d'excellente qualité.

Mais les horizons de quelque continuité ne sont pas forcément charbonneux. D'intéressantes observations peuvent être faites à ce sujet dans les épontes des veines, particulièrement à leurs murs. Le plus souvent le charbon est associé à des bancs de calcaire d'eau douce dont les variations d'épaisseur sont beaucoup plus rapides. Ces bancs passent au mur ou au toit. Fréquemment le calcaire s'intercale en bancs lenticulaires dans la veine et il peut se former des alternances de minces bancs de calcaire et de charbon. Ces bancs ou parties de bancs barrés de calcaires sont appelés la «couenne» du filon par les mineurs vaudois qui ont repris ce terme de leurs ancêtres. Cette association montre la coexistence de vases calcaires et d'alluvions charbonneuses dans la formation du sédiment, pendant les périodes mortes de l'alimentation détritique.

Fréquemment l'on observe aussi au mur des veines que la marne s'est chargée progressivement de matière charbonneuse en devenant noire vers le haut. Presque toujours ces marnes noires, à teinte dégradée vers le bas et passant à la marne grise, s'enrichissent progressivement aussi en hauteur de coquilles et de fragments de coquilles de Pulmonés d'eau douce. En dehors des veines, à la base de bancs calcaires isolés, on trouve aussi parfois des marnes noires dégradées à coquilles. Ce sont elles qui dans la légende des profils sont nommées *niveaux palustres*. Elles peuvent apparaître isolément dans un niveau marneux, mais il arrive aussi qu'un niveau palustre charbonneux à coquilles puisse se former au sommet d'un grès, comme dans les couches 3 ou 23 du profil 2 ou la couche 14 du profil 7. Ce niveau palustre rudimentaire est alors sableux, peu consistant, passant vers le bas au grès normal, et toujours il est suivi au-dessus par une modification soudaine de la sédimentation. *Jamais le niveau palustre ne se dégrade vers le haut, il se termine toujours brusquement.*

Les niveaux palustres charbonneux et coquilliers passant ou non au calcaire ou au charbon, les calcaires avec ou sans filets de charbon, souvent associés à de minces lits d'argiles plastiques, et les veines de charbon forment donc une catégorie de sédiments à part. Il faut les considérer, les uns comme les autres, comme des témoins d'épisodes de sédimentation calme, non troublés par l'arrivée d'apport sableux ou limoneux, périodes plus ou moins longues où la vie dulcicole s'épanouissait dans le bassin, où les conditions favorables au dépôt de l'alluvion végétale pouvaient s'établir.

Or il est manifeste que ces niveaux-là sont étendus. D'un profil à l'autre, on arrive sans trop de peine à les relier. Certains d'entre eux, rudimentaires et à peine ébauchés, s'estompent latéralement. Mais il est tout aussi manifeste que plus ils sont accentués, plus ils sont épais et liés à des périodes de calme bien établies et de quelque durée, plus aussi ils se retrouvent clairement d'un profil à l'autre. Outre la veine de charbon de la base, c'est le cas du niveau calcaire bien marqué au sommet des profils les plus complets, c'est aussi le cas du niveau calcaire commençant à la couche 22 du profil 1. Le niveau calcaire de la couche 9 du profil 1 se suit lui encore aisément et on sait que son extension dépasse celle du groupe de profil. En effet, par place, il est charbonneux et les anciens mineurs l'appelaient le «Filon indicateur» parce que dans les puits ou travers-bancs de recherche il annonçait l'approche du charbon. Ils avaient donc déjà observé sa constance et les chroniques des mines situées plus loin au Sud, dans la région de Paudex, font mention de ce Filon indicateur. Le faisceau de bancs calcaires séparés par de fines argiles plastiques que forme ce niveau dans le profil 5 montre que pendant les périodes de repos de la sédimentation détritique des remaniements de vases très fines étaient cependant possibles. Ce fait est établi, d'autre part, par des intercalations argileuses fines dans des bancs de charbon ou de calcaire.

V. Aperçu des conditions de sédimentation.

De ces observations se dégage une conclusion assez inattendue. *Ce ne sont pas les couches épaisses de matériel grossier, grès ou marnes, mais bien les couches minces, non-détritiques, qui forment des niveaux continus* aptes à servir d'horizons repères dans la stratigraphie.

Ce sont en somme les arrêts et les ralentissements de l'alimentation détritique qui permettent l'établissement d'une sédimentation beaucoup plus uniforme, celle des *niveaux palustres*, calcaires, coquilliers et charbonneux. On comprend donc l'intérêt particulier qu'il y a à relever avec soin de tels niveaux dans les affleurements et les profils possibles. A vrai dire cette uniformité n'est que relative, elle contraste surtout avec l'allure désordonnée des couches détritiques. En réalité ces niveaux palustres varient beaucoup dans le détail de leur nature pétrographique. Sur un même niveau le calcaire apparaît, varie de puissance, s'associe ou non à des filets de charbon ou à des minces lits argileux, et passe à des marnes coquillières, à des marno-calcaires, à de fines argiles ou à un soupçon de marne charbonneuse, dénotant des changements locaux de faible amplitude dans les conditions de fond du lac ou du marais, ou encore de faibles remaniements par des courants très légers.

Les variations si frappantes dans les niveaux détritiques sont, elles, plus difficiles à interpréter. On est bien obligé d'admettre que pendant la période de leur dépôt, comprise entre deux calmes, la nappe d'eau était parcourue par des courants d'intensités diverses qui transportaient par place les sables des molasses et entraînaient ailleurs les particules fines des vases marneuses et argileuses. Pour des raisons qui nous échappent, l'itinéraire des courants vagabondait lui-même, et cela d'une manière qui paraît tout à fait désordonnée. Aucun des profils ne paraît favorisé par un dépôt plus nettement sableux dans son ensemble, et les niveaux palustres terminaux des bancs de grès montrent que, jusqu'au début de la période calme, les courants gardaient par endroit une vitesse suffisante pour charrier du sable.

Un autre point de quelque importance est relevé par ces profils, c'est l'équivalence en puissance des dépôts fins marneux et des dépôts sableux grossiers

compris entre deux niveaux palustres. A 1 m. près, 2 m. au plus, les distances séparant ces derniers sont assez égales quelle que soit la grosseur du grain du sédiment dominant, grès ou marne, dans cet intervalle. Sans doute les courants, ceux du moins qui précédaient la période calme, tendaient-ils à uniformiser le niveau du fond. Il semble pourtant que pendant les périodes successives de calme ce niveau n'ait pas eu partout la même cote, et que par place des différences de profondeur de 1—2 m. aient pu subsister. Tels sont au moins les écarts d'épaisseur entre les séries détritiques d'un profil à l'autre, et il n'est pas possible, puisque ces différences ne se répètent pas dans le même sens au cours des périodes détritiques successives d'un même profil, de les attribuer à des gondolements tectoniques du fond du bassin. Ces différences de profondeur lors des périodes calmes, quoique faibles, devront être prises en considération lors de l'étude de la genèse des charbons molassiques.

Est-il besoin de le souligner, ces périodes de calmes marquées par les niveaux palustres alternant en cycle avec les dépôts détritiques turbulents sont un frappant témoignage de la subsidence du bassin, qui s'affirme ici avec une clarté que nous n'aurions pas oser espérer lorsque nous introduisîmes ce terme pour expliquer l'évolution du bassin molassique (4). Sans le secours des travaux miniers, cette vérification de la subsidence dans la Molasse oligocène nous eut sans doute échappé. A l'aide d'observations nouvelles dont l'élaboration est en cours, nous reviendrons sur cette passionnante question, étroitement liée à celle des cycles sédimentaires.

(Publié avec l'autorisation du Bureau des Mines de l'O.G.I.T.)

Bibliographie.

1. Ph. de la Harpe: Ossements appartenant à l'Anthracotherium magnum recueillis dans les lignites des environs de Lausanne. Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat. Lausanne 1854.
2. W. Kowalewsky: Monographie der Gattung Anthracotherium, Cuv. Palaeontographica, Vol. XXII, 1876, p. 131.
3. E. Renevier: Les Anthracotherium de Rochette. Bull. Soc. Vaud. des Sc. nat. Lausanne, Vol. XVI, 1880, p. 140.
4. A. Bersier: La subsidence dans l'avant-fosse molassique des Alpes. C. R. Acad. Sc., Paris, T. 206, p. 445, 1938.
5. A. Bersier: Un mouvement quaternaire en Molasse subalpine. Eclog. geol. helv., Vol. 37, n° 2, p. 423, 1944.

---

18. — Adrien Jayet (Genève): **A propos de l'âge du maximum glaciaire quaternaire.** Avec 4 figures dans le texte.

1. Introduction.

Malgré une pléiade de travaux nouveaux, portant sur l'ensemble du pays, l'étude du quaternaire n'aboutit guère à une vue générale coordonnée et claire. Il semble bien que plusieurs des notions fondamentales et des critères, sur lesquels les géologues étayent leurs conclusions, se trouvent en défaut devant les observations de ces dernières années et surtout devant les recoupements que ces observations nouvelles entraînent. Il en est ainsi de l'âge du maximum glaciaire, regardé

unanimement comme datant de l'époque rissienne. Au cours de mes études sur le quaternaire de la région de Genève et des environs, j'en suis venu à douter peu à peu de cet âge. Des faits, de plus en plus nombreux, me montrent que le maximum est plus récent, et je ne crois pas m'avancer trop en le déclarant würmien.

Le besoin d'une révision des notions fondamentales de la glaciologie quaternaire se fait sentir d'une façon de plus en plus pressante, autant en vue des interprétations générales de la géologie que pour la paléontologie et la préhistoire; c'est ce qui m'engage à publier cette note. Je comptais au début m'en tenir à quelques pages, mais la nécessité de développer quelques arguments m'a entraîné plus loin que je ne pensais, sans que je puisse toutefois leur consacrer trop de texte. On voudra donc bien tenir compte de cette circonstance.

2. Le complexe würmien.

Le principal terrain sur lequel les géologues se basent pour établir la présence d'une glaciation est la moraine de fond, c'est à dire l'argile à blocaux. Ce terrain ne donne pas lieu à des contestations, mais il n'en est pas de même des graviers qui l'accompagnent, soit en profondeur, soit en surface. Les premiers constituent l'alluvion ancienne, particulièrement bien décrite déjà par ALPHONSE FAVRE (6). Les auteurs modernes la classent dans l'interglaciaire Riss-Würm. Nous exposerons plus loin les raisons qui nous font rejeter cet âge et attribuer les graviers sous-glaciaires de l'alluvion ancienne au Würm, dont ils formeraient la phase de transgression[1]). Par contre, les graviers qui surmontent la moraine de fond sont moins discutés, il s'agit de moraines latérales ou latérales-frontales, toujours de nature complexe, mais que l'on s'accorde assez bien à considérer comme appartenant à

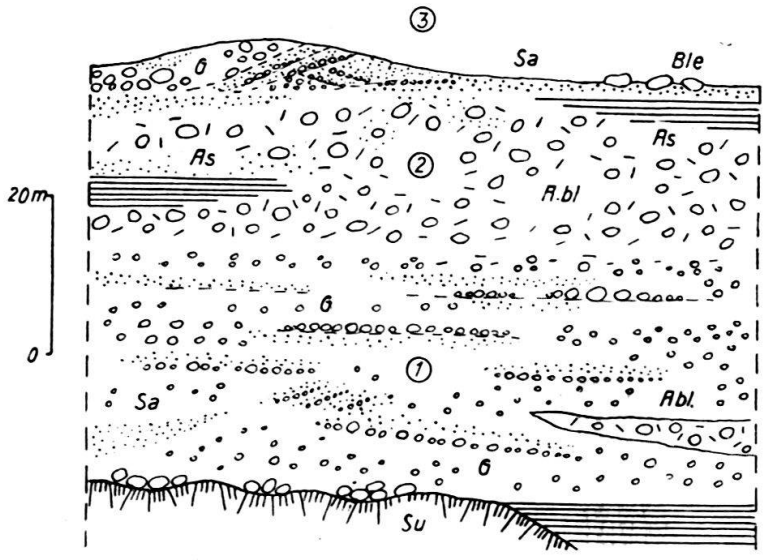


Fig. 1. *Représentation demi-schématique de la constitution du complexe würmien.*

Su. Substratum; molasse oligocène ou interglaciaire sensu-stricto. 1. Alluvion ancienne. 2. Moraine de fond. 3. Moraines du retrait. A. bl. Argile à blocaux. As. Argiles stratifiées. Ble. Blocs erratiques des moraines superficielles. G. Graviers. Sa. Sables et sablons. Les terrasses ne sont pas représentées et les épaisseurs données ne le sont qu'à titre indicatif.

[1]) Je me vois dans l'obligation d'utiliser les termes de transgression, maximum et régression, communément employés pour désigner les cycles marins. Le terme de transgression en particulier me semble préférable à celui de progression qui laisse subsister une équivoque.

des phases de retrait du Würm. Néanmoins, la structure stratifiée et à bancs inclinés de ces moraines conduit quelquefois à leur attribuer une origine deltaïque ou à penser qu'elles ont été délavées après coup. Puisque nous parlons de la stratification, il faut aussi reconnaître que les idées reçues sont souvent trop restrictives; aux yeux de certains géologues, seul un dépôt non stratifié peut-être qualifié de moraine. Il semblerait plutôt que la non-stratification représente une exception dans nos dépôts glaciaires de la plaine; en fait, seule la moraine de fond en est dépourvue, et encore pas partout, à plusieurs reprises nous y avons constaté la présence d'argiles stratifiées, franchement incluses.

L'ensemble des terrains du Würm serait donc le suivant, de haut en bas:

3. Moraines graveleuses, traînées de blocs erratiques et terrasses	Régression würmienne.
2. Moraine de fond formée principalement d'argile à blocaux	Maximum würmien.
1. Graviers sous-glaciaires de l'alluvion ancienne.	Transgression würmienne.

La figure 1 donne une idée de l'ensemble de ce complexe. Nous insistons sur le fait que tout le paysage de la région est dominé par le Würm, principalement par la moraine de fond, largement répandue partout; les dépôts graveleux sont par contre localisés.

3. Les pseudo-emboîtements.

La conception actuelle des glaciations dérive de la notion des emboîtements. On sait que, d'après cette théorie, un dépôt encaissé dans un autre doit être considéré comme plus récent; le cas le plus typique de ces emboîtements est celui des alluvions fluviatiles ou fluvio-glaciaires formant des terrasses. Mais cette notion ne joue plus en ce qui concerne les dépôts glaciaires ou sous-glaciaires. En effet, lors de l'avance, c'est tout d'abord le fond de la vallée qui est atteint, puis les flancs; enfin, si le glacier est assez puissant, les hauteurs sont aussi envahies. Dans la région Léman-Rhône, il est aisé de repérer de pareils emboîtements. Les basses parties telles que les bords du lac, les vallées du Rhône et de l'Arve et celles de certains de leurs affluents sont remplies d'alluvion ancienne surmontée de la moraine de fond, elle-même recouverte localement par les moraines ou les terrasses du retrait. Le même complexe se retrouve à des altitudes déjà plus grandes sur les collines molassiques proches; enfin il gagne des régions notablement plus élevées, telles que celles de la Côte. Or, on ne saurait tenir les graviers de la Côte pour plus anciens que ceux de Genève, c'est plutôt l'inverse qui serait vrai.

Il va de soi que, lors du retrait, les emboîtements des moraines de retrait correspondent bien à des âges de plus en plus récents, quand on passe à la fois vers l'amont et vers le bas. Mais là encore, il faut se garder de toute interprétation purement topographique. L'exemple du Néo-Würm de W. Kilian est là pour nous le rappeler. Cet auteur (13) décelait une nouvelle phase glaciaire plus récente que le Würm et s'emboîtant dans ce dernier du Fort de l'Ecluse à Bellegarde. L'examen du terrain montre que la moraine néo-würmienne n'est autre chose que la moraine würmienne à laquelle on la voit se raccorder, si l'on se donne la peine de suivre les flancs de la vallée. Je pense que le Néo-Riss de Depéret, correspondant aux moraines intermédiaires du Lyonnais et rattachable à la terrasse de 30 m. d'ap. Denizot est aussi à rejeter en tant que glaciation indépendante; il ne s'agit probablement que d'un premier stade de retrait.

Si les stades de retrait s'échelonnent assez bien suivant la théorie des emboîtements, il ne convient pas non plus de surestimer les différences chronologiques qu'ils peuvent présenter. Beaucoup sont d'ailleurs noyés dans la topographie générale et cachés par la végétation, c'est ainsi qu'au Moulin de Richelien près de Versoix une ride morainique du retrait était indécelable et n'a été mise en évidence qu'à la suite de travaux techniques récents.

Nous aimerions aussi attirer l'attention sur les terrasses du retrait. Celles de la région s'échelonnent à des hauteurs de 50 m., 30 m., 10 m. environ. Elles datent de la fin du retrait glaciaire et doivent sensiblement correspondre au Magdalénien des préhistoriens. C'est en tous cas dans la terrasse de 10 m. qu'apparaissent les premiers mollusques lacustres du Léman.

Dans la région du Lyonnais, les terrasses ont été étudiées par de nombreux auteurs. L'un d'eux G. DENIZOT (4) les raccorde de la façon suivante: la terrasse de 50 m. au Riss, celle de 30 m. au Néo-Riss, de 20 m. au Würm, enfin les terrasses récentes au Néo-Würm. L'analogie approximative des hauteurs de ces terrasses avec celles de Genève montre qu'un phénomène à peu près semblable a dû se passer dans ces deux régions. Mais si nous donnons cet exemple, c'est pour montrer qu'on ne saurait attribuer le même âge à deux terrasses de même hauteur si elles sont situées en des lieux éloignés. On ne saurait non plus considérer comme appartenant à une glaciation distincte toute terrasse individualisée et se raccordant à des moraines à l'amont.

4. Riss et Würm dans la région de Genève.

Le complexe würmien étant connu, il convient d'étudier le substratum sur lequel il repose et en particulier de rechercher ses connexions avec la moraine rissienne qui représente le dépôt le plus profond du quaternaire. Celle-ci repose directement sur la molasse sans intermédiaire d'alluvions; il ne semble pas, d'autre part, que le Riss soit surmonté de graviers de retrait. Le seul cas, à ma connaissance, est celui d'une couche à galets très arrondis, reposant sur la moraine rissienne et situés eux-mêmes sous les argiles interglaciaires à lignite, à Cartigny. D'après E. JOUKOWSKY (12), cette couche atteint 7 mètres d'épaisseur. Dans les autres cas, la moraine rissienne supporte directement les dépôts interglaciaires ou quelquefois même l'alluvion ancienne.

Ainsi, nous pouvons nettement déceler les 3 phases, transgression, maximum, régression du complexe würmien, alors que pour la glaciation rissienne, les choses sont moins nettes, la phase de transgression manque même. Il est bien évident que des alluvions situées sous la moraine rissienne, si elles avaient existé, auraient eu de plus grandes chances d'échapper à la destruction que la moraine elle-même. Cette différence de la structure du Riss et du Würm, nous montre que les deux glaciations ne se sont pas développées de la même façon et avec le même style. Je crois qu'il faut envisager le glaciaire rissien comme s'étant rapidement formé et rapidement retiré, après un temps de stationnement qu'il est difficile d'évaluer. Pour le moment, en dehors des moraines externes du maximum, qui sont en discussion, on n'a pas signalé, dans la profondeur, de moraines frontales ou latérales rissiennes.

Au contraire, la glaciation würmienne s'est lentement développée, à en juger par l'ampleur de ses graviers sous-glaciaires et n'a atteint la phase d'équilibre qu'assez tardivement, c'est ce que montre l'examen de la région des moraines externes. Les mêmes conclusions se dégagent de l'étude de la répartition de la moraine rissienne par rapport au complexe würmien. Les points du canton de

Genève où l'on a trouvé le Riss sont les suivants: Hermance, Parc de la Grange aux Eaux-Vives, la Fontenette à Carouge, la Petite-Boissière à Chêne, la Jonction, le Pont-Butin, le Pré-de-Bonne à Cartigny, les Feuilletières dans la vallée de la London. On doit la découverte de la plupart de ces gisements à E. JOUKOWSKY (12), au cours de différents travaux de sondages. J'ai signalé le gisement d'Hermance et A. LOMBARD ceux de la Jonction (14). Ajoutons à cette liste les deux gisements d'Armoy dans la vallée de la Dranse (7) et celui de Coupy en amont de Bellegarde (9) et l'on arrivera à une dizaine de pointements pour la région Léman-Rhône, tous situés dans le sillon lémanique pré-rissien ou dans son voisinage immédiat. Les sondages faits en dehors de cette zone n'ont pas donné de Riss et il faut tenir cette glaciation comme assez étroitement localisée. La figure 2 extraite du travail de E. JOUKOWSKY, donne une bonne idée de la prédominance du Würm sur le Riss.

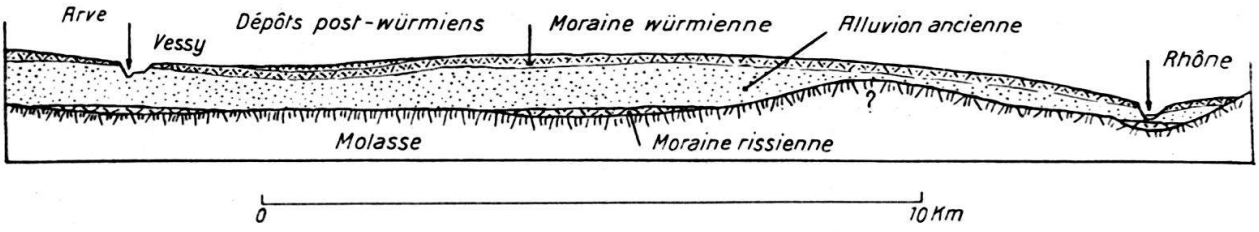


Fig. 2. *Coupe schématique de Vessy à l'embouchure de la Laire (Chancy)* d'après E. JOUKOWSKY: Géologie et eaux souterraines. 1941.

5. Faits nouveaux.

a) *Limites du Riss vers l'aval.*

En 1938, j'ai attiré l'attention sur la présence d'un lambeau de Riss nouvellement dégagé à Coupy, près de Bellegarde (Ain), à l'aval de Genève (9). Il s'agit là, je crois, de l'extrême pointe de la moraine de fond rissienne; plus à l'aval, dans le cañon du Rhône, où les coupes sont nombreuses et d'une parfaite netteté, il n'y a plus de Riss. Partout on voit les alluvions sous-glaciaires, surmontées de leur couverture morainique, reposer directement sur le substratum rocheux; elles passent ainsi progressivement du Burdigalien sur l'Urgonien. Il est encore remarquable que le Riss manque dans la basse vallée de l'Arve, dans la région de la Menoge, où les coupes atteignent cependant la Molasse. Dans une région voisine assez proche, celle de la Sarine, j'ai constaté, aux environs de Broc, que les mêmes graviers recouverts de moraine, reposent directement sur le Secondaire, par conséquent sans intermédiaire de moraine rissienne. On pourrait ajouter ici le cas du glacier de l'Isère. A Voglans, près de Chambéry, on exploite des argiles à lignites interglaciaires, ce qui a fourni une bonne coupe. La succession est la même qu'aux environs de Genève, soit: moraine rissienne-argiles à lignite-graviers sous-glaciaires-moraine de fond würmienne. Il est difficile de dire jusqu'où va la moraine rissienne, vers l'aval; il n'est pas démontré qu'elle ait franchi le lac du Bourget pour atteindre le domaine strictement rhodanien.

Si l'on veut à tout prix considérer comme rissiens des dépôts s'étendant à l'aval des différents points que nous venons d'indiquer, il faudrait alors montrer qu'ils viennent s'enraciner à la moraine rissienne profonde de nos régions. Aucune démonstration de ce genre n'a été faite, à ma connaissance, jusqu'à maintenant.

La figure 3 représente le dernier lambeau de Riss à Coupy ainsi que le développement incomparablement plus grand du Würm.

b) *Age et origine de l'alluvion ancienne.*

A part les recherches déjà anciennes de A. FAVRE (6), les géologues qui ont eu à s'occuper du levé des cartes géologiques au cours de ces dernières années ont donné d'intéressantes précisions sur ce terrain. Ce sont principalement les travaux de E. JOUKOWSKY (12), E. GAGNEBIN (7), ED. PARÉJAS (15).

Pour E. GAGNEBIN, les graviers situés sous la moraine würmienne doivent être considérés comme une alluvion fluvio-glaciaire de progression würmienne.

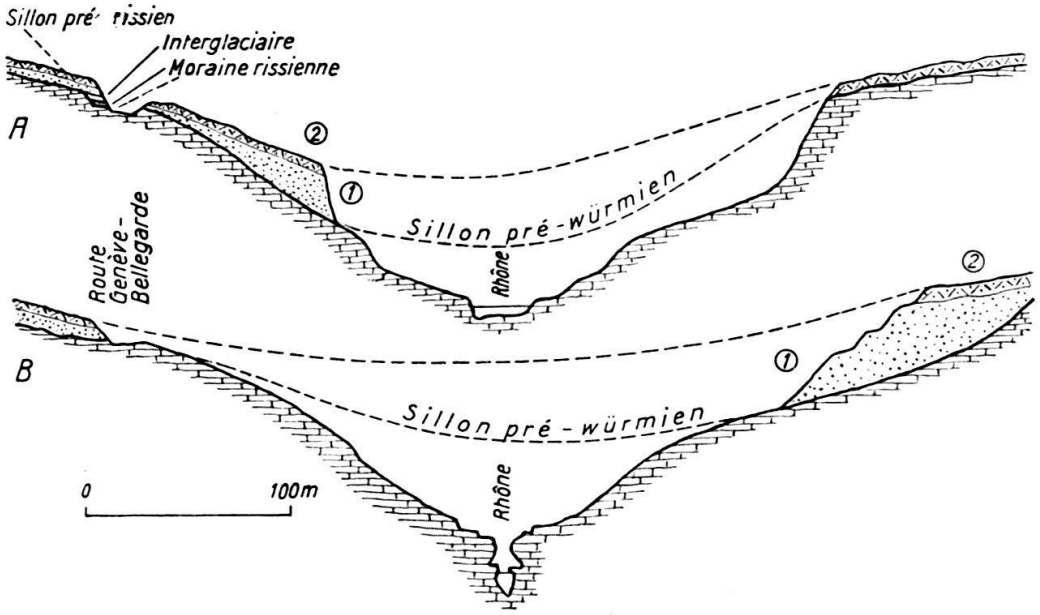


Fig. 3. *Le dernier lambeau de Riss en amont de Bellegarde.*

A. Profil à la hauteur de Coupy. B. Profil un peu oblique, à la hauteur de la Perte du Rhône. 1. Alluvion ancienne. 2. Moraine de fond würmienne. Substratum: série de terrains allant de l'Urgonien au Burdigalien.

Pour ED. PARÉJAS, ces mêmes graviers sont compris avec les argiles à lignite dans l'interglaciaire Riss-Würm. Enfin dans son importante étude sur la géologie et les eaux souterraines du Pays de Genève. E. JOUKOWSKY interprète l'interglaciaire avec un sens plus large encore, puisqu'il y fait entrer toutes les couches comprises entre les deux moraines de fond rissienne et würmienne. Ces indications montrent qu'il y a quelques divergences dans l'interprétation de l'âge et de la formation du dépôt.

Enfin, dans une note récemment parue, A. CAROZZI (3), étudiant spécialement les graviers de l'alluvion ancienne par la méthode de la granulométrie, en relève le caractère fluviatile. Il suppose que ces graviers ont été amenés par le fleuve, contre un vaste bloc de glace morte.

J'ai présenté, à mon tour, un résumé de mes observations (11). Ce qui m'a frappé, c'est un ensemble de caractères inexplicables par l'une ou l'autre des théories adoptées, du moins entièrement. Tout d'abord c'est le passage de l'alluvion ancienne à la moraine würmienne par une transition ménagée. Elle est visible dans plusieurs coupes, falaises de l'Arve, La Côte, par exemple. Dans tous les

autres cas, même là où la moraine würmienne «ravine» l'alluvion ancienne, il n'y a jamais entre les deux d'ancien sol. Enfin l'alluvion présente des caractères purement glaciaires. A. FAVRE avait déjà noté, en certains points la présence de galets striés. J'ai retrouvé ceux-ci, dès la base des graviers, dans les fondations de l'Usine de Verbois; à la gravière d'Arare un beau bloc strié provient du milieu de l'alluvion, cette même gravière présente aussi une lame d'argile à blocaux. A d'autres endroits on voit de gros blocs se présenter subitement au milieu de matériel plus fin. La grande épaisseur, au moins 30 m., qui se poursuit sans changement apparent de faciès, est aussi peu explicable. Dans le cañon du Rhône, la base des graviers est immédiatement représentée par un niveau de gros blocs, il en est de même en certains points de la Côte. Enfin je n'ai jamais trouvé, dans les bancs de sable fin, de laisse à mollusques; les seuls restes connus se rapportent à l'*Elephas primigenius*. Tout cela m'amène à considérer l'alluvion ancienne comme intimement liée à la moraine de fond würmienne; l'origine m'en paraît être glaciaire ou peut-être, plus exactement, sous glaciaire. Il me semble logique que l'alluvion ancienne soit rattachée au Würm, elle représenterait la phase de transgression de cette glaciation. Dans la présente note, je considère comme synonymes, alluvion ancienne et graviers sous-glaciaires würmiens; ce dernier terme présentant sur le premier quelques avantages. L'important me paraît être de considérer l'alluvion, la moraine de fond et les moraines de retrait comme un tout indissociable, c'est ce que j'ai appelé le complexe würmien.

L'apparente contradiction entre les idées de A. CAROZZI et les miennes a été résolue au cours d'excursions sur le terrain. Nous publierons prochainement une note commune.

c) *Altitude des dépôts würmiens.*

La prédominance du Würm par rapport au Riss ressort aussi de la présence de dépôts graveleux non altérés ou encore de traînées de blocs erratiques à de fortes altitudes. C'est ainsi que l'on trouve sur le sommet du Vuache, face au Crédo, un lambeau de graviers à l'altitude de 900 m., or c'est précisément l'altitude des moraines würmiennes d'Arzier situées à 50 km. plus en amont. Cela signifie que ces dernières ne sont en réalité qu'un stade de retrait, et que le glacier devait dépasser de beaucoup cette altitude au maximum würmien. Nous en avons eu la preuve directe par la découverte que nous avons faite en 1942, d'un petit cailloutis alpin sur le flanc ouest de la Dôle, au col de Poële-chaud, à l'altitude de 1520—1540 m. Ce lambeau n'a pu arriver là qu'en franchissant le col, ce qui donne pour le glacier lui-même une altitude minimum de 1600 m., soit une épaisseur de 1200 m. à la hauteur de Nyon. Cela indique nécessairement aussi qu'à l'époque würmienne la glace devait largement déborder le seuil de la première chaîne du Jura pour se répandre vers les chaînes occidentales. Les serpentines et gneiss non altérés et mêlés au glaciaire local, que nous avons retrouvés au delà de la Cluse, dans la région de Nantua en sont la preuve. Enfin une autre confirmation nous a été fournie par la région qui domine Montreux. Une traînée de blocs erratiques monte jusqu'à 1450 m.; en outre, au cours de récentes recherches, nous avons trouvé dans le fond de la caverne des Dentaux aux Rochers de Naye un galet alpin poli et strié. Je pense qu'une altitude minimum de 1700 m. conviendrait assez bien ici pour le glacier würmien. Rappelons qu'au Salève, des blocs erratiques situés à une altitude de 1200—1300 m. sont connus depuis longtemps, et je ne vois aucune raison de les attribuer au Riss plutôt qu'au Würm. Ainsi dans notre esprit la notion de l'amplitude du Würm remplace peu à peu celle que nous nous faisions du Riss, d'après les théories classiques.

6. Extension maximum du glacier du Rhône au Riss et au Würm, autres glaciations.

Des quatre glaciations, Günz, Mindel, Riss, Würm, seules les deux dernières ont été repérées dans la région Léman-Rhône. Ce fait a été reconnu par tous les géologues qui se sont occupés de la région. Il semble si bien établi que M. GIGNOUX écrit dans son traité de Géologie stratigraphique: Dans tout le domaine du glacier du Rhône, ni en France, ni en Suisse, on ne retrouve aucun équivalent du Günz, ni du Mindel.

Dans la région de Lyon, qui nous intéresse particulièrement parce que c'est celle du maximum glaciaire, on a décelé deux systèmes de moraines frontales, les moraines externes et les moraines internes. A. PENCK (16) englobait les premières dans le Riss, les secondes dans le Würm. Plus tard, on à trouvé un système de moraines intermédiaires qui sont, d'après GIGNOUX une succession plus ou moins confuse de vallums morainiques, ce serait le Néo-Riss de DEPÉRET. F. ROMAN, dans sa Géologie lyonnaise (17), rapporte ces trois systèmes morainiques, les externes au Mindel, les intermédiaires au Riss, les internes au Würm. Il semble que l'on soit revenu plus tard à la conception de deux glaciations. M. GIGNOUX (8) attribue les externes avec doute au Riss, les internes au Würm. Le doute exprimé par M. Gignoux est à relever; comme cet auteur souligne le manque de Mindel, il semble que ce ne pourrait être qu'au bénéfice du Würm, ce qui le rapprocherait beaucoup de nos conclusions.

L'inspection de la région lyonnaise montre indubitablement que les moraines externes ne s'enfoncent pas sous celles du Würm, elles ont l'air de se raccorder latéralement. Elles se superposent toutes à un complexe graveleux qui n'est pas sans rappeler l'alluvion ancienne. La trouvaille, dans la partie grise de ces alluvions d'*Elephas primigenius*, vient encore augmenter l'analogie; enfin, on n'a pas signalé, au-dessous, de moraine profonde, comme ce devrait être logiquement le cas, si le Riss passait sous le Würm. Dès lors, on peut se demander si alluvion et moraines superposées ne représentent pas, comme à Genève, tout simplement le complexe würmien, ce qui fait paraître des plus improbable que les moraines externes appartiennent à une glaciation plus ancienne que le Würm.

J'ai donné plus haut la liste des gisements profonds du Riss, il ressort bien que l'extension du glacier du Rhône était à cette époque des plus limitée, on dirait qu'il ne s'agit là que d'une ébauche de glaciation.

Revenons au manque de Mindel et de Günz, si généralement constaté dans l'aire rhodanienne. On pourrait admettre, et certains le font, que les extensions rissienne, puis würmienne, ont enlevé toute trace de ces glaciations. Mais il est alors incompréhensible que, dans des conditions exactement comparables, des dépôts de ces âges se soient conservés dans le domaine de la Reuss, de la Linth, et du Rhin. Il faut bien l'avouer, les différences de conception entre les géologues sont grandes, la principale concerne ce qui doit être considéré comme une moraine de fond. Si une simple lentille d'argile à blocaux englobée dans des graviers sous-glaciaires est tenue pour telle, il en résulte automatiquement une glaciation de plus. Le fait s'aggrave encore si l'on tient pour de la moraine de fond la masse terreuse qui correspond à la phase de rubéfaction quaternaire; nous avons vu faire l'un et l'autre. Il n'est donc pas étonnant que l'on arrive, dans ces conditions, à un tableau extraordinairement compliqué des glaciations, tel celui de P. BECK (1). Cet auteur signale dans le domaine suisse 7 glaciations, et ce nombre est déjà réduit par rapport à celui de B. EBERL qui compte, pour la région de l'Iller-Lechplatte, 12 glaciations. Par contre, et après une étude poussée de la mammalogie quaternaire, H. STEHLIN propose la suppression du Günz de l'ensemble des 4 glaciations

classiques, il me semble beaucoup plus près de la réalité que les deux auteurs précédents.

Un autre point de vue, suivant lequel les glaciations auraient pu se produire dans les régions orientales de la Suisse et manquer dans la partie occidentale me paraît inexact. Des différences d'altitudes ont certainement existé, elles ne sauraient correspondre à un balancement longitudinal tel que les glaciations auraient été bien développées dans la partie orientale des Alpes, faibles ou nulles dans la partie occidentale.

Quoiqu'il en soit, on sera à bref délai dans l'obligation de résoudre ce problème. La confrontation des critères utilisés doit le permettre. Je vois comme principales causes d'erreurs possibles, le fait de considérer les stades de retrait comme des glaciations distinctes, l'utilisation inexacte de la notion des emboîtements, la méconnaissance du complexe würmien, l'attribution trop facile d'un dépôt à une moraine de fond.

7. L'âge de la faune froide quaternaire.

Il est difficile de dire à quel moment les espèces dites froides de la faune quaternaire ont pris naissance, mais les recherches modernes montrent que c'est à l'époque würmienne qu'elles ont eu leur essor définitif. Il ne semble pas non plus qu'il y ait eu plusieurs faunes froides correspondant à plusieurs glaciations. Aucune faune froide günzienne, ni même mindélienne ne sont repérées. Quant au Riss, H. STEHLIN (5) ne signale, pour l'aire des glaciations alpines, que 3 trouvailles, ce sont: Gitterli près de Liestal, Friedau près d'Egerkingen, Distelberg près d'Aarau. Ces trois stations ont fourni du Mammouth dans des dépôts rissiens ou recouverts d'une moraine rissienne. La proximité de ces trois gisements est frappante et je me demande si leur âge rissien est bien démontré. D'après la position du Riss, telle que nous l'avons indiquée, ils doivent se trouver en profondeur, sous un ensemble de terrains würmiens, je n'ai pas l'impression que ce soit le cas. Il me paraît probable que ces trouvailles sont à mettre au compte du Würm lui-même, comme dans la région lyonnaise.

Pour la région de Genève, c'est avec les graviers sous-glaciaires würmiens que ces éléments froids font leur apparition, c'est précisément le cas d'*Elephas primigenius*. A son maximum d'extension, la faune froide würmienne est bien connue; elle comprend, à côté d'espèces arctiques, des espèces montagneuses, steppiques, enfin un lot d'espèces banales qui semblent traverser le quaternaire sans trop de modifications, et dont la tendance générale est sylvatique. Chassée peu à peu vers le sud-ouest par l'avance glaciaire, cette faune s'y maintient pendant tout le maximum et pendant les premières phases du retrait. Celui-ci s'accentue de plus en plus et les espèces froides trouvent dans nos régions un territoire de passage; toutefois les plus caractéristiques manquent, j'ai montré que les gisements magdaléniens de la région de Genève ne contiennent pas de formes de toundra (10). Il faut donc concevoir deux niveaux à faune froide, ils encadrent la moraine de fond würmienne et correspondent, le premier à la phase de transgression représentée par les graviers sous-glaciaires, le second par les moraines de retrait et les premières phases du postglaciaire. Il serait faux de considérer ces deux niveaux comme correspondant à des glaciations distinctes. Un raisonnement analogue peut être tenu pour les gisements superficiels du loess situés à l'aval et à l'amont des moraines externes.

La figure 4 représente le climat de l'époque pléistocène tel que H. STEHLIN l'a établi. Elle traduit bien les particularités géologiques telles que nous les obser-

vons dans le bassin Léman-Rhône et je n'hésite pas à la considérer comme l'expression de la réalité, avec les restrictions suivantes:

1. La courbe du Würm doit être reprise, le maximum absolu étant reporté un peu à gauche, c'est le temps assez bref où les moraines frontales de Lyon se sont déposées.

2. Le refroidissement constaté au Riss n'est pas forcément l'indication d'une glaciation. Pour l'affirmer, il faudrait avoir des gisements à faune froide rissienne, stratigraphiquement indiscutables. Nous avons vu que ce n'est pas le cas.

3. La courbe du Mindel ne pourra être confirmée qu'après la trouvaille de terrains de cet âge dans le domaine rhodanien.

A ces remarques près, on peut considérer que la courbe climatique de Stehlin traduit aussi, à mon avis, la courbe des invasions glaciaires.

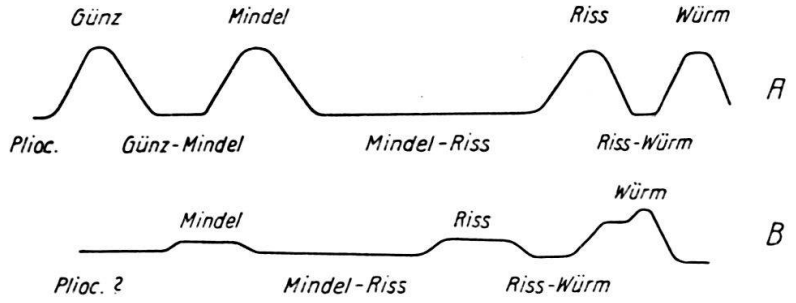


Fig. 4. *Courbe du climat de l'époque pléistocène.*

A. D'après PENCK. B. D'Après les indications de la paléomammalogie. Figure extraite de A. DUBOIS et H. STEHLIN. Cotencher 1933.

8. Mobilité continentale, mouvements alpins et glaciations.

Si l'on admet les conclusions de l'exposé précédent, on aura constaté que le Würm diffère considérablement du Riss par sa constitution plus complexe, par l'ampleur plus grande de ses dépôts, par sa répartition beaucoup plus vaste. Nous ne voudrions pas quitter ce sujet sans chercher à le situer sur son véritable plan, c'est-à-dire dans le cadre général de la glaciation quaternaire alpine.

Toute une série de questions se posent. La première est de se demander si l'extension maximum ne correspond pas aussi au maximum d'élévation de la chaîne alpine; cela nous conduit à rechercher si des différences d'altitude n'ont pas existé entre la période préwürmienne et le Würm. Nous considérons, grossomodo, cette dernière comme ayant eu des reliefs de même altitude que les actuels. Une première indication nous est fournie par les cavernes à *Ursus spelaeus* des Alpes. On sait que le versant nord des Alpes a fourni un petit nombre de ces cavernes, habitées par l'Homme, c'est le Paléolithique alpin. Je renvoie au récent travail de E. BÄCHLER (2) pour les indications d'ordre général. La constatation essentielle est que ces cavernes sont beaucoup plus élevées que celles de la fin du Paléolithique; la plus basse est à l'altitude de 960 m., c'est la Steigelfadbalm près de Vitznau (Lac des Quatre-Cantons); la plus élevée est le Drachenloch à 2445 m. près de Vättis dans la région de Coire. La faune de cette dernière est la plus intéressante, parce que le plus élevée. On y a trouvé avec l'Ours des Cavernes, la Panthère, un canidé: le Cuon, la Martre, le Loup, le Blaireau, le Bouquetin, le Chamois, la Marmotte. L'existence de cette faune était impossible aux maximum würmien,

elle ne peut non plus dater du retrait puisque l'industrie est bien différente et plus ancienne que celle du Paléolithique supérieur. Il en résulte qu'il faut la faire remonter aux temps préwürmiens, au moins à l'interglaciaire Riss-Würm. Les indications de la flore de cette époque, donnée par les gisements interglaciaires de la plaine montrent un climat différant peu de l'actuel. Il s'ensuit qu'à 2445 m., les conditions devaient être aussi à peu près ce qu'elles sont aujourd'hui, ce qui ne permet guère l'existence d'une faune aussi complexe, groupant aussi bien de grands carnivores que des végétivores. Je crois sage d'y voir une surrection tardive. Quoiqu'il en soit, on ne peut raisonner pour ces époques lointaines en tenant simplement compte des altitudes et des reliefs actuels, ce qui amène d'amusants quiproquos.

Il nous est donc permis d'entrevoir qu'au Riss les reliefs alpins étaient plus bas qu'actuellement et peut-être plus spécialement les chaînes du Nord. Au Würm, le relief a dû gagner son altitude actuelle, ce qui correspondrait à la glaciation würmienne et à son maximum. Que des mouvements de surrection tardifs aient eu lieu, cela est certainement prouvé en maints endroits. A Bellegarde, le relèvement du Riss par rapport au Würm et la montée de ce dernier sont frappants, voir fig. 3. Dans le canton de Genève, les argiles et sablons de l'interglaciaire, primitivement horizontaux, sont inclinés, ceux de Cartigny plongent légèrement vers le N—E, ceux d'Hermance vers le S—W. La formation du Léman pourrait bien être due à un de ces mouvements tardifs, comme le montre l'apparition tardive de sa faune. Enfin, il faudrait encore leur attribuer l'accentuation de l'érosion dans les cluses tant jurassiennes qu'alpines.

Quant à l'origine des mouvements, je crois qu'il faut la mettre au compte des mêmes causes qui ont agi pendant le tertiaire, c'est-à-dire la compression due aux mouvements continentaux, agissant dans la direction générale du Nord. Ce dernier fait nous permet d'entrevoir pourquoi un refroidissement de plus en plus marqué s'est fait sentir à travers le Quaternaire jusqu'au maximum würmien. Nous terminerons en mettant l'accent sur ce fait essentiel que tout le glaciaire quaternaire est à concevoir comme dû à des mouvements tardifs, suite logique des mouvements continentaux qui ont entraîné les plissements tertiaires.

9. Conclusions.

De cette sommaire analyse, nous tirerons les conclusions suivantes: l'idée, généralement admise d'attribuer le maximum glaciaire quaternaire à l'une des glaciations précédant le Würm, ne semble pas se vérifier dans le domaine rhodanien. Bien au contraire, de multiples recoupements montrent l'importance du complexe würmien par rapport au faible développement des dépôts rissiens; son extension incomparablement plus forte, l'altitude franchement plus élevée de ses restes morainiques, l'apparition et la propagation de la faune froide pendant cette période, tout concourt à montrer que l'âge du maximum glaciaire est würmien et non pas rissien.

D'autre part, en présence du perpétuel problème du nombre des glaciations il faut se demander, une fois pour toutes, ce que l'on entend par ce terme et le préciser. Si l'on veut dire par là une extension anormalement exagérée du régime glaciaire accompagnée de manifestations biologiques, telles qu'apparition de flores et de faunes froides, alors il semble que le Würm seul puisse correspondre à cette définition. Il faut bien constater que, jusqu'à maintenant, on n'a pas signalé en des dépôts profonds, inférieurs à un interglaciaire et latéralement équivalents à la moraine rissienne, des espèces de la faune froide. Il en est de même du Mindel,

dont l'existence dans la région est problématique; quant au Günz, nous admettons les raisons qu'a proposées STEHLIN de la supprimer du nombre des glaciations. Je continue donc à penser que le Würm représente l'essentiel du phénomène glaciaire quaternaire, les autres manifestations glaciaires n'en étant que les prémices ou les phases tardives.

10. Bibliographie sommaire.

1. BECK, PAUL, Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. Eclogae geol. Helv., Vol. 26, Nr. 2. Bâle 1933.
2. BÄCHLER, EMIL, Das alpine Paläolithikum der Schweiz. Monographien zur Ur- und Frühgeschichte der Schweiz, Band II. Basel 1940.
3. CAROZZI, ALBERT, L'hydrographie préwürmienne de l'Arve. Compte-rendu des séances de la Soc. de Phys. et Hist. Nat. de Genève, Vol. 61, n° 3. Genève 1944.
4. DENIZOT, GEORGES, Observations sur la glaciation quaternaire et les terrasses de la région lyonnaise. Bull. Soc. géologique de France, 5e série, tome 3. Paris 1933.
5. DUBOIS, AUGUSTE et STEHLIN, H. G., La grotte de Cotencher, station moustérienne. Mémoires de la Soc. paléontologique suisse, Vol. LII—LIII. Bâle 1933.
6. FAVRE, ALPHONSE, Description géologique du Canton de Genève. Bull. Classe d'Agriculture, n° 79. Genève 1879.
7. GAGNEBIN, ELIE, Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. Bull. Lab. Géologie de l'Université de Lausanne, Bull. n° 58. Lausanne 1937.
8. GIGNOUX, MAURICE, Géologie stratigraphique. 2e édition. Masson & Cie. Paris 1936.
9. JAYET, ADRIEN, Sur la présence de dépôts quaternaires rissiens à Bellegarde (Département de l'Ain). Compte-rendu des séances Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève, Vol. 55, no° 2. Genève 1938.
10. JAYET, ADRIEN, Le Paléolithique de la région de Genève. Le Globe 1943.
11. JAYET, ADRIEN, Origine et âge de l'alluvion ancienne des environs de Genève. Compte-rendu des séances Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève, vol 62, n° 2. Genève 1945.
12. JOUKOWSKY, ETIENNE, Géologie et eaux souterraines du Pays de Genève. Kündig. Genève 1941.
13. KILIAN, WILFRID, Contributions à l'histoire de la vallée du Rhône à l'époque pléistocène. Le défilé du Fort de l'Ecluse (Ain). Zeitschrift für Gletscherkunde, Band VI, 1911.
14. LOMBARD, AUGUSTIN, Sondages pour les fondations du Pont de la Jonction, à l'aval de Genève. Eclogae geol. Helvetiae, vol. 37, n° 2. Bâle 1944.
15. PARÉJAS, EDOUARD, Notice explicative de la feuille 12 (Genève) de l'Atlas géologique de la Suisse. Berne 1938.
16. PENCK, ALBRECHT et BRÜCKNER, EDUARD, Die Alpen im Eiszeitalter, 3 vol. Leipzig 1901 bis 1909.
17. ROMAN, FRÉDÉRIC, Géologie lyonnaise. Presses universitaires de France. Paris 1926.

---

19. — MAX SCHENKER (Bern): **Stratigraphische Gliederung der neuen Liasserie am SW-Ende des Aarmassivs zwischen Baltschieder- und Bietschtal (Wallis)**[1]). Mit 2 Textfiguren.

I. Einleitung.

In den Eclogae Vol. 38, Heft 1, 1945, habe ich unter anderem auf dieses Liasvorkommen, das bisher als Bajocien gedeutet worden war, aufmerksam gemacht (Lit. 2).

Durch weitere geologische Untersuchungen auf den Blättern Visp und Gemmi (Torrenthorn), welche im verflossenen Sommer stattfanden, ist es nun möglich diese Sedimente genauer zu gliedern. Diese Gliederung stützt sich vor allem auf lithologische Vergleiche mit dem Gebiet

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

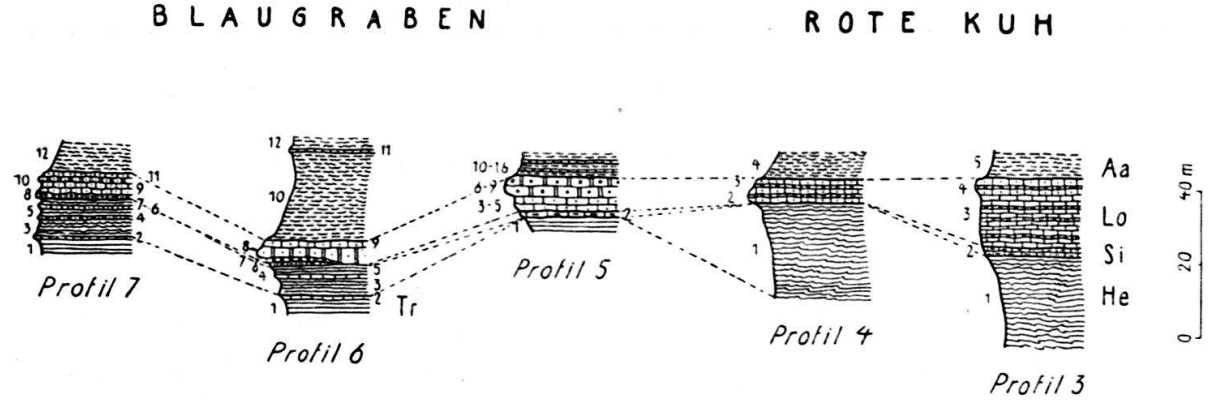
des Torrenthorns, wo ebenfalls eine mächtige Liasserie vorliegt, die s. Zt. durch M. LUGEON (Lit. 1) an Hand von Fossilien unterteilt wurde.

Die Gliederung des Lias im Untersuchungsgebiet war einerseits erschwert durch die tektonischen Verhältnisse, welche gegenüber dem Abschnitt des Torrenthorns weniger übersichtlich sind, da eine ± isoklinal gelagerte Schichtfolge fast ohne sichtbare Umbiegungen vorhanden ist; dann aber auch durch die stratigraphischen Verhältnisse mit grossen Schwankungen der Mächtigkeit und z. T. etwas abweichender Sedimentation, verglichen mit der Torrenthorngegend.

In den folgenden Ausführungen verwende ich die Ortsnamen der geologischen Karte von SWIDERSKI (Lit. 3).

II. Stratigraphische Gliederung.

Der Lias (excl. Aalénien) zeigt im nördlichen und südlichen Teil des Untersuchungsgebietes grosse Mächtigkeitsunterschiede. Im S erreicht er im Profil des Bietschtals 263 m Mächtigkeit, im N ist er dagegen im Baltschiedertal nur noch durch eine 10 m mächtige Schichtfolge vertreten (vgl. Fig. 1, Profil 5).



LEGENDE:

Aalénien	Aa		Tonschiefer, vereinzelt Spatkalk
Toarcien	To		Tonschiefer + Spatkalke
Domérien + Pliensbachien	Do Pl		Domérienquarzite Sandkalke ± spätig
Lotharingien	Lo		Quarzite mit Konglomeraten Spatkalke | Quarzite Sandkalke ± spätig
Sinémurien	Si		Mergelkalke
Hettangien	He		Tonschiefer, vereinzelt Spatkalk
Trias	Tr		Quartenschiefer

Fig. 1. Stratigraphische Gliederung des Lias im N-Abschnitt (Baltschiedertal), weitere Erklärungen im Text S. 473.

A. **Südliche Liasserie** (Profil 2).

Das vollständigste Profil ist aufgeschlossen von St. German bis zum Eingang ins Bietschtal. Mit Ausnahme der Tonschiefer des Hettangien sowie der Mergelkalke des Sinémurien, welche nur lückenhaft sichtbar sind, kann man

hier den ganzen Lias beobachten. Der fehlende Teil des unteren Lias ist im Mahnkinn weiter NE, von der Lötschberglinie an bergaufwärts, ergänzt worden. Dort befindet sich die Fortsetzung dieser zum Verkehrtschenkel einer grossen Synklinale gehörenden Unterlias-Serie.

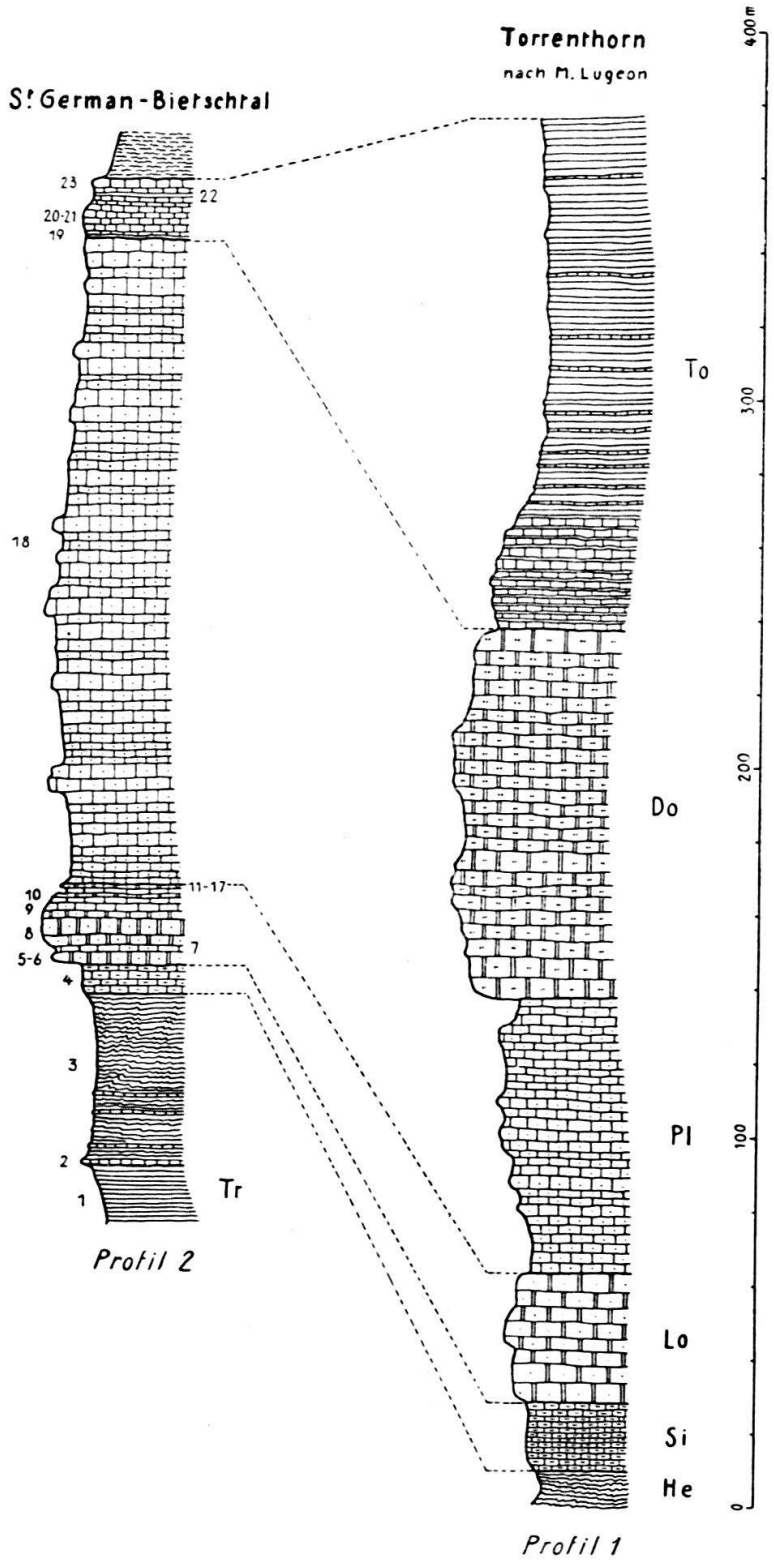


Fig. 2. Stratigraphische Gliederung des Lias im S-Abschnitt (Bietschtal) im Vergleich zum Torrenthorn, weitere Erklärungen im Text S. 472.

a) *Hettangien* (3).

Die Stufe des Hettangien ist vertreten durch feinblättrige Tonschiefer, denen vereinzelt wenige cm dicke Bänkchen aus Spatkalk zwischengeschaltet sind. Die Grenze gegen den Quartenschiefer (1) wird gebildet aus einer grauen Kalkbank (2) von 15 cm, die eventuell dem Rhät angehört. Andernorts, im Lauigraben auf 1350 m, am Weg von Ausserberg nach der Alp Raft, besteht diese Grenze aus einer Wechsellagerung von blauem speckigem Kalk mit Tonschiefern von insgesamt 2 m Mächtigkeit. Mächtigkeit total 45 m.

b) *Sinémurien* (4).

Mit scharfer Grenze folgen über dem Hettangien schiefrige Mergelkalke von grauer Farbe. Diese Schichtfolge unter den vorspringenden harten Quarzitbänken des Lotharingien ist im allgemeinen schlecht aufgeschlossen. Spuren von Fossilien, vor allem Muscheln, sind häufig, doch lässt ihr Erhaltungszustand eine Bestimmung nicht zu. Mächtigkeit 8 m.

c) *Lotharingien.*

Die Grenze Lotharingien/Sinémurien ist ebenfalls scharf. Das folgende Profil wurde über dem Weg zwischen St. German und Raron, 550 m WNW der Kirche von St. German, an der Bisse auf 830 m, aufgenommen. Es zeigt von oben nach unten:

Pliensbachien:	
Spatkalk, sandig, grau-gelblich anwitternd, gut gebankt, untergeordnet schiefrig	
Spatkalk, sandig, grau-bräunlich, grau anwitternd	1,5 m
Lotharingien:	
17. Spatkalk, sandig, bräunlich-grünlich	0,9 m
16. Quarzit, rostbraun, rostbraun-grünlich anwitternd	0,05 m
15. Spatkalk, etwas sandig, hellgrau-dunkelgrau, mit Quarz- und Calcitsekretionen	0,5 m
14. Quarzit, rostbraun, Mächtigkeit linsenartig wechselnd	0,15 m
13. Spatkalk, etwas sandig, hellgrau, dunkelgrau-gelblich anwitternd .	0,25 m
12. Quarzit, rostbraun, Mächtigkeit linsenartig wechselnd	0,35 m
11. Sandkalk, spätig, grau und bräunlich gebändert	0,8 m
10. Quarzite, ± rein, rostbraun, wechsellagernd mit ± sandigen Spatkalken dunkel bis bräunlich	3 m
9. Quarzite, ± rein, gelegentlich noch etwas spätig, im Bruch grauweiss, z. T. weiss und bräunlich gebändert, rostbraun — grünlich anwitternd, dick- bis dünnbankig	4 m
8. Quarzite, weiss mit bräunlichen Tupfen, rostbraun anwitternd, knorrig	6—8 m
7. Sandkalke, etwas spätig, schiefrig, grau-hell im Bruch, dunkelgrau-gelblichgrau anwitternd	2 m
6. Quarzit, im Bruch weiss mit bräunlichen Tupfen, rostbraun anwitternd	3 m
5. Quarzit, bräunlich, schiefrig	0,5 m
Sinémurien:	
4. Mergelkalk, grau, schiefrig, mit Spuren von Muscheln	einige m
Hettangien:	
3. Tonschiefer blauschwarz, rostfleckig	einige m

Aus diesem Profil kann man ersehen, dass das Lotharingien nicht nur durch reine Quarzite vertreten ist, sondern dass eine Wechsellagerung mit Sand- und Spatkalken stattfindet. Solche Verhältnisse finden wir vor allem an der Grenze zum Pliensbachien. Die Grenze gegen das Sinémurien dagegen besteht aus reinen Quarziten und ist scharf. Mächtigkeit total 23 m.

d) *Pliensbachien + Domérien* (18).

Dieser obere Teil des Profils wurde am Weg ins Bietschtal über der Bisse von 930—990 m Höhe aufgenommen. Die Fortsetzung der soeben beschriebenen Quarzite des Lotharingien ist dort am Weg sichtbar, darunter folgt in verkehrter Lagerung die mächtige Serie des Pliensbachien + Domérien. Bis zum Sporn, der in SW-Richtung gegen die Ortschaft Raron abfällt, bewegen wir uns teilweise in der Streichrichtung, und es ist daher etwas schwierig, die Mächtigkeit dieser Gesteine zu ermitteln. Vom Sporn an biegt der Weg in NE-Richtung um und der obere Teil des Lias kann gut gemessen werden.

Diese ganze mächtige Schichtfolge zeigt regelmässige Bankung. Sie besteht aus grauen, ± spätigen Sandkalken, die grau bis gelblich anwittern. Oft beobachtet man weisse und bräunliche Bänderung, die auf Calcit- und Quarzitlagen zurückzuführen ist. Gelegentlich finden sich Spuren von zerrissenen Belemniten. Mächtigkeit 171 m.

e) *Toarcien.*

Gegenüber dem Domérien besteht keine scharfe Grenze. Der Übergang findet statt durch Einschalten von Tonschieferlagen zwischen die Spatkalkbänke, wie man aus folgendem Profil ersehen kann:

23. Spatkalkbänke, hellgrau mit dunklen Tupfen, grau bis bräunlich anwitternd	2,8 m
22. Spatkalke, grau, wechsellagernd mit untergeordneten dunklen Tonschiefern, rostfleckig, 1 bis 15 cm mächtig	3,5 m
21. Kalkbank, weiss, zuckerkörnig, mit grauen Streifen	1,0 m
20. Kalk, grau, feinspätig, durch Calcit weiß gestreift	7,4 m
19. Tonschiefer, sandig, rostbraun, mit Quarzlinsen	1,0 m
Mächtigkeit total	15,7 m

B. **Nördliche Liasserie** (Profile 3—7).

Die besten Aufschlüsse der nördlichen Liasserie befinden sich in der Gegend des Baltschiedertals im sog. Blaugraben[2]) und 800 m weiter SW auf dem Rücken, der von der Roten Kuh (2364 m) gegen N ansteigt. Die Profile 3 und 4 sind westlich, resp. östlich dieses Rückens auf 2340 m aufgenommen worden, im ersten schmalen Bajocienzug, der entsprechend der Darstellung von SWIDERSKI auf seiner geologischen Karte N von P. 2364 von SW nach NE streicht.

Die drei übrigen Profile 5, 6 und 7 wurden auf 1900, 1800 und 1700 m Höhe des Blaugrabens aufgenommen. Sämtliche 5 Profile müssen wir uns somit in der Streichrichtung nebeneinander gelegen vorstellen und nicht hintereinander.

a) **Profil 3** (Rote Kuh, W-Seite, 2340 m).

Aalénien:

5. Tonschiefer, blauschwarz, feinblättrig

[2]) SWIDERSKI (Lit. 4, p. 10) verwendet dafür die Bezeichnung Plischgraben.

Lotharingien:

4. Sandkalk, grau, bräunlich gebändert durch Quarzitstreifen	4 m
3. Mergelkalk, dunkelgrau, gelblich anwitternd, etwas sandig, stark schiefrig, wechsellagernd mit Quarzitbänkchen von beispielsweise 1, 3, 5, max. 20 cm Mächtigkeit, die linsenartig an- und abschwellen	15 m

Sinémurien:

2. Mergelkalk, grau, bräunlich anwitternd	3 m

Hettangien:

1. Tonschiefer, blauschwarz, feinblättrig	25 m

b) **Profil 4** (Rote Kuh, E-Seite, 2340 m).

Aalénien:

4. Tonschiefer, blauschwarz, feinblättrig	

Lotharingien:

3. Sandkalk, grau, braun anwitternd, spätig, untergeordnet einige, wenige cm dicke Quarzitbänder	2,5 m
2. Sandkalk, weiss, z. T. grau gebändert, hellgrau-gelblich anwitternd, spätig, untergeordnet wenige cm dicke Quarzitbänder	3—4 m

Hettangien:

1. Tonschiefer, blauschwarz, feinblättrig	25 m

c) **Profil 5** (Blaugraben 1900 m).

Aalénien:

16. Tonschiefer, wie 10	
15. Spatkalk, blau	0,3 m
14. Tonschiefer, wie 10	0,4 m
13. Spatkalk, blau	0,05 m
12. Tonschiefer, wie 10	0,6 m
11. Spatkalk, blau, sandig, brekziös	0,2 m
10. Tonschiefer, blauschwarz, feinblättrig	1,4 m

Lotharingien:

9. Quarzit, bräunlich, undeutlich konglomeratisch	2 m
8. Quarzit, wie 6, grob konglomeratisch, Komponenten bis 10 cm Durchmesser; Konglomerate: schwarze Tonschiefer, Bietschhorngranit, Quarz etc. Dieser Horizont ist ausserdem erzführend (Zinkblende und Bleiglanz)[3]	1 m
7. Quarzit, bräunlich, mit Konglomeraten, mylonitisiert, schiefrig . .	1 m
6. Quarzit, bräunlich, konglomeratisch	1 m
5. Quarzitischer Kalk, weiss bis gelblich, rostbraun anwitternd, dickbankig	3 m
4. Quarzitischer Kalk, grau, schiefrig	0,2 m
3. Quarzitischer Kalk, teils spätig und brekziös, grau-grünlich, weiss; grünlich bis rostbraun anwitternd	1 m

Sinémurien?

2. Spatkalk, grau, grau-gelblich anwitternd, etwas brekziös, Dolomitkomponenten bis 1 cm lang	2 m

[3]) Herr Prof. Dr. H. HUTTENLOCHER hat mir in verdankenswerter Weise einige Handstücke und Dünnschliffe von diesem Gestein, das ihm aus Blöcken bekannt war, zur Verfügung gestellt und mich auf die Erzführung aufmerksam gemacht.

Trias:

1. Quartenschiefer gelblich, feinblättrig

Der obere Teil dieses Profils (Horizonte 10—16) ist nur noch unvollständig aufgeschlossen und zum Teil überwachsen.

d) **Profil 6** (Blaugraben ca. 1800 m).

Aalénien:

12. Tonschiefer wie 10	
11. Spatkalk, rötlich, eisenschüssig	0,5 m
10. Tonschiefer, blauschwarz, feinblättrig	20—30 m

Lotharingien:

9. Sandkalk, grau, spätig	1—2 m
8. Quarzit, weiss, bräunlich anwitternd	3 m
7. Konglomeratbank, hell, quarzitisch, bräunlich anwitternd	0,5—0,7 m

Sinémurien:

6. Sandkalk, grau, spätig, mit Fossilspuren (Muscheln) etc.	1 m

Hettangien:

5. Tonschiefer, blauschwarz, feinblättrig, z. T. etwas mergelig	2—3 m
4. Sandiger Schiefer, grau, bräunlich anwitternd	1 m
3. Tonschiefer, blauschwarz, feinblättrig, z. T. etwas mergelig	4 m

Trias:

2. Kalk, hellgrau, gelbbraun anwitternd	0,5—0,7 m
1. Quartenschiefer, weiss, feinblättrig	

Der Konglomerathorizont (7) ist nicht überall vorhanden und auch der spätige Sandkalk des Sinémurien (6) kann fehlen. Der Quarzit (8) grenzt dann unmittelbar an die Tonschiefer des Hettangien (5). Die geologischen Verhältnisse sind sehr kompliziert und wechseln rasch auf kurze Entfernungen.

e) **Profil 7** (Blaugraben ca. 1700 m).

Aalénien:

12. Tonschiefer, blauschwarz, feinblättrig	

Lotharingien:

11. Sandkalk, grau, grobspätig	1—2 m
10. Quarzit, weiss, bräunlich anwitternd	1 m
9. Sandkalk, grau, grobspätig	2—3 m
8. Quarzit, weiss, bräunlich anwitternd, mit Konglomeraten, feinschiefrig	1—2 m

Hettangien

7. Tonschiefer, blauschwarz	1—2 m
6. Sandiger Schiefer, grau, bräunlich anwitternd	1 m
5. Tonschiefer, blauschwarz	2 m
4. Quarzit, bräunlich	0,05—0,1 m
3. Tonschiefer blauschwarz, feinblättrig, z. T. mergelig	4 m

Trias:

2. Kalk, hellgrau, gelbbraun anwitternd	0,5—0,7 m
1. Quartenschiefer	

III. Diskussion der Profile.

A. Allgemeines.

Beim Vergleichen der einzelnen Profile 3—7 der nördlichen Zone mit dem Lias im S-Abschnitt erhebt sich die Frage, ob der Lias ganz, wenn auch stark reduziert, vertreten sei, oder ob zwischen den einzelnen Ablagerungen eine oder mehrere Schichtlücken angenommen werden müssen. Angesichts der enormen Reduktion der Schichtserie von 263 m im S (Profil 2) auf max. 10 m im nördlichen Teil (Profil 5) ist eine solche lückenhafte Ablagerung zum vorneherein höchst wahrscheinlich. Leider ist es wegen der Fossilarmut dieser Sedimente nicht möglich, an Hand von Fossilien festzustellen, welche Stufen des Lias fehlen. Es muss daher auf lithologischem Wege versucht werden, dieses Problem zu lösen, indem man von bekannten Profilen ausgeht und danach durch Vergleichen der Sedimente die Gliederung der unbekannten Profile vornimmt. Zunächst wurde im S-Abschnitt, wo der Lias anscheinend vollständig vertreten ist, durch Vergleich mit dem Gebiet des Torrenthorns ein Normalprofil aufgestellt. Von diesem Standard-Profil ausgehend, versuchte ich dann die Gliederung der übrigen Profile.

B. Vergleich mit der Liasserie des Torrenthorns.

M. Lugeon (Lit. 1, p. 23) hat s. Zt. den Lias im Massiv des Torrenthorns wie folgt gegliedert (vgl. Fig. 2, Profil 1):

Toarcien: Tonschiefer sandig, graue Kalke,
Domérien: Quarzite, rostbraun anwitternd,
Pliensbachien: Sandkalke, brekziös mit Ammoniten,
Lotharingien: Quarzit mit grün-violetter Anwitterungsfarbe,
Sinémurien: Kalkbank mit Gryphaeen,
Hettangien: Mergelige Schiefer.

Auf Profil 1 sind die Mächtigkeiten der verschiedenen Stufen aus den Querprofilen von M. Lugeon (Pl. VII, Profil 7) entnommen. Vergleicht man damit Profil 2 im S-Abschnitt des Untersuchungsgebiets, so stellt man eine grosse Ähnlichkeit in der Schichtfolge fest. Besonders der untere Lias lässt sich beiderorts in gleicher Weise gliedern. Über den Tonschiefern des Hettangien, die zum Verwechseln ähnlich sind, folgen die ebenfalls sehr ähnlichen Mergelkalke des Sinémurien; darüber liegen die rostbraun anwitternden Quarzite des Lotharingien. Sie sind in beiden Fällen stark eisenschüssig. Bis an die obere Grenze des unteren Lias ist die Übereinstimmung, abgesehen von den Mächtigkeiten, sozusagen vollständig.

Vom mittleren Lias an ändert sich allerdings das Bild. Im Pliensbachien ist zwar die Sedimentation noch kaum verschieden. Diese Stufe ist durch graue Spatkalke vertreten, die im Bietschtal im allgemeinen etwas sandiger sind. Während nun aber im Torrenthorn diese Sedimentation im Domérien durch rostbraune Quarzite unterbrochen wird, dauert sie im Bietschtal bis in den obersten Teil des Lias. Wir finden hier somit im Pliensbachien, Domérien und Toarcien ganz ähnliche Fazies mit ± spätigen Sandkalken; im Torrenthorn sind demgegenüber nur die sandigen Spatkalke des Toarcien und Pliensbachien ähnlich ausgebildet; das Domérien mit rostbraunen Quarziten ist jedoch davon ganz verschieden.

C. Vergleich der Profile im Baltschiedertal.

Die auffallend geringe Mächtigkeit der Profile 3—7 im N-Abschnitt des Untersuchungsgebietes sowie das Auftreten von zwei Konglomerathorizonten, welche im S-Abschnitt fehlen, lassen den Schluss zu, dass der Lias hier lückenhaft abgelagert wurde. Welcher Teil des Lias fehlt nun?

Im Blaugraben (Profile 5—7) kann wohl darüber kein Zweifel bestehen, dass zur Hauptsache nur der untere Lias vorhanden ist. Der mittlere und obere Lias fehlen.

In allen drei Profilen treten Quarzite und ± spätige Sandkalke auf in ähnlicher Ausbildung, wie sie aus dem Lotharingien des Bietschtals bekannt sind. Die Quarzite sind allerdings weniger eisenschüssig. Darunter folgen wie dort Mergelkalke des Sinémurien mit gelegentlichen Fossilspuren und Tonschiefer des Hettangien. In dieser Schichtreihe kommen zwei Horizonte mit groben Konglomeraten vor. Die obere, 5 m mächtige Konglomeratbank (Horizonte 6—9, Profil 5) findet sich als Abschluss der Sedimentation des unteren Lias an der Grenze des Lotharingien zum Aalénien. Sie deutet die erwähnte grosse Schichtlücke im mittleren und oberen Lias an. Der untere Konglomerathorizont (Horizont 8, Profil 7) dürfte einer kleineren Schichtlücke innerhalb des unteren Lias entsprechen.

Es ist durchaus möglich, dass in den Sedimenten des unteren Lias noch weitere Schichtlücken vorkommen, die nicht durch Konglomerate angedeutet sind. Die wesentlich geringeren Mächtigkeiten der Stufen Hettangien, Sinémurien und Lotharingien in den Profilen 5, 6 und 7 im Vergleich zum Profil 2 des Bietschtals können in diesem Sinne interpretiert werden.

Die Profile 3 und 4 beidseits des Rückens der Roten Kuh weichen hinsichtlich Fazies etwas von der Ausbildung im Blaugraben ab. Konglomerate wurden keine beobachtet. Die Quarzite treten gegenüber den Sandkalken stark zurück und bilden statt einzelne dicke Bänke mehrere wenige Zentimeter dünne Bänder, die manchmal den gestreiften Sandkalken des Pliensbachien im Bietschtal ähnlich sehen. Es ist nicht ausgeschlossen, dass diese Quarzitbänder ursprünglich mächtiger waren und durch tektonische Laminierung reduziert wurden.

IV. Zusammenfassung.

1. Durch lithologische Vergleiche mit dem Lias des benachbarten Torrenthorns wird versucht, die neuentdeckte Liasserie zwischen Bietsch- und Baltschiedertal stratigraphisch zu gliedern.
2. Dabei ergibt sich, dass einer mächtigen S-Fazies ohne Konglomerate, die anscheinend vollständig ist, eine sehr lückenhafte N-Fazies mit zwei Konglomerathorizonten gegenübersteht.
3. Die N-Fazies ist gekennzeichnet durch das Fehlen des mittleren und oberen Lias. Wahrscheinlich befinden sich innerhalb dieser, dem unteren Lias angehörenden Sedimente, noch eine oder mehrere Schichtlücken.
4. Die S-Fazies stimmt im grossen ganzen mit dem Lias des Torrenthorns überein. Das gilt in erster Linie für den unteren Teil, der sich in gleicher Weise gliedern lässt. Der mittlere und obere Lias dagegen ist abweichend vom Torrenthorn gleichförmiger ausgebildet. Vor allem fehlen die im Torrenthorn typischen Quarzite des Domérien.

Zitierte Literatur.

1. LUGEON, M. Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander, fasc. 1—3, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz N.F. 30, 1914—18.
2. SCHENKER, M. Geologische Untersuchung der mesozoischen Sedimentkeile am S-Rand des Aarmassivs zwischen Lonza- und Baltschiedertal (Wallis). Eclogae geol. Helv. Vol. 38, Nr. 1, 1945.
3. SWIDERSKI, B. Carte géologique de la partie occidentale du Massif de l'Aar, Beitr. Spezialkarte 89, 1 : 50000, 1919.
4. SWIDERSKI, B. La partie occidentale du Massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. Beitr. N.F. 47 (1) 1919.

---

20. F. SAXER (St. Gallen): **Zwei Originalkarten von F. J. Kaufmann aus dem Gebiet der st. gallisch-appenzellischen Molasse.**

In seinem grundlegenden Werke von 1860 (Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse) schreibt F. J. KAUFMANN (S. 106): „Östlich vom Sitterflusse habe ich keine Beobachtungen angestellt und mich namentlich auch in den Petrefakten-reichen Lokalitäten von St. Gallen nicht aufgehalten."

Dagegen heisst es im Vorwort des Molassebandes von A. GUTZWILLER (Molasse und jüngere Ablagerungen, enthalten auf Bl. IX, Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, 14. Liefg. 1877): „Ein Teil des östlichen Gebietes wurde schon anfangs der 60er Jahre von Herrn Prof. KAUFMANN bereist; die gemachten Beobachtungen waren wenigstens zum Teil bis jetzt noch nicht publiziert. Ich habe dieselben teilweise, da das darüber abgefasste Manuskript seiner Zeit von Herrn ESCHER mir zugestellt wurde, unter meine gemachten Beobachtungen mit Beifügung des Namens verflochten."

F. J. KAUFMANN hat demnach anfangs der 60er Jahre auch noch das Gebiet östlich der Sitter besucht und es ist später ein Manuskript mit seinen Beobachtungen durch die Vermittlung von A. ESCHER v. D. LINTH in die Hand GUTZWILLERS gelangt. Von Karten ist nirgends die Rede.

Im Herbst 1944 erhielt nun der Präsident der Geol. Kommission S.N.G., Herr Prof. BUXTORF, aus dem Nachlass von F. J. KAUFMANN zwei Kartenblätter (St. Gallen–Trogen und Rheineck), auf denen dieser seine geologischen Beobachtungen eingetragen hatte. Die topographische Unterlage ist die Eschmann'sche Kantonskarte 1 : 25000, nach dem Urteil ALBERT HEIMS das „Allerschönste, was bisher an Gebirgszeichnung geleistet worden ist". (Geol. der Schweiz, Bd. 1, S. 26).

Da F. J. KAUFMANN einer der Pioniere der schweizerischen Geologie ist, erscheint es geboten, die Existenz dieser Blätter bekannt zu geben. Die Eintragung von sehr zahlreichen Einzelheiten beweist, dass KAUFMANN längere Zeit und mit der Absicht einer gründlichen Untersuchung in der Gegend geweilt hat.

Bemerkenswert ist die vollständige Einzeichnung aller Steinbrüche und Kiesgruben, von denen viele heute nicht mehr vorhanden sind. Besonders sorgfältig verfolgte KAUFMANN den Verlauf der Antiklinale von Au über Berneck, Oberegg

nach Trogen. Am Rorschacherberg kennt er schon fast alle Aufschlüsse von Seelaffe.

Die Karten sind demnach nicht ohne wissenschaftliches und biographisches Interesse; sie sind von der Geologischen Kommission dem Archiv des Naturhistorischen Museums St. Gallen übergeben worden.

---

21. — W. STAUB (Bern): **Über Alter und Talbildung des Reusstals von Amsteg bis Flüelen.** Mit 1 Textfigur.

Im Jahre 1927 erschienen in den Eclogae die „Morphologischen Untersuchungen im Wallis" von FR. MACHATSCHEK und W. STAUB. Daran anschliessend hat FR. MACHATSCHEK (Lit. Nr. 4) die damals im Rhonetal festgestellte Folge von übereinander liegenden Terrassensystemen über den Furka- und Oberalppass nach Graubünden und von Andermatt reussabwärts zum Vierwaldstättersee verfolgt. Die herrschende Auffassung auch unserer westschweizerischen Geologen war damals die, Sohle und Gehänge eines Flusstales seien durch die nachfolgende Gletscherzeit übertieft und zu einem Trogtal umgeformt worden. Man war bestrebt, durch Verbindung der Terrassenreste an den Gehängen vier alte Talsysteme mit ihren entsprechenden in sie eingesenkten Trogtälern zu rekonstruieren.

Bald nach Erscheinen der MACHATSCHEKschen Arbeit konnte festgestellt werden, dass die Datierung der alten Böden nicht richtig war. Ein ältestes Talsystem, das im oberen und mittleren Wallis durch ebenflächige Kämme, hochgelegene Eckfluren und vor allem durch weite Gehängeverflachungen über der Waldgrenze, also von 2050 m an aufwärts, unserm Gebirge ein ganz spezielles Gepräge gibt, ist nicht der Rest von einem praeglacialen Talsystem, sondern muss älter sein. Es mündet hoch über derjenigen Fläche am Alpenrand ins Mittelland, die bei 950—1000 m heutiger Meereshöhe als praeglaciale Fläche erkannt worden ist. Dieses hochgelegte Talsystem, das auch im Reusstal über der Waldgrenze auftritt und durch seine Verebnungen auffällt, muss aus der Pliocänzeit stammen. Die Verebnungen zeigen, dass damals die Alpen in der Hauptsache das Relief eines Mittelgebirges besassen. Der schon 1927 gemachte Fehler in der Altersbestimmung der Terrassen ist auch in der MACHATSCHEKschen Arbeit über das Reusstal zu berichtigen.

Nicht nur diese höhere Verebnung, sondern auch tiefer liegende Terrassenreste setzen sich stellenweise auffallend eben vom Haupttal in die Seitentäler hinein fort. Wir kamen daher zur Auffassung, dass unsere Alpentäler in der Hauptsache auf fluviatile Erosion zurückzuführen sind, und dass die Talstufen Überreste fluviatiler Täler darstellen, die später glacial überformt worden sind. Die alte PENKsche Auffassung, wonach Talstufen ein Beweis für eine ehemalige Vergletscherung darstellen, würde somit dahinfallen. Bestehen bleibt aus der Arbeit mit FR. MACHATSCHEK die Schlussfolgerung, dass der Glacial-Erosion in der Schaffung unserer Täler ein viel geringeres Mass zukommt als der fluviatilen Erosion, welche schon praeglacial ein gewaltiges Abtragungswerk in unseren Alpen vollzogen hat.

Für die Entstehung des Reusstals, das ich in den Sommern 1944 u. 45 neu begehen konnte, ergeben sich noch weitere Erkenntnisse. J. J. JENNY (Lit. No. 5) hat festgestellt, dass am linken Ausgang des Schächentales die Schattdorferberge bei Schattdorf nicht aus anstehenden Altdorfer-Sandstein, sondern aus Blöcken

und Breccien eines ehemaligen Bergsturzes bestehen. Da die Bergsturzmasse auf dem „Haldiberg", 1092 m, über Schattdorf bis zu 1400 m von einer dicken Moränenpackung überdeckt ist, wie ich bereits 1910 kartieren konnte, und die Moränen Erratica aus dem Einzugsgebiet des alten Reuss-Gletschers aufweisen, kann der Bergsturz nur interglacial gewesen sein. Moränen des Gschnitz-Vorstosses aus dem Maderanertal, einer Endphase am Schluss der letzten Eiszeit, lassen sich am rechten Ausgang des Maderanertals am Fussweg von Amsteg über Frenschenberg nach Bristen leicht erkennen. Die Auffassung von P. Beck, wonach der Vorstoss des Gschnitz-Stadiums im Reusstal bis Amsteg-Silenen reichte, der Reussgletscher sogar in der Hauptsache oberhalb der Talstufe von Amsteg zurückblieb, kann also nur bestätigt werden (Lit. No. 1).

Mit der Feststellung eines interglacialen Bergsturzes, am Ausgang des Schächentales, wird wahrscheinlich, dass die Sohle des damaligen Reusstales bereits unter die heutige Alluvialfläche hinunterreichte. Nun finden sich rechts und links des Reusstales, zwischen Altdorf und Amsteg, 100—150 m über der heutigen Alluvialfläche, auffallend flache, kurze Terrassenstücke im Fels, so „Ackerli" bei Schattdorf, „Sackberg", 606 m, links, „Platteli", 561 m, rechts der Reuss unterhalb von Erstfeld; der Felshügel von Zwinguri, 578 m, und weitere Stücke bei Amsteg. Ferner liegt der obere Teil der Bachschuttkegel bei Silenen in dieser Höhenlage; er könnte ältere Schuttablagerungen im Untergrund verdecken. Es lässt sich also annehmen, dass das Reusstal in der Riss–Würm-Zwischeneiszeit bis zu einer Höhe von ca. 610 m heutiger Meereshöhe mit Schutt angefüllt war, der dann teilweise wieder herausgeräumt worden ist. Diese Auffassung erhält dadurch eine Stütze, als das Becken des Vierwaldstättersees kaum nur durch die Kolkarbeit des würmeiszeitlichen Gletschers entstanden ist, auf was mich speziell auch Herr Prof. Dr. Fritz Jäger aufmerksam machte, sondern bereits in der Risseiszeit vorhanden war. Die Felsschwelle des Sees bei Luzern liegt nach J. Früh, „Geographie der Schweiz", Band I, S. 433, bei ca. 430 m Meereshöhe; es ergibt sich also eine Übertiefung des Beckens von über 200 m, was kaum allein auf würmeiszeitliche Erosion zurückgeführt werden kann.

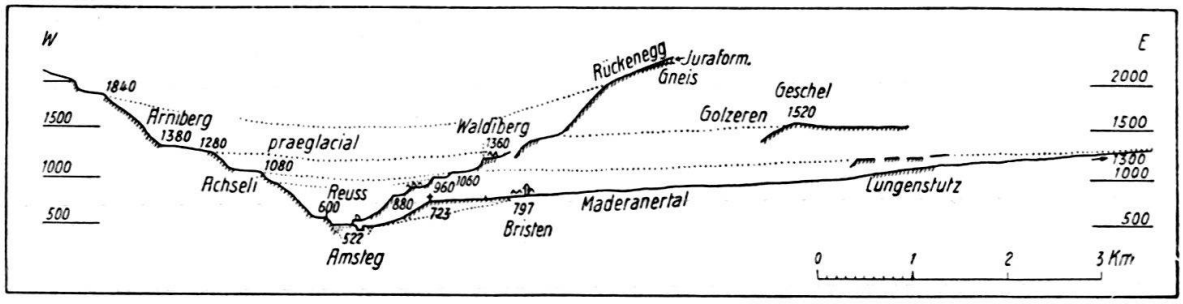


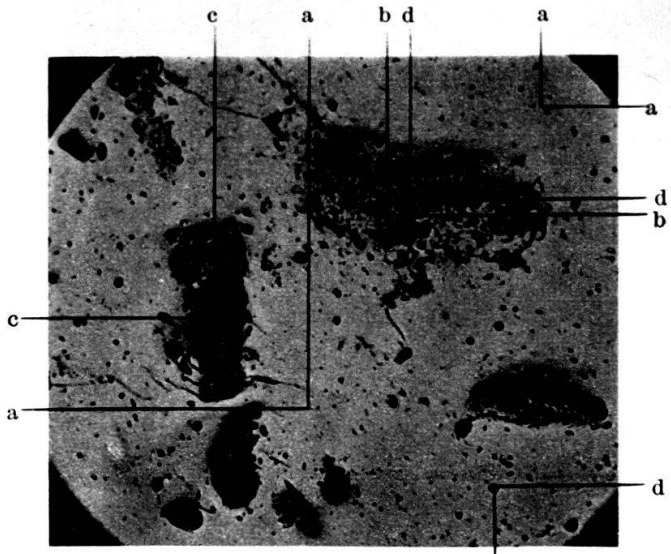
Fig. 1. Querschnitt durch das Reusstal bei Amsteg.

Die beiden übereinanderliegenden Reste von Felsterrassen im Reusstal von Amsteg bis Flüelen sind die Reste älterer Talsysteme. Als praeglacial dürfte die Waldiberg–Arniberggruppe, 1200—1380 m ü. M. anzusprechen sein. Diese obere Gruppe dürfte talauswärts das Molasseland in der Höhe der prädiluvialen Oberfläche erreichen. Sie ist reusstalaufwärts in zahlreicheren Resten, Eckfluren, Gehängeleisten erkennbar als die untere, die Frenschenberggruppe, und liegt in Andermatt etwas über 1800 m ü. M., also hier 200 m über der Talsohle. Die Ter-

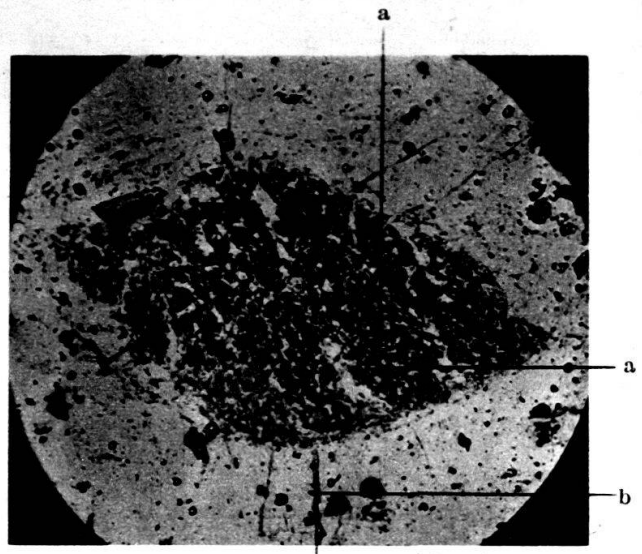
rasse von Bodman, 804 m ü. M., über der Stufe von Amsteg gelegen, könnte wohl wie „Brüschti" ein Rest des später glacial umgeformten Bodens aus der grossen Zwischenzeit sein.

Literatur.

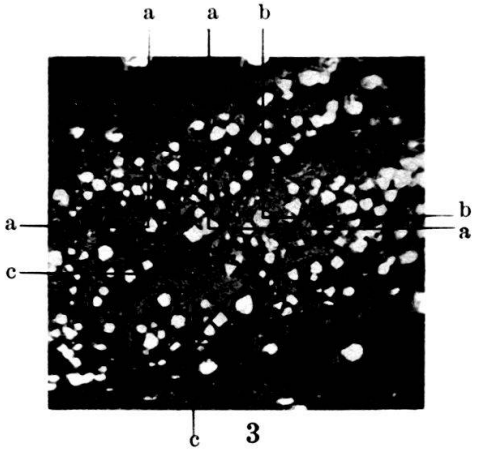
1. Beck, Paul.: Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. 1. Mitt. Naturw. Ges. Thun, 1926.
2. Staub, W.: Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F., XXXII, Spezialkarte Nr. 62, 1910.
3. Machatschek, Fr. & W. Staub.: Morphologische Untersuchungen im Wallis. Eclogae geol. Helv., Vol. XX, 1927.
4. Machatschek, Fr.: Talstudien in der Innerschweiz und im Graubünden. Mitt. Geogr.-Ethn. Ges. Zürich, 1927/28.
5. Jenny, J. J.: Geologische Beschreibung der Hoh Faulen-Gruppe im Kanton Uri. Verh. d. Natf. Ges. Basel, Band XLV, 1934.



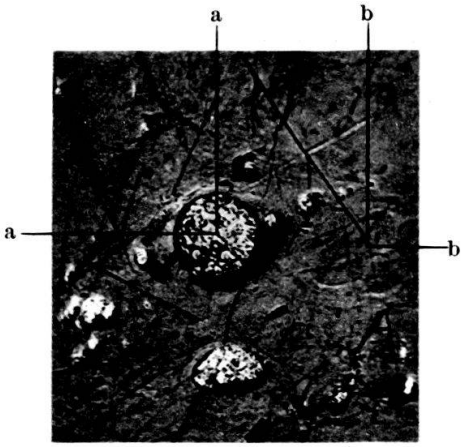
1



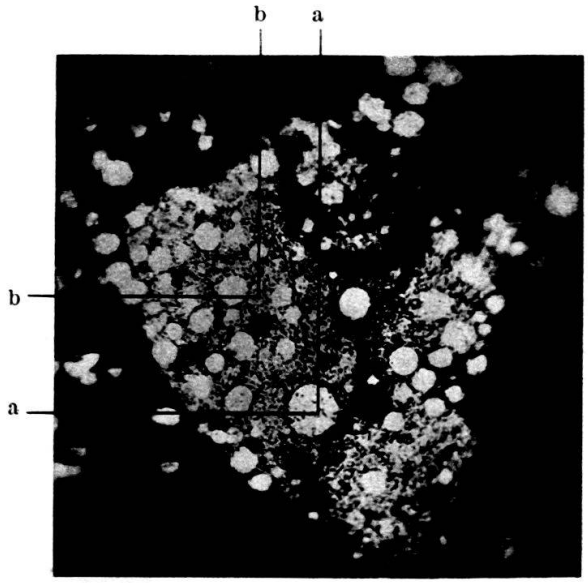
2



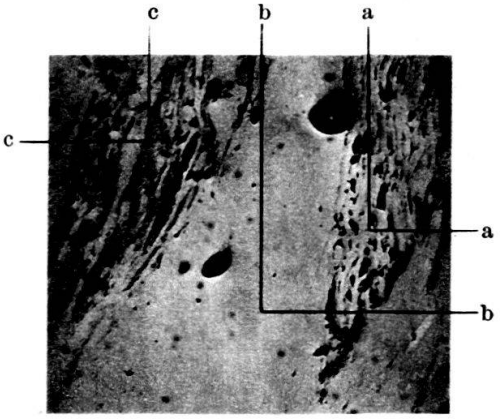
3



5

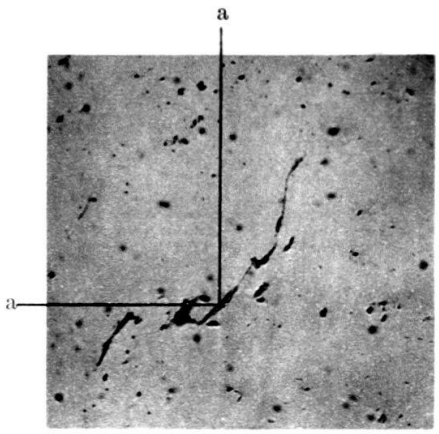


4

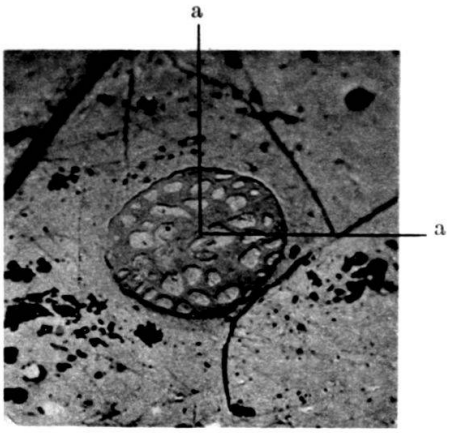


6

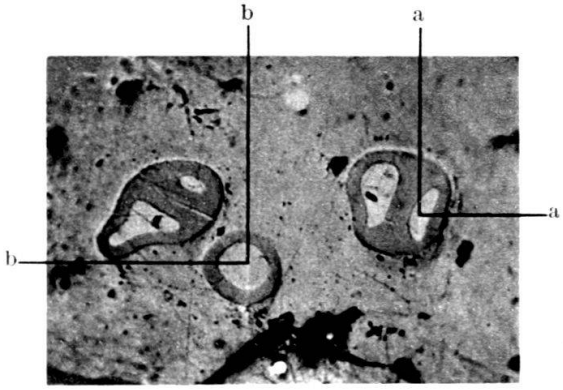
Reprod. Birkhäuser, Basel.



7

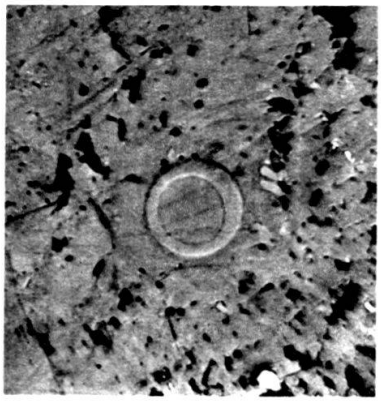


8

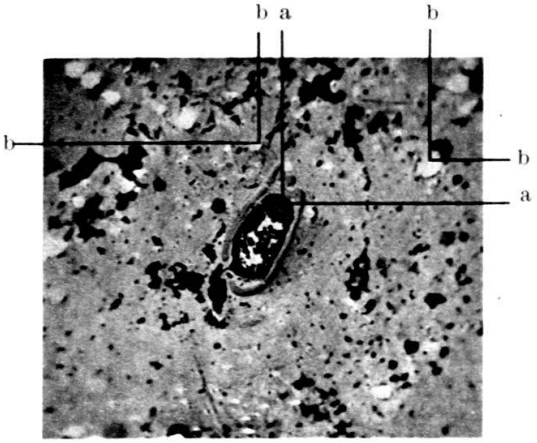


9

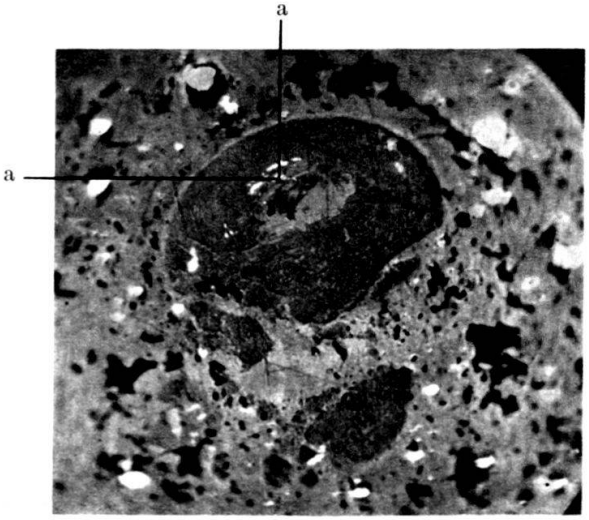
10



11

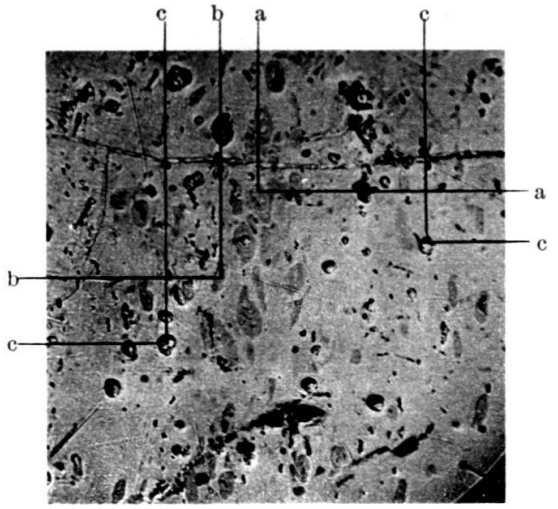


12

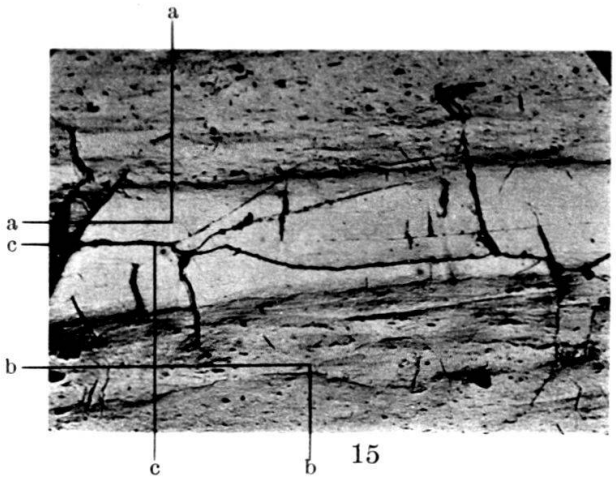


13

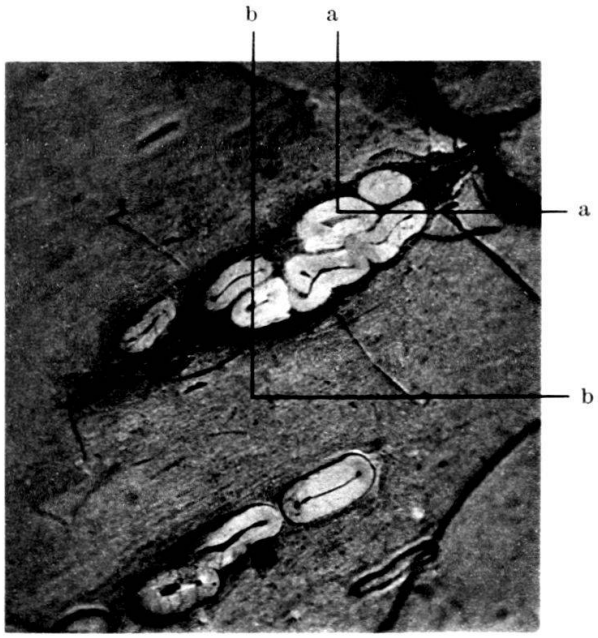
Reprod. Birkhäuser Basel.



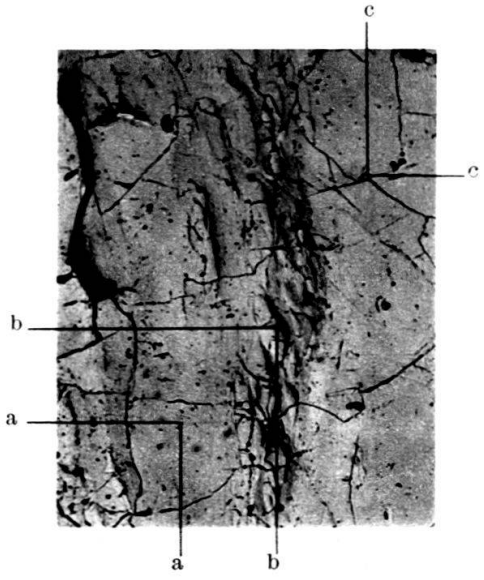
14



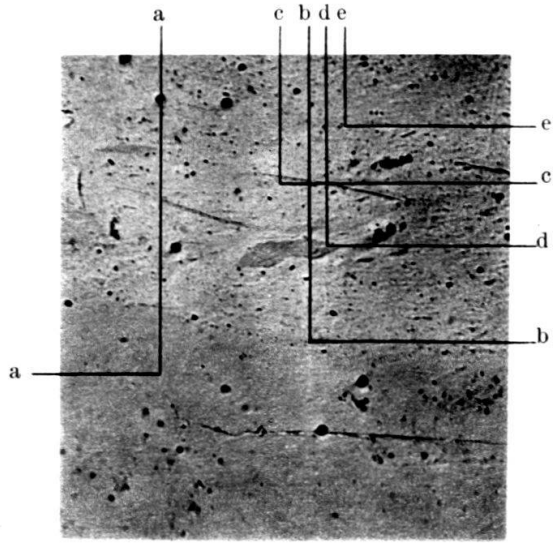
15



16



17



18

Reprod. Birkhäuser, Basel.

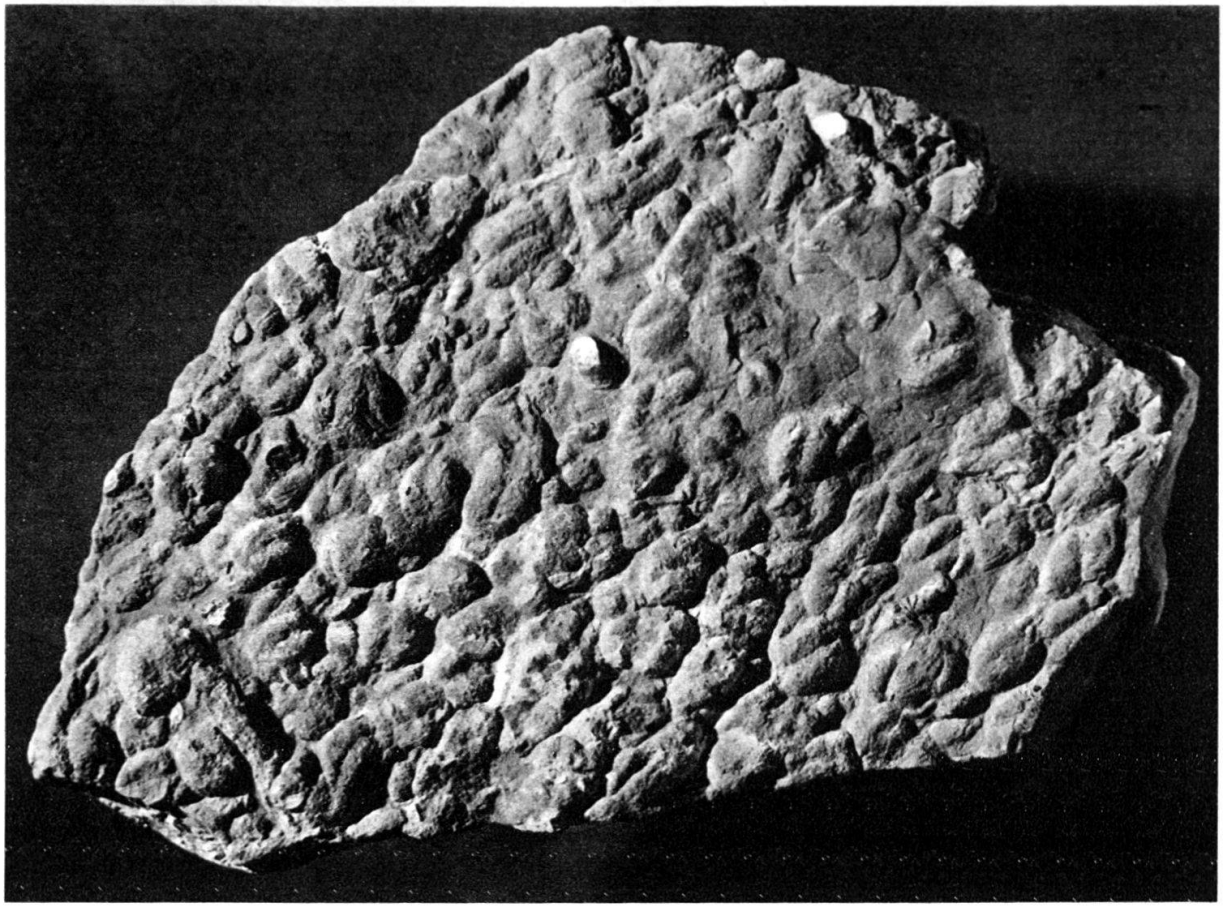


Fig. 1.

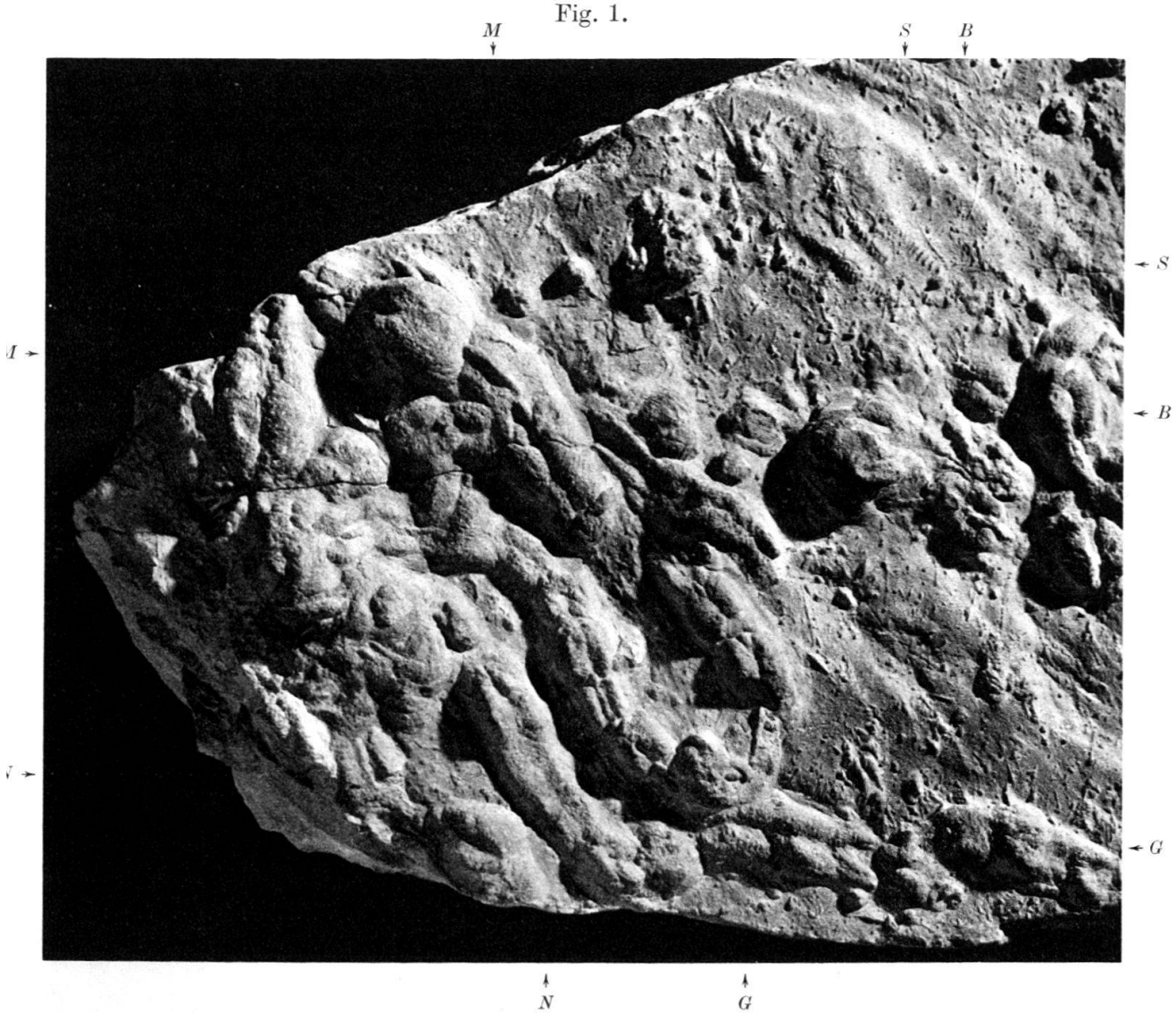


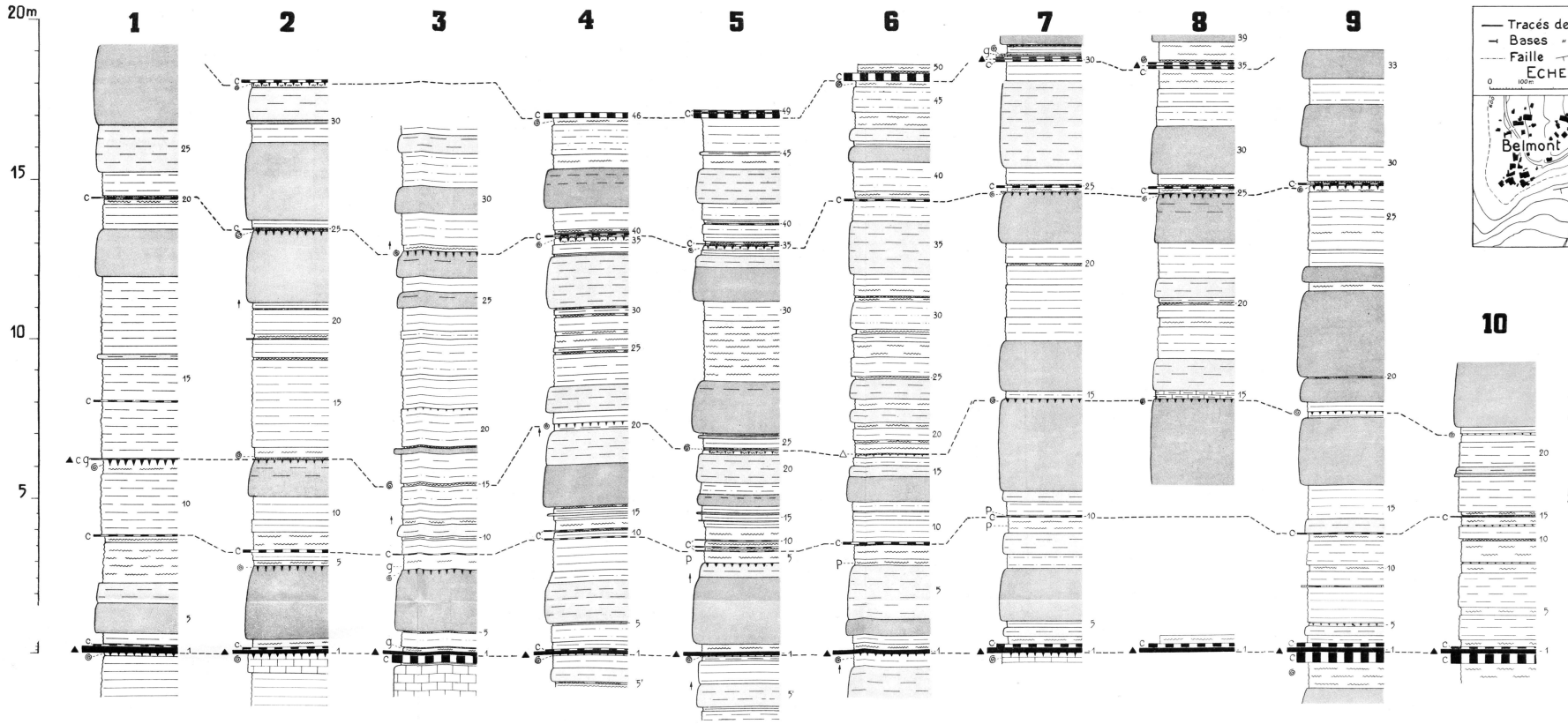
Fig. 2.

Reprod. Birkhäuser, Basel.

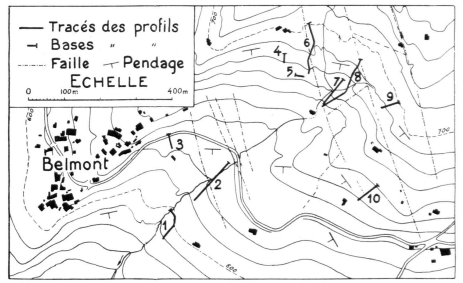
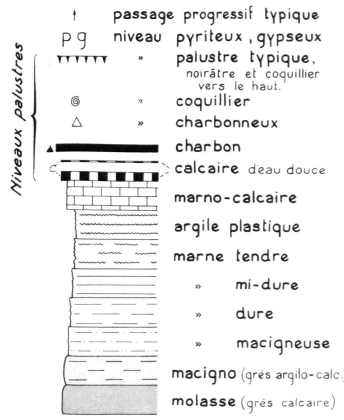
Profils de la Molasse à charbon (Chattien) à Belmont s/Lausanne

Les nos des couches sont indépendants d'un profil à l'autre

Echelle 1:50



Situation des profils



Légende