**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae

**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft

**Band:** 35 (1942)

**Heft:** 2

**Artikel:** Compte rendu de la 58ème Assemblée générale de la Société géolgique suisse, à Sion : dimanche, le 30 août 1942 à l'Hôtel de Ville

**Autor:** [s.n.]

**Kapitel:** B: 58ème Assemblée générale : dimanche 30 août 1942

**DOI:** https://doi.org/10.5169/seals-160255

**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:** 05.12.2025

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

## B. 58ème Assemblée générale: Dimanche 30 août 1942.

Première partie: **Séance administrative.**

Direction: JEAN TERCIER, président.

Après les salutations d'usage adressées par le Président, il est donné lecture du rapport annuel du Comité pour 1941—1942, du rapport du Trésorier pour 1941, du rapport correspondant des vérificateurs des comptes, ainsi que du budget pour 1942. Ces divers rapports sont approuvés par environ cinquante membres présents.

La cotisation annuelle est maintenue à 12 frs (13 frs pour les membres domiciliés à l'étranger).

Le Dr R. STREIFF-BECKER, trésorier sortant, est remplacé par le Dr ARMIN WEBER. Nous exprimons au Dr STREIFF-BECKER des remerciements très sincères pour le travail précis et consciencieux qu'il vient de faire pendant tant d'années. Il a géré notre fortune avec toute son expérience et contrôlé nos comptes, ceci pour le plus grand bien de la Société.

Le nouveau vérificateur des comptes est le Dr ANDRÉ LOMBARD, Genève.

Le président de la séance scientifique sera le Prof. N. OULIANOFF. Le Dr FREULER fonctionnera comme secrétaire.

Le Président: JEAN TERCIER.
Le Secrétaire: AUG. LOMBARD.

Seconde partie: **Séance scientifique.**

Section de géologie de la S.H.S.N.

1. — ELIE GAGNEBIN et NICOLAS OULIANOFF (Lausanne): **Découverte de plantes carbonifères dans la zone pennique du Valais.**

Les terrains carbonifères de la zone pennique, en Suisse, sont extrêmement pauvres en fossiles. C'est pourquoi il peut être intéressant de signaler deux trouvailles de restes de plantes que nous y avons faites, bien que ces restes ne soient pas spécifiquement déterminables.

Le 20 octobre 1928 l'un de nous (N. O.) découvrait un morceau de schistes ardoisiers couvert de pinnules de fougères au-dessous de l'ancienne mine d'anthracite des Arpalles, à l'E d'Orsières. Les belles monographies que L. WEHRLI et P. CHRIST ont publiées sur le Carbonifère des Alpes suisses donnent l'une un croquis (5, p. 85), l'autre un plan de situation (6, p. 48) du gisement. C'est dans l'éboulis qui recouvre le versant gauche du ravin descendant au S du Six Blanc que ces fossiles ont été récoltés. On n'en connaissait point jusqu'alors dans le Carbonifère de la vallée d'Entremont.

Le 16 mai 1938, l'un de nous (E. G.) ramassait un fragment fossilifère de schistes noirs dans les déblais de la Galerie Ettrey des mines de Grône, à l'ENE de Sion (6, p. 117—119, Pl. XI). Là non plus, on n'en avait pas trouvé antérieurement (6, p. 106).

L'échantillon des Arpalles, en deux plaques complémentaires, montre de nombreuses pinnules dispersées et souvent brisées, séricitisées, sans relief, où l'on ne voit aucune nervure. Un petit fragment de pétiole a gardé deux de ces pinnules

largement insérées, perpendiculaires à son axe. Toutes les folioles sont pareilles, mesurant 15 mm. de longueur sur 8 mm. de largeur, avec les deux bords latéraux parallèles et l'extrémité largement arrondie.

L'échantillon de Grône est une empreinte en creux, présentant un fragment de penne avec 6 pinnules conservées d'un côté et 5 de l'autre, se faisant face. Les 5 folioles de l'un des côtés sont fortement écrasées et déplacées; les 6 folioles de l'autre côté sont restées en place, largement insérées sur le rachis et perpendiculaires à son axe. Elles ont exactement les mêmes dimensions que celles de l'échantillon des Arpalles, et la même forme. La nervure médiane est bien accentuée, mais ses ramifications ne sont pas visibles.

Les deux échantillons paraissent de la même espèce; on peut avec assez de sûreté les rapporter au genre *Pecopteris*. Ce pourrait être *Pecopteris (Asterotheca) Miltoni* ARTIS, qui est très répandue dans le Westphalien de toute l'Europe. Mais la conservation n'est pas suffisamment bonne, les nervures surtout ne sont pas assez distinctes, pour permettre une détermination précise.

Dans les Alpes françaises, la zone pennique houillère qui prolonge la nôtre a livré, depuis ELIE DE BEAUMONT, d'assez nombreux et d'assez bons restes de plantes pour qu'on puisse affirmer l'existence du Westphalien et du Stéphanien (7, p. 21—50*bis*; 8, p. 104—106). En Suisse, BERNARD STUDER signale (2, p. 365) que P. MERIAN a trouvé près de Chandoline (au S de Sion) des traces de plantes carbonifères. En effet, MERIAN annonçait en 1847 (1, p. 57) cette trouvaille de fougères indiscutables mais indistinctes, qu'il avait faite en 1845[1]). En 1879, OSWALD HEER déclare cependant que seule la mine d'Etablon (au S de Riddes) a fourni quelques empreintes végétales (3, p. 3) .Mais il ne semble pas (cf. 4, p. 487) qu'on ait jamais, dans cette zone, récolté d'échantillons déterminables.

## Ouvrages cités.

1. P. MERIAN: Geognostische Bemerkungen aus dem Wallis (10. Sept. 1845). — *Bericht über die Verhandlungen der Naturf. Ges. in Basel*, Bd. VII, 1847, p. 57 sq.
2. B. STUDER: Geologie der Schweiz, Bd. I, Bern & Zürich 1851.
3. O. HEER: Die Urwelt der Schweiz, 2. Aufl., Zürich 1879.
4. ALB. HEIM: Geologie der Schweiz, Bd. II, Leipzig 1922.
5. L. WEHRLI: Das produktive Karbon der Schweizeralpen, I. Teil. — *Beitr. zur Geol. der Schweiz*, geotechnische Serie, XI.Lief., Bern 1925.
6. P. CHRIST: Idem, II. Teil. — *Ibid.*
7. C. PUSSENOT: La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des Schistes lustrés entre l'Arc et le Guil, Grenoble 1930.
8. M. GIGNOUX et L. MORET: Description géologique du bassin supérieur de la Durance. — *Annales de l'Univ. de Grenoble*, t. XV, 1938.

---

[1]) Nous devons cette référence à l'amabilité de M. le Dr W. BERNOULLI, à qui nous exprimons ici nos vifs remerciements.

2. — Rudolf Staub (Zürich): **Über den Bau der Zone du Combin der Walliseralpen.**

Die „Zone du Combin" des Wallis, zwischen Theodulpass und Col de Fenêtre im Hintergrund von Bagnes die junge Basis der Dent-Blanche-Decke bildend, wurde bisher stets als, wenn auch komplexer Bestandteil des mesozoischen Rückens der sog. Bernhard-Decke betrachtet. Dies trifft nach den Felduntersuchungen des Referenten nicht zu, weil nur ein sehr geringer Anteil der sog. Combinzone in primärer stratigraphischer Verknüpfung mit der kristallinen Kernmasse der Zone des Grossen St. Bernhard, d. h. mit den frontalen Elementen der neuen Mischabel-Decke des Verfassers steht. Nur die Sedimentzone von Vasevay am Innenrand des Bagnes-Fächers, das Element von Mauvoisin mit der Schuppenzone von Evolena und die untersten Teile der Zone von Boussine, nebst einem zu derselben gehörenden schmalen Trias-Jura-Saum des Mischabelkristallins zwischen Saas-Fee, Täschalp, Mettelhorn und Brunnegghorn, des weiteren die Zone Bella Tola–Tounot–Sex Marenda–Becs de Bosson sind mit genügender Sicherheit zum normalen Sedimentrücken der Mischabel-Decke, und damit zum mittelpenninischen Bereich zu zählen. Die grosse Hauptmasse der Bündnerschiefer und Ophiolithe im Norden der Dent-Blanche-Decke, d. h. zwischen Turtmann, Zinal, Moiry, Val d'Hérens und Val des Dix, samt dem Mont Pleureur und den höheren Stockwerken des Grand Combin selber, liegt tektonisch wesentlich höher, nämlich über dem die Weissbergfacies der bündnerischen Schamser-Decken aufweisenden „oberen Würmlizug" Argands, d. h. über der grossen Trias-Rhät-Lias-Zone zwischen Kalbermatten ob Zmutt, Plattenhörnern, Brunnegg- und Barrhorn, und deren durch Facies und Tektonik genügend belegten generellen Fortsetzung im Zuge des Sasseneire und endlich der Alp Giétroz in Val de Bagnes. Diese ganze Einheit des oberen Würmlizuges liegt im Südosten, — aber mit schmächtigen basalen Serpentinschürflingen auch bis in den Grand Combin, den Mont Pleureur und an den Pas de Lona hinaus —, den Ophiolithmassen der Monte-Rosa-Kuppel und den tieferen Zermatter-Schuppen, d. h. der Hörnlizone des Referenten, auf; sie nimmt damit im alpinen Deckensystem im grossen dasselbe tektonische Stockwerk ein, wie in Graubünden der Tremoggia-Weissberg-Zug der eigentlichen zentralen Schamser-Decken über dem Malencoserpentin und dem Schuppenwerk der Margna-Decke. Der grosse Hauptteil der Zone du Combin ist damit ganz eindeutig und bestimmt ins Hochpenninikum zu stellen, wofür auch der dem Referenten vor kurzem gelungene Fund von roten und grünen Radiolariten, vom Typus der Platta-Decke Bündens, im Hintergrund von Bagnes, d. h. im Kessel von Chanrion, als weitere fazielle Bestätigung gelten kann und womit auch die nach Fazies und Tektonik immer mehr als effektiv unterostalpin sich erweisende Natur der eigentlichen Dent-Blanche-Decke auf das schönste übereinstimmt. Durch die bekannten Rückfaltungen des Bagnes- und des Mischabelfächers wird dieses Hochpenninikum des Wallis aber auch tief in die unter dieselben geschobenen und damit rückwärts überkippten Mulden von Mauvoisin und Saas eingekeilt; ein erstes Mal im Norden der Dent-Blanche zwischen Combingruppe, Mont Pleureur, Pic d'Artsinol und Roc de Boudry, ein zweites Mal in der Gruppe der Rothörner zwischen Findelen und Täschalp.

Alles in allem beteiligen sich so nach diesen neuen Untersuchungen quer durch die Walliser Hochalpen am Aufbau der Zone du Combin neben den schon frontalen und seit langem erwarteten Elementen des Briançonnais und jenen der Vanoise auch Bündnerschieferdecken vom Typus des Avers und Elemente der

Zone von Châtillon-Malenco, dazu Vertreter der eigentlichen Margna-Decke des bündnerischen Hochpenninikums oder der „Nappe des Schistes lustrés" der Haute-Maurienne und der Roccia Melone in den Westalpen; die grosse Hauptmasse der wirklichen Zone du Combin aber entspricht, vom Grand Combin über Mont Pleureur, Val des Dix, Val d'Hérens, Moiry, Zinal und Barrhorn bis hinein zum Theodulpass und weiter, den tektonischen Etagen der höheren Schamser-Decken und der Zone des Piz Platta, oder den Zonen des Gondran und des Chenaillet am Mont Genèvre, alles in allem der berühmten Schürfzone von Matrei an der Basis der ostalpinen Schubmassen der Hohen Tauern. Über dieser gewaltigen Schuppen- und Scherbenzone der Walliseralpen aber liegt auch hier, als grossartiger „traîneau écraseur" dieselbe erst begründend, die durch den altbekannten, aber höchst verwickelten Zug des Mont Dolin in sich weitgehend aufgeteilte unterostalpine Schubmasse, in Form der alles tiefere beherrschenden Dent-Blanche-Decke des zentralen Walliser Hochgebirges.

---

3. — Rudolf Staub (Zürich): **Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis.**

Die alte, seit den Untersuchungen Alb. Heim's über die Bündnerschiefer Graubündens während nunmehr über ein gutes halbes Jahrhundert vorherrschende Ansicht über ein ausschliesslich liasisches Alter der zentralalpinen Bündnerschiefer muss nach genaueren vergleichenden Bündnerschieferstudien der letzten Jahre bestimmt revidiert werden. Nicht nur ist definitiv ein wirklicher penninischer Flysch vom Charakter des Prättigau-Arblatsch- und des Niesenflysches, von vorwiegend obersenonem Alter, gegenüber dem tieferen Komplex der eigentlichen klassischen Bündnerschiefer, d. h. vor allem der westalpinen Schistes lustrés abzutrennen, genau wie im W der Flysch des Embrunais, sondern es erscheint auch dieser effektiv tiefere Bündnerschieferkomplex heute weitgehend aufteilbar und sogar verschiedenen Formationen zugehörig.

In Bünden hat sich, vom Gotthardmassiv bei Ilanz über die tiefpenninischen Einheiten des Lugnez und der Adula, das Gebiet um Splügen und das Safiental, bis hinein in die Suretta-Decke im Avers und Bergell, und abermals in der Margna-Decke des Oberengadins und selbst der Platta-Decke, eine im Prinzip stets gleichbleibende Aufgliederung der Bündnerschieferfolgen nachweisen lassen. Über den tieferen Horizonten der vielfach besonders gern Ophiolithe führenden Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite von oft bedeutender Metamorphose folgt mit auffallender Konstanz, wenn auch in den Mächtigkeiten im einzelnen schwankend und faziell hie und da etwas abgewandelt, das typische, fast rein tonige Band der sog. Nollaschiefer. Über denselben erscheinen in den Guggernüll- und Einshornschiefern abermals kalkigere Schiefer, schliesslich gekrönt von reinen grauen Kalken, dem Horizont der Safier- oder Turbakalke. Als höchstes Schichtglied endlich schalten sich, unter dem durch die Fossilfunde Leupold's und Arni's als oberkretazisch bestimmten Bündnerflysch, wo vorhanden stets zwischen Safierkalk und Flysch gelegen, über schmalen Breccienhorizonten vom Charakter der Tristelbreccien die sog. Beverinquarzite ein.

Diese ganze Abfolge an sich so verschiedener Schieferserien ist dabei dermassen konstant verwirklicht und dabei auch durch Übergänge mit den klaren Schichtfolgen der Surettastirn in der Marmorzone der Schamser-Decken, und durch diese mit der ganz analogen, aber stratigraphisch nun genügend geklärten

Schichtreihe der Falknis-Decke verknüpft, dass eine Einordnung wenigstens der grossen genannten Haupthorizonte der Bündnerschiefer in das stratigraphische Schema heute keine Spekulation und kein besonderes Wagnis mehr bedeutet.

Wir sehen daher in der Abfolge: Kalkglimmerschiefer, Nollaschiefer, Guggernüllschiefer, Safierkalk, Safierbreccie und Beverinquarzit eine normale Schichtreihe vom Lias über das Aalénien, den eigentlichen Dogger und den Malm bis in die untere und mittlere Kreide hinein, und wir werden in dieser Auffassung in hohem Masse auch noch bestärkt durch den Vergleich der in Frage stehenden Bündnerschiefersedimentation mit der Ablagerungsfolge des benachbarten hochpenninischen und vor allem des unterostalpinen Gebietes. Auch dort schaltet sich zwischen die radiolarienführenden Radiolarite des Oberjura und das fossilbelegte Rhät eine Sedimentserie ein, die beginnt mit Liaskalken verschiedenen Charakters, dann überleitet über kalkige Allgäuschiefer zu einem stellenweise rein tonigen Komplex, der dem tonigen Band der penninischen Nollaschiefer entspricht; nach dieser auffallend tonigen Sedimentation folgen, genau wie in den Bündnerschiefern, auch im unterostalpinen Gebiet des Oberengadins z. B., abermals kalkigere Bildungen, mit Konglomeraten und Breccien, als Äquivalente der Rämsibreccie der Mythen oder der Dolinbreccie der Dent-Blanche, vergleichbar auch den Klauskalken der Bayerischen Kalkalpen; darüber die Aptychenkalke und Radiolarite des Malm. In der Falknis- und Sulzfluh-Decke erscheinen über dem fossilführenden Malm Neokom, Tristelkalk und Gault, an und für sich seit langem bekannt, aber in genau derselben Fazies wie die höchsten Horizonte der tieferen Bündnerschiefer über dem Safierkalk.

Die Bündnerschiefersedimentation zeigt auf solche Art, vom Lias bis in die obere Kreide hinein, im grossen und im Prinzip fast genau denselben Wechsel und denselben Ablauf, wie die Sedimentation der durch Fossilien als Lias-Dogger-Malm- und Kreidefolgen bestimmten Serien der benachbarten ostalpinen Räume. Hält man zu dieser auffallenden Tatsache schliesslich das Vorkommen von echten Radiolariten im Hochpenninikum, in der Margna- wie in der Platta-Sella-Decke, im Wallis wie in Bünden, setzt man dazu in Rechnung, dass die Radiolarite der nächstbenachbarten Zone im ganzen ostalpinen Faziesraum oberjurassisches bis unterkretazisches (?) Alter besitzen, und dass, mitten im westalpinen Bündnerschiefergebiet, die Schichtfolge des Briançonnais, durch Fossilbelege einwandfrei nachgewiesen, von der Trias und dem Rhät über Lias, Dogger und Malm bis in die untere und obere Kreide hinaufreicht, so darf heute wohl mit Recht die Ansicht verfochten werden, dass die genannte Schichtfolge der Bündnerschiefer, zum mindesten in Graubünden selber, wo die Zusammenhänge mit den ostalpinen Faziesreihen besonders klare und in ihrer Form eindrückliche sind, ebenfalls vom Rhät und vom Lias über den Dogger in den Malm und vielerorts sogar noch in die Kreide, und zwar bis in die mittlere hinaufreicht. Selbst dann, wenn dabei auch in Zukunft nicht das geringste Fossil gefunden werden sollte.

Da Fossilien in der Tat über den liasischen Basisgliedern der Bündnerschieferserie, mit Ausnahme des Bündnerschieferflysches, bis heute fehlen, wird die lithologische Abfolge im Vergleich zum Briançonnais und zum Ostalpinen nun eben von ausschlaggebender Bedeutung. Es ist daher von Wichtigkeit, diese Abfolge nicht nur im ganzen Raum der Bündnerschiefer der rätischen Alpen beobachtet zu haben, sondern dieselbe auch im Wallis nachzuweisen. Dieser Nachweis kann heute zu einem guten Teil bereits als geleistet betrachtet werden.

In Kürze sind die Tatsachen, die Bündnerschieferfolgen der Walliseralpen betreffend, bis heute die folgenden:

1. Im Walliser Tiefpenninikum, d. h. in den frontal gelegenen Schiefern unter der Zone des Grossen St. Bernhard und damit an der Basis der Mischabel-Decke:

a. In der Laubhornzone oberhalb Saxon zeigen Dogger und Malm, wie bereits früher mitgeteilt, auffallende Anklänge an Nollaschiefer und Safierkalke.

b. Die Zone von Riddes beherbergt, wie gleichfalls schon früher berichtet, neben gewöhnlichen „Bündnerschiefern" auch Tristelbreccien und Beverinquarzite, vor allem gut aufgeschlossen in der Schlucht hinter Riddes. Auf jeden Fall ist hier nach Analogie mit den Bündner Profilen penninische Unter- und Mittelkreide vorhanden.

c. Am Westabfall der Pierre-à-Voir zeigt die südwestliche Fortsetzung der eben genannten Schieferzone von Riddes in den steilen Schieferabstürzen dieses Berges zwischen Fontana rossa, Nairjeur, l'Aroley und der Bisse de Levron sehr klar die Folge: Liasbündnerschiefer, tonige Nollaschiefer, kalkigere Guggernüllschiefer, Safierkalk, z. T. auch Tristelbreccie, und deutlichen Beverinquarzit. Über diese Serie legt sich die wiederum liasische, auch echte Liasbreccien führende Schieferzone von Le Château–St Christophe, als Fortsetzung der eigentlichen Schistes lustrés der Zone von Sion.

2. Im Walliser Mittelpenninikum, d. h. im Rücken der Mischabel-Decke:

a. Die Region von Mauvoisin am Innenrand des Bagnesfächers ist in bezug auf ihre nähere Stratigraphie dringend noch näher zu untersuchen. Möglich wäre dort unter Umständen eine Transgression von obermesozoischen Taspinitbreccien auf Lias oder sogar Trias. Diese Region ist jedenfalls auch aus dem Grunde besonders im Auge zu behalten, weil auch am Innenrand des Briançonnais-Fächers der Westalpen stellenweise die oberkretazische Brêche de la Magdeleine bis auf die Trias hinab transgrediert.

b. In den Bündnerschieferschuppen der Kuppel von Torrembey-Boussine des hinteren Val de Bagnes ist vielfach eine deutliche Serie von typischen Nollaschiefern stratigraphisch abermals von sehr kalkigen Schiefern überlagert, die ohne weiteres den Dogger-Malm-Schiefern der Guggernüllzone des Rheinwald entsprechen können. Auch sehr Safierkalk-ähnliche Horizonte sind, z. B. am unteren Rand der Terrasse der Giètroz-Alpen, erkennbar.

c. Die Bündnerschiefer über dem Scex de Marenda im Rücken der Bernhardzone im S von Grimentz in Val d'Anniviers sind klar in tiefere Kalkglimmerschiefer, Nollatonschiefer und höhere Kalk-Quarzitschiefer vom Typus der Guggernüllserie des Rheinwald gegliedert. Sicherer Safierkalk wurde bisher in dieser Zone nicht gefunden, hingegen erinnern die höheren Partien der oberen „Guggernüllhorizonte" ausserordentlich an die Grenzregion Allgäuschiefer-Radiolarit, etwa von der Punt ota oberhalb Bergün, d. h. an den mittelostalpinen höheren Dogger. Als groborogenes Zwischenglied zwischen diesen Faziesräumen ist wohl die Kristallinblöcke führende eigentliche Dolinbreccie der Dent-Blanche zu betrachten.

d. In der Gruppe der Rocs de Boudry liegen über sicheren Liaskalken des Mischabelrückens schwarze Schiefer vom Nollatypus, wenig höher, unter Zwischenschaltung von indifferenten, kalkigeren Schiefern, welche dem Guggernüllniveau entsprechen könnten, weisse Marmore vom Charakter der oberjurassischen Schamser Marmore, und endlich polygene, auch Kristallin und kristallinen Detritus führende Breccien, die in Graubünden ohne weiteres als Taspinitbreccien oder Saluvergesteine aufgefasst werden könnten. Weitere Untersuchungen sind daher hier von grösstem Interesse.

3. Im Walliser Hochpenninikum:

a. In den der Margna-Decke Bündens entsprechenden tieferen Zermatter Schuppen der sog. Hörnlizone ist das Niveau der Nollaschiefer deutlich erkennbar und weithin zwischen tieferen und höheren Kalkschiefern zu verfolgen, während ein Äquivalent der Safierkalke vorderhand nur als wahrscheinlich vorhanden, aber noch nicht als sicher nachgewiesen gelten kann. Auch hier sind weitere Untersuchungen noch im Gange.

b. Die Serie des Barrhorns aus dem Niveau der Weissbergzone der Schamser-Decken zeigt über Liaskalken und -Marmoren eine deutliche Übergangsfazies zum Niveau der rein tonigen Nollaschiefer, in den sog. marbres feuilletés ARGAND's, die damit wohl dem Oberlias entsprechen müssen. Desgleichen finden sich über und in den Nollaschiefern dieser Zone die oben vom S-Abhang des Scex de Marenda erwähnten „Punt ota"-Schiefer der Dogger-Malm-Grenze Bündens wieder[1]).

c. Im Kessel von Chanrion sind den hochpenninischen Bündnerschiefern der Walliser Platta-Decke rote und grüne Radiolarite eingeschaltet, die in normaler Folge über hellen, kalkigen „Hyänenmarmoren", dunklen Nollaschiefern, tieferen kalkigen Bündnerschiefern und schliesslich Triasdolomiten liegen. Die Serie Trias–Lias–Dogger-Malm ist hier auf jeden Fall mit aller Deutlichkeit verwirklicht, und zwar auf recht geringe Gesamtmächtigkeit.

Mit diesen wenigen Andeutungen, die sich aber über das ganze penninische Querprofil der Walliseralpen erstrecken, dürfte wohl der Nachweis dafür erbracht sein, dass die in Graubünden gefundene Aufgliederung der penninischen Bündnerschiefermassen im Prinzip sicher auch auf das Wallis übertragen werden darf und dass die penninische Schieferfolge der Schistes-lustrés-Zonen auch hier in Absätze des Lias, des Dogger, des Malm und sogar der Kreide aufgeteilt werden muss, wenn auch im einzelnen diese Serien in den verschiedenen tektonischen Einheiten der Walliser Alpen sicher verschieden vollständig entwickelt sind. Zu wünschen übrig bleibt, dass diesen innerpenninischen Sedimentationsproblemen nunmehr aber weiter und systematisch nachgegangen werde.

AUGUST BUXTORF (Basel): Bemerkung zum Referat R. STAUB.

In der Diskussion betont A. BUXTORF, wie wertvoll für die Gliederung der Bündnerschiefer ein genaues Verfolgen der verschiedenen Gesteinsarten und Gesteinsfolgen sei. Allein man müsse sich dabei immer vor Augen halten, dass es sich einstweilen nur um das Festlegen lithologischer und petrographischer Unterschiede handle, und dass jede Alterszuweisung mehr oder weniger hypothetisch bleibe, solange sie nicht durch irgendwelche Fossilfunde gestützt werden könne.

---

[1]) Die Weissbergfacies dieser Zone wird neben roten und weissen Liasmarmoren auch durch rote Dolomite vom Typus der Splügenkalkberge dokumentiert.

BIBLIOTHEK der E. T. H. ZÜRICH

4. — WALTER BERNOULLI (Basel): **Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig.** Mit 1 Textfigur.

Vor einigen Jahren kam das Basler Museum in den Besitz einiger Fossilien, welche im Dachschiefersteinbruch bei Termen im Oberwallis gesammelt worden waren. Die Fundstelle liegt ca. 3½ km nordöstlich von Brig. Der unterirdisch ausgebeutete Bruch ist auf der geologischen Karte der Simplongruppe (Lit. 10) nicht eingezeichnet, wohl aber beschrieben im Baustein-Band der geotechnischen Serie der Beiträge (Lit. 5, pp. 67, 264, 265, 268) samt den übrigen Brüchen vom Brigerberg und von Tunetsch, die der gleichen Zone angehören, und seine Lage ist auf Blatt 3 der Geotechnischen Karte der Schweiz (Lit. 3) vermerkt.

Von einigem Interesse ist, dass neben nicht näher bestimmbaren Belemniten und andern Fossilspuren sich hier einige Abdrücke von Ammoniten fanden, die wegen ihrer Seltenheit in den betreffenden Schichten diese Mitteilung rechtfertigen. Ammoniten sind aus dem Bündnerschiefer der Bedretto-Nufenen-Mulde nur zweimal erwähnt worden. 1908 haben SCHMIDT & PREISWERK in den Erläuterungen zur Simplonkarte geschrieben: „Am Griespass fand sich ein etwas zweifelhafter Durchschnitt eines Ammoniten" (Lit. 11, p. 21). Es ist mir aber nicht gelungen, dieses Stück in den Basler Sammlungen wiederzufinden. Drei Jahre später gab SALOMON einen 1907 gefundenen *Arietites* spec. aus dem Gelände östlich vom Nufenenpass, von oberhalb Alle Foppe, bekannt, mit welchem die Vertretung des untern Lias im Bündnerschiefer dieser Zone nachgewiesen wurde (Lit. 8).

Das Gestein, in welchem bei Termen die Ammoniten auftreten, ist ein dunkelgrauer, rostig anwitternder Tonphyllit mit winzigen Sprödglimmerblättchen. Es gehört dem langen einheitlichen Zuge an, der auf der geologischen Karte (l. c.) von der Napoleons-Brücke bei Brig über Brigerberg, Termen, Tunetschwald, Sali, Fürseten bis in den NW-Fuss des Eggerhorns als „schwarze Dachschiefer mit Sprödglimmer" und auch auf der Geotechnischen Karte Blätter 3 und 4 besonders ausgeschieden ist, und entspricht dem Derivat eines rein tonigen Sedimentes.

Von den drei vorhandenen Ammonitenabdrücken eignet sich nur einer zu einem Versuch einer näheren Bestimmung; von den übrigen zwei ist der eine stark verzerrt, der andere nur gerade erkennbar. Das beste Exemplar (siehe Figur) lässt sich zwar nicht spezifisch festlegen, gibt aber immerhin soviel Aufschluss, dass es einer engeren Gruppe zugewiesen werden kann und eine stratigraphische Folgerung zulässt.

Bei dem vorliegenden Erhaltungszustand muss die Berippung als Hauptkriterium für die Bestimmung gelten; das Involutionsverhältnis scheint angedeutet zu sein dadurch, dass bei der vollständigen Zerdrückung der Schale sich der vorhergehende Umgang auf dem nächstfolgenden teilweise abgezeichnet hat. Es ist bei erster Betrachtung ersichtlich, dass es sich um einen typischen „Falciferen" handelt. Mit Rücksicht auf alle noch erkennbaren Merkmale ist das Stück am ehesten als *Harpoceras falciferum* (J. Sow.) nach der Abbildung auf Taf. DCCLXIV bei BUCKMAN (Lit. 2) zu bestimmen. Ein Vergleich mit mehr oder weniger zerdrückten Exemplaren der Basler Sammlung aus dem schwäbischen Jura hat diese Annäherungsbestimmung bestätigt.

Stratigraphisch sind die genannte und nahe verwandte Harpoceratenformen *(H. serpentinum)* leitend für unteres Toarcien. Damit ist für einen Teil der Bündnerschiefer der Nufenen–Bedretto-Mulde ein weiterer stratigraphischer Horizont festgelegt. Faziell lässt sich das Primärgestein der leicht metamorphen Dachschiefer sehr gut als Äquivalent der Posidonomyen-Schiefer auffassen.

Über die Fossilführung und das Alter der Bündnerschiefer, welche den Südrand des Gotthardmassivs begleiten, liegen mehrfach Angaben vor. Zunächst wurden Fossilfundorte eingezeichnet in der geologischen Karte der Simplon-Gruppe (l. c.); sie wurden später, wenigstens für die Strecke von Z'Matt bis Grengiols, von H. PREISWERK (Lit. 7, p. 508) samt ihrem Inhalt namhaft gemacht.

*Harpoceras* cf. *falciferum* (J. SOWERBY).

Termen bei Brig (Wallis), Bündnerschiefer, Toarcien. Naturhist. Museum Basel. 1 : 1.

Es handelt sich um nicht näher bestimmbare Belemniten, Crinoidenstielglieder, Gastropodendurchschnitte und grosse dickschalige Bivalven, welche als liasisch betrachtet werden. Weiter östlich, im Nufenengebiet, unternahm es R. EICHENBERGER (Lit. 4), gestützt auf die dortigen Fossilfunde mit Einbeziehung des obengenannten SALOMON'schen Arietiten, sowie mit Hilfe petrographischer Vergleichung, den Lias in seine Hauptstufen zu gliedern.

Überblickt man die Anordnung der bisherigen Fossilfunde innerhalb der weiten Bedretto–Nufenen-Mulde, so fällt auf, dass dieselben auf einen nördlichen, dem Massiv zunächst liegenden Streifen beschränkt bleiben. Dies hat schon C. SCHMIDT (Lit. 9, p. 39) hervorgehoben und dabei auch die petrographische Verschiedenheit einer nördlichen und einer südlichen Längszone betont, wobei der nördliche, fossilführende Zug unter anderm durch die schwarzen Schiefer mit Sprödglimmer ausgezeichnet ist.

Durch die Ammonitenfunde von Termen konnte eine Verbreiterung der fossilführenden Zone in südlicher Richtung nachgewiesen und zugleich der schon genannte Tonphyllitzug Brigerberg-Eggerhorn, wenigstens für sein Westende, stratigraphisch genauer festgelegt werden.

Die Frage nach der Einordnung dieses Zuges in einen gotthardmassivischen oder einen penninischen Faciesbezirk der Bündnerschiefer ist naheliegend. Sowohl nach Gesteinsbeschaffenheit als nach Fossilverbreitung ist er gänzlich den gotthardmassivischen Sedimenten zuzurechnen, wodurch diesen eine grössere Ausdehnung nach S und W zukommt, als ihnen auf den bisherigen kartographischen Darstellungen zugebilligt wurde (vgl. Lit. 1, Taf. I; 6, Taf. IV).

## Zitierte Literatur.

1. P. ARBENZ: Die helvetische Region. Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. II, M. Basel 1934.
2. S. S. BUCKMAN: Type Ammonites — VII, Part LXVIII. London 1928.
3. *Carte géotechnique de la Suisse* 1 : 200000, Feuille 3. Avec texte explicatif. Publ. Comm. géotechn. S.H.S.N. 1936.
4. R. EICHENBERGER: Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). Eclogae geol. Helv. XVIII, 1924.
5. P. NIGGLI et al.: Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Beitr. Geol. d. Schweiz, Geot. Ser. V, 1915.
6. P. NIGGLI: Das Gotthardmassiv. Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. II, K. Basel 1934.
7. H. PREISWERK: Simplonpass (Brig–Domodossola). Excursion Nr. 32 in Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. VII. Basel 1934.
8. W. SALOMON: Arietites sp. im schiefrigen Granat-führenden Biotit-Zoisit-Hornfels der Bedretto-Zone des Nufenen-Passes (Schweiz). Verhandl. Naturhist.-Mediz. Ver. Heidelberg N. F. XI, 1911.
9. C. SCHMIDT: Die Geologie des Simplongebirges und des Simplontunnels. Rektorats-Programm Univ. Basel f. 1906 & 1907. Basel (F. Reinhardt) 1908.
10. C. SCHMIDT & H. PREISWERK: Geologische Karte der Simplon-Gruppe, 1 : 50000. Beitr. geol. Karte d. Schweiz XXVI, Spezialkarte 48, 1908.
11. C. SCHMIDT & H. PREISWERK: Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe. Geol. Karte d. Schweiz, 1908.

---

5. — AUGUSTIN LOMBARD (Genève): **Observations sur la nappe du Niesen dans le territoire de la feuille Wildstrubel-Est de la Carte nationale de la Suisse au 1 : 50 000.** [1]) Avec 1 figure dans le texte.

La présente note a pour but de mettre au point un certain nombre de faits nouveaux observés au cours de récentes campagnes.

Ces observations sont d'ordre local; elles concernent la stratigraphie et la tectonique de la nappe. Nous n'avons point encore cherché à établir de parallé-

[1]) Publié avec l'autorisation de la Commission géologique de la Soc. helv. Sc. nat.

lisme entre la région étudiée et le secteur situé à l'Ouest du Simmental. D'autre part, les connaissances du soubassement de la nappe ne sont pas très avancées et obligent à être prudent avant de tenter toute synthèse sur de grandes distances. Il en est de même pour les zones du Flysch dont la tectonique est compliquée.

## I. STRATIGRAPHIE.

### Age du Flysch du Niesen.

1. La série basale schisteuse (Frutigserie de BORNHAUSER, Bibl. 2) comprend des schistes entrecoupés de grès en bancs peu épais. L'ensemble est monotone et forme des versants abrupts. Des niveaux bréchiques apparaissent dans la partie basale.

C'est à mi-hauteur de cet épais complexe, au niveau dit « des ardoises », que LEUPOLD (3) a déterminé *Siderolites heracleae* var. *pratigoviae* ARNI. Plus bas, il n'apparaît guère d'interruption dans la sédimentation.

Non loin de la Schwanfeldspitze j'ai retrouvé *Siderolites* ainsi que des fragments de très petites Rosalines; dans le ravin de Ried, près de Frutigen, une Globigérine, des débris de *Lithothamnium* et de Miliolidés auxquels s'ajoutent partout des traces d'Echinodermes.

Le sommet allongé de Gilbachegg, entre Adelboden et le Haanenmoos, ne paraît pas appartenir en entier à la série de Frutigen. Il montre, dans la région d'Aebi, des schistes gris très clairs et tendres dans lesquels j'ai trouvé un fragment de Bélemnite. Ceci indiquerait qu'une lame de ces schistes s'est introduite à la base des couches de Frutigen, entre celle-ci et le Trias de base de la nappe. Il y aurait contact direct entre les schistes gris et les couches de Frutigen, sans l'intermédiaire si fréquent des cornieules triasiques. Peut-être le Trias est-il très réduit et recouvert de moraine? Le cas de Gilbachegg a son similaire dans l'Innerer Seitenbach au-dessus de la Lenk. Les Bélemnites y sont plus fréquentes encore.

2. La série de l'Albrist débute a) par des grès bien lités à intercalations de brèches qui font suite aux schistes inférieurs avec passage progressif d'un faciès à l'autre. Leur ensemble est massif et forme un abrupt dans la topographie. Nous n'y avons trouvé que des Globigérines (Schatthorn). (Sandsteinzone de BORNHAUSER, Bibl. 2.)

b) Au-dessus des grès lités massifs viennent des niveaux de grès et de brèches calcaires tendres. Ils forment les crêtes faîtières de l'Albrist et du Gsür. (Ce dernier sommet appartient à des digitations supérieures à celles de l'Albrist.) Les organismes y sont rares et fragmentaires: Bryozoaires, Algues, débris de *Siderolites*, Globorotalidés. Mentionnons aussi des Helminthoïdes (Furggialp). Le long de la crête du Furggipass à l'Albrist, nous avons récolté: *Siderolites*, *Orbitoides*, *Lithothamnium*, Globigérines en fragments, mal conservés pour la plupart.

Cette masse de grès et de brèches calcaires des crêtes se poursuit au NE jusqu'au lac de Thoune. On connaît les découvertes de P. BECK et de W. LEUPOLD au sommet même du Niesen (Bibl. 5).

c) Dans sa partie supérieure elle prend un faciès nettement plus grossier. C'est la Kalk-Breccienzone de BORNHAUSER. Les éléments détritiques augmentent de dimensions et leur importance croît rapidement. Il intervient un élément localement très marqué, ce sont les bancs calcaires. Peu développés dans la base du complexe (Furggipass, Grimmi), ils s'épaississent vers le haut et vers le front, donnant parfois des couches de 10—40 m d'épaisseur. Au Gurbstal, ils déterminent un gradin topographique divisant la vallée en deux paliers. Au Kirel-

tal, on les retrouve avec de beaux faciès à conglomérates remaniés, fausses brèches et passages latéraux à des grès calcaires fins. Ces calcaires renferment des spicules calcaires (Spongiaires?) et plus rarement des Globigérines (Grimmi).

Nous avons trouvé à Schöni, à la partie supérieure du niveau des brèches calcaires, les organismes suivants: *Orbitoides, Globorotalia, Lithothamnium, Globotruncana linnei.*

Les brèches passent latéralement à de vrais conglomérats. L'un d'eux affleure tout près du Kurhaus de Grimmialp, sur les pentes de Schattseite. Sous le microscope, on voit des sections de: *Siderolites,* Globorotalidés, *Globotruncana,* Orbitoides à gros piliers, Globigérines.

Un deuxième train important de ces conglomérats parcourt l'alpage de Grimmi. On le coupe déjà dans le sentier qui joint l'alpage à la vallée.

En coupe mince, le ciment montre: *Siderolites, Globotruncana,* Nodosaires, Miliolidés, Orbitoïdes.

De semblables conglomérats apparaissent également dans le Kireltal, bien que très localisés.

d) Plus haut encore dans la nappe, l'élément argileux reprend le dessus et l'on a alors la série des schistes argileux, grès, calcaires et brèches formant généralement des pentes plus douces et affleurant plus rarement. Ce dernier terme semble marquer le sommet de la série de la nappe. Il est couvert partout par les éboulis des hautes parois calcaires de la nappe des Préalpes médianes ou par du glaciaires. Les termes les plus hauts qui affleurent sont des grès en bancs (bas Fermeltal). Au col de Grimmi intervient localement un terme schisteux sur lequel nous revenons plus loin. Nous le séparons de la série précédente.

Les grandes subdivisions introduites par Bornhauser et citées par de Raaf (Bibl. 4) pour le massif du Gifferhorn sont donc confirmées. Nous dédoublons simplement la « Kalk-Breccienzone » en deux: une série inférieure plus profonde, une série supérieure plus côtière et plus détritique. La série inférieure forme la ligne des sommets de l'Albrist au Niesen. La série supérieure est en avant et sépare les vallées affluentes du Diemtigtal.

Toute tentative de classification plus serrée des termes lithologiques se heurte à la complexité des répétitions de faciès, aux variations latérales si rapides et aux infinis replis de l'ensemble.

Les microfossiles trouvés dès le milieu de la série de Frutigen jusqu'au sommet de la nappe appartiennent au Sénonien. Comme la série de Frutigen ne montre guère d'interruption de sédimentation jusqu'à sa base, représentée par des brèches, nous admettons pour l'instant que la nappe du Niesen est entièrement du même âge dans tout le secteur compris entre le Simmenthal et la région de Rotbad dans le Kireltal. Cet âge est sénonien. Aucune observation ne nous permet de placer la base de la série de Frutigen dans le Campanien.

Quelques préparations microscopiques prises dans les séries b) et c) ont montré de très rares sections à travers des foraminifères spiralés et cloisonnés. Nous avons pensé à la possibilité d'avoir là des sections de Nummulites, dans des individus primitifs ou peu évolués.

Aucune forme n'était décisive; toutefois, nous avons procédé à une revision de ces préparations afin de savoir s'il fallait admettre la possibilité de Paléocène ou la rejeter.

Le passage d'un étage à l'autre ne s'enregistre pas nécessairement en une fois par des faciès d'émersion ou de transgression dans une série lithologique telle que celle du Niesen. Nous avons démontré, dans la série très classique du Flysch des Voirons, que le nouvel étage se marque par l'irruption de faunes nouvelles carac-

téristiques. Elles s'ajoutent à la faune ancienne qui est remaniée et persiste encore quelque temps. La série conserve sa composition bréchique ou conglomératique.

Un mécanisme semblable intervient-il dans le flysch du Niesen? Nous ne le pensons pas car, ayant revu les faunes en question, nous ne pouvons pas les attribuer à des Nummulites, même dans leurs formes archaïques prépaléocènes. *(N. Fraasi, N. deserti,* etc.*)*

W. Leupold a bien voulu revoir ces formes et nous le remercions de l'obligeance avec laquelle il nous a aidés. Nous nous appuyons ici sur ses remarques pour étayer nos conclusions. Le problème est de première importance, d'autant plus que le Tertiaire ancien est connu dans le Prätigau.

Les formes dont nous avons quelques sections se rattachent à de petits foraminifères trochoïdes du groupe des Rotalidés sensu lato *(Truncatulina)* ou à des *Cristellaria*. Des coupes à travers des formes trochoïdes très plates telles que *Amphistegina fleuriausi* (Maestrichtien) ou *Polystomella (Elphidium)* se rapprochent étonnamment de sections de Nummulites. Ces foraminifères sont du Crétacé supérieur. Il s'agit probablement de ces genres, que nous avons découverts dans les préparations étudiées.

Il ne s'agit donc point de Nummulites et la présence de Tertiaire n'est pas démontrée.

## II. TECTONIQUE.

**L'écaille de Schmitten.** La base de la nappe du Niesen est complexe. Nous avons démontré dans une note précédente (Bibl. 7) que le Sackgraben découpait une profonde entaille entre Frutigen et Adelboden, entaille qui permettait de voir une écaille composée de Lias, de Jurassique supérieur et de terrains d'âge non déterminé (Urgonien?) compris entre deux bandes de cornicules triasiques.

Cette écaille du Sackgraben en surmonte une autre, celle de Schmitten. Elle se voit de part et d'autre de la grande route lorsque celle-ci décrit son grand contour dans les gorges de l'Engstligen, à l'aval de la scierie de Schmitten (base du Ladholzgraben).

Le Trias de base de l'écaille du Sackgraben chevauche une lame de Jurassique supérieur, puis une série épaisse de schistes calcaires gris, tendres, dont l'abrupt domine la route et se confond facilement avec les schistes de la série de Frutigen.

Cette série se trouve interrompue par des niveaux calcaires grumeleux ou noduleux tachés d'oxyde de fer.

La paroi ainsi formée descend jusqu'à la rivière. De nombreux replis s'y dessinent dans un ensemble participant au plongement général sous la nappe du Niesen. Tout en bas apparaissent des grès sombres en petits bancs. Les schistes calcaires sont devenus foncés.

Nous n'avons pas trouvé de fossiles sauf quelques traces de *Bactryllium* dans les schistes calcaires. Des recherches de microfossiles sont restées négatives. Il s'agit probablement de Jurassique moyen ou inférieur.

La tectonique de cette écaille est simple. Elle prend naissance entre le Sackgraben et le Ladholzgraben et émerge du fond de l'Engstligen par l'effet de la montée axiale vers l'aval. Le Trias qui la coiffe, affleure à la route sur la rive gauche et sous Kollenegg, sur la rive droite.

C'est à Schmitten qu'elle atteint sa plus grande épaisseur, puis dans les gorges qui suivent. Le rentrant de la grande route cité plus haut est précisément dû au Trias qui la surmonte et qui retombe en déterminant un ravin. Le Trias de base affleure au bas de la pente de la rive droite. Il recouvre à son tour un

nouveau lambeau mésozoïque d'une écaille inférieure, chevauchant lui-même une dernière bande de cornieules. Cette succession s'observe le long du palier alluvial de Rohrbach.

L'épaisseur maximale de l'écaille de Schmitten peut atteindre 150 m. Il est prématuré de se prononcer sur son appartenance tectonique.

**L'écaille du col de Grimmi.** Déjà observée par RABOWSKI (Bibl. 1), puis par BORNHAUSER (Bibl. 2), cette écaille complexe mérite d'être revue de plus près afin de rechercher à trancher le problème de son origine.

Elle forme un monticule dédoublant le col de Grimmi. Une coupe détaillée du SE au NW donne:

1 Schistes calcaires et brèches de la nappe du Niesen, série de l'Albrist. Ils plongent de 30 à 40° vers le NW.
2 Calcaire dolomitique du Trias. Lentille de 0—0,2 m.
3 Calcaire fin à *Globotruncana linnei*, *Globotruncana stuarti* (?), Globigérines, Fissurines. Crétacé supérieur. 0,2 m.
4 Masse très couverte de schistes, grès et brèches, appartenant au Flysch du Niesen. Renferme des débris de *Siderolites*, d'Orbitoïdes, de Globorotalidés, de *Globotruncana*, de Rotalidés et de *Lithothamnium*.
5 Pointement de calcaires verticaux; masse plus ou moins stratifiée de calcaires massifs, dolomitiques, sans fossiles (analyse micrographique négative). Epaisseur maximale: 15 m.
6 Cornieules du Trias. 0,5—1 m.
7 Masse de schistes sombres et brillants, alternant avec des grès fins bruns, à cassure bleue. Rares affleurements. L'ensemble est replissé. Epaisseur env. 50 m. Pas de fossiles.
8 Cornieules du Trias. Epaisseur env. 10 m, et calcaire bleu à fausses brèches.
9 Calcaires, grès et schistes de la nappe du Niesen.
10 Cornieules du Trias de la nappe des Préalpes médianes.

Ces éléments sont difficiles à suivre en direction, car les éboulis et la moraine les recouvrent presque partout sauf au col.

Sur le versant du Fermeltal, on trouve les grès et schistes 1 jusqu'au chalet supérieur de Bluttlig. Il n'y a par contre pas trace des autres éléments, sauf de 7, qui affleure au fond de ravins se dirigeant sur Unter Bluttlig et cesse bientôt. Cette série 7 est unique dans la région et nous fait penser au « niveau schistoïde » de DE RAAF (Bibl. 4, p. 20). Sa position au sommet de la série du Niesen est analogue, aussi nous établissons le parallélisme entre les deux formations.

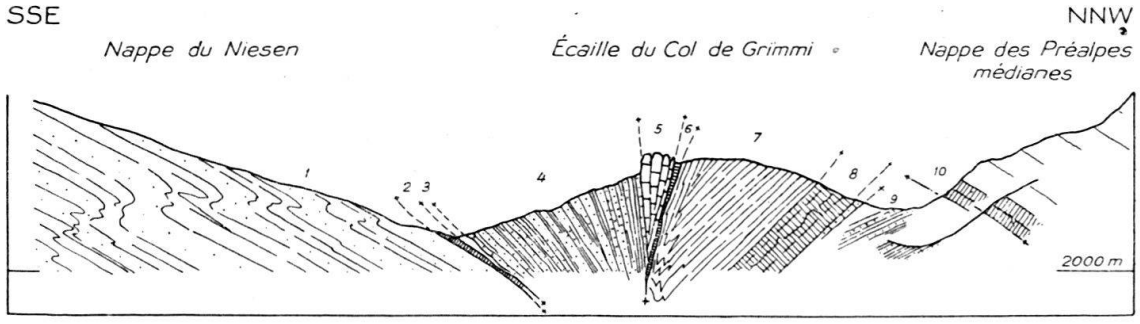
Sur le versant NW, en direction de l'alpage de Grimmi, le niveau 1 se poursuit dans de nombreuses parois coupant le versant N du Rauflihorn. Or ces parois ne montrent que des replis sans importance et cascadent du sommet du Rauflihorn pour disparaître sous les Préalpes médianes par une série d'ondulations. Cette observation tectonique a son importance dans l'origine de l'écaille. Celle-ci peut provenir du dessus ou du dessous du Flysch du Niesen. La stratigraphie des couches mésozoïques est si banale qu'on ne peut en tirer d'argument. Il faut recourir à la structure du Flysch ambiant.

La première solution est celle de RABOWSKI. Il fait de l'écaille complexe une klippe des Préalpes médianes. La seconde solution ferait du Trias et du Crétacé une boutonnière, une cicatrice même, émergeant d'éléments inférieurs pincés et entraînés vers le haut.

L'allure relativement tranquille et ininterrompue des couches au Rauflihorn au voisinage de la Grimmialp semble exclure tout accident tectonique du deuxième type. On devrait avoir un brusque repli anticlinal dont le noyau émergerait au col, ou encore quelque plan oblique de chevauchement. Or, malgré de longues recherches, nous n'avons rien trouvé de semblable, ni sur un versant, ni sur l'autre.

Au contraire, plus on descend dans la direction du Simmenthal, plus l'allure des terrains devient calme. Leur soubassement n'accuse aucune discontinuité. Il faudrait éventuellement la supposer dans le vide de la vallée de Fermel, hypothèse peu vraisemblable.

Une mince bande de Trias affleure dans un torrent descendant du col vers l'alpe de Grimmi. Elle marque la fin très réduite de l'écaille vers le NE. Plus loin et plus bas, les couches reprennent sans accident.




*L'écaille du Col de Grimmi.*

Env. 1 : 2500.

1. – Schistes calcaires et brèches de la nappe du Niesen, série de l'Albrist. 2. – Trias. Calcaires dolomitiques. Lentille de 0—0,2 m. 3. – Crétacé supérieur. Calcaire fin à *Globotruncana linnei*, *Globotruncana stuarti* (?), Globigérines et Fissurines. Ep. 0,2 m. 4. – Flysch du Niesen. Masse très recouverte de schistes, grès et brèches. Débris de *Siderolites*, *Orbitoides*, Globorotalidés, *Globotruncana*, Rotalidés et *Lithothamnium*. 5. – Trias (?). Pointement de calcaires dolomitiques verticaux en masse plus ou moins stratifiée. Pas de microfaune. Ep. maximale 15 m. 6. – Trias. Cornieules. Ep. 0,5—1 m. 7. – Schistes sombres et brillants, alternant avec des grès bruns altérés de cassure bleue. Rares affleurements. Ensemble très replissé. Ep. env. 50 m. Pas de fossiles. 8. – Trias. Cornieules épaisses d'env. 10 m, puis banc de calcaire fin bleu à fausses brèches. 9. – Calcaires, grès et schistes de la nappe du Niesen. 10. – Trias de la nappe des Préalpes médianes. Cornieules.

Une troisième solution fait intervenir la notion des fenêtres définie par Lugeon et Gagnebin (Bibl. 7).

On serait ici dans la grande fenêtre mitoyenne. Les écailles du col de Grimmi seraient « une sorte de fenêtre aux masses écrasées, pincées entre les nappes du Niesen et des Préalpes médianes », masses à rattacher aux Préalpes internes. Leur position rappelle certainement celle des lames du col de Jable et de Trom.

Toutefois nous avons trouvé un *Siderolites* dans le Flysch N° 4. Ainsi son âge comme d'ailleurs son faciès et celui du niveau 9 sont nettement du type « Niesen ». Il ne peut donc être question de les attribuer à de l'ultra-helvétique. Seules entrent en ligne de compte les écailles centrales, N^os 5, 6, 7 et 8, soit: le Trias et le Flysch schisteux brun ainsi que les unités 2 et 3.

Elles seraient encapuchonnées dans des replis frontaux du Flysch du Niesen. La grande fenêtre mitoyenne serait alors recouverte par la Twierienhorn-Decke; seul émergerait en retour le copeau complexe du col de Grimmi.

Le problème ne peut être définitivement résolu sans des comparaisons avec les territoires voisins et la bonne fortune de découvrir des fossiles dans le Flysch schisteux de l'élément 7 (voir figure).

L'ensemble des terrains de l'écaille n'accuse pas une structure isoclinale comme le dessine BORNHAUSER (Bibl. 2, p. 53, fig. 5), ce qui pourrait faire penser à une prolongation de la Twirienhorn-Decke ou à une écaille du même type plus petite ou encore à une zone continue. Il se présente au contraire avec une disposition en éventail bien marquée.

## Bibliographie.

1. RABOWSKI, F. Les préalpes entre le Simmenthal et le Diemtigtal. *Mat. carte géol. Suisse.* N. S. 35, fasc. 1, 1920.
2. BORNHAUSER, M. Geologische Untersuchung der Niesenkette. *Mitt. Naturf. Ges. Bern*, 1928, p. 33—114.
3. LEUPOLD, W. Zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. *Eclogae Geol. Helv.* 26, 1933.
4. DE RAAF, M. La Géologie de la nappe du Niesen. *Mat. carte géol. suisse.* N. S. 68, 1934.
5. BECK, P. Niesen. *Guide géol. d. l. Suisse.* Excursion 43. Bâle 1934.
6. LOMBARD, AUG. L'écaille du Sackgraben. *Eclogae geol. helv.* Bol. 33. 1940.
7. LUGEON, M. et GAGNEBIN, E. Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.* N° 47, vol. 7, N° 1, 1941.

---

6. — MAURICE LUGEON (Lausanne): **Observation à la communication de M. Augustin Lombard et âge de la brèche du Hahnenmoos.**

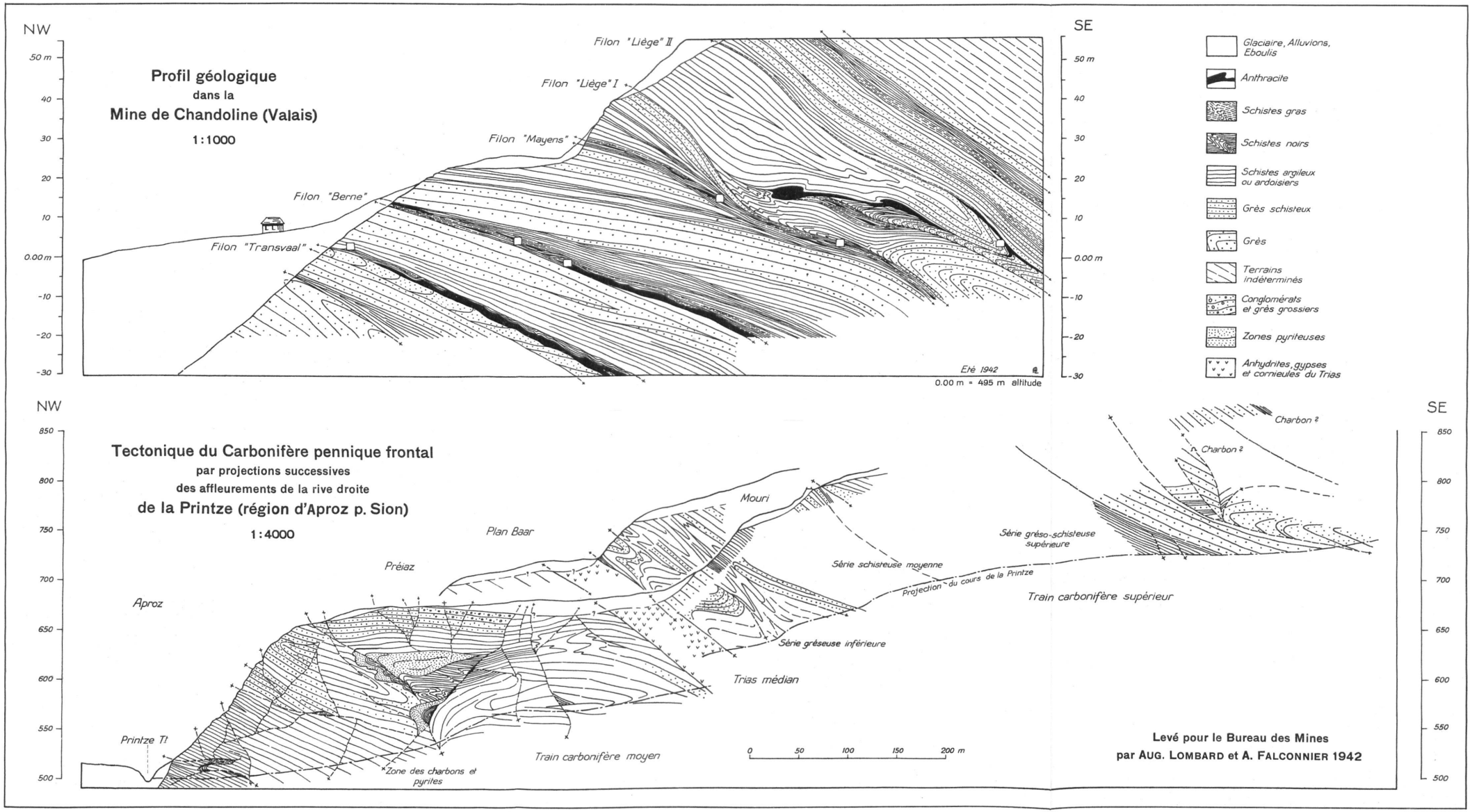
A la suite de la communication précédente, il est fait les observations suivantes:

Je ne puis considérer ces masses qui s'intercalent entre la nappe du Niesen et les Préalpes médianes comme appartenant à une unité supérieure à la nappe du Niesen. Je tiens à rappeler ce que nous avons dit, E. GAGNEBIN et moi-même, sur la fenêtre mitoyenne (1). Si du Flysch Niesen vient à s'intercaler dans cette série où existent du Trias et du Crétacé supérieur, cela doit s'expliquer par une écaille du Niesen ayant pénétré dans des masses appartenant à des unités dépendantes des Préalpes internes, c'est-à-dire de l'Ultrahelvétique.

Je profite de l'occasion pour annoncer la solution d'un petit mystère: Il existe, à une centaine de mètres de l'auberge du Hahnenmoos, sur le versant Adelboden, un affleurement sous la forme d'une masse isolée d'un millier de mètres cubes, formant un petit escarpement, constitué par une brèche. ROESSINGER (2) voulait en faire du Lias, BORNHAUSER (3, p. 48) qui la connaît ne se prononce pas, de même que KURT HUBER (4, p. 90). Je ne savais moi-même qu'en faire lorsque je l'ai examinée, il y a plusieurs années en arrière, en particulier en compagnie d'ELIE GAGNEBIN.

J'ai revu cette singulière roche cette année. Il s'agit d'Urgonien. L'étude microscopique des éléments ne laisse aucun doute. C'est de l'Urgonien tel qu'on en voit dans l'Helvétique, soit une masse de la surface de la plage marine imbibée de sable nummulitique. Ce n'est donc pas une brèche faite d'éléments de transport, mais une brèche de dissolution.

Cet Urgonien en lentille, qui gît sous le Trias de la nappe du Niesen, me paraît être incontestablement la suite d'une lame urgonienne découverte par KURT HUBER, à 3,5 km au NE, au Gilbachegg, entre le col de Hahnenmoos et Adelboden, lame qui à distance paraît être faite de Malm, ainsi quelle fut admise par SARASIN et COLLET (5), par BORNHAUSER (3) et par ARNOLD HEIM (6).


Profil géologique
dans la
Mine de Chandoline (Valais)
1:1000
NW
SE
Filon "Liège" II
Filon "Liège" I
Filon "Mayens"
Filon "Berne"
Filon "Transvaal"
Eté 1942
0.00 m = 495 m altitude
Glaciaire, Alluvions, Eboulis
Anthracite
Schistes gras
Schistes noirs
Schistes argileux ou ardoisiers
Grès schisteux
Grès
Terrains indéterminés
Conglomérats et grès grossiers
Zones pyriteuses
Anhydrites, gypses et cornieules du Trias
Tectonique du Carbonifère pennique frontal
par projections successives
des affleurements de la rive droite
de la Printze (région d'Aproz p. Sion)
1:4000
Mouri
Plan Baar
Préiaz
Aproz
Série schisteuse moyenne
Série gréso-schisteuse supérieure
Projection du cours de la Printze
Train carbonifère supérieur
Série gréseuse inférieure
Trias médian
Train carbonifère moyen
Zone des charbons et pyrites
Printze Tl
Charbon ?
0 50 100 150 200 m
Levé pour le Bureau des Mines
par Aug. Lombard et A. Falconnier 1942

Cet Urgonien, y compris la brèche du Hahnenmoos, ne peut appartenir qu'à la nappe de la Plaine Morte. Il est vraisemblable qu'il s'agit de la continuation de ce Crétacé moyen compris dans cette singulière série du torrent du Lochberg, dans le versant gauche de la Simme, où j'avais cru voir une nappe indépendante (7). Il s'agirait donc d'une digitation de la nappe de la Plaine Morte, caractérisée habituellement par du Turonien et du Maestrichtien en lames dans un Flysch tertiaire, souvent à l'état de Wildflysch. Il est à faire remarquer à ce propos que KURT HUBER, au Gilbachegg, a signalé sur l'Urgonien la présence de Maestrichtien.

## Ouvrages cités.

1. LUGEON, MAURICE et GAGNEBIN, ELIE. Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Bull. Lab. de Géol. Univ. de Lausanne*, N° 72, 1941.
2. ROESSINGER, G. Quelques mots sur la géologie du Hahnenmoos. *Bull. Soc. neuchât. sc. nat.*, vol. 36, p. 102—103, 1909.
3. BORNHAUSER, MAX. Geologische Untersuchung der Niesenkette. *Mitt. Naturf. Gesellsch. Bern aus dem Jahre* 1928.
4. HUBER, KURT. Geologie der Sattelzone bei Adelboden. *Mitt. Naturf. Gesellsch. Bern aus dem Jahre* 1933.
5. SARASIN, CH. et COLLET, L.-W. La zone des cols dans la région de la Lenk et Adelboden. *Arch. Sc. phys. et nat.* Genève, vol. XXI, 1906.
6. HEIM, ARNOLD. Das helvetische Deckengebirge. In: HEIM, ALB., Geologie der Schweiz, Bd. II, Kap. D, 1921.
7. LUGEON, MAURICE. Sur la géologie des Préalpes internes du Simmental. *Eclogae geol. helv.*, vol. XVI, p. 97, 1920.

---

## 7. — BRUNO CAMPANA (Lausanne): **Observations sur les nappes de la Simme et de la Brèche dans la région des Saanenmöser et leur position réciproque**[1]).

Si on remonte le cours du Brechgraben (Schlundibach)[2]) à partir de son point de confluence avec la Petite Simme, on recoupe d'abord les formations mésozoïques de la nappe de la Brèche, qui forment le pli frontal de la nappe (pli III). Ce pli s'articule ici en trois lames distinctes, séparées par des coussinets de Couches rouges et de Flysch, appartenant également à la nappe de la Brèche (Bibl. 1, p. 47). Suit, jusqu'à la cote 1380, un ensemble d'assises à faciès Flysch, caractérisé par la présence de gros bancs de grès brunâtres, fins, et attribuable à la nappe de la Simme.

Vers la cote 1380, à l'endroit précis où le torrent qui descend du Hüsliberg se jette dans le Brechgraben, vient s'intercaler, dans ce Flysch gréso-schisteux, une barre calcaire. Longue de plus d'un km, cette barre court à travers les pâturages jusqu'au sommet du Hüsliberg, en faisant tache sur les pentes herbeuses du Flysch. Elle est surtout formée de calcaires très fins, à patine claire ou légèrement bleutée, gris ou gris-bleu à la cassure, et dans lesquels on décèle, au microscope, de nombreux Radiolaires calcifiés. Nous y avons également découvert quelques sections d'*Aptychus*, ce qui permet de les identifier avec les « calcaires clairs à Aptychus » du Néocomien de la nappe de la Simme: attribution d'autant plus exacte que ces calcaires sont flanqués, vers le NW, par des radiolarites (jurassiques)

---

[1]) Publié avec l'autorisation de la Commission géologique de la Soc. helv. Sc. nat.

[2]) Les indications des lieux et les cotes contenus dans cette note sont empruntés à la Carte nationale de la Suisse au 1 : 50000, Anschlussblatt 506, Gantrisch W.

et par des calcaires et schistes brunâtres, siliceux, tachetés, représentant sans doute l'Aalénien de la même unité tectonique. C'est dans ces assises aaléniennes que le torrent de Sifertsegg, suivant les bancs en direction, a taillé son lit.

Cette lame de terrains mésozoïques de la Simme (qu'on voit entourée, vers le haut du torrent de Sifertsegg, par des marnes cénomaniennes à Rosalines), prolonge les lames identiques que F. Rabowski a cartographié plus au NE, dans la région de Beret. Et on la voit d'autre part se prolonger en direction SW, où des pointements isolés dans le Flysch la jalonnent. On retrouve en effet les mêmes calcaires à Radiolaires sur la berge droite du Brechgraben, 300 m à l'E du chalet de Wasemli; puis ils apparaissent encore près du chalet coté 1342 de Hubel, entre Schönried et Saanenmöser; enfin on les observe de nouveau 500 m au NE de Halten, entre Saanen et Schönried, où ces mêmes calcaires blanchâtres à Radiolaires (encastrés dans des couches cénomaniennes à *Globotruncana appenninica*), pointent au milieu d'une prairie.

Ce dernier affleurement mérite d'être retenu, car il a une signification spéciale. En effet, tandis que tous les autres que nous venons de signaler se trouvent en avant de la nappe de la Brèche, l'affleurement de Halten est compris entre le pli I de cette nappe (Brèche de la Weissenfluh) et le pli III (Brèche de Untere-Bort).

Tout comme les lambeaux de Kumi et de Hohmad, signalés par F. Rabowski (Bibl. 4, p. 46) et par F. Jaccard (Bibl. 2, p. 138 et p. 145), l'affleurement de Halten représente une lame mésozoïque de la nappe de la Simme, pointant en fenêtre sous la nappe de la Brèche.

Ce fait nous amène à quelques considérations sur la position réciproque de la nappe de la Simme et de la Brèche. Pour expliquer la présence de lambeaux de cette première unité sous la seconde, deux hypothèses sont possibles:

ou bien la nappe de la Simme est supérieure à la nappe de la Brèche; la présence de terrains de la première unité sous la deuxième serait due à un phénomène d'encapuchonnement;

ou bien la nappe de la Brèche est effectivement supérieure à la nappe de la Simme.

La première hypothèse est fort invraisemblable. En effet, malgré le développement de la nappe de la Simme dans les Préalpes (développement considérable, puisqu'on lui rattache aujourd'hui des masses énormes de Flysch), on n'a jamais signalé, et nous n'avons jamais constaté, des terrains de cette unité reposant sur ceux de la Brèche.

Nous concluons donc à la superposition tectonique de la nappe de la Brèche à celle de la Simme, conformément aux dernières vues sur cet important problème tectonique (Bibl. 1, 3, 5). La nappe de la Brèche est la plus haute unité préalpine.

## Bibliographie.

1. Campana, B. Géologie des nappes préalpines au NE de Château-d'Oex. Mat. Carte géol. Suisse. Nouv. sér. 82, 1943 (à paraître).
2. Jaccard, F. La région de la Brèche de la Hornfluh. Bull. Labor. géol. Lausanne, N° 5, 1904.
3. Lugeon, M. et Gagnebin, E. Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. Bull. Labor. géol. Lausanne, N° 72, 1941.
4. Rabowski, F. Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. Mat. Carte géol. Suisse. Nouv. sér. 35, I, 1920.
5. Schroeder, J. W. La Brèche du Chablais entre Giffre et Dranse, et les roches éruptives des Gets. Thèse Fac. Sc. Genève, 1939.

8. — KARL BERLIAT (Fribourg): **Über das Alter der Couches rouges in den Préalpes médianes.** Mit 1 Textfigur.

Auf Anregung von Herrn Professor TERCIER habe ich vor zwei Jahren mit stratigraphischen und mikropaläontologischen Untersuchungen in den Couches rouges der westlichen Préalpes médianes begonnen und hoffe, in nächster Zeit zu einem abschliessenden Ergebnis der Verhältnisse der oberen Kreide in diesem Gebiete zu gelangen.

Vorläufig sollen einige Beobachtungen und Resultate von mehr allgemeinem Charakter dargelegt werden. Geeignet zu diesem Zwecke ist ein schönes Profil, welches sich im Massiv der Tours d'Aï, direkt vor dem Untertauchen dieses Gewölbes, etwa 300 m südöstlich der Alp „Forclettaz" studieren lässt.

Das Neokom, so wie wir es im äusseren Teil der Klippen-Decke kennen, fehlt bekanntlich in den Tours d'Aï vollständig, so dass hier die Couches rouges direkt auf obersten Malm zu liegen kommen. Es muss aber gleich einschränkend betont werden, dass A. JEANNET (Lit. 2) an vielen Stellen über dem Tithon einen meist wenig mächtigen Horizont festgestellt hat, welcher eine reiche Fauna von Rhynchonellen und Terebrateln enthält. Der Autor stellte diese „Couches à Brachiopodes" in die unterste Stufe der Kreide, ins Berriasien.

Das vorliegende Profil, welches ich ganz genau in mikropaläontologischer Hinsicht untersucht habe, wurde schon 1918 von A. JEANNET (l. c.) beschrieben und abgebildet. Dieser Autor unterschied in lithologischer Hinsicht hier im grossen vier verschiedene Niveaux in den Couges rouges: An der Basis ein unteres graues Niveau, welches direkt den „Couches à Brachiopodes" aufliegt; darüber befindet sich ein unteres rotes Niveau, welches seinerseits erneut von einem grauen, dem mittleren grauen Niveau, überlagert wird. Der oberste Teil der Couches rouges, bis zum Flysch, wird wiederum von einheitlich roten Gesteinen, dem oberen roten Niveau gebildet.

Die Gesamtmächtigkeit der Couches rouges beträgt an dieser Stelle rund 70 m.

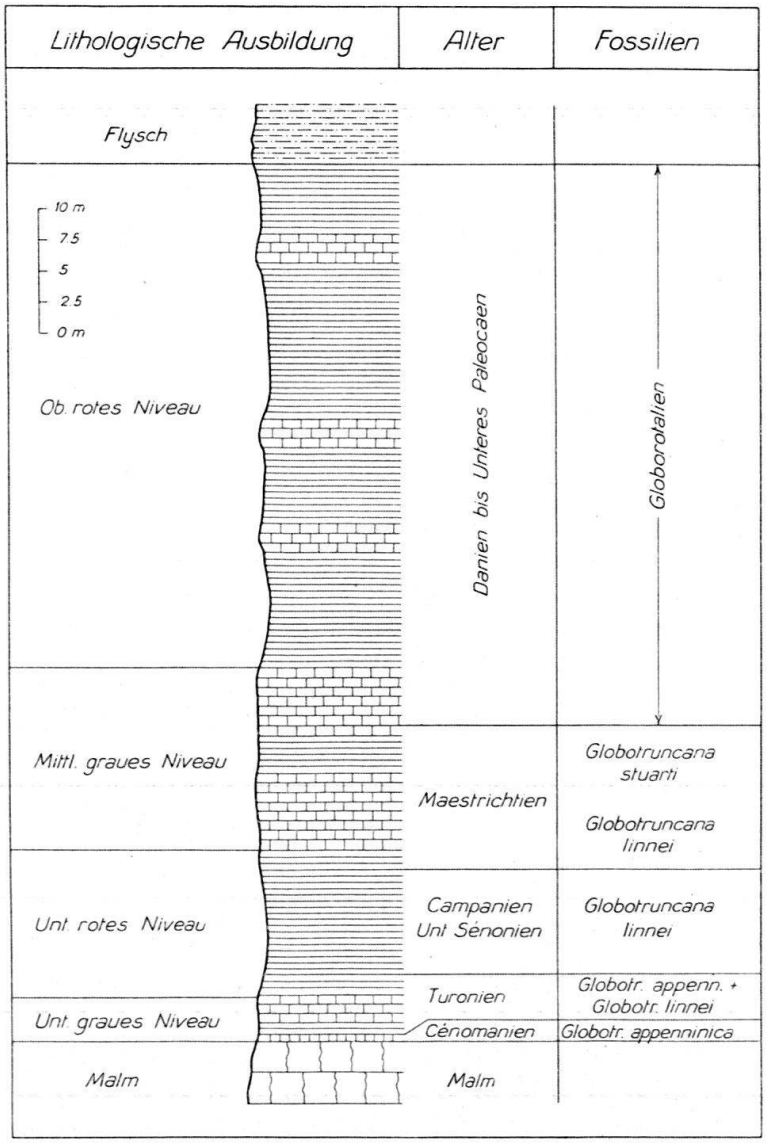
Im folgenden sollen nun an Hand eines schematischen Profiles (s. Fig.) die Veränderungen der Mikroforaminiferenfauna in den verschiedenen Horizonten gezeigt und die sich daraus ergebenden stratigraphischen Schlüsse gezogen werden.

Der tiefste Horizont, der sich bei der Profilaufnahme erfassen liess, wird gebildet von einem feinen, grauen Kalk, welcher auf frischem Bruch auffallende, meist recht grosse Einlagerungen eines grünen Pigmentes zeigt. Häufig sind ferner Körner von Pyrit, sowie Durchsetzungen mit braunen bis schwärzlichen Gemengteilen. An Makrofossilien fand ich hier ein gut erhaltenes Exemplar von *Terebratula* sp. ind. Es handelt sich ohne jeden Zweifel um das nämliche Niveau, das von A. JEANNET an der genau gleichen Stelle beschrieben worden ist. Der Autor zitiert daraus *Rhynchonella cherennensis* var. *moutoniformis* JACOB & FALLOT, „dans un calcaire gris, compact, à pigment d'un bleu-verdâtre, pyrite et enduits irisés noirâtres dans les diaclases" und stellt die genannte Schicht als „Couches à Brachiopodes" ins Berriasien.

Es ist nun von Interesse, dass das Dünnschliffbild aus diesem Gestein erfüllt ist von sehr schön entwickelten *Globotruncana appenninica* RENZ[1]). Es kann sich

[1]) Ich habe dann in der Folge, um jeder Verwechslung aus dem Wege zu gehen, die Dünnschliffsammlung von Herrn Professor JEANNET, welche im geologischen Institut der Universität Lausanne deponiert ist, durchgesehen und darunter einen Schliff gefunden, welcher von der genau gleichen Stelle stammt und die Aufschrift „Couches à Brachiopodes" trägt. Es handelt sich dabei um das gleiche Gestein und *Globotruncana appenninica* ist ebenfalls in grosser Zahl anwesend.

somit keineswegs um Berriasien handeln, sondern die „Couches à Brachiopodes" müssen an dieser Stelle ins Cenoman gestellt werden. Damit soll jedoch vorläufig keineswegs gesagt werden, dass die Brachiopodenschichten überall da, wo sie auftreten, das Cenoman repräsentieren. Denn tatsächlich ist es mir bisher nicht gelungen, überall in diesen Horizonten Globotruncanen nachzuweisen.




*Schematisches Profil durch die Couches rouges der Tours d'Aï.*

Ca. 300 m südöstlich von Chalet „Forclettaz".

1 : 750.

Es ist auffallend, dass das Cenoman in der 70 m mächtigen Couches-rouges-Serie nur die sehr geringe Mächtigkeit von höchstens 30 cm in Anspruch nimmt.

Über dem Cenoman liegt in einer Mächtigkeit von rund 2,50 m das untere graue Niveau. Hier ist *Globotruncana appenninica* nur noch äusserst selten festzustellen. Hingegen ist die Zwischenform *Gl. appenninica-linnei* Renz, besonders in den basalen Anteilen, sehr häufig. Ferner tritt in diesen Horizonten erstmals *Gl. linnei* d'Orb. auf.

Nach der Einteilung von O. RENZ (Lit. 6) deutet das Zusammenvorkommen der drei letztgenannten Arten auf Turon. Das untere graue Niveau ist demnach ins Turon zu stellen.

Darüber folgt das untere rote Niveau, welches ca. 11 m misst. Dessen Basis gehört ebenfalls noch dem Turon an. Aber bald ist nur noch *Gl. linnei* anwesend und diese Form charakterisiert nach O. RENZ das untere Senon und das Campan. Erst in den allerobersten Lagen treten zu *Gl. linnei* die ersten Exemplare von *Gl. Stuarti* DE LAPP. Dies ist eine Vergesellschaftung, die überall im Maestrichtien angetroffen wird.

Es kann also gesagt werden, dass der grösste Teil des untern roten Niveau ins untere Senon und ins Campan zu stellen ist. Die Basis aber greift noch hinab ins Turon, während die obersten Anteile schon ins Maestrichtien hineinreichen.

Das mittlere graue Niveau, das sich darüberlegt, erreicht eine Mächtigkeit von 15 m. Es ist aber nicht einheitlich grau, sondern zeigt häufig rote Einlagerungen. In den untersten 10 m kommen *Gl. linnei* und *Gl. stuarti* zusammen vor: Wir befinden uns immer noch im Maestrichtien. Dann aber macht sich im obersten Teil eine einschneidende Veränderung der Mikrofauna bemerkbar. Mit einem Schlag sind hier die Globotruncanen verschwunden und an ihre Stelle sind in schönster Erhaltung Globorotalien getreten. Gleichzeitig mit dem Auftreten dieser Letzteren vollzieht sich eine höchst auffällige Veränderung in der gesamten übrigen Foraminiferenpopulation, eine Erscheinung, auf die weiter unten noch näher eingegangen werden soll. Die Globorotalien setzen sich fort durch das gesamte, über 40 m mächtige, obere rote Niveau bis zum Flysch.

Die einschneidenste Grenze im ganzen Couches rouges-Profil findet sich da, wo die Globotruncanen verschwinden und durch Globorotalien ersetzt werden. Hier haben wir eine mikropaläontologische Grenze allerersten Ranges. Es ist sicher, dass dieser Horizont mit bedeutenden paläogeographischen Veränderungen zusammenfiel, die sich über das ganze Gebiet der Préalpes médianes bemerkbar machten. Es soll in diesem Zusammenhange nur darauf hingewiesen werden, dass die Couches rouges im Südschenkel der Antiklinale des Vanil Noir erst mit diesem Horizont einsetzen. Die Globotruncanen fehlen hier vollständig und die obere Kreide transgrediert mit Globorotalien über Neokom. Ganz ähnliche Verhältnisse konnten von B. S. TSCHACHTLI (Lit. 7) auf der oberen Bunschleralp, in der sogenannten Spielgerten-Teildecke festgestellt werden, wo ebenfalls Couches rouges mit Globorotalien über Malm transgredieren.

Überraschend ist das frühe Aussetzen der Globotruncanen und deren Ablösung durch die Globorotalien. Nach O. RENZ (Lit. 5) würde dieser Wechsel mit der Kreide–Tertiär-Grenze zusammenfallen und wir kämen somit auf diese Weise zu der interessanten Feststellung, dass der grösste Teil der Couches rouges tertiären Alters wären.

Es scheint aber höchst wahrscheinlich, dass die ersten Globotruncanen-freien Horizonte noch in die obere Kreide zu stellen sind. J. DE LAPPARENT (Lit. 3, 4) hat diese Auffassung schon lange für die Verhältnisse in den westlichen Pyrenäen vertreten. Nach ihm setzen die Globotruncanen schon zu Beginn des Danien aus. Diese Annahme wurde in neuester Zeit von verschiedenen Autoren auch für andere Gebiete als richtig erkannt[2]) und letzthin hat ebenfalls B. S. TSCHACHTLI

---

[2]) BROTZEN, F. Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen. Sveriges geol. undersökning, Årsbok 30,3, Stockholm, 1936. — HENSON, F. R. S. Stratigraphical Correlation by small Foraminifera in Palestine and adjoining countries. The geol. Magazine 85, London, 1938.

(Lit. 7) das Gleiche für die Verhältnisse im östlichen Teil der Klippen-Decke angenommen.

Aber die grosse Mächtigkeit der Couches rouges mit Globorotalien lässt, selbst wenn letztere zu Beginn des Danien, oder vielleicht sogar schon im obersten Maestrichtien auftreten, doch vermuten, dass sich die Serie noch ins untere Paleocaen hinein fortsetzen könnte. Denn man kann wohl kaum annehmen, dass beinahe 50 m Couches rouges mit Globorotalien einzig das Danien und vielleicht noch das oberste Maestrichtien darstellen sollen, währenddem doch die ganze obere Kreide, vom Cenoman bis zum Maestrichtien, kaum 25 m erreicht.

Diese Annahme wird zudem noch unterstützt durch die Tatsache, dass im Flysch von Estavannens (siehe J. Tercier: Sur l'âge du Flysch dans les Préalpes médianes. Eclogae geol. Helv., Bd. 35, 1942) zusammen mit Globorotalien eine charakteristische, paleocaene Fauna sich einstellt. (*Discocyclina* aff. *seunesi* H. Douvillé; *Rotalia* aff. *trochidiformis* Lamarck.)

Wenn somit aus dem Vorangehenden geschlossen werden kann, dass der Übergang von Kreide zu Tertiär nicht mit der Grenze Couches rouges–Flysch zusammenfällt, sondern sich noch innerhalb der Couches rouges mit Globorotalien vollzieht, so repetiert sich in den Préalpes médianes auffallenderweise das gleiche Phänomen, welches J. de Lapparent (Lit. 4) für die Verhältnisse in den westlichen Pyrenäen konstatieren konnte, dass nämlich die Grenze — gekennzeichnet durch das Verschwinden der Globotruncanen — zwischen der oberen Kreide und dem Danien einerseits von jeder erwünschten Schärfe ist, dass aber andererseits Danien und Tertiär unmerklich ineinander übergehen und mit Hilfe der Mikroforaminiferenfauna nicht mehr voneinander abgetrennt werden können. Im Hinblick auf die Couches rouges kann ich den Folgerungen von de Lapparent nur beipflichten, wenn er schreibt:

« ... nous dirions volontiers qu'à la fin du Sénonien les temps sont « révolus ». Le Danien marque l'aurore d'une nouvelle ère qui plus tard, dans le cours de ce qu'on appelle l'Eocène, aura ses dépôts charactérisés par des Nummulites.»

Wenn wir noch einen Blick auf die übrige Mikrofauna in den verschiedenen Horizonten der Couches rouges werfen, so ist es von hohem Interesse, die Bemerkungen, die seinerzeit von L.Cayeux diesbezüglich gemacht wurden, durchzulesen[3]). Dieser namhafte Autor schreibt:

« L'analyse microscopique des calcaires rouges des Préalpes permet de les répartir en deux catégories bien tranchées. Les uns sont issus d'une boue à Globigérines chargée de dépouilles de Radiolaires; les autres dérivent d'une boue à Textulaires dont la faune de Rhizopodes, beaucoup plus variée, est caractérisée par l'association aux *Textularia* très prédominants, de fréquentes *Rotalia*, de rares *Globigerina* et de *Pulvinulina* (?) *tricarinata*, Quereau, accessoires ou rares. ... Dans l'état de nos connaissances, il est impossible de dire si ces deux compositions organiques correspondent à deux niveaux distincts de calcaires rouges et s'observent dans tous les gisements de ces derniers, ou si elles constituent deux faciès d'un même dépôt développé en des points différents.»

Es ist mir möglich, zu diesem Problem folgendes zu bemerken: In sämtlichen von mir untersuchten Profilen lassen sich mit aller Deutlichkeit drei sich ablösende Faunen konstatieren. Im unteren Teil der Couches rouges finden sich, in Gesellschaft der Globotruncanen, nicht sehr zahlreiche und immer nur winzig kleine Globigerinen. Daneben sind stets häufige Textularien und Rotaliiden an-

---

[3]) L. Cayeux, in: de Grossouvre, A. Recherches sur la craie supérieure. Fasc. II. Mém. serv. expl. carte géol. dét. France, 1901.

wesend. In gewissen, immer scharf abgegrenzten Horizonten lassen sich zudem in mehreren Fällen in grosser Anzahl Lageniden feststellen.

Diese Textulariiden-Rotaliiden-Fauna verschwindet schlagartig gleichzeitig mit dem Erlöschen der Globotruncanen, und in den untersten Horizonten der Couches rouges mit Globorotalien stellen sich, in geradezu gesteinsbildenden Ausmassen, sehr grosse, schön entwickelte Globigerinen ein. Diese Globigerinenfauna verschwindet aber ebenfalls bald wieder und im ganzen oberen Teil der Couches rouges treten neben den Globorotalien fast ausschliesslich Radiolarien auf.

Die Frage, die L. CAYEUX gestellt hat, kann also eindeutig dahin beantwortet werden, dass jene Teile der Couches rouges, in denen Textularien und Rotaliiden deutlich über die Globigerinen vorherrschen, die basalen Glieder der Schichtserie darstellen und dass die Globigerinen und vor allem die Radiolarien sich immer erst in den oberen Komplexen einstellen.

Die Succession der drei oben angeführten Faunen lässt anderseits auf eine beständig wachsende Tiefe des Couches rouges-Meeres schliessen; dieselbe hatte mit der üppigen Entwicklung des Radiolarienplanktons ihr Maximum erreicht.

Zum Schluss noch ein Wort über die untere Grenze der Couches rouges und den Beginn der Transgression derselben in den verschiedenen präalpinen Ketten. Was die Verhältnisse im südlichsten Teil der Klippen-Decke (Region Rübli-Gummfluh) anbelangt, so können leider an dieser Stelle noch keine Angaben gemacht werden, da das gesammelte Material noch nicht verarbeitet werden konnte. Für die übrigen Zonen lässt sich folgendes sagen:

In der äussersten Kette, derjenigen des Moléson, sind die Couches rouges fast gänzlich der Erosion zum Opfer gefallen. Sie finden sich hier nur noch an ganz wenigen Stellen als isolierte und immer stark zerquetschte Fetzen, welche zwischen das Neokom eingeklemmt sind. Ein auch nur einigermassen einwandfreies Profil lässt sich nirgends aufnehmen.

Gehen wir südwärts, so treffen wir gut ausgebildete Couches rouges erstmals in der Synklinale von Gruyère an. Zwischen diesen Letzteren und dem Neokom liegt hier bekanntlich ein Komplex, welcher aus einer Wechsellagerung von schwarzen Mergelschiefern mit hellen, kompakten, neokomähnlichen Kalken besteht. Über das Alter dieser Übergangsschichten herrschte seit langem Unklarheit. Ein Teil der Autoren rechnete diese sonderbaren Horizonte zum Neokom, ein anderer stellte sie an die Basis der Couches rouges; wieder andere sahen darin, allerdings ohne paläontologische Belege, den Gault. Es hat sich nun aber herausgestellt, dass in den obersten Lagen dieser schwarzen Schichten *Globotruncana appenninica* RENZ auftritt. Anderseits haben schon FAVRE und SCHARDT (Lit. 1) aus dem obersten Neokom dieser Zone typische Ammoniten des Barrémien erwähnt. *(Desmoceras difficile* D'ORB., *Crioceras Emerici* D'ORB.). Daraus ergibt sich, da wir es ja mit einer vollkommen kontinuierlichen Sedimentation zu tun haben, dass der Komplex der schwarzen Übergangsschichten in der Synklinale von Gruyère die mittlere Kreide, d. h. das Aptien, das Albien und das Cenoman repräsentiert. In den ersten Bänken, welche in charakteristischer Couches rouges-Facies ausgebildet sind, ist *Globotruncana appenninica* nur noch sehr selten anwesend. Hingegen erscheint in diesen basalen Lagen schon zahlreich *Gl. linnei* D'ORB., was anzeigt, dass in der Synklinale von Gruyère die typischen Couches rouges erst mit dem Turon einsetzen.

Weiter südlich finden wir Couches rouges wiederum im Südschenkel der Antiklinale des Vanil Noir. Hier fehlen, wie schon angedeutet wurde, Globo-

truncanen vollständig und die Transgression beginnt, wie die Globorotalien anzeigen, erst zu Beginn des Danien. Das ist um so erstaunlicher. als in den Tours d'Aï, welche südlich an die vorige Zone anschliessen, die Überflutung schon mit dem Cenoman einsetzt.

In der Kette der Gastlosen macht sich die Transgression erst an der Cenoman–Turon-Grenze geltend; denn hier enthalten die basalen Schichten der Couches rouges überall eine Globotruncanenvergesellschaftung, welche auf Turon schliessen lässt. Es finden sich direkt über dem Malm *Gl. linnei*, ganz vereinzelte *Gl. appenninica*, sowie zahlreiche, die beiden Arten miteinander verbindende Übergangsformen.

Es soll somit abschliessend hervorgehoben werden, dass die Couches rouges der Préalpes médianes keineswegs, wie bisher angenommen wurde, einen stratigraphisch einheitlichen Komplex darstellen, sondern dass wir es mit einer Facies zu tun haben, deren sowohl untere wie obere Grenzen, je nach Ort und Stelle, starken Variationen ausgesetzt sind. So findet beispielsweise in der Synklinale von Gruyère die Couches rouges-Facies schon mit dem Maestrichtien ihren Abschluss, während sie weiter im Süden bis ins untere Paleocaen hineinreicht. Die Unterschiede sind nicht geringer, wenn man die Basis dieser Schichten ins Auge fasst. Hier macht sich die Transgression geltend vom Cenoman bis hinauf zum Danien.

Diese Verhältnisse, die an dieser Stelle vorläufig nur ganz allgemein und in grossen Zügen dargelegt werden konnten, erweisen sich im Détail noch viel komplizierter und mannigfaltiger. Es war eine der Hauptaufgaben meiner Untersuchungen, diesem Sachverhalt im westlichen Teil der Klippen-Decke nachzugehen und denselben in einen gegenseitigen Zusammenhang zu bringen. Darüber soll eingehender eine nächste Publikation berichten.

## Literatur.

1. Favre, E. & Schardt, H. Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse et de la chaîne des Dents du Midi. Mat. carte géol. Suisse. Livr. 22, 1887.
2. Jeannet, A. Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises). 2me partie. Mat. carte géol. Suisse. N.S. Livr. 34, 1918.
3. de Lapparent, J. Etude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. Mém. serv. expl. carte géol. dét. France, 1918.
4. de Lapparent, J. La nature des dépôts à Globigérines dans les couches de passage du Crétacé à l'Eocène des Pyrénées occidentales. Comptes rendus Ac. Sc. Paris, 1924.
5. Renz, O. Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin. Eclogae geol. Helv. 29, 1936.
6. Tschachtli, B. S. Gliederung und Alter der Couches rouges und Flyschmassen in der Klippen- und Simmendecke der Préalpes am Jaunpass (Simmental). Eclogae geol. Helv. 32, 1939.
7. Tschachtli, B. S. Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental–Saanen). Bern, 1941.

## Geologische Karte.

Jeannet, A. Carte géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises). 1 : 25000. Carte spéc. 68. Mat. Carte géol. Suisse, N.S. 34, 1912.

9. — JEAN TERCIER (Fribourg): **Sur l'âge du Flysch des Préalpes médianes.**

L'attribution à la nappe de la Simme, et dans une moindre mesure à la nappe de la Brèche. de vastes zones de Flysch rattachées il y a quelques années encore à la seule nappe des Préalpes médianes a eu pour conséquence de réduire considérablement l'extension en surface du Flysch des Préalpes médianes. En particulier, dans les zones synclinales de Château d'Oex–Vert Champs et de Rougemont–Bas Simmental les travaux de B. TSCHACHTLI (Bibl. 9) et de B.CAMPANA (Bibl. 3), en montrant l'appartenance indubitable des zones de Flysch de la Mocausa et des séries du Rodomont et du Hundsrück au Crétacé moyen de la nappe de la Simme, ont réduit tout spécialement l'extension du Flysch des Médianes dans ces régions. De même les levées géologiques détaillées que je poursuis depuis quelques années dans certaines parties des Préalpes fribourgeoises donnent les mêmes résultats: c'est ainsi qu'au N de la chaîne des Gastlosen, entre le Petit Mont (S de Im Fang) et la Reidigenalp (N du Bäderhorn), la presque totalité du Flysch appartient à la nappe de la Simme. Egalement il semble bien que dans la région d'Ayerne, au N des Tours d'Aï, le Flysch crétacé de la Simme s'étend sur de plus vastes surfaces, toujours au détriment du Flysch des Médianes. Enfin dans la région de Château d'Oex–Saanen–Zweisimmen de larges territoires sont rattachés, à la suite en particulier des recherches de M. LUGEON et E. GAGNEBIN, au Flysch de la Brèche (Bibl. 6).

### Caractères généraux du Flysch des Préalpes médianes.

Amputé de divers complexes qui étaient, eux, assez particuliers, tel que le conglomérat calcaire de la Mocausa et des Rodomonts et le conglomérat polygénique du Hundsrück, la série du Flysch des Médianes apparaît aujourd'hui encore plus banale qu'auparavant. Dépourvue semble-t-il de toute roche détritique grossière, ne comportant aucun calcaire organogène bien défini, elle se réduit à une alternance monotone de schistes argilo-marneux et argilo-gréseux avec des bancs de grès fins assez durs, à ciment calcaire abondant, moyennement et finement micacés. Comme on observe des séries semblables dans d'autres Flysch, il devient très difficile de séparer sur le terrain le Flysch des Médianes des Flysch d'autres unités tectoniques. On a bien signalé l'absence ou du moins la rareté des traces charboneuses sur les grès de ce Flysch, également la présence de calcaires un peu argileux, très compacts, de teinte assez claire, jaune ou brune, parfois blanchâtre. Toutefois j'ai retrouvé ce dernier type de roche dans certains complexes qui se rattachent incontestablement au Flysch de la Simme.

Mais en fait cette monotonie du Flysch des Préalpes n'est pas si complète. C'est ce que prouve une récente découverte.

### Les roches à Lithothamnies et à Discocyclines d'Estavannens.

En juin 1942, lors d'une excursion avec les étudiants de l'Institut de géologie de Fribourg, j'ai découvert au SE de Gruyère, dans du Flysch qui, au N du village d'Estavannens, est directement superposé aux Couches rouges des Médianes, des roches détritiques très spéciales, à ciment calcaire très abondant, formé surtout par des Lithothamnies, et qui contiennent une abondante faune de Foraminifères, tout spécialement des Discocyclines. J'ai revu dans la suite cette zone de Flysch en compagnie de quelques étudiants.

Roches. Il y a tous les passagse du grès fin, très calcaire, à une brèche assez grossière. Les grès fins, lorsqu'ils sont très chargés de calcaire organogène, passent en fait à une sorte de calcaire gréseux à Lithothamnies. Dans les grès plus grossiers qui passent finalement à une brèche, les Lithothamnies se développent sous forme de boules ou de rognons blanchâtres, assez volumineux, si bien qu'on aboutit à des roches très curieuses qui rappellent nettement l'aspect de brèches grossières. En fait il s'agit plutôt de « pseudobrèches », car les gros « éléments » ne sont pour la plupart que des parties du ciment formé de calcaire à Lithothamnies mais donnant l'impression de galets grossiers. Cependant les roches de ce type contiennent effectivement des éléments détritiques: gros grains de quartz, petits galets de calcaire dolomitique du Trias, calcaires du Malm avec *Calpionella*, calcaire du Néocomien, silex du Malm et du Néocomien. Il y a également des éléments cristallins: ce sont pour la plupart des schistes à muscovite et à biotite et passablement de schistes chloriteux et sériciteux.

Situation et extension. Ces roches qui constituent par places des rochers de plusieurs mètres de hauteur, apparaissent dans l'axe du synclinal de la Gruyère. Celui-ci, fait surtout de Couches rouges et de Néocomien, avec localement des lambeaux de Flysch, après avoir formé le fond de la haute vallée de la Sarine entre Montbovon-Grandvillard-Estavannens, oblique à partir de cette dernière localité vers l'ENE, en direction du col de la Forclaz.

Près d'Estavannens, la zone de Flysch qui avait déjà été reconnue par V. Gilliéron (Bibl. 4) a été dans la suite levée au 1 : 10000 d'une façon cependant très approximative par W. À Wengen pour la feuille totpographique 458, Grandvillard (Bibl. 11) et par T. Verploegh Chassé pour la feuille 362, Bulle (Bibl. 10). La partie située sur la feuille Grandvillard vient d'être révisée par un étudiant de l'Institut de géologie de Fribourg, M. H. Loser, qui procède en ce moment à un nouveau relevé détaillé de la région du Vanil Noir.

Au N d'Estavannens, le contact entre les Couches rouges et le Flysch est visible à 1—2 m près, à environ 150 m en dessous du chalet de Rez de Ferranaz. A cet endroit le Flysch à Lithothamnies paraît recouvrir directement les Couches rouges. De part et d'autre de ce chalet, le zone de Flysch forme une partie un peu déprimée, bien reconnaissable dans la morphologie.

Immédiatement en dessous du chalet de le Truz, le Flysch recouvrant les Couches rouges comporte quelques lits de schistes argileux verdâtres et qui en coupes minces se sont révélés à peu près stériles, à l'exception de rares Globigérines.

C'est surtout au NE de le Truz, dans la partie boisée située au S de la petite dépression qui marque grossièrement le contact entre les Couches rouges et le Flysch, qu'on observe les meilleurs affleurements de roches à Lithothamnies. On a là plusieurs bancs assez épais, surtout grossiers à la base et qui édifient de petits roches aux pieds desquels sont entassés quantité de débris de ces roches.

Le Flysch se termine au N du chalet de Les Perreyres. Au Col de la Forclaz, la coupe ne montre que des Couches rouges encadrées de Néocomien.

## Organismes du Flysch d'Estavannens.

Comme je l'ai dit plus haut, les roches du Flysch d'Estavannens sont tout d'abord caractérisées par l'extrême abondance des Lithothamnies qui forment l'essentiel du ciment. Or jusqu'à présent ces Algues calcaires n'avaient guère été signalées dans le Flysch des Médianes. Il s'agit dans l'ensemble de *Archaeolithothamnium nummuliticum* associé à des *Lithophyllum*.

Mais le gros intérêt de ces roches résulte surtout de la présence de Foraminifères, tout spécialement de Discocyclines. Déjà à l'œil nu ou à la loupe on reconnaît sans difficulté ces organismes qui sont surtout abondants dans certains grès très calcaires passant à des calcaires à Lithothamnies. Certaines surfaces en sont couvertes et on peut les déceler dans toutes les coupes minces.

L'étude spécifique de ces Foraminifères est chose délicate et c'est pourquoi j'ai adressé environ 15 coupes minces à M. le Dr. P. BRÖNNIMANN, à Bâle, qui depuis plusieurs années s'occupe activement de ces organismes. Très obligeamment, et je tiens ici tout spécialement à le remercier, il a bien voulu étudier ce matériel. Voici brièvement ses conclusions.

1. Discocyclines, très fréquentes, à l'exclusion d'Astérocyclines.

Laissant de côté beaucoup de formes indéterminables ou difficilement déterminables faute de sections bien orientées, on peut cependant reconnaître: *Discocyclina* aff. *seunesi* H. DOUVILLÉ.

2. *Operculina*, quelques fragments assez rares.
3. *Rotalia* aff. *trochidiformis* LAMARCK, nombreux exemplaires.
4. *Eponites* sp., nombreux exemplaires.
5. *Gyroidina* sp., nombreux exemplaires.
6. *Ophtalmidium* sp., rares.
7. Très abondants petits Foraminifères agglutinants, non déterminables, sans importance stratigraphique.

Il faut noter l'absence de Nummulites dans ces roches.

On peut enfin mentionner la trouvaille de quelques dents de poissons et la présence de petits fragments d'Inocérames, très probablement remaniés. H. LOSER a également recueilli des fragments de Bivalves, qui paraissent également remaniés.

Autres fossiles remanies. On observe également dans les sections minces des formes provenant du remaniement de certaines formations, soit:

1. Malm avec *Calpionella*.
2. *Globotruncana Linnei* D'ORBIGNY: rares.
3. *Miscellanea* aff. *miscella* D'ARCHIAC: rares.

La présence de ce dernier genre est assez curieuse. Il semble qu'il s'agit d'exemplaires remaniés. Toutefois leur présence dans le Flysch impliquerait l'existence à Estavannens de niveaux jamais encore signalés dans les Médianes. La question demande encore à être précisée, notamment celle du remaniement éventuel.

## Analogies avec d'autres régions.

La faune observée dans le Flysch d'Estavannens présente selon P. BRÖNNIMANN des analogies très marquées avec la faune d'autres régions. En particulier certaines formes de Discocyclines rappellent beaucoup celles figurées par P. ARNI dans le Flysch paléocène du Prätigau (Bibl. 1), sans qu'on puisse pour autant adopter certaines déterminations spécifiques qui paraissent bien douteuses dans le cas du Flysch du Prätigau.

Egalement des faunes très semblables ont été décrites par O. RENZ dans la Scaglia paléocène des Appennins (voir Bibl. 7, p. 98 et sv. et pl. X, fig. 1a). Ces faunes contiennent également *Discocyclina* cf. *seunesi* H. DOUV., *Rotalia* cf. *trochidiformis* LAM., *Operculina*, des Lithothamnies, enfin *Miscellanea* cf. *miscella*, mais non remaniés. Par contre, certaines couches comprennent incontestablement des formes remaniées (*Siderolites*, *Orbitoides*, fragments de Rudistes).

## L'âge du Flysch des Préalpes médianes.

Travaux antérieurs. Pendant très longtemps on n'a signalé dans ce Flysch que des Chondrites et des Helminthoïdes. Or aucun de ces organismes n'est caractéristique pour l'âge d'une formation. Ce sont essentiellement des fossiles de faciès, qui paraissent tout spécialement liés au faciès Flysch.

Récemment on a cru pouvoir utiliser les Helminthoïdes pour différencier le Flysch des Médianes vis à vis d'autres Flysch. Mais j'ai déjà signalé il y a longtemps des Helminthoïdes dans le Flysch des Préalpes externes et cet été j'ai trouvé dans une série assez calcaire et qui appartient certainement au Flysch de la nappe de Simme, quantité de roches couvertes de Fucoïdes et d'Helminthoïdes. Je reviendrai d'ailleurs dans une prochaine publication sur ce fait.

En 1924, W. à Wengen fait mention de Nummulites dans le Flysch de la région du Vanil Noir, sans rien préciser de la roche ou du gisement (Bibl. 11). La révision détaillée de toute la région du Vanil Noir n'a apporté à ce sujet aucun fait en faveur de cette affirmation.

En 1940, André Lombard fait mention de sections de Nummulites, également d'Orbitoïdes, enfin de *Lithothamnium* et de *Lithophyllum* dans des coupes minces provenant du Flysch de la région entre le Risse et le Somman en Haute-Savoie (synclinal de Mieussy et col de la Ramaz) (Bibl. 5). Il conclut avec A. Jeannet (loc. cit. p. 120 et 126) que si une partie du Flysch des Médianes est encore crétacée, la partie supérieure doit cependant être rangée dans l'Eocène.

Il faut remarquer à ce propos que jusqu'à ces dernières années, la question de l'âge du Flysch des Médianes n'avait guère préoccupée les géologues. On le considérait comme étant d'âge éocène s. latu, par analogie avec l'âge général du Flysch qu'on croyait partout tertiaire, et du fait de sa superposition stratigraphique sur les Couches rouges, considérées comme représentant exclusivement le Crétacé supérieur. Ce sont des travaux plus récents qui en montrant l'existence de Flysch d'âge crétacé ont tout remis en question. Et c'est ainsi que l'on voit peu à peu certains auteurs envisager pour le Flysch des Médianes un âge non plus exclusivement tertiaire, mais supposer que sa base ou que sa partie inférieure débute déjà au Crétacé supérieur.

Résultats actuels. La faune découverte dans le Flysch d'Estavannens est certainement la plus importante parmi celles signalées jusqu'à présent dans le Flysch des Préalpes médianes. Elle a également cet avantage de se trouver dans des couches qui stratigraphiquement et tectoniquement ne prêtent à aucune confusion. On est là dans une partie très évasée du syclinal gruyérien, où n'intervient aucune réduction tectonique. Les roches fossilifères apparaissent à la base même du Flysch, reposant directement sur les Couches rouges. On peut dès lors préciser avec beaucoup de sûreté l'âge de ce Flysch.

Selon P. Brönnimann, les Discocyclines trouvées dans ce Flysch appartiennent sans aucun doute au Paléocène. Il est plus difficile de préciser à quel moment du Paléocène on peut faire débuter la transgression du Flysch sur les Couches rouges. Il semble cependant qu'on puisse y parvenir dans une certaine mesure. Car il se trouve que les recherches entreprises depuis deux ans dans les Couches rouges des Médianes par un étudiant de l'Institut de Fribourg, M. K. Berliat, et la trouvaille de Discocyclines dans le Flysch se complètent remarquablement. K. Berliat arrive à prouver au moyen de la microfaune que les Couches rouges comprennent non seulement le Crétacé moyen et supérieur, mais se poursuivent, là où la série est complète, jusque dans le Paléocène. Car une partie des Couches rouges à *Globorotalia* semblent bien déborder la limite Crétacé-Tertiaire et se con-

tinuer dans le Paléocène. D'autre part on trouve dans le Flysch d'Estavannens de petites formes primitives de *Globorotalia*.

En résumé et comme conclusion il faut admettre aujourd'hui que le Flysch des Préalpes médianes ne commence qu'avec le Paléocène et probablement qu'à partir du Paléocène moyen ou supérieur. Il n'est pas possible par contre de préciser pour le moment l'âge de l'ensemble de cette formation, car on n'en connaît pas le sommet.

## Remarques sur la transgression paléocène dans les Médianes.

A Estavannens le Flysch des Médianes est nettement transgressif. En plus du caractère pétrographique des roches de base, à type organogène et à matériaux détritiques, on a comme autre preuve l'existence de lacunes stratigraphiques. En effet, dans cette région les Couches rouges qui sont immédiatement surmontées par le Flysch, sont représentées par des calcaires à *Globotruncana Linnei* abondants, avec de rares *Globotruncana Stuarti*. Il s'agit selon H. Berliat, qui vient d'étudier en détail une quantité de profils dans les Couches rouges des Médianes, du Maestrichtien. Par contre il manque à Estavannens tout le complexe des Couches rouges à *Globorotalia*. Mais comme le montre déjà la communication préliminaire de K. Berliat (Bibl. 2), dans les zones synclinales plus méridionales, ces lacunes sont moins accentuées. Ce sera un des résultats importants des recherches de K. Berliat d'en préciser le sens et la portée.

## Question de faciès.

Il est enfin intéressant de comparer certains aspects du Flysch des Médianes, tel qu'il apparaît aujourd'hui, avec le Flysch de la région des Préalpes externes. Car le complexe de base du Flysch d'Estavannens n'est pas sans analogies avec certains aspects du Flysch ultrahelvétique. On connaît dans ce dernier des roches à Lithothamnies très semblables, englobant des matériaux détritiques calcaires ou cristallins. On a ainsi à Estavannens une sorte de Wildflysch réduit, mais aussi avec un certain matériel « exotique ». Et ici tout comme dans le Wildflysch ultrahelvétique, ce matériel n'est pas étranger à la nappe, mais provient de la destruction sur place ou dans un périmètre pas trop éloigné de certaines portions de la chaîne elle-même qui commence à émerger. On a là un exemple bien net de la sédimentation géosynclinale, telle que je l'ai définie dans un travail antérieur (Bibl. 8, p. 91—92), où ce que j'ai appelé le faciès préalpin ou briançonnais, c'est à dire le type de sédiments franchement marins, essentiellement calcaires et marneux (séries jurassiques et crétacés) va être remplacé progressivement et souvent insensiblement par les faciès Flysch et Wildflysch, à participation active et parfois prépondérante des dépôts détritiques moyens et grossiers. De ce fait la région des Préalpes médianes, où durant le Jurassique et le Crétacé ont prédominé les dépôts marins profonds (bathyaux) et de hauts-fonds (néritiques), passe dès le sommet du Crétacé et à partir du Paléocène à l'état d'archipel, avec par places des faciès détritiques grossiers intriqués avec des faciès profonds. Enfin les grands paroxysmes tertiaires mettront fin à des conditions d'archipel par l'émersion générale de la chaîne.

## Bibliographie.

1. ARNI, P. Foraminiferen des Senons und Untereocäns im Prättigauflysch. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N.S. 65, 1933.
2. BERLIAT, K. Über das Alter der Couches rouges der Préalpes médianes. Eclogae geol. Helv. vol. 35, 1942.
3. CAMPANA, B. Faciès et extension de la nappe de la Simme au Nord-Est de Château-d'Oex. Eclogae geol. Helv., vol. 34, 1941.
4. GILLIÉRON, V. Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne (Feuille XII). Mat. Carte géol. Suisse, 1ère série, livr. 18, 1885.
5. LOMBARD, ANDRÉ. Les Préalpes Médianes entre le Risse et Somman (Vallée du Giffre, Haute-Savoie). Eclogae geol. Helv., vol. 33, 1940.
6. LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. Bull. labor. de géol. min. etc. Univ. Lausanne, N° 72, 1941.
7. RENZ, O. Stratigraphische und mikropalaeontologische Untersuchung der Scaglia (obere Kreide-Tertiär) im zentr. Apennin. Eclogae geol. Helv., vol. 29, 1936.
8. TERCIER, J. Dépôts marins actuels et séries géologiques. Eclogae geol. Helv., vol. 32, 1939.
9. TSCHACHTLI, B. Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental–Saanen). Diss. Bern, 1941.
10. VERPLOEGH CHASSÉ, T. Beitrag zur Geologie der Dent de Broc und ihrer Umgebung. Diss. Zürich, 1924.
11. WENGEN, W. À Geologische Untersuchungen im Gebiete des Vanil-Noir. Diss. Zürich, 1924.

---

10. — WOLFGANG LEUPOLD (Zürich): **Das Alter des Wildflyschs.**

Siehe Actes Soc. helv. Sc. nat., 122e Sess., Sion, 1942.

---

11. — WERNER BRÜCKNER (Basel): **Beobachtungen über den Aufbau der ultrahelvetischen Flyschzonen in der Zentralschweiz.**

Kein Manuskript eingegangen.

---

12. — ARNOLD BERSIER (Lausanne): **Remarques sur la tectonique du Jorat.**

Dans une note présentée à la dernière assemblée de la S.g.s. (3), notre collègue J. KOPP, se basant sur une partie des résultats acquis en Molasse vaudoise par l'équipe de la Commission d'experts pour le pétrole en 1936, critique la partie tectonique de mon travail sur le Jorat (2). Il me paraît utile de montrer le manque de fondement de ces critiques.

L'« anticlinal de Mex » n'a de nouveau que le nom. Cette région anticlinale de la Venoge, de part et d'autre du Moulin du Choc, est fort anciennement connue. MORLOT l'a dessinée en 1853 déjà (1) et, contrairement à ce que dit J. KOPP, je l'ai prise en considération en dessinant mon profil (2, p. 104). J'aurais de même volontiers montré à J. KOPP que l'anticlinal des Rebataires, au SE d'Echallens, a été cartographié antérieurement par W. CUSTER, dont j'ai révisé les levés en 1939—40, et qu'il ne s'agit que d'un bombement très local.

Les faibles plongements NW de la molasse subhorizontale de Sauvabelin (Flon et Louve), de même que la faible dépression synclinale du Chalet de la Ville (« synclinal du Petit Mont » de KOPP) me paraissent aussi être des gondolements locaux dans l'Aquitanien supérieur. Ils ne constituent pas à mon sens l'amorce d'un pli général dit « synclinal du Mont Jorat ». Ce terme ne convient pas. En effet, le faîte du Jorat entre Montpreveyres et Froideville n'est pas un synclinal. A l'W de Montpreveyres, vers Moille-Saugeon, les quelques pendages (à vrai dire discutables dans cette stratification entrecroisée) de la table burdigalienne indiquent une légère descente de 2 à 5° vers le NNE. Il en est de même dans la région de Pendens, entre Montpreveyres et Servion. C'est seulement aux carrières de Servion que les premiers plongements indiscutables à l'ENE, de 3 à 6°, peuvent être mesurés. C'est donc 5 km à l'E du faîte du Jorat, vers Mézières, que s'amorce une dépression synclinale se continuant au N par Rapaz près de Vucherens et par Moudon. Le Jorat n'est donc pas une « montagne synclinale ». Il existe par contre un synclinal de Vucherens-Moudon.

Des levés antérieurs sur les feuilles Sottens-Corcelles d'une part, de récents levés sur celles de Moudon-Rue d'autre part, m'ont montré que ce large synclinal Vucherens-Moudon est assymétrique. Son flanc NW descend lentement et régulièrement des hauteurs du plateau de Sottens et dans la Mérine, tandis que son flanc SE est plus rapide et permet la réapparition de l'Aquitanien supérieur dans la Broye, à Rue, et dans le Parimbot. Je n'apporte du reste ici que quelques précisions dans la situation d'un synclinal déjà reconnu par simple lecture de la carte géologique au 1 : 100000e, où GILLIÉRON, bien avant nous, a montré le relèvement de la Molasse d'eau douce sous la Molasse marine dans la Broye et près du Moulin de Coppet.

Le profil (2, p. 104) dont J. KOPP critique l'orientation est établi par tronçons successifs dans le cadre des feuilles topographiques 305—306—307 sur lesquelles portait mon étude. Il est, comme il convient, orienté en travers des éléments tectoniques majeurs, qui sont d'une part le plongement général à l'ESE de la série oligocène occidentale du Jorat, d'autre part, le grand chevauchement de la Paudèze et l'Axe anticlinal de la Molasse. Toute autre orientation eût été incorrecte.

Ce profil au 1 : 100000e tient compte au mieux de l'anticlinal de la Venoge (« anticlinal de Mex »). Il va de soi que les faibles ondulations locales des Rebataires et du chalet de la Ville (« synclinal du Petit Mont ») sont trop distantes pour pouvoir y être prises en considération. L'épaisseur du Burdigalien résulte d'une part de la descente des grès burdigaliens à partir de la limite aquitano-burdigalienne de la Mentue à travers les territoires de Sottens et de la Mérine, d'autre part de la descente semblable en direction NE à partir de la même limite dans le Flon et la Chandelard. La seule amélioration à y apporter après étude des territoires contigus à l'orient, c'est un relèvement plus marqué vers l'Axe anticlinal.

L'épaisseur de l'Aquitanien et du Chattien résulte de nombreuses mesures d'inclinaison dans la puissante série isoclinale à l'occident du Jorat. L'inexistence du « synclinal du Jorat » et le trop grand éloignement du faible « synclinal du Petit Mont » sont les raisons de leur absence de mon profil. Notre confrère J. KOPP montre que ses observations lui permettent de soustraire 1000 à 2000 m d'épaisseur à la série molassique. Cette large approximation n'apporte pas une contribution bien précise à nos connaissances antérieures et les nombreux pendages auxquels il se refère devraient, semble-t-il, aboutir à un plus rigoureux résultat.

Les mesures sismiques ne fournissent qu'un ordre de grandeur de l'épaisseur de la Molasse. Elles sont loin d'apporter un résultat définitif auquel la méthode géologique puisse se plier. En conservant au contraire son indépendance, la méthode géologique pourra sans doute aider la sismologie lorsque ses procédés actuels seront perfectionnés ou modifiés. Mes observations plus récentes ne me permettent pas de changer l'interprétation que j'ai donnée à la puissance de la fosse joratienne (2, p. 122).

Enfin J. Kopp est dans l'erreur la plus complète en affirmant, à l'appui de son argument, que le forage exécuté récemment à Servion témoigne en faveur d'une épaisseur plus réduite de la Molasse. En attendant que les carottes et observations obtenues à Servion puissent devenir publiques, je puis affirmer qu'elles ne permettent pas de juger de l'épaisseur de l'Aquitanien seul, sans même parler des séries infra-aquitaniennes!

Les découvertes et critiques de J. Kopp paraissent donc malheureusement reposer sur une méconnaissance des travaux antérieurs jointe à de trop hâtives interprétations. Au lieu d'être utilisés à des controverses personnelles par leurs bénéficiaires exclusifs, il est souhaitable que les résultats obtenus par la Commission d'Experts pour le pétrole soient publiés avec quelque détail. En plus des abondantes mesures de pendages dont parle notre collègue sur des accidents plus ou moins anciennement connus, on ose espérer que ces études apporteront une sérieuse contribution à la stratigraphie de la Molasse. Car il faut reconnaître que pour l'instant c'est bien là le point le plus obscur, le plus difficile et le plus important.

## Bibliographie.

1. Morlot, A.: Ebauche d'une coupe du bassin de la Molasse de Clarens à Pompaples, 1853, à consulter *in* E. Kissling: Die schweiz. Molassekohlen westlich der Reuss, Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, II. Lief., 1903, Taf. 1.
2. Bersier, A.: Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. Mém. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 6, n⁰ 3, 1938.
3. Kopp, J.: Geologische Beobachtungen im Gebiet nördlich Lausanne. Eclogae geol. Helv., vol. 34, n⁰ 2, pp. 188—190, 1941.

---

13. — Joseph Kopp (Ebikon): **Braunkohlenvorkommen und Braunkohlenausbeutung in der Schweiz.**

Kein Manuskript eingegangen.

---

14. — Hugo Fröhlicher (Olten): **Über Brüche in der Nagelfluh des Napfgebietes** [1]**.**

Bei Kartierungsarbeiten auf Blatt 372, Schüpfheim (Luzern), welches ganz auf die subalpine Molasse entfällt, konnte ich im wesentlichen einfache geologische Verhältnisse feststellen. Ausgehend von der wahrscheinlich komplex gebauten „antiklinalen Zone" im SE, welche ungefähr mit dem Entlebucher Haupttal zusammenfällt, gelangt man gegen NW vom Aquitanien der Reihe

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

nach in jüngere Stufen bis zum Tortonien. Der Neigungswinkel der nach NW einfallenden Schichten nimmt gegen die höheren Horizonte fortwährend ab und beträgt am Napfgipfel, in der NW-Ecke des Kartengebietes, noch 2—5°. Als lokale Unregelmässigkeit innerhalb dieser aufgerichteten Molasse kann bloss eine schwache Stauchung, eine kaum erkennbare sekundäre Falte, gelten, die sich im Tale der Grossen Fontannen bemerkbar macht und gegen W über Risisegg (Bl. 371, Trub) zum Ilfistal verläuft (vgl. 2, p. 23—24 und 4, p. 34—35).

Es gelang mir nun, in der ausgedehnten, die ganze NW-Hälfte des Kartengebietes einnehmenden Region der Napfnagelfluh, welche durch ein bedeutendes Mergelband von den liegenden Nagelfluhmassen des Helvétien getrennt werden kann, zahlreiche Brüche nachzuweisen[2]). Diese Brüche scheinen fast ausschliesslich auf die Nagelfluh des Tortonien beschränkt zu sein, und zwar sind sie am häufigsten in den höheren Schichtgruppen in der Umgebung des Napfgipfels anzutreffen. Die Sandstein- und Mergellagen, welche tiefer im Tortonien einen bedeutenden Anteil am Gesteinsprofil haben, treten hier ganz zurück; die Nagelfluh wird nur in untergeordnetem Masse von Nestern mit Sandstein und Mergel unterbrochen. Die erwähnten Brüche durchsetzen diese Nagelfluhmassen mit scharfen, gewöhnlich steilstehenden und wellenförmig verlaufenden Bruchflächen. Diese schneiden grössere Nagelfluhgerölle entzwei, während kleinere Komponenten sich dem Verlauf der Bruchflächen anpassen. Die Verwerfungsklüfte sind oft mit gepresstem, tonigmergeligem Material ausgefüllt, das ursprünglich vermutlich eingeschwemmt worden ist. Rutschharnische sind selten deutlich zu beobachten, gewöhnlich nur da, wo Sandstein durchschnitten wird; sie besitzen meistens eine geringe Neigung und zeigen damit an, dass die Bewegung nicht nur in vertikaler, sondern auch in horizontaler Richtung vor sich ging. Die Sprunghöhe ist infolge des Vorherrschens von Nagelfluh und des Fehlens ausgeprägter Mergelbänder schwer festzustellen. Die Verschiebung in senkrechter Richtung dürfte aber nach den vorgenommenen Abschätzungen nicht sehr bedeutend sein und von wenigen Zentimetern bis zu einigen Metern betragen. Trotz dieser geringen Ausmasse treten die Brüche aber deutlich in Erscheinung und sind zum Teil gut aufgeschlossen und fassbar. Sie haben oft Anlass gegeben zur Entstehung von Erosionsrinnen, die sich tiefer zu grossen Bachrunsen erweitern. Daher wird es hin und wieder möglich, diese Brüche über grössere Strecken zu verfolgen; so ist z. B. in der Runse N Rathausen (1,5—2 km SE des Napfgipfels) ein WNW streichender Bruch mit annähernd senkrechter Bruchfläche ca. 700 m weit fast ohne Unterbruch sichtbar.

Wie die Entstehung dieser eigenartigen Brüche in dem am Übergang von der aufgerichteten zur flach gelagerten Molasse des Mittellandes liegenden Gebiete zu deuten ist, scheint mir noch nicht völlig abgeklärt zu sein. Brüche mit grösseren Sprunghöhen sind naturgemäss in der alpennäheren, überschobenen und gefalteten Molassezone zu beobachten (vgl. 3, p. 3—4; 4, p. 38; 6, p. 332)[3]). Weiter vom Alpenrand entfernt, in den aufgerichteten Schichtgruppen des Aquitanien, Burdigalien und Helvétien, treten im Entlebuch Brüche nicht besonders in Erscheinung. Um so mehr muss es auffallen, dass sie gerade in der von der Alpenfaltung wenig

---

[2]) Der Verlauf dieser Brüche wurde auf der Karte 1 : 25000 eingetragen und wird auf dem später erscheinenden geologischen Atlasblatt Schüpfheim–Entlebuch–Schimberg–Escholzmatt zur Darstellung gelangen.

[3]) Beiläufig sei hier bemerkt, dass im Entlebucher Abschnitt im Gegensatz zu anderen Gebieten bis jetzt nirgends mit Bestimmtheit solche Brüche nachgewiesen werden konnten, welche mit dem Bau der Alpenrandkette direkt in Beziehung stehen (vgl. 1, p. 147—151).

beeinflussten Napfnagelfluh weit verbreitet sind. Es erscheint mir aber durchaus als wahrscheinlich, dass die Bildung dieser Brüche auf den seitlichen Druck der Massen, welche früher das Entlebuch erfüllten, zurückgeführt werden kann. Aber ebenso darf auch eine zweite Möglichkeit nicht ausser acht gelassen werden, nämlich die Anlage vor der alpinen Faltung während der Diagenese. Die gewaltige Schuttzufuhr im Abschnitt des Napf-Schuttfächers kann sehr wohl vorübergehend zu einseitiger Belastung und daher zur Auslösung von Verwerfungen geführt haben.

Ähnliche Bruchbildungen dürften auch in anderen Nagelfluhgebieten anzutreffen sein. F. J. KAUFMANN erwähnt zahlreiche Stellen aus der mittelländischen und subalpinen Molasse mit anormaler Lagerung (5, p. 334). Neuerdings führt O. LEHMANN Verwerfungen, deren Entstehung er in die Zeit vor der Gesteinsverfestigung verlegt, aus der Molasse des Zürcher Mittellandes an (7). Ob alle diese Verstellungen gleicher Entstehung sind und mit den Brüchen am Napf in Parallele gesetzt werden dürfen, ist noch zu überprüfen.

Es wird wohl erst nach der Kenntnis der Verbreitung derartiger Brüche möglich sein, zutreffende Schlüsse über ihre Natur und Bildungsart zu ziehen.

## Zitierte Literatur.

1. BUXTORF, A., KOPP, J. & BENDEL, L. Stratigraphie und Tektonik der aufgeschobenen subalpinen Molasse zwischen Horw und Eigenthal bei Luzern. Eclogae geol. Helv. 34, Nr. 1, 1941.
2. FLÜCKIGER, O. Morphologische Untersuchungen am Napf. Habilitationsschrift, Zürich 1919.
3. FREI, R. Geologische Untersuchungen zwischen Sempachersee und Oberm Zürichsee. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N.F. 45, 1914.
4. FRÖHLICHER, H. Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch (Kt. Luzern). Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 67, 1933.
5. KAUFMANN, F. J. Rigi- und Molassegebiet der Mittelschweiz. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, 11. Lfg. 1872.
6. KOPP, J. Einige Resultate der geologischen Neuaufnahme der Umgebung von Luzern. Eclogae geol. Helv. 27, Nr. 2, 1934.
7. LEHMANN, O. Verwerfungen und steile Flexuren als Erklärungsmittel von Landformen. Verh. Schweiz. Natf. Ges., 1939, p. 93—95; Locarno 1940, p. 235—236.

---

## 15. — FRIEDRICH SAXER (St. Gallen): **Quartäre Krustenbewegungen in der Gegend von St. Gallen**[1]).

### I.

Ein geologisches Problem, das uns in der Ostschweiz immer wieder beschäftigt, ist die Frage nach dem Alter der Flussrinnen, wie etwa derjenigen der Sitter. Gewiss sind diese teilweise postglazial, doch gibt es eine Reihe von Tatsachen, die dafür sprechen, dass sie mindestens prä-würmisch bereits existierten.

Bei Appenzell ist das junge Tal der Sitter ganz in Moräne eingeschnitten. Es ist mir eine Stelle bekannt (700 m oberhalb der Kirche Appenzell), wo die Sitter auf Grundmoräne fliesst. Unterhalb Appenzell finden wir noch bei List, unmittelbar südlich der Kernzone der Molasseantiklinale, scheinbar alte, stark verkittete Schotter, die nahezu bis auf das Flussbett hinunterreichen.

---

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

Weiter talwärts fehlen quartäre Ablagerungen in der Sitterschlucht vollständig. Glaziale Schotter und Moränen stehen hoch über dem Flusslauf an. Das Tal macht den Eindruck einer frischen, in einen ältern breitern Talboden eingeschnittenen Schlucht. Epigenesen sind nirgends feststellbar. Hätten diese Schluchten, wie weiter südlich, schon prä-würmisch existiert, so müssten wohl da und dort Reste von Moränen und Schottern darin zu finden sein.

Ähnliche Verhältnisse treffen wir am Rotbach. Bei Teufen–Graugaden greifen Moränen, die kaum in der letzten Eiszeit entstanden sein können, bis auf den Grund des Tales. Auch hier befindet sich dieses Vorkommen südlich des Antiklinalkerns, und auch hier beginnt nördlich davon eine eindrucksvolle frische Schlucht.

Abwärts von St. Gallen wird der Befund etwas unklar. Zwar findet man häufig Moränen an den Talhängen, aber es besteht die Möglichkeit, dass es sich um abgerutschte Massen handelt. Eine klare Situation liefert erst die Waldburg, ein durch Epigenese abgeschnürter Hügel in der Gegend von Bernhardzell–Häggenschwil, wo sicher anstehende Moräne wenige Meter über dem Flussbett angetroffen wird. Schliesslich ist bekannt, dass in der Gegend von Bischofszell Moräne bis unter das Niveau der Sitter und der Thur reicht.

Verbindet man die Auflagerungsflächen der Moränenvorkommen, so ergibt sich das Bild einer deutlichen Hebung im mittleren Abschnitt des betrachteten Flusslaufes. Die gehobene Zone fällt zusammen mit dem Nordschenkel der Molasseantiklinale. Der Gedanke drängt sich auf, dass eine späte Nachwirkung der gewaltigen Schubkräfte vorliegt, die am Ende der Tertiärzeit jene emporgestaut haben.

Der Einwand, es könnte sich um eine rein glazial begründete Erscheinung handeln, verdient alle Beachtung. Es würde naheliegen, dass zwischen dem Säntisgletscher bei Appenzell und der Rheingletscherzunge bei St. Gallen ein Gebietsstreifen mit geringerer Gletscherwirkung ausgespart und als Riegel stehen geblieben wäre. Dieser Auffassung widerspricht aber das Vorkommen älterer Moräne im Niveau des Flusses, sowohl an der Sitter wie am Rotbach. Diese Gewässer wären kräftig genug gewesen, um in einer Zwischeneiszeit einen solchen Riegel zu durchschneiden.

Die einfachste Erklärung für die angeführten Beobachtungen scheint doch in der Annahme einer spät-quartären, maximal 50 — 70 m betragenden Hebung im Bereich des Nordschenkels der Hauptantiklinale zu liegen. Wie weit sich diese Erscheinung erstreckt, werden künftige Untersuchungen aufzuklären haben.

## II.

In der Gegend von Bernhardzell ist mir eine andere Unregelmässigkeit aufgefallen. Die Molasseschichten liegen dort schon annähernd horizontal. An einem Stück Steilufer der Sitter, die hier in einer Flusschlinge ost-westlich fliesst, steigen zwei Nagelfluhbänke mit zwischengelagerten Mergelschichten deutlich gegen Westen empor, auf einer Strecke von 300 m vielleicht etwa 20 m. Bei normalem Streichen der Molasse hätte man nun gerade das Umgekehrte erwarten müssen: die Schichten müssten eine wenn auch schwache Neigung gegen Nordwesten aufweisen. Das Fallen zeigt an der Stelle eine deutliche Wendung gegen Osten oder Nordosten, es weist gegen den Bodensee hin. Da gute Aufschlüsse in der Molasse dieser stark mit Moränen bedeckten Landschaft selten sind, verdient diese Beobachtung festgehalten zu werden. Einmal auf die Möglichkeit einer tektonischen Senkung in der Richtung gegen den Bodensee aufmerksam ge-

macht, glaube ich, diese auch an andern Orten, wie z. B. im Tobel südlich Roggwil, wieder wahrnehmen zu können.

Damit taucht also der Gedanke auf, für die Entstehung der Bodenseewanne einen tektonischen Beitrag anzunehmen. Der grosse mittelländische Molassetrog wäre an dieser Stelle leicht sekundär eingemuldet.

Bekanntlich hat H. Renz (1937) ein axiales Absinken der subalpinen Molasse gegen das Rheintal nachgewiesen. Anderseits wurden schon früher am Untersee und Überlingersee junge Brüche wahrscheinlich gemacht. Unsere Beobachtungen lassen sich zwanglos in diesen Zusammenhang einordnen. Das Ostfallen der Schichten ist nur schwach und kaum mit Sicherheit mit dem Klinometer messbar. Immerhin würde ein Absinken in der Grössenordnung, die oben angedeutet wurde (20 m auf 300 m Breite), mehr als genügen, um eine Senke von der Grösse des Bodensees zu erzeugen. Damit soll natürlich nicht gesagt sein, dass die Tektonik allein verantwortlich sei für die heutige Form der Wanne, aber sie kann dem Fluss und später dem Gletscher den Weg gewiesen haben.

Die Verbiegung der Molassemulde dürfte ebenfalls quartären Alters sein.

---

## 16. — Rolf Rutsch (Bern) & Armin von Moos (Zürich): **Ein Quarzsandvorkommen auf der Montagne du Droit bei Sonceboz (Berner Jura).**

### Einleitung.

Im Berner Jura und den angrenzenden Gebieten kommen Quarzsandablagerungen sehr verschiedenen Alters und verschiedenartiger Entstehung vor.

Neben den Sanden des Rhaets sind es vor allem die Hupper- und Quarzsandlagerstätten der alttertiären Bohnerzformation, die für die Glasfabrikation, als Formsande für Giessereien usw., seit dem 14. Jahrhundert ausgebeutet werden, und weit über die Grenzen der Schweiz hinaus bekannt sind. Noch heute wird die Huppererde von Lengnau nach Italien exportiert.

Die oligocaene und miocaene Molasse des Berner Juragebietes dagegen enthält fast nur kalkige Psammite. Eine Ausnahme machen die von Koch (Lit. 4) und Lehner (Lit. 6) beschriebenen, der Juranagelfluh des Tortonien eingeschalteten, quarzreichen Sande zwischen Fehren und Engi in der Südostecke des Beckens von Laufen.

Erst um die Wende Miocaen–Pliocaen wurden in der Ajoie und im Delsbergerbecken wieder quarzreiche Sande in grösserem Umfang abgelagert. Man weist sie zum Teil, mit Vorbehalt, noch dem Miocaen („Dinotheriensande" der Umgebung von Courrendlin-Vicques und Bassecourt), zum Teil dem Pliocaen, d. h. dem Pontien, zu.

Diese pontischen Sande und Schotter, deren Datierung auf die Säugetierfunde von Charmoille (Hummel, Stehlin) begründet ist, sind ausser im Bois de Raube (Delsbergerbecken) namentlich in der Ajoie in bedeutender Mächtigkeit und weiter Verbreitung nachgewiesen (Lugnez, Bonfol, Vendlincourt, Charmoille, Frégiécourt usw.)[1]. Ungefähr gleichaltrig dürften die im nordschweizerischen Jura weit verbreiteten Quarzitschotter („Höhenschotter") und Lehmdecken sein, die

---

[1]) Auf die Frage, ob das Pontien ins Miocaen oder Pliocaen zu stellen ist, sowie auf die Korrelations-Bedeutung der Hipparionfunde der Ajoie können wir hier nicht eingehen, doch sei verwiesen auf A. Buxtorf (Lit. 1) und E. Stromer (Lit. 10).

namentlich BUXTORF & KOCH (Lit. 2) und mehrere Schüler des Basler Instituts eingehend beschrieben haben.

Aus dem Jungpliocaen und Quartär des Berner Jura scheinen Quarzsande dagegen nicht bekannt zu sein.

Im Rahmen der Untersuchungen über nutzbare Quarzsandlagerstätten, die das Bureau für Bergbau in Bern zur Zeit durchführen lässt, hatte der eine der Verfasser Gelegenheit, ein Quarzsandvorkommen zu besuchen, das sowohl durch seine petrographischen Eigenschaften wie seine geographische Lage eine höchst eigenartige Stellung einnimmt.

Die folgende kurze Beschreibung bezweckt hauptsächlich, die Aufmerksamkeit der im Jura kartierenden Geologen auf eventuelle weitere solche Sandvorkommen zu lenken, damit später die Probleme gelöst werden können, die hier nur angedeutet sind.

Wir verdanken die Kenntnis dieser Fundstelle Herrn Prof. F. SCHWAB (Wabern/Bern), der sich seit langem eingehend mit der Geschichte der jurassischen Glasindustrie befasst.

Ebenso danken wir den Herren Drs. H. FEHLMANN und E. ESCHER vom Bureau für Bergbau für die Erlaubnis zur Publikation der vorliegenden Mitteilung und Herrn Landwirt LERCH, dem Besitzer der Sandgrube auf der Montagne du Droit für seine Auskünfte (R. R.).

## Beschreibung des Vorkommens.

Die kleine, stark verwachsene und nicht leicht auffindbare Sandgrube liegt NW von Sonceboz auf dem Rücken der Montagne du Droit (Sonnenberg-Kette) in ca. 1050 m, in gebüschbewachsenem Weidland NNW P. 1077,9, unmittelbar an der Gemeindegrenze Sonceboz–Tavannes, nördlich des Gehöftes „Ecole" (Siegfriedblatt 119, Sonceboz, Ausgabe 1937; Koordinaten: 578825/229475). Leider existiert keine neuere geologische Spezialaufnahme dieses Gebietes; die sorgfältige Kartierung von W. ROTHPLETZ (Lit. 8) beschränkt sich auf T. A. Blatt Tavannes und die Karte von W. SCHÜRER (Lit. 9) reicht nicht ganz bis zur Fundstelle.

Da der Sand an der Oberfläche nicht mehr sichtbar war, musste ein Aufschluss mit dem Pickel geschaffen werden. Unter Humus und Gehängeschutt aus eckigen Kimmeridge-Kalkbrocken treten ca. 30 cm Sand zutage. Eine Mächtigkeitsbestimmung war nicht möglich, nach Herrn LERCH war jedoch Sand in genügender Menge vorhanden, um als Bausand ausgebeutet zu werden. Auch die horizontale Ausdehnung ist wegen der Vegetationsdecke nicht feststellbar.

Der Sand dürfte unmittelbar auf Kimmeridgekalken auflagern. Auf jeden Fall liegen in der Grube Kimmeridgeblöcke, deren Oberfläche mit Sand bedeckt ist, der mit dem Kalk sehr fest verbacken ist.

Leider gelang es nicht, Fossilien aufzufinden; auch Gerölle, die eine Herkunftsbestimmung sehr erleichtert hätten, sind nicht vorhanden.

Der Sand fällt sofort auf durch seine Grobkörnigkeit, das Vorherrschen des Quarzes, die gute Rundung und den starken Glanz vieler dieser Quarzkörner. Er ist völlig kalkfrei (oder entkalkt?). Die Körner sind in einem zähen, gelbbraunen Lehm locker verteilt, einzig die an den Kalkblöcken festgebackenen Partien sind dichter gepackt.

Für die Glasindustrie dürfte der Sand wegen seiner Grobkörnigkeit, der starken Durchmischung mit Lehm, des vermutlich hohen Eisengehaltes usw. ungeeignet sein (R. R.).

## Die Ergebnisse der sedimentpetrographischen Untersuchung.

Die untersuchte Probe besteht aus gerundeten, teilweise glänzenden Sandkörnern von gelblicher Farbe, die von einem lehmigen, kalkfreien braungelben Material lose umgeben werden.

Das auffallendste Merkmal des Sandanteiles, die intensive Rundung, wurde an einigen Fraktionen von 0,2—2,8 mm nach einer Methode von KRUMBEIN (Lit. 5) bestimmt. An Hand der Vergleichsbilder von Körnern, deren Rundungsgrad durch KRUMBEIN berechnet wurde, kann man die einzelnen Fraktionen prozentual neun Rundungsklassen zuteilen. Die so gewonnenen Ergebnisse haben wir mit Proben verschiedener Entstehung, die nach denselben Bildern klassifiziert wurden, verglichen. Dabei zeigt sich, dass bei unserem Sand der Anteil an Klassen hohen Rundungsgrades ebenso grosse Werte erreicht wie Bestimmungen an Dünen- und Strandsanden zeigten. So ergab das Verhältnis der Summe der gut gerundeten (Klassen 0,6—0,9) zu der Summe der schlecht gerundeten Körner (Klasse 0,1—0,5) bei der untersuchten Fraktion 0,5—1,0 mm unseres Sandes den Wert 0,54, bei einem Dünensand von Oberägypten 0,45, beim eocaenen Quarzsand von Court (Kt. Bern) 0,35, bei einem postdiluvialen Deltasand von Zürich 0,053, beim miocaenen Sand von Benken (Kt. Zürich) 0,042 und bei einer Würmgrundmoräne von Zürich 0,031. Aus Analogie können wir somit für den Grobsandteil unseres Vorkommens mit grosser Wahrscheinlichkeit auf die Entstehung als Dünen- oder Strandsand schliessen.

Damit in Widerspruch steht aber das Ergebnis der Bestimmung der Kornverteilung. Sie ergab, bei einem Maximalkorn von 2,8 mm:

| | | |
|---|---|---|
| 1,2% | Körner der Fraktion über | 2 mm (Feinkies), |
| 60,0% | „ „ „ „ | 0,2—2 mm (Grobsand), darunter allein 36,4% der Fraktion 1—2 mm, |
| 17,8% | „ „ „ „ | 0,02—0,2 mm (Feinsand), |
| 14,4% | „ „ „ „ | 0,002—0,02 mm (Grobschluff), |
| 6,6% | „ „ „ „ | kleiner 0,002 mm (Schlämm). |

Während ein normaler Dünen- oder Strandsand durch das starke Vorherrschen einer bestimmten Fraktion ausgezeichnet ist und der Rest sich auf die unmittelbar benachbarte Fraktion verteilt (gute Aufbereitung), enthält das untersuchte Vorkommen neben dem vorherrschenden Grobsand erhebliche Mengen an Feinsand, Grobschluff und Schlämm. Da die Rundung des Grobsandes auf eine längere Aufarbeitung und Sortierung hinweist, kann die festgestellte Kornverteilung nur das Produkt einer nachträglichen Verwitterung sein. Es liegt wahrscheinlich ein Rückstandssediment vor, worauf auch die Entkalkung des Materiales deutet. Da nun die Hauptkorngrösse des gerundeten Grobsandes in der Fraktion 1—2 mm liegt, müssten, falls es sich um Dünensand handelt, erhebliche Windstärken geherrscht haben. Nach GRABAU erreichen in der lybischen Wüste die Körner der äolisch transportierten Sande maximale Durchmesser von 0,5—2 mm. Ob so starke Winde bei der Ablagerung geherrscht haben, ist nicht bestimmbar. Es ist sogar wahrscheinlicher, dass es sich bei dem vorliegenden Material um Strandsande handelt.

Um die Herkunftsverhältnisse festzulegen, wurde zunächst die Fraktion 0,1—0,2 mm des gewaschenen Sandes mikroskopisch untersucht. Neben reichlich Quarzkörnern (86%) enthält sie Feldspäte (7%), serizitische Körner (2%), Hornsteine (1%) und Erze sowie durchsichtige schwere Mineralien (zusammen 4%), während Karbonate fehlen. Diese Ergebnisse stehen im Gegensatz zu früheren Untersuchungen an eocaenen Quarzsanden, die neben Quarz nur Spuren von

Feldspäten zeitigten (0—1%) und von solchen an pliocaenen (?) Proben aus der Ajoie, die reichlich Feldspäte (18—45%) neben Quarz enthalten.

Die schweren Mineralien der Fraktion 0,1—0,2 mm unserer Probe sind ausgezeichnet durch Epidot als Hauptgemengteil (69%), während Granat, Staurolith, Rutil und Hornblende als Nebengemengteile (9—3%) auftreten. Wiederum besteht ein auffallender Gegensatz zu den untersuchten eocaenen Quarzsanden des Gebietes, die ausgezeichnet sind durch Zirkon, Rutil, Turmalin als Hauptgemengteile, und Staurolith, Disthen, Andalusit als Nebengemengteile (Lit. 13). Damit kann mit Sicherheit gesagt werden, dass es sich bei dem vorliegenden Vorkommen nicht um äquivalente Bildungen zu den eocaenen Quarzsanden handelt. — Ein Vergleich mit den untersuchten pliocaenen (?) Proben aus der Ajoie zeigt, dass dort als Hauptgemengteile Epidot, Turmalin, lokal Hornblenden, Staurolith auftreten, während als Nebengemengteile Rutil, Granat figurieren. Der Anteil der durchsichtigen schweren Gemengteile der Fraktion 0,1—0,2 mm herrscht bei der untersuchten Probe mit 64% vor, während er bei den eocaenen und pliocaenen Proben (48—9%) stärker zurücktritt. Zu ganz ähnlichen Resultaten kommt man, wenn man statt der Fraktion 0,1—0,2 mm die Fraktionen 0,2 bis 0,06 mm (siehe Lit. 12) untersucht, nur dass dabei ganz allgemein eine Vermehrung der Zirkone und eine gewisse Abnahme der Epidote als Folge der primären geringeren Durchmesser der Zirkone resp. der grösseren Gestalt der Epidote zu konstatieren ist.

An Hand der Ergebnisse des quantitativen Mineralbestandes der untersuchten Probe haben wir, wenn auch gewisse Ähnlichkeiten vorhanden sind, somit Schwierigkeiten, eine direkte Verwandtschaft sowohl mit den pliocaenen Proben aus der Ajoie, wie auch mit den pontischen Proben aus dem Delsbergerbecken (Lit. 12) zu finden. Bei der qualitativen Mineraluntersuchung fällt nun aber auf, dass die pliocaenen und pontischen Proben alle reichlich zonare, idiomorphe, gelblichbraune Zirkone enthalten (Lit. 12, S. 193). Da an Hand des Geröllbestandes dieser Vorkommen ihre Herkunft aus den Vogesen gesichert ist (Lit. 7), müssen auch diese charakteristischen Zirkone vermutlich Eruptivgesteinen der Vogesen entstammen. Nun fehlen aber diese Zirkone unserer Probe vollständig, wie auch praktisch den früher untersuchten benachbarten Proben aus dem Burdigalien bis Tortonien bei Sorvilier (Kt. Bern) (Lit. 3, S. 211, 261). Prüfen wir aber den Schweremineralienbestand dieser letzteren Proben, so konstatieren wir, dass als Hauptgemengteil ebenfalls Epidot (45—77%) mit Granat auftritt. Als Nebengemengteile werden Zirkon, Turmalin, Staurolith, Hornblende und Rutil beobachtet, d. h. ganz ähnliche Verhältnisse wie bei unserer Probe festgestellt. Die durchsichtigen schweren Mineralien (79—97%) wiegen gleichfalls gegenüber den opaquen (21—3%) wie bei unserem Vorkommen vor. Da nun aber die alpine Herkunft des Materiales dieser Molassestufen bei Sorvilier an Hand der Gerölle und des Mineralbestandes und im Vergleich zu dem petrographischen Charakter der entsprechenden Ablagerungen im Mittelland als gesichert erscheint, dürfen wir aus Analogie auch eine alpine Herkunft des Materiales unserer Probe annehmen. — Der Zeitpunkt dieser Zufuhr ist schwer feststellbar. Mit grosser Sicherheit ist sie postaquitan erfolgt, da während und vor dieser Zeit der Epidot noch nicht diese Rolle im Schweremineraliengehalt der Sande spielt. Andererseits weisen aber auch die meisten alpin belieferten quartären Ablagerungen einen bemerkenswerten Epidotgehalt, meist neben Hornblende, auf. Da indessen die Hornblenden in unserer Probe doch stärker zurücktreten als in den quartären Proben, unser Material ferner vollständig entkalkt ist, was bei diluvialen Sanden allgemein nicht der Fall ist, kommt ein quartäres Alter weniger in Betracht (A. v. M.).

## Alter und Entstehung.

Die Lage des Sandes auf dem Rücken der Montagne du Droit liess zunächst an eine eocaene Quarzsandtasche denken, analog den Vorkommen auf Montgirod bei Court oder Petit Champoz bei Moutier.

Schon die makroskopischen Eigenschaften des Sandes selbst und das Fehlen der für siderolithische Lagerstätten charakteristischen Begleitmerkmale (Verknüpfung mit Hupper, Buntfärbungen usw.), namentlich aber die sedimentpetrographische Analyse, schliessen eine solche Deutung völlig aus.

Auch aus der oligocaenen und mittelmiocaenen Molasse sind uns ähnliche Sande unbekannt, es ist zudem unwahrscheinlich, dass sich ein solches Relikt gerade auf einem Kimmeridge-Rücken erhalten könnte.

Viel naheliegender schien eine Parallelisation mit den jungmiocaenen-altpliocaenen Sanden des Delsbergerbeckens und der Ajoie, in denen man recht ähnliche Grobsandpartien antrifft. Eventuell war auch eine Verknüpfung mit den „Höhenschottern" denkbar, die ja, vom Schwarzwald und den Vogesen hertransportiert, nach Süden in eine sandige Facies übergehen könnten.

Eine Korrelation mit diesen Sanden und Schottern ist nun aber gerade wegen ihrer Provenienz aus dem Schwarzwald–Vogesengebiet unmöglich, da der Sand auf der Montagne du Droit nach der sedimentpetrographischen Untersuchung alpiner Herkunft ist.

Da andererseits ein jungquartäres Alter nicht in Frage kommt (Riss- und Würmgletscher haben im Jura keine reinen Quarzsande abgelagert, und eine Verwitterung des gesamten kalkigen Anteils jungquartärer Sande widerspricht allen Erfahrungen im Jura und Mittelland), so scheint das Jungpliocaen oder Altquartär für die Einordnung unseres Vorkommens am wahrscheinlichsten.

Konnte der Sand in seine Lage auf 1050 m gelangen, wenn wir die heutige Geländegestaltung als vorhanden annehmen, oder ist er vor der Auffaltung des Antiklinalrückens der Montagne du Droit sedimentiert worden?

Unter Annahme der heutigen orographischen Verhältnisse ist nur eine Ablagerung durch einen Gletscher oder durch den Wind denkbar. Die vorzügliche Rundung der Sandkörner schliesst direkten Gletschertransport von vornherein aus.

Schwieriger ist der Entscheid, ob der Sand aeolisch sedimentiert wurde. Nach der sedimentpetrographischen Prüfung ist eine Beteiligung des Windes an der vorzüglichen Rundung der Quarzkörner durchaus möglich, doch spricht die aussergewöhnliche Grobkörnigkeit, die schlechte Aufbereitung, die Vermischung mit Lehm eher für Wassertransport. In diesem Fall muss der Sand vor der letzten jurassischen Faltungsphase abgelagert worden sein, was — falls unsere vorläufige Altersbestimmung richtig ist — auf ein sehr junges (jungpliocaenes-altquartäres) Alter dieser Phase schliessen liesse.

Wir haben in der Literatur bis jetzt vergeblich nach analogen Funden Ausschau gehalten. Einzig J. Favre (Lit. 3) beschreibt quarzreiche Sande aus der Umgebung von Le Locle, die er mit Vorbehalt dem Pliocaen zuweist.

Wir müssen uns vorläufig mit diesen Hinweisen begnügen. Hoffentlich werden uns mit der Zeit neue Funde der Lösung der Probleme näher bringen (R. R.).

## Literatur.

1. Buxtorf, A.: Zur Altersfrage der Faltungsphasen im Kettenjura. Verh. Schweiz. Natf. Ges. Chur, 1938, S. 157.
2. Buxtorf, A. & Koch, R.: Zur Frage der Pliocaenbildungen im nordschweizerischen Juragebirge. Verh. Natf. Ges. Basel 31, S. 113, 1920.

3. FAVRE, J.: Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. Eclogae Geol. Helv. 11, p. 369, 1910.
4. KOCH, R.: Geologische Beschreibung des Beckens von Laufen im Berner Jura. Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 48, 1923.
5. KRUMBEIN, W. C.: Measurements and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology 11, 1941.
6. LEHNER, E.: Geologie der Umgebung von Bretzwil im nordschweizerischen Juragebirge. Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 47, 1920.
7. LINIGER, H.: Geologie des Delsbergerbeckens und der Umgebung von Movelier. Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 55, 1925.
8. ROTHPLETZ, W.: Geologische Beschreibung der Umgebung von Tavannes im Berner Jura. Verh. Natf. Ges. Basel 43, S. 12, 1933.
9. SCHÜRER, W.: Geologische Aufnahmen des Jura- und Molassegebietes zwischen Dotzigen und Tavannes. Diss. Phil. II, Zürich. Solothurn, 1928.
10. STROMER, E.: Der Nachweis fossilführenden untersten Pliocäns in München nebst Ausführungen über die Abgrenzung der Pliocänstufe. Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math. Natw. Abt. N.F. 42, 1937.
11. TWENHOFEL, W. H.: Treatise on sedimentation. Baltimore, 1932.
12. v. MOOS, A.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 15, 1935.
13. v. MOOS, A.: Zur Petrographie der Quarzsande und mageren Huppererden. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, 1936.

---

17. — JACOB M. SCHNEIDER (Altstätten): **Geologisches zum alpinen Paläolithikum und Neandertaler.**

Siehe Actes Soc. helv. Sc. nat., 122e Sess., Sion, 1942.

---

18. — JOOS CADISCH (Basel): **Zur Geologie des Zinnobervorkommens von Margno (Valsassina, Provincia di Como).**

Unser an mineralischen Rohstoffen armes Land hat kein Vorkommen von Quecksilbererz aufzuweisen. Zinnober wurde in den Schweizeralpen bis dahin noch nie gefunden. Schon aus diesem Grunde benützten wir vor einigen Jahren gerne die Gelegenheit, das von der Schweizergrenze in Val Colla bei Lugano nur 24 km entfernte Vorkommen von Margno in den Bergamaskeralpen zu besichtigen.

In seiner trefflichen Veröffentlichung über die lombardischen Provinzen führte G. CURIONI 1877 einige Zinnoberfundstellen an, die praktisch von geringer Bedeutung sind, nämlich:

1. Bei Margno in der oberen Valsassina, östlich des Comersees, NW Alpe Grasso, auf ca. 1350 m; ferner NW Margno am Monte di Muggio.
2. Auf der Nordseite des zwischen unterem Veltlin (Valtellina) und oberem Comersee gelegenen Monte Legnone.
3. Bei Pisogne am Iseosee, in den Steinbrüchen Serradino und Valle Nuova (V. Rizzolo).
4. Bei Collio (17 km E Pisogne), im Steinbruch Prato.
5. Am Maninapass, zwischen oberem Seriotal und dem Val di Scalve, N des Pizzo della Presolana.

Das geologische Auftreten des Zinnobers ist nach G. CURIONI an den genannten Stellen folgendes: Auf Alpe Grasso bei Margno kommt das Mineral im Glimmerquarzit vor. Am Monte di Muggio und am Monte Legnone wurde es nur im Erratikum festgestellt. An den übrigen erwähnten Fundstellen tritt es als sekundäres Mineral in Spateisensteingängen und deren Nebengestein auf.

Von den zwölf holländischen Bearbeitern der Catena orobica befassten sich die meisten fast ausschliesslich mit der Stratigraphie, Petrographie und Tektonik ihrer Arbeitsgebiete; die Erzvorkommen wurden nebenbei erwähnt. In seiner Monographie der Umgebung von Margno bemerkt W. L. BUNING merkwürdigerweise, er habe das Quecksilbervorkommen am Cimone di Margno nicht finden können. Es bedeutete für uns deshalb eine kleine Überraschung, als wir am 7. September 1936 vom Sohne unseres Gastwirtes Benedetti vor die Stollen einer kleinen aufgelassenen Quecksilbergrube geführt wurden.

Das Vorkommen des Zinnobers ist auf der Alpe Grasso an die Nähe der Überschiebung der Gneismasse des Cimone di Margno („Gneiss chiari" von STELLA) über die permischen und triadischen Bildungen gebunden. Im noch zugänglichen obersten Stollengebiet (Fortuno) findet sich das rote Mineral auf den Kluft- und Scherflächen als Überzug (patina) und den Glimmerquarzit wenige Zentimeter tief imprägnierend. Mit dem Zinnober zusammen tritt spärlich Pyrit auf. Der Glimmerquarzit ist wahrscheinlich als durch die Gneis chiari-Masse umgewandeltes altes Sediment zu betrachten.

Herrn Ingenieur U. ROSSI in Florenz, welcher uns auf einer der unternommenen Exkursionen begleitete, verdanken wir einige Angaben über den früheren Bergbau, die wir hier auf Grund der italienischen bergamtlichen Veröffentlichungen ergänzen. Der Hauptstollen „Galleria Canalone" hatte auf ca. 1300 m unter der Galleria Fortuno die triadische Unterlage, den roten und grauen Servino durchfahren und war durch die Hauptüberschiebung in den Quarzit vorgetrieben worden. Am Kontakt beider Gesteinskomplexe wurde Erz gefunden, z. T. in Quarzlinsen und -Adern. Der Glimmerquarzit enthielt bis 0,46 % Quecksilber. Die noch tiefere, 173 m unter der Galleria Fortuno gelegene „Galleria Serta" erschloss ein ähnliches Profil.

Über die Tektonik der Grubenörtlichkeit und ihrer Umgebung kann Folgendes ausgesagt werden. In der Galleria Fortuno gemessene zinnoberführende Klüfte streichen N 5° bis 60° W, sie fallen mit 30 bis 55° W bis SW oder E bis NE ein. Bezogen auf die generelle Streichrichtung des südalpinen Baues handelt es sich um Quer- und Diagonalklüfte. Die erstgenannte Kluftlage stimmt ziemlich überein mit der Lage zweier Hämatitgänge von ungefähr 1—2 dm Mächtigkeit, welche zwischen Indovero und Naro (W Margno) den Orthogneis durchsetzen (Str. N—S, Fallen 56° W im einen Fall, Str. N 15 W, Fallen 45° W im andern Fall).

Als Aufstiegsweg der quecksilberhaltigen Lösungen kommt allem nach die grosse orobische Überschiebung des Altkristallins über den Servino in Frage. Dem Servino mit seinen mehreren 100 m mächtigen, vielleicht tektonisch repetierten bunten Tonen kam dabei die Rolle des wasserstauenden Gesteins zu. Dafür spricht auch das Auftreten starker Quellen, welche auf 1120 m im Liegenden der kristallinen Schubmasse entspringen und für die Gemeinde Margno gefasst sind. Innerhalb des Servino dienten die mächtigen Rauhwackenlagen wohl als Wasserträger.

Es besteht kein Zweifel, dass das Zinnobervorkommen von Margno als letzter westlicher Ausläufer der südalpinen und dinarischen Quecksilberregion zu betrachten ist. Auf deren Lagerstätten tritt Zinnober bald als fast ausschliesslich vorhandenes Erz auf (Trscè, Idria, Margno), bald mit andern Sulfiden und mit Sulfarseniden zusammen (Littai, Sagron-Agordo). Das Vorkommen mit Spateisen-

stein zusammen gemahnt an eine Reihe von Lagerstätten in den Nördlichen Kalkalpen und der ostalpinen Grauwackenzone, die Zinnober ebenfalls nur in untergeordneter Menge führen.

Wenn wir das Vorkommen von Margno mit den südalpinen und dinarischen Quecksilbervorkommen in Beziehung bringen, so können wir dasselbe mit A. TORNQUIST der fernmagmatischen Zone der ostalpinen Vererzung zurechnen. Auf Grund von Beobachtungen und Vergleichen gelangen wir dazu, die Bildung der Zinnoberlagerstätte von Margno als telemagmatische Äusserung der periadriatischen Granit- und Tonalit-Intrusion zu betrachten oder, um die nächstgelegenen spätalpinen Eruptivmassen zu nennen, einen telemagmatischen Zusammenhang zwischen Bergeller Granit- und Adamellotonalitmasse einerseits und den Zinnoberfundstellen der Bergamaskeralpen andererseits anzunehmen.

## Literatur.

BUNING, W. L. De Geologie van den Cimone di Margno en de Monte di Muggio. Leidsche Geol. Mededeelingen, 4,3. 1932.

CURIONI, G. Geologia applicata delle provincie Lombarde, 2 Bde. Milano 1877.

*Rivista del servizio minerario.* Ministero d'agricoltura, Roma, Bde. 1911 bis 1918.

---

19. — WOLFGANG LEUPOLD (Zürich), HANS TANNER (Frauenfeld) & JOSEPH SPECK (Zug): **Neue Geröllstudien in der Molasse.**

Siehe Eclogae geol. Helv., dieses Heft.

---

20. — CARL FRIEDLAENDER (Zürich): **Über das Interglazial von Wettingen**[1]. Mit 2 Textfiguren.

Südöstlich vom Sulzberg bei Wettingen (Kt. Aargau) wurde auf der Terrasse unterhalb vom Hof Hertern, auf ca. 485 m/M., ein Vorkommen von Interglazial festgestellt.

Das Vorkommen ist in einer Sandgrube vorzüglich aufgeschlossen. Durch eine Anzahl Bohrungen, die im Auftrag des Bureau für Bergbau in Bern ausgeführt wurden, sind wir über die Ausdehnung des Vorkommens einigermassen orientiert. Das Interglazial von Wettingen hat schwach muldenförmigen Bau. Die Längsachse liegt im wesentlichen NW—SE. Die Dimensionen sind in der Längsrichtung ungefähr 600 m und ca. 100 m in der Breite. Die Mächtigkeit mag maximal ca. 20 m betragen.

Bei einigen der Bohrungen wurde Torf angetroffen und dieser Torf ermöglichte die Datierung des Vorkommens, indem Dr. W. LÜDI feststellen konnte, dass es sich weder um Tertiär noch um Postglazial handelt. Eine genauere Untersuchung ist vom Geobotanischen Institut Rübel in Zürich in Aussicht genommen.

In einigen Bohrungen, die das Liegende erreichten, scheint unter dem Interglazial Grundmoräne zu liegen.

---

[1]) Mit Bewilligung des Bureau für Bergbau, Bern.

Im Aufschluss der Sandgrube liegen die Schichten des Interglazial auf der Oberen Meeresmolasse. Im Winter 1941 konnte dort das Fallen der vindobonen Molasse zu 3° nach S 75° W und das Fallen des Interglazials zu 7° nach N 50° E bestimmt werden.

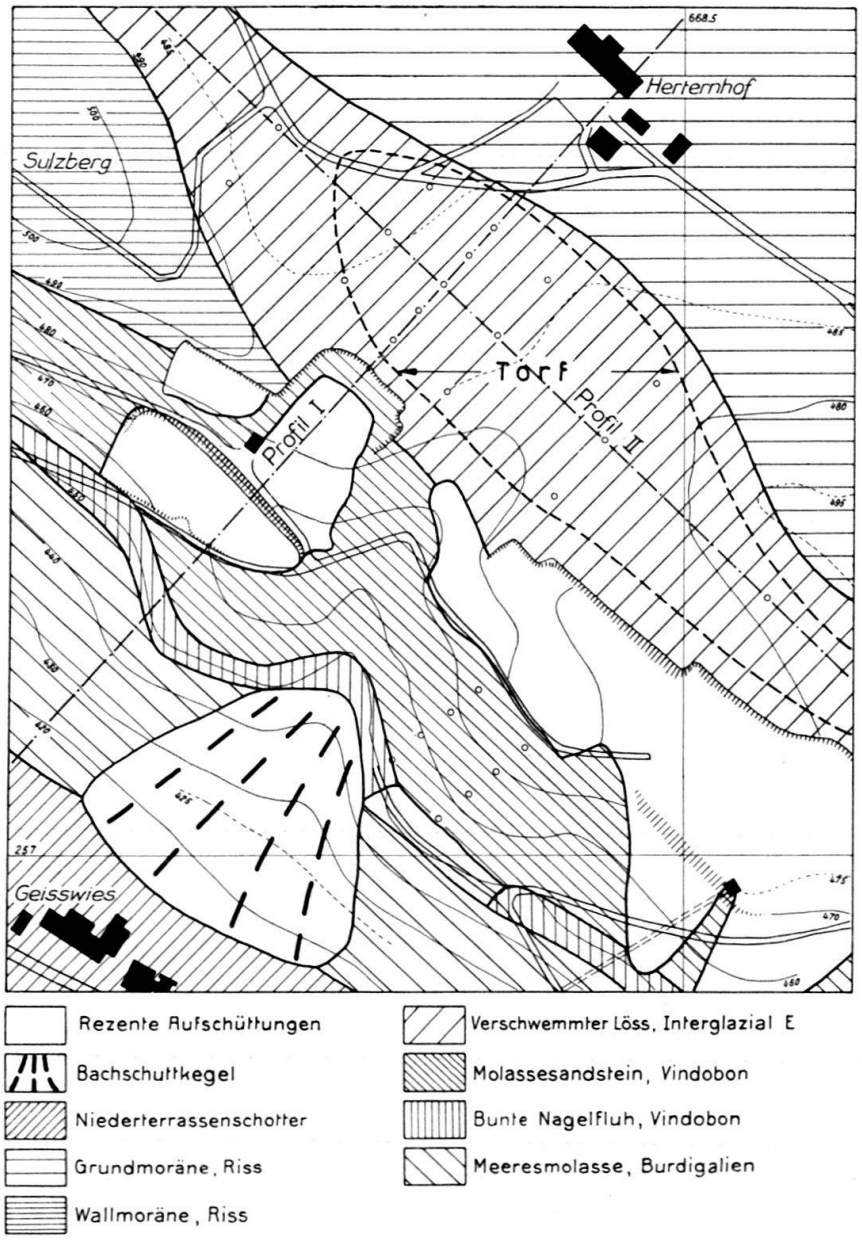



Fig. 1. *Geologische Kartenskizze des Interglazials von Wettingen.*
1:5000.

Die Koordinaten 668.5 und 257 beziehen sich auf den Siegfried-Atlas Blatt 39 (Baden). Die kleinen Kreise bezeichnen den Ort der Bohrungen. Die Profile der Figur 2 gehen über den Rahmen dieser Kartenskizze hinaus.

Nr. 8011 BRB 3. X. 39.

An keiner Stelle wurde eine Überlagerung der Interglazialschichten durch Riss-Moräne beobachtet, die andererseits in unmittelbarer Nähe an einer Stelle auf der Oberen Meeresmolasse festgestellt werden kann.

Es wird dadurch wahrscheinlich, dass das Interglazial von Wettingen der letzten Interglazialzeit angehört.

Lithologisch gliedert sich dasselbe etwa folgendermassen:

Reine bis sandige, z. T. schwach mergelige Tone,
± lockere bis tonige, z. T. schwach mergelige Sande mit vereinzelten, seltenen, in einzelnen Lagen etwas häufigeren Geröllen,
seekreideähnliche, feine, in feuchtem Zustand plastische Kalkschicht,
Torf, von sehr schwachem Verkohlungsgrad, mit mehr oder weniger tonigen bis sandigen Einschaltungen.

Die sandigen bis tonigen Schichten werden als verschwemmter Löss aufgefasst. Es sind meist lehmgelbe, feinkörnige Sande, durch Gehalt an tonigen Gemengteilen mehr oder weniger plastisch, meist glimmerführend.

Durch Alternieren von mehr tonigen und mehr sandigen Schichten, meist schon an der Färbung kenntlich, kommt eine an Kreuzschichtung erinnernde Ablagerung zum Ausdruck.

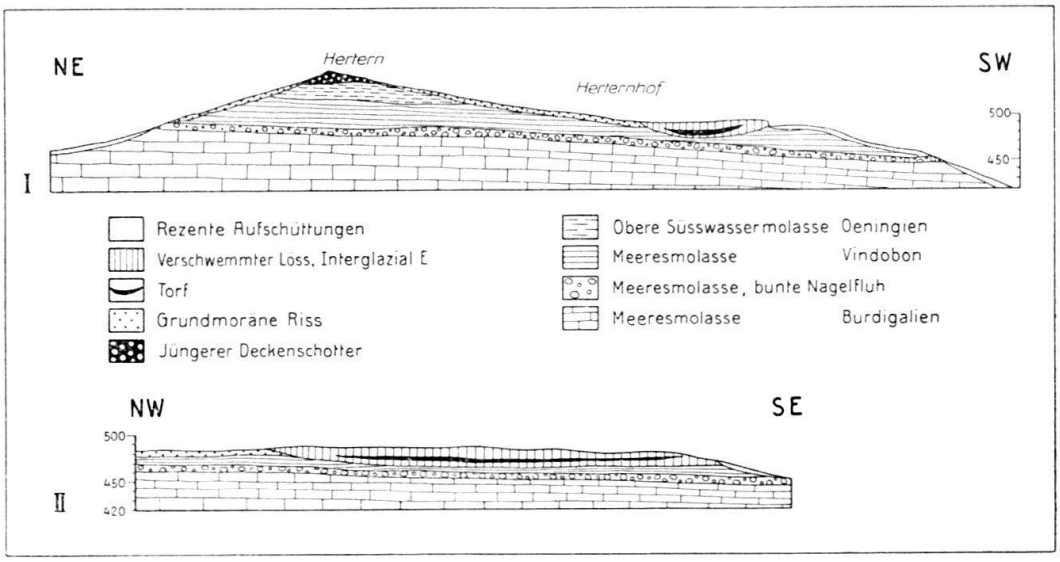



Fig. 2. *Profile durch das Interglazial von Wettingen.*
1:10000.

Die Lagerung und der lithologische Befund, besonders auch der Umstand, dass Körner mit einem Durchmesser kleiner als 0,002 mm z. T. noch deutlich Rundung zeigen, scheinen für die Auffassung als verschwemmter Löss zu sprechen. Auch die Ergebnisse der Korngrössenuntersuchung sind mit dieser Auffassung in Übereinstimmung. Die granulometrische Untersuchung zeigte in der Tat, dass das Material eine weitgehende Sortierung erfahren hat. Wenn die Lössbildung in der Vorstosshauptphase der Rissvergletscherung stattgefunden hat, in der Interglazialzeit eine Verlehmung und Verschwemmung erfolgte, so ist das Material dreifach sortiert worden: 1) durch Aufschotterungsvorgang der Rissvorstossflüsse, 2) durch Ausblasung, 3) durch Abschwemmung von z. T. bereits durch Klimaeinwirkungen teilweise verlehmten und entkalkten Lössablagerungen.

Die Korngrössenstufung ist bei zwei typischen Proben, einer sandigen, N⁰ 36*, und einer tonigen, N⁰ 38*, folgende[2]):

[2]) Ausgeführt durch die Versuchsabteilung der Aluminiumwerke Neuhausen, Neuhausen/Rhf.

| | 36* | 38* |
|---|---|---|
| > 1,5 mm ⌀ | 0,1 | — |
| 1,0 ÷ 1,5 mm ⌀ | 0,1 | 0,1 |
| 0,6 ÷ 1,0 mm ⌀ | 0,8 | 0,4 |
| 0,3 ÷ 0,6 mm ⌀ | 11,0 | 4,3 |
| 0,2 ÷ 0,3 mm ⌀ | 14,4 | 5,6 |
| 0,1 ÷ 0,2 mm ⌀ | 28,4 | 14,6 |
| 0,06 ÷ 0,1 mm ⌀ | 12,4 | 16,0 |
| < 0,06 mm ⌀ | 14,6 | 25,3 |
| Schlämmstoffanteil | 18,1 | 33,7 |

Folgende Fossilien sind in diesen Schichten bisher festgestellt worden: ein Bruchstück vom linken Augenspross einer abgeworfenen Stange mit Fragment der Rose vom Edelhirsch, *Cervus elaphus* L. (Bestimmung durch Herrn Dr. E. KUHN, Zürich) und eine Anzahl Landschnecken, nämlich *Succinea oblonga* DRAP. und, höchst wahrscheinlich, *Arianta arbustorum* L., sowie Bruchstücke einer anderen *Helix*-Art, die jedoch nicht bestimmbar war, und Teilchen von *Limax* und *Arion* (Bestimmungen durch Herrn Dr. JULES FAVRE, Genf).

Die feine, seekreideähnliche Schicht ist, ebenfalls nach Bestimmung durch Herrn Dr. JULES FAVRE, nach Abschlämmung der feinsten Fraktion fast ausschliesslich aus unregelmässig umgrenzten Röhrchen gebildet, die als Kalkinkrustationen an Würzelchen aufzufassen sind. Es konnten in dieser Kalkschicht folgende Molluskenschalen, bzw. Bruchstücke davon, festgestellt werden:

*Enconulus fulvus* MÜLL.
*Punctum pygmaeum* DRAP.
*Succinea oblonga* DRAP., nur Bruckstücke,

sowie sehr wahrscheinlich auch Bruchstücke von

*Arianta arbustorum* L.,

ferner Limacellen von *Limax* und Teilchen von *Arion*.

Es sind dies lauter Landschnecken, Süsswasserorganismen fehlen auffallend. Man muss daher diese nur wenige cm mächtige Schicht als Rasenkalk auffassen, der durch an der Oberfläche rieselndes Wasser, aber ohne Mitwirkung von stehendem Wasser, gebildet wurde. Beinahe unmittelbar über dieser Kalkschicht liegt eine tonige Schicht und dieser Umstand hat sie jedenfalls vor Auflösung bewahrt.

Diese Fossilfunde sind mit der Annahme durchaus vereinbar, dass es sich bei unserem Vorkommen um Löss aus der letzten Interglazialzeit handelt.

Die in einzelnen Lagen etwas gehäufter angetroffenen Gerölle (rote Granite, grüne Granite, Diorite, ? Variolit, Quarzite, Radiolarite) stammen offenbar aus der bunten Nagelfluh des Vindobon.

Der Torf ist z. T. locker und krümelig, z. T. durch sandige bis tonige Einschaltungen fester. Er zeigt durchwegs schwachen Verkohlungsgrad. Die Farbe liegt zwischen rotbraun und schwarz, bei den tonigen Einschaltungen (Gyttja) ist sie braun, violett, grau. Das Material ist von rezentem Torf z. T. kaum zu unterscheiden. Insbesondere sind die Holzteile nicht gepresst. Äste haben runden und nicht linsig verquetschten Querschnitt, wie bei typischer Schieferkohle.

Torf wurde bei zahlreichen Bohrungen angetroffen und zwar unter einer Bedeckung von bis über 12 m. In Bohrungen, die das Liegende erreichten, wurde eine Mächtigkeit von 2—4 m festgestellt.