59ème Assemblée générale : dimanche 29 août 1943

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **36 (1943)**

Heft 2

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Nutzungsbedingungen

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

Haftungsausschluss

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

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

http://www.e-periodica.ch

III. Bilanz per 31. Dezember 1942.

Aktiven:		*Passiven:*		
Postcheckkonto	1,331.81	Unantastbares Kapital:		
Banken: Wertschriften	113,500.—	Fonds Tobler	60,000.—	
Depotkonto Schw. Bankges.	3,395.10	Fonds Erb	10,000.—	
Sparheft Zch. Kantonalbank	1,802.10	Schenkungen	17,100.—	
Sparheft Schw. Volksbank	455.20	Lebensl. Mitglieder	15,200.—	102,300.—
Sparheft Zinstrag. Ersparnisk.	590.30	Kreditoren	128.—	
Kasse, Bargeld	123.61	Aussteh. Druckkosten Eclogae Bd. 35/2	3,000.—	
Debitoren	197.59	Verwendbares Kapital	13,265.46	
		Reservefonds	2,702.25	19,095.71
	121,395.71			121,395.71

IV. Vermögensänderung.

Bruttovermögen am 31. Dezember 1942	118,267.71
Bruttovermögen am 31. Dezember 1941	118,495.08
Vermögensverminderung	227.37

Herstellungskosten der Eclogae Bd. 35/1942.

	Bd. 35/1	Bd. 35/2
Eigenkosten: Redaktion	150.—	150.—
Druck und Spedition	2,784.67	5,395.28
Reglementarische und andere Beiträge	1,360.—	1,564.55
Rückvergütungen	286.78	835 05
Total	4,581.45	7,944.78

Der Kassier: R. STREIFF-BECKER.

Bericht der Rechnungsrevisoren: Die unterzeichneten Rechnungsrevisoren haben die Rechnung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft, abgeschlossen auf den 31. Dezember 1942, geprüft. Wir haben die einzelnen Abrechnungen, die uns vorgelegte Bilanz, sowie die Wertschriftenbestände mit den Eintragungen in Übereinstimmung gefunden.

Wir gestatten uns, der Gesellschaft zu beantragen, die Rechnung zu genehmigen und dem zurücktretenden Kassier, Herr Dr. Streiff-Becker Décharge zu erteilen und ihm gleichzeitig für seine grosse Arbeit unseren besten Dank auszusprechen.

Zürich und Genf, Januar 1943.

A. VON MOOS,
ANDRÉ LOMBARD.

B. 59ème Assemblée générale: Dimanche 29 août 1943.

Première partie: **Séance administrative.**

Direction: JEAN TERCIER, président.

Le président adresse à la Société les souhaits habituels de bienvenue et fait donner lecture du rapport annuel du Comité pour 1942—1943, du rapport du

trésorier pour 1942, et du budget 1943. Ces divers rapports sont approuvés par 44 membres présents.

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

Deux nouveaux membres sont nommés au Comité. Ce sont MM. le Professeur L. W. COLLET et le Dr A. VON MOOS.

Le nouveau vérificateur des comptes est le Dr H. BÜTLER.

Le président de la séance scientifique sera le Professeur C. E. WEGMANN.

Le président: JEAN TERCIER.

Le secrétaire: AUG. LOMBARD.

Seconde partie: **Séance scientifique.**

Section de géologie de la S.H.S.N.

1. — AUGUSTIN LOMBARD (Genève): **Une notation graphique des charbons et ses applications.**[1]) Avec 1 planche (VI).

1. Introduction.

La classification des charbons est malaisée en raison des nombreux facteurs qui entrent en ligne de compte. Suivant le point de vue où l'on se place, scientifique ou pratique, tel facteur ou groupe de facteurs deviendra prépondérant au détriment des autres.

Ici, nous nous placerons d'emblée sur le terrain pratique, suivant les nécessités crées par l'économie de guerre suisse qui obligent le géologue à étudier nos combustibles solides en vue de leur exploitation.

Les tentatives de classification datent des années suivant la première guerre mondiale. Se basant sur un abondant matériel d'études, les auteurs, le Prof. C. SCHMIDT (2) au tout premier rang, ont adopté un ordre qui restera, parce que simple et logique. C'est l'ordre naturel des charbons d'après leur âge, qui est en même temps l'ordre de leur gisement et de leur composition chimique (carbone fixe et matières volatiles).

C'est ainsi que l'on a: 1) les anthracites carbonifères, hercyniens et penniques, 2) les houilles du mésozoïque préalpin, 3) les lignites (ainsi nommés par C. SCHMIDT en 2) tertiaires alpins et molassiques, 4) les lignites feuilletés quaternaires et enfin, les tourbes contemporaines.

Pour l'ensemble de la série, cette subdivision s'impose. Elle a été complétée par un tableau graphique des teneurs en carbone (C), Oxygène (O), Soufre (S), Azote (N) et Hydrogène (H), utilisant le triangle d'Osann et d'autres notations graphiques (4). C'est dire que les charbons suisses sont bien classés et définis dans leur ensemble et les comparaisons ne manquent pas avec les valeurs analogues étrangères (1, 4, pl. II).

Il manque cependant un moyen d'expression s'adaptant aux charbons de l'une des catégories et permettant d'en classer les principaux types. Ce manque se fait sentir non seulement pour les composants chimiques C, O, N, S et H, mais

[1]) Note publiée avec l'autorisation du Bureau des Mines de l'O.G.I.T. L'auteur est seul responsable des idées qui y sont émises.

pour les caractères techniques: matières volatiles, cendres, et pouvoir calorifique. C'est à ce dernier point que s'attache cette note et aux anthracites valaisans plus particulièrement.

Les anthracites ont fait l'objet de très nombreuses analyses (3). On dispose d'un abondant matériel d'étude provenant de plusieurs exploitations et des mines les plus importantes de Suisse. L'étude de leurs gisements a été particulièrement poussée. Les conditions d'étude sont donc favorables.

La notation graphique des propriétés techniques d'un charbon aura pour but de le définir clairement, de le comparer, et de le rattacher aux autres classes de combustibles suisses ou étrangers. Elle doit permettre en outre d'établir une classification.

Les données qui entrent ici en ligne de compte, sont:

1. La teneur en cendres.
2. La teneur en matières volatiles (mat. vol.) et en humidité.
3. Le pouvoir calorifique.

Ce sont parmi celles qui furent choisies par le Congrès Géologique International du Canada (1); elles ont été maintes fois reprises et utilisées dans la pratique en Europe.

Les analyses empruntées pour cet exposé sont celles de la Commission Géotechnique, (3) donnant l'analyse des éléments de l'échantillon séché à l'air. Les nombres entre parenthèse après les noms de provenance sont ceux des numéros des analyses. La teneur en cendres est exprimée en %, ainsi que celle des matières volatiles et de l'humidité. Cette dernière est ajoutée aux mat. vol. Le pouvoir calorifique exprimé en calories par kg. est également celui de l'analyse après passage à l'air sec.

Ces 3 facteurs sont portés linéairement sur chacun des 3 axes d'un triangle au moyen d'unités de longueur simples et faciles à construire.

2. Notation par un triangle.

Les dimensions et longueurs paramétriques du triangle fondamental sont les suivantes (pl. VI, légende):

1) Teneur en cendres. Axe vertical. 1% = 1 mm. Longueur de l'axe: 50 mm. soit 50%; équivalent du maximum de la teneur autorisée.

2) Teneur en matières volatiles. Axe à 120° du précédent vers la droite. 10% = 12,5 mm. Longueur de l'axe: 40%, valeur atteinte pour les houilles seulement mais nécessaire ici pour les comparaisons.

Humidité. Mêmes paramètres que les matières volatiles. Sa teneur est faible dans les anthracites, mais elle est également nécessaire pour les comparaisons.

3) Pouvoir calorifique. Axe à 120° des précédents vers la gauche. L'origine est à 2000 cal. 1000 cal = 1 cm. Longueur de l'axe 7000 cal.

Triangle fondamental. Joignant les 3 extrémités des axes, on obtient le triangle fondamental, figure de référence permettant d'avoir une forme repère fixe.

3. Le triangle caractéristique.

Ayant construit le triangle fondamental, il est possible d'établir le triangle caractéristique d'un charbon. Pour cela, on reporte sur chacun des axes les valeurs définies plus haut, données par l'analyse chimique. Joindre par un trait plein les valeurs « cendre », « pouvoir calorifique » et « matières volatiles » et par

un trait pointillé les valeurs « humidité-cendre » et « humidité-pouvoir calorique » (pl. VI, fig.1.)

La construction de très nombreux triangles caractéristiques sur les données publiées (3 et 4) a montré que ces triangles peuvent être groupés, beaucoup d'entre eux ayant des proportions et des dimensions voisines. C'est une première application de cette notation. Elle montre que les charbons se groupent par propriétés techniques voisines, ce qui n'apparaissait pas jusqu'alors dans les tables d'analyses.

La discussion des triangles permet un premier groupement par types (pl. VI, fig. 4 à 7) et un second par classes au moyen des triangles-limites.

On désigne sous ce terme la figure obtenue par 2 triangles emboîtés. Le premier est le triangle caractéristique des valeurs maximales, le second des valeurs minimales d'une série d'échantillons. La surface triangulaire ainsi délimitée est celle dans laquelle tombera tout triangle caractéristique d'un des charbons envisagés dans la classe. Exemple: pl. VI, fig. 2 et 3, 13 à 17.

La surface est teintée pour plus de clarté.

4. Applications.

a) SUBDIVISIONS DANS L'ANTHRACITE VALAISAN.

Les triangles caractéristiques de nombreux échantillons d'anthracite hercyniens et penniques (Ferden, Chandoline, Grône, Arpalles, Bramois, Salvan, Etablons) s'associent et tombent dans le triangle-limite. Pl. VI, fig. 2 et 3, dans lequel on doit distinguer une catégorie à cendre, entre 25 et 50% et à peu de cendre, jusqu'à 25%.

On peut donc établir un premier type d'anthracite, fréquent et assez banal qui est le type « valaisan » dont les caractéristiques techniques sont:

Cendre: 0—25% ou 25—50%
Mat. vol.: 2—5% + eau: 7—9%
U.C: 4300—6000

D'autres anthracites s'écartent de ce premier type par un des facteurs seulement ou deux. On aura alors des types divers:

Type calorifique, fig. 4. Echantillons des Etablons (34), Grône (86). Les calories dépassent 8000. Autres valeurs selon le type valaisan.

Type humide, fig. 5. Malgré le séchage à l'air à 110°, la proportion en eau reste élevée. Echantillons de Mauvais-Four et Salins.

Type cinérique, fig. 6. La teneur en cendres dépasse les 50% prescrits et atteint 70%.

Type calorifique et à matières volatiles, fig. 7. La mine de Collonge semble donner beaucoup de cet anthracite. Anal. 8 et 12.

b) COMPARAISONS AVEC LES COMBUSTIBLES SOLIDES DE SUISSE.

Utilisant les mêmes valeurs de paramètre, nous avons construit les triangles limites des autres espèces de charbons. On aura ainsi la gamme des produits alpins et molassiques.

1) Houille (Pechkohle) mésozoïque, fig. 8. Il s'agit de la houille du Dogger des Préalpes médianes connue à de nombreux affleurements et exploitée au Rocher des Rayes, dans la région de Boltigen et à Warthaus. Les valeurs limites sont éloignées les unes des autres. Cette dispersion se traduit par une valeur très grande de la surface triangulaire.

2) Lignites éocènes, fig. 9. Les échantillons viennent de Kandergrund, du Niederhorn et des Diablerets. Le triangle exprime des propriétés bien particulières, dont les limites sont peu dispersées. Moins de matières volatiles et moins de pouvoir calorifique que dans le cas précédent.

3) Lignites oligocènes molassiques, fig. 10. Le triangle est construit sur des analyses d'échantillons de Paudex, Belmont, Oron, Palézieux, Semsales et Rüfi. L'analogie est grande avec le triangle de la houille mésozoïque, dispersion des limites mise à part.

4) Lignites miocènes molassiques, fig. 11. Les matières volatiles sont moins abondantes que dans la catégorie précédente. Certains échantillons ont plus de cendre. La ressemblence est toutefois bien marquée.

On comparera à ce propos ces deux dernières notations avec celle des charbons tertiaires alpins étrangers (Bavière et Istrie) de la fig. 17. Leur pouvoir calorifique a des valeurs communes, les teneurs en cendre sont moindres, les matières volatiles aussi, ainsi que l'humidité.

5) Lignites feuilletés quaternaires, fig. 12. Comparés aux lignites tertiaires, les lignites interglaciaires ont moins de cendre, moins de pouvoir calorifique et, par contre, nettement plus de matières volatiles.

Les échantillons viennent de Mörschwil, Wildhaus, Uznach, Gondiswil, etc.(4).

c) COMPARAISON AVEC QUELQUES COMBUSTIBLES ÉTRANGERS.

Afin de pouvoir rattacher les combustibles suisses aux charbons de la grande production étrangère, la notation a été appliquée également à ces derniers. Cette comparaison se limite toutefois aux grandes classes, les plus caractéristiques parmi celles qui furent crées par le Comité du 12ème Congrès International du Canada (1).

Les produits suisses sont caractérisés par de hautes teneurs en cendre. Ce caractère mis à part, on remarque qu'un anthracite valaisan du type calorifique est loin d'atteindre le pouvoir chauffant d'une des grandes classes A. 1, B, ou B. 3 qui toutes, sortent du triangle de base ($>$ 7000 cal.).

Le charbon anthraciteux de la classe B. 1 s'apparente toutefois à la fig. 7 du charbon de Collonges, sous réserve du pouvoir calorifique. Les houilles mésozoïques de Boltigen, etc., ont un triangle-limite couvrant celui d'un charbon bitumineux de la classe B. 3.

Aucun combustible suisse ne tombe dans la catégorie des charbons gras de la classe C. Cela provient de leur manque de pouvoir calorifique. Ceux qui s'en rapprocheraient le plus sont les lignites molassiques.

d) COMPLÉMENTS DE NOTATION.

Le triangle caractéristique peut s'utiliser de manière plus complète encore pour achever la description du charbon. Comme on l'a vu, les dimensions des axes du triangle donnent la teneur en cendre, la teneur en matières volatiles + eau et le pouvoir calorifique. On ajoutera l'aspect macroscopique, la structure grossière, avec une légende appropriée. Sans entrer dans de grands détails, qui demandent d'ailleurs une étude qui n'a pas été faite, on distingue 3 types de structures dans l'anthracite valaisan (cf. C. Schmidt 2).

1) Structure massive. Le charbon a conservé son état primitif compact, à cassure conchoidale, homogène, à éclat résineux, métallique, de couleur noire. Le prototype de ce charbon se trouve à la mine de Collonges d'où le terme de «Collongite» que nous lui donnons. Cette structure peut être altérée par un ré-

seau de diaclases plus ou moins dense. Il s'agit probablement de Durain plus ou moins métamorphisé.

2) Structure bréchique, résultant de l'écrasement mécanique du charbon dans les filons. On pourrait créer des subdivisions suivant le degré d'écrasement de la roche. Citons au passage les 2 variétés définies par C. SCHMIDT: variétés grenue-bréchoide et porphyro-clastique. Nous nommons «Sédunite» tout anthracite à structure bréchique.

3) Structure microbréchique. Les grains sont fins, si fins qu'il est parfois difficile de les distinguer de certains schistes auxquels ils semblent passer latéralement. C'est le type «Mayenite» largement représenté dans le filon «Mayen» de la mine de Chandoline.

5. Conclusions.

Cette notation graphique a été construite sur les données de la guerre précédente uniquement. Il sera fort intéressant de l'appliquer aux très nombreuses analyses prélevées pendant la période actuelle. Les résultats seront d'autant plus instructifs que l'étude géologique a été beaucoup plus serrée. La tectonique du charbon a été notablement poussée ce qui est logique puisque les accumulations du charbon sont fonction des efforts mécaniques qu'il a subi. Le report des notations par filon et par zone sera alors nécessaire.

Ce qui reste encore à développer, c'est la pétrographie. Il manque de définitions, de descriptions macro- et microscopiques. On ignore tout des matières fondamentales, de leur degré de carbonisation, du métamorphisme qui les a transformées et de sa répartition suivant les zones tectoniques et les filons. Il n'est guère de jour où le géologue ne se sente limité par son ignorance de ces données.

La présente note a pour objet de combler une faible part de ces lacunes.

Bibliographie.

1. Executive Committee of the XII International geological congress Canada. 1913. — The Coal Resources of the World. 3 vol., 1 atlas. Toronto 1913.
2. C. SCHMIDT, Texte explicatif de la Carte des matières premières minérales de la Suisse, Carte 1:500000, 3 pl. 1920.
3. P. CHRIST, Das produktive Karbon der Schweizer Alpen. 2. Teil. Beiträge z. Geol. d. Schweiz. Geotechn. Serie Lief. 11, Heft 2, 1925.
4. E. KÜNDIG & F. DE QUERVAIN, Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. Bern 1941.

---

2. — HANS SUTER (Zürich): **Neue geologische Beobachtungen im Gebiet zwischen Limmat und Surbtal.**

Erscheint in Eclogae geol. Helv. Vol. 37.

3. — KONRAD HABICHT (Schaffhausen): **Zur Geologie der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Rheintal.** [1])

Eingehende Detailstudien, die der Verfasser in den letzten Jahren in der subalpinen Molasse unternommen hat, führten zu wichtigen Ergebnissen, von denen einige hier kurz festgehalten seien.

A. Westlich der Linth.

Am Ostufer des Zugersees, wo an der Rigibasis noch ein schmaler, nach NE gegen die Horwerplatten-Aufschlüsse von Katzenstrick hin tektonisch in der Tiefe zurückbleibender Grisigermergelstreifen aufgeschlossen ist, verläuft die Rigiaufschiebung so wie sie KOPP 1938 dargestellt hat. Dagegen gehört das von diesem Autor zur Rigibasis gezogene Vorkommen von Kalknagelfluh mit roten Graniten im Hürital ca. 200 m SW P. 817 lithologisch und tektonisch nicht mehr zur Rigi-Serie, sondern zu der unmittelbar nördlich folgenden von dem erwähnten Autor als bunt bezeichneten Nagelfluh; die Rigi-Aufschiebung folgt erst unmittelbar südlich an der Basis der stampischen Molasse rouge. Die nördlich benachbarte, erwähnte Nagelfluh ist vom Typus der Grindelegg-Nagelfluh, d. h. es handelt sich um eine der bunten Riginagelfluh verwandte und vermutlich als deren Ausläufer zu betrachtende, von ihr aber heute durch die Rigi-Aufschiebung getrennte Nagelfluh.

Ebenso bildet die am Südhang des St. Jost-Hügels im Sulzeggwald von KOPP 1938 zur Rigi-Serie gezogene Nagelfluh mit kristallinen Komponenten die Fortsetzung der Grindeleggnagelfluh und die Rigiaufschiebung setzt sich nicht nach Strahl hin fort, sondern verläuft in gerader Linie direkt Richtung auf die äussere Altmatt hin; sie lässt sich auch weiter östlich, in den Tobeln nordwestlich Katzenstrick bis zur Alp hin genau lokalisieren.

Da auch die Aufschlüsse südlich der Hohrone-Schuppe im Rohrbach, bei Ländli und bei Strahl im Sinne einer, allerdings komplexen, Aufschiebung gedeutet werden müssen, ist damit die 1934 von R. STAUB zuerst postulierte Grindeleggschuppe als zu Recht bestehend aufzufassen. Gegenüber H. H. RENZ muss festgehalten werden, dass der lithologische Habitus dieser Schuppe beidseits des Aegerisees derselbe ist und zur Annahme einer Altersdifferenz deshalb keinerlei Veranlassung besteht. Östlich des Sihlsees verläuft die Fortsetzung der Rigiaufschiebung viel weiter nördlich als nach der Annahme von RENZ; dessen Antiklinalaufschiebung, die gegen das untere Wäggital hinziehen soll, existiert nicht und die Pfiffeggschuppe OCHSNERS als östliche Fortsetzung der Rigischuppe bleibt im ganzen Umfange bestehen. Auch in diesem Sektor ist der Rigiaufschiebung ein vom Schlagberg aus nach ENE ziehender, mittelsteil SSE-fallender Molassestreifen vorgeschaltet, der als Fortsetzung der Grindeleggschuppe aufzufassen ist.

Zwischen Etzel und Hohe Rone ergibt sich, ausser interessanten Detailstörungen am Etzel selber, ein von dem 1937 von KLEIBER angenommenen etwas abweichender Verlauf der tektonischen Linien. Die Feusisberg-Antiklinale zieht nicht gegen den Scherenspitz W Schindellegi weiter, sondern streicht in ausgeprägtem Bogen, wie Aufschlüsse längs der Sihl und im Tobel 300 m NW der Kirche Feusisberg zeigen, schliesslich gegen die Hohe-Rone-Aufschiebung hin, welche sie schon östlich von Schindellegi erreicht. Der südfallende Komplex des Scherenspitzes bildet dagegen nur eine sekundäre ruschelzonenartige Störung in der im

[1]) Veröffentlicht mit Zustimmung der Geolog. Kommission S.N.G. Eine ausführlichere Darstellung wird im nächsten Heft dieser Zeitschrift gegeben werden.

übrigen einheitlich NW–NNW-fallenden Serie. Ähnliche Störungen an analoger Stelle finden sich z. B. auch W Feusisberg u. a. a. O.

Die Synklinale von Lidwil besitzt nicht nur eine Muldenumbiegung, sondern ist von steilgestellten, stark verruschelten Mergeln durchsetzt.

Die Antiklinale von Mittlisberg–Lachen zieht aller Wahrscheinlichkeit nach nicht südlich, sondern zusammen mit der Feusisberger Antiklinale nördlich um den unteren Buchberg herum durch das obere Zürichseetal.

B. Östlich der Linth.

Auf der Ostseite der Linthebene prellt die Schorhüttenbergschuppe weit nach NNW vor.

Die bisher als 1. Antiklinale betrachtete Linie nördlich des Regelsteins ist in Wirklichkeit mit der 2. Antiklinalen des Appenzeller Gebietes identisch, welche ihrerseits als eine beinahe saigere, östlich des Neckers fast unmittelbar südlich der steilgestellten Gäbrisnagelfluhen durchziehende Aufschiebung von beträchtlichem Ausmass (bis ca. 3000 m Aufschiebungshöhe) zu deuten ist.

Eine mittelsteil nordfallende Rand-Unterschiebung bildet vom Uznacher Gebiet an bis über die Sitter hinaus die Grenze gegen die nördlich folgende NNW-fallende granitische Molasse.

Meine Untersuchungen erbringen ferner den Nachweis, dass die „Stoss-Aufschiebung" von H. H. Renz ein lediglich lokal-tektonisches Phaenomen ist, indem sich dieselbe nach W zu keineswegs bis ins Toggenburg fortsetzt. Im Zusammenhang damit ergibt sich des weiteren, dass die sog. „Südserie der südlichen Aquitanzone" (Ludwig 1930), die sich nach E in die Nagelfluhzone des Forst bei Altstätten fortsetzt, keineswegs zu einem wesentlichen Teil ins Stampien gehört, sondern — worauf u. a. der mit der Gäbrisnagelfluh weitgehend identische Nagelfluhtypus dieser Zone hinweist — sehr wahrscheinlich in ihrer Gesamtheit aquitanes Alter besitzt. Von der Gäbriszone ist sie nicht durch eine eigentliche Aufschiebung, sondern nur durch eine, allerdings von z. T. bedeutenden Sekundärstörungen durchsetzte Synklinale getrennt. Zahlreiche weitere sekundäre Schubflächen finden sich im Inneren dieses Elementes, das nichts anderes darstellt, als die vor der Front der Kronbergzone in steile Lage aufgeschleppten Gäbrisnagelfluhen.

Im Gebiete des Urnäsch-Querschnittes erweist sich die Ludwig'sche Kartierung des Gäbris-Aquitan als fehlerhaft. Die Stampien-Aquitan-Grenze ist an der Urnäsch um mindestens 300 m nach S zu verlegen, wie der Verfasser schon 1941 festgestellt hat. Damit ist ein bedauerlicher Intersektionsfehler des Atlasblattes 4 1:25000 ausgemerzt.

---

4. — Hugo Fröhlicher (Olten): **Vorweisung einiger Fischformen aus der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern).**

Es wurden an Hand einer Serie von Diapositiven die wichtigsten Formen der während der letzten Jahre aufgesammelten Fischskelette vorgeführt. Die Fundstelle liegt in der alpennächsten, unterstampischen Molassezone der Hilfernschichten, im Tobel des Steinibaches zwischen Schüpfheim und Flühli, ca. 1000 m über Meer.

Die grösste Verbreitung hat die Familie der Clupeiden, darunter *Clupea longimana* Heckel (olim *Meletta*), von deren Schuppen die Schichtplatten oft über-

sät sind; bei einzelnen Exemplaren lässt sich deutlich das Loslösen des Schuppenkleides vom Fischkörper erkennen. Neben den Clupeiden tritt weniger häufig die Gattung *Amphisile* auf. Dieser kleine Fisch mit langem Rostrum, Rücken- und Bauchpanzer, weist auf eine Herkunft von E hin. *Amphisile* findet sich rezent im indo-pazifischen Gebiet, fossil in grösserer vertikaler Verbreitung auf der Halbinsel Apscheron bei Baku, am Nordrand des Kaukasus, in den Karpathen und in Galizien. Das eigentliche tertiäre Wohngebiet scheint demnach im E zu liegen, von dem aus gelegentliche Abwanderungen in unser Gebiet stattfanden. Da sowohl *Amphisile* als auch *Clupea* in den oligocänen Ablagerungen Oberitaliens, des Pariser Beckens und Belgiens fehlen, muss man auch annehmen, dass sie durch das subalpine Meer ins Oberrheingebiet eingewandert sind. Ausser diesen kleineren Fischformen trifft man auch Reste von grösseren Skeletten, darunter solche, die Ähnlichkeit mit den bei Glarus vorkommenden Gattungen haben (*Palaeorhynchus* u. a.). Zufolge der Brüchigkeit der Schieferplatten ist es bis jetzt nicht gelungen, ganze Skelette dieser noch zu bestimmenden grösseren Fischarten zu bergen.

Die Fischfauna besitzt rein marinen Charakter. Der Erhaltungszustand — einzelne gegeneinander verschobene Skeletteile, bei den Clupeiden öfters starke dorsale Einkrümmung der Wirbelsäule sowie isolierte Köpfe — deutet auf einen Tod durch Sauerstoffmangel oder Fäulnisgase in einer abgetrennten, schwach bewegten Bucht hin.

---

5. — August Buxtorf (Basel): **Über Vorkommen von Leimernschichten in der Unterlage des Schlierenflyschs.**[1]) Mit 1 Textfigur.

Die Aufnahmen, die der Verfasser im Auftrag der Geologischen Kommission S.N.G. im Pilatus–Schlierengebiet ausführt, ergaben 1936, dass auch am Ostende der Schlierenmasse, bei Alpnach, in der Unterlage des Schlierenflyschs mehrere linsenförmige Vorkommen von Leimernschichten auftreten. Diese bilden das Gegenstück zu den viel ausgedehnteren und daher auch längst bekannten Leimernschichten am SW-Ende der Schlierenflyschmasse. Beiderseits des Tals der Waldemme finden sich dort die Vorkommen von Junkholz (im NE) und Salwiden–Sitenegg (im SW des Flusses) (vgl. Lit. 4), in deren südwestlicher Fortsetzung die Lokalitäten des Habkerntales liegen, im besondern die klassische Fundstelle Leimern (vgl. Lit. 1).

Im Gegensatz zu den Vorkommen von Leimernschichten im Waldemme- und Habkerntal handelt es sich bei denen der Gegend von Alpnach um meist nur kleine linsenförmige Schichtpakete. Sie finden sich einerseits im Gebiet von Eichetschwand–Schlattrübi (ca. 4 km W Kirche Alpnach, Südseite des Tals der Kleinen Schlieren, vgl. Siegfriedblatt 378, Sarnen, 1 : 25000, Koord. 659—660/199—200), ausserdem aber auch an den beidseitigen Hängen des Baches „Schlierli" (2,3 km SW Kirche Alpnach, vgl. Bl. Sarnen). Auf der „Geol. Vierwaldstätterseekarte" (Lit. 2) läge dieses Vorkommen in der Bachrinne NW des Gehöftes „Hüsli", 3,3 km N Sarnen, doch ist es hier von den Stadschiefern nicht abgetrennt worden.

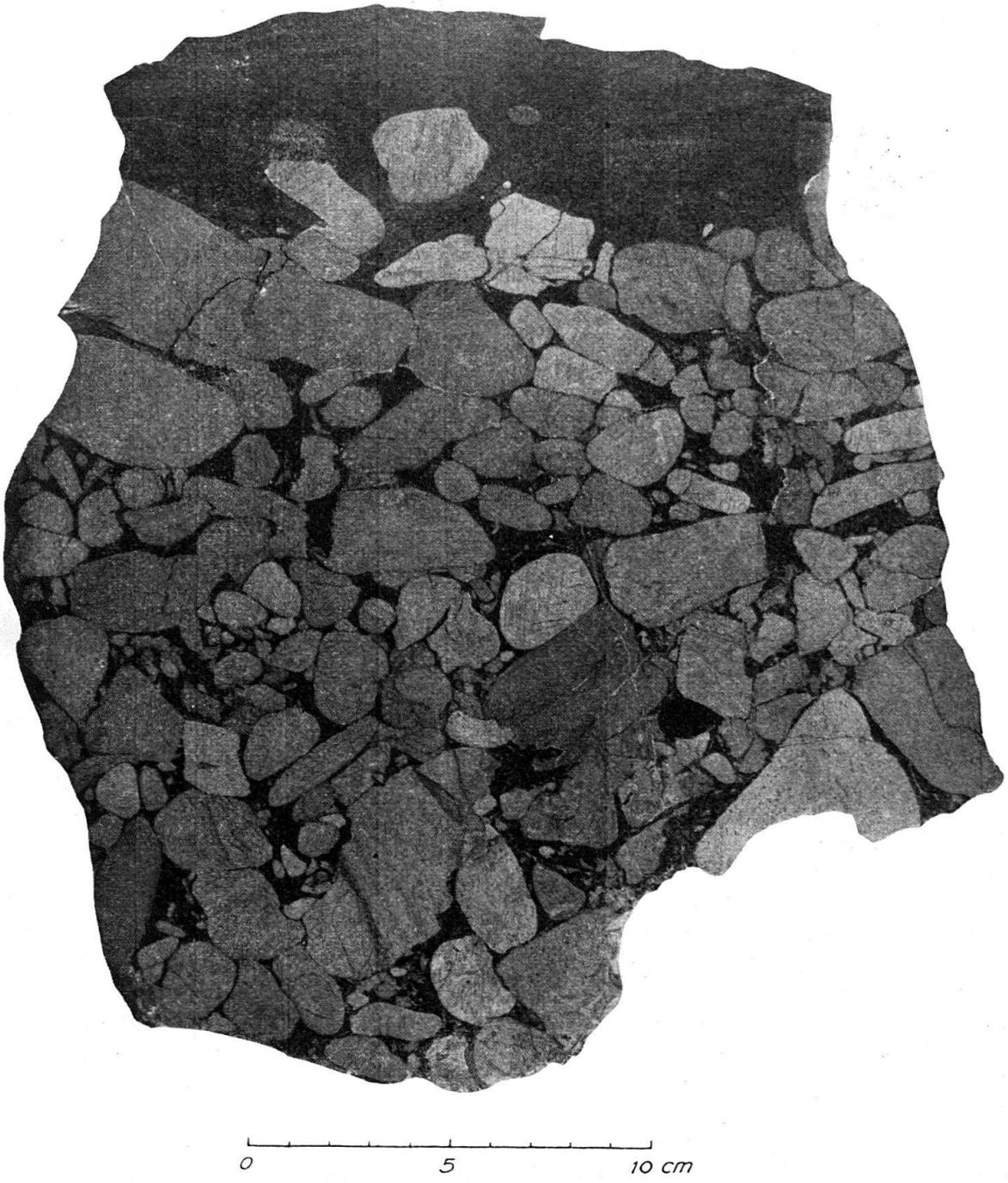
Die Aufschlüsse in der Schlattrübi haben in der letzten Zeit eine genauere Untersuchung durch L. Vonderschmitt und cand. geol. Hans Schaub er-

---

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

fahren, so dass auf deren Ausführungen verwiesen sei („Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch", Eclogae geol. Helv., Vol. 36, Nr. 2, p. 207, 1943).

Das leicht erreichbare Vorkommen im Schlierli bietet insofern besonderes Interesse als hier die Überlagerung der Leimernschichten durch Obereocaen ausgezeichnet festgestellt werden kann.



Obereocaenes Transgressionskonglomerat, auflagernd auf obercretacischen Leimernschichten. Schlierli bei Alpnach.

(Halbe natürliche Grösse.)

Helle Gerölle = Leimernkalk; dunkles Bindemittel und oberste Schicht = Obereocaen. (Der das Konglomerat unterlagernde intakte Leimernkalk würde etwa da beginnen, wo unter der Figur der Massstab angebracht ist.)

Folgt man vom Gehöfte „Rüteli" (Bl. Sarnen) oder „Aecherli" (auf Geol. Vierwaldstätterseekarte) dem Bachbett des Schlierli aufwärts, so zeigen sich auf der SE-Seite des Baches auf eine Länge von ca. 300 m zunächst südwärts einfallende Sandsteine vom Typus der Schlierensandsteine, die aber wohl als ein von der eigentlichen Schlierenmasse abgerissener Schürfling zu deuten sind. Dieser isolierte Sandsteinkomplex ist auf der „Geol. Vierwaldstätterseekarte" mit eS deutlich ausgezeichnet worden.

Nach kurzem Unterbruch setzen bachaufwärts am linken Ufer graue fleckige, z. T. tonige Mergel ein, aus denen L. VONDERSCHMITT durch Schlemmverfahren *Globotruncanen* isolieren konnte; diese Gesteine gehören schon zu den obercretacischen Leimernschichten. Etwas weiter bachaufwärts schliessen die Mergel nach oben mit hellgrauen dichten Leimernkalken ab, deren oberste Bank — als Abschluss der ca. 6—7 m hohen Böschung westlich über dem Bach — an einzelnen Stellen ein prachtvolles Transgressionskonglomerat zeigt (siehe Figur p. 205). Das Konglomerat kann bis ca. 25 cm Mächtigkeit erreichen. Im dunkelgrauen Bindemittel des Konglomerates, dessen Komponenten fast ausschliesslich aus Leimernkalk bestehen, sind massenhaft *Discocyclinen*, daneben auch *Asterocyclinen*, ferner *Lithothamnien* und (selten) kleine *Nummuliten* erkennbar. Die Fossilführung spricht also für Obereocaen (Priabonien). Über dem Konglomerat folgen dann einige cm sandige Kalke, eine krustenartige Schicht bildend (siehe Figur), darüber — soweit sichtbar — mergelig-tonige obereocaene Schiefer.

Die kalkigen Leimernschichten queren auf einer ca. 150 m langen Strecke das Bachbett des Schlierli und zeigen sich auch im Weg am Waldrand W Hüsli (vgl. Bl. Sarnen u. Geol. Vierwaldstätterseekarte). Im Dünnschliff führen sie häufig *Globotruncana linnei* (D'ORB.) und wären also dem Sénonien zuzuweisen.

Weiter oben im Bett des Schlierli folgen Stadschiefer, von denen ich annehme, dass sie der helvetischen Unterlage (Bürgenstock-Teildecke) angehören.

Es steht ausser Frage, dass die Leimernschichten samt den transgredierenden Obereocaenschiefern ein kleines Schürfpaket darstellen in der Grenzzone zwischen den erwähnten Stadschiefern und der überschobenen ultrahelvetischen Schlierenserie. Diese tektonische Deutung gilt auch für die Linsen von Leimernschichten von Schlattrübi und Eichetschwand[2]).

Allgemein kann gesagt werden, dass die Grenzzone zwischen der helvetischen Stadschieferunterlage und den basalen, Ölquarzit-führenden Schiefern und Mergeln der mächtigen Schlierenserie tektonisch ausserordentlich kompliziert zusammengesetzt ist. Ausser den ultrahelvetischen Leimernschichten und den zugehörigen, sie transgressiv überlagernden Obereocaenschiefern finden wir als Schürflinge sehr häufig Nummuliten- und Assilinenkalke, z. T. mit Lithothamnien, und begleitende Eocaenschiefer, die wahrscheinlich grösstenteils aus dem mittleren und südlichen Teil der Drusbergdecke herzuleiten sind und daher wohl als südhelvetisch bezeichnet werden dürfen (vgl. „Geol. Vierwaldstätterseekarte", Gebiet W Sarnen–Alpnach: Bitzighofen, Schwarzenberg, Rütiberg, Kleine Schlieren, Grund).

Ein kleines, nur einige Meter mächtiges Schürfpaket grauer, z. T. mergeliger, z. T. kieseliger Kalke, das sich ca. 320 m nördlich der Kapelle von Ramersberg (Koord. 660,65/194,725, Bl. Sarnen, südseits des dortigen Baches) findet,

---

[2]) Diese Interpretation dürfte auch von Wichtigkeit sein für eine neue Beurteilung der Leimernschichten-Vorkommen der Rengg (siehe: PAUL LIECHTI: Geologische Untersuchung der Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees, Dissertation Bern 1931).

dürfte nach der Gesteinsbeschaffenheit und der spärlichen Mikrofauna (es fand sich auffallenderweise eine zweikielige Globotruncana) am ehesten als Wangschichten zu bezeichnen sein. Diesen Schürfling kann man vergleichen mit den am Nordrand der Schlierenmasse im Talgebiet der Entlen an der Untergrenze des Wildflyschs auftretenden Wangschichten-Linsen (vgl. Lit. 3). Als Herkunftsort käme der Südteil der Drusbergdecke in Betracht, wenn man nicht eine Zugehörigkeit zu einer noch südlicheren Einheit (z. B. Schlierenmasse) in Betracht ziehen will.

Ausser durch Schürfmassen von Leimernschichten sind die ältern Schichten des Ultrahelvetikums — wenn auch selten — bei Alpnach noch vertreten durch Triasgips. Vor 13 Jahren war an der linken Uferböschung der Grossen Schlieren im S von Geretschwand auf mehrere Meter Länge ein Gipsvorkommen aufgeschlossen, das aber später durch abrutschende Moräne wieder verhüllt wurde. Diese Gipslinse könnte verglichen werden mit denjenigen von Mühlebord, die H. Mollet in der an Schürflingen reichen basalen Partie der Schlierenflyschmasse NNW unter dem Feuerstein beobachtet hat (vgl. Lit. 3).

Aber auch das jüngste Glied der ultrahelvetischen Schichtfolge, die Schlierensandsteinserie, hat Schürflinge geliefert, wie z. B. die oben erwähnte Sandsteinmasse beim untersten Abschnitt des Schlierlitales. Ausserdem sind auch allenthalben die basalen Ölquarzit-führenden Schichten der Schlierenserie — stark verfaltet und als typischer Wildflysch entwickelt — an der Zusammensetzung der untern Grenzzone des Ultrahelvetikums in hohem Masse beteiligt.

Aus dem Gesagten geht zur Genüge hervor, dass nur sehr detaillierte, auch Dünnschliffe berücksichtigende Untersuchungen uns allmählich Klarheit über die Zusammensetzung der Grenzzone zwischen dem ultrahelvetischen Schlierenflysch und seiner helvetischen Unterlage verschaffen können. Dabei ist ausserdem zu berücksichtigen, dass die Grenzfläche zwischen der helvetischen Unterlage und den überschobenen Massen stellenweise einen sehr unregelmässigen Verlauf aufweist, wie dies schon die blaue (meist gestrichelte) Linie auf der „Geologischen Vierwaldstätterseekarte" zwischen Alpnach und Sarnen andeutet; dies dürfte auf Verfaltungen, Verschleppungen und Querverschiebungen zurückzuführen sein.

Zitierte Literatur.

1. P. Beck: Geol. Karte der Gebirge nördlich von Interlaken, 1 : 50,000; Spezialkarte No. 56a, herausgegeben v. d. Geol. Komm. der Schweiz. Natf. Ges., 1910.
2. A. Buxtorf, A. Tobler, G. Niethammer etc.: Geol. Vierwaldstätterseekarte, 1 : 50,000; Spezialkarte No. 66a, herausgegeben v. d. Geol. Komm. der S. N. G., 1916.
3. H. Mollet: Geol. Karte des Schafmatt-Schimberggebietes (Kt. Luzern), 1 : 25,000; Spezialkarte No. 91, herausgegeben v. d. Geol. Komm. S. N. G. 1921.
4. R. Schider: Geol. Karte der Schrattenfluh, 1 : 25,000; Spezialkarte No. 76a, herausgegeben v. d. Geol. Komm. S. N. G. 1913.

---

6. — Louis Vonderschmitt und Hans Schaub (Basel): **Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch.** Mit 2 Textfiguren.

In Anbetracht des grossen Interesses, das gegenwärtig den Flyschbildungen entgegengebracht wird, seien im folgenden einige Resultate der Untersuchungen veröffentlicht, die im Laufe der letzten Jahre im Gebiete des Schlierenflysches durchgeführt worden sind. Sie beziehen sich einerseits auf die Stratigraphie und

Fossilführung der eigentlichen Schlierenflyschserie, anderseits auf die Zusammensetzung und Lagerungsverhältnisse von Leimernschichten und begleitendem Obereocaenflysch im Liegenden der Schlierenflyschserie.

I. Stratigraphie und Fossilführung der Schlierenflyschserie.

(Von H. Schaub.)

Auf Anregung seines Lehrers Prof. Dr. A. Buxtorf hat der Verfasser in den letzten Jahren eine stratigraphisch-palaeontologische Untersuchung der Schlierenflyschserie durchgeführt und nun so weit gefördert, dass heute einige sichere Resultate vorliegen.

Die besten Untersuchungsmöglichkeiten bietet das Wildbachbett der Grossen Schlieren. Dieses ist von der Gegend des Steinbruches Guber ob Alpnach und vom Wasserfall beim Fallhörnli (4 km WSW Alpnach, vgl. Siegfriedblatt 378, Sarnen) bis hinauf in die Gegend SE Alp Horweli in den nach SSW einfallenden N-Schenkel der „Gross-Schlieren-Mulde“[1]) eingeschnitten und bietet, zusammen mit den Seitenbächen, infolge der aktiven Wildbacherosion, einen sozusagen kontinuierlichen Aufschluss durch eine konkordant gelagerte, ungestörte Flyschserie von ungefähr 1500 m Mächtigkeit. Über die Gliederung gibt das schematische Sammelprofil (Fig. 1) Aufschluss.

A. Lithologische Gliederung. (Die Abschnitte 1—5 beziehen sich auf Fig. 1.)

Abschnitt 1. Die Gesteine dieses untersten Abschnittes der Schlierenserie sind in der Grossen Schlieren nur unvollständig aufgeschlossen. Sie sollen daher weiter unten gesondert beschrieben werden.

Abschnitt 2. Die Serie beginnt unterhalb des „Gubers“ mit stark verfaltetem und zerrissenem „Wildflysch“, der nach oben zunächst in einfachere liegende Falten und dann in die ungestörte Serie übergeht. Sowohl der gefaltete als auch der ruhig gelagerte Teil bestehen aus feinkörnigen, harten dunkelgrauen Sand- oder Siltsteinbänken, die mit dunklen, meist kalkarmen Tonen wechsellagern.

Diese Wechsellagerung zeigt eine durchgehende Gesetzmässigkeit, die für den ganzen Schlierenflysch gilt:

Jede Bank beginnt in ihrem unteren Teil relativ grobkörnig und wird nach oben allmählich feiner. Parallel mit dieser Korngrössenabnahme wird der obere Teil der Sandsteinbänke plattig oder schiefrig und geht je nach Kalkgehalt allmählich in Ton oder Mergel über. Die nächsthöhere Bank beginnt dann mit scharfer Untergrenze wieder relativ grobkörnig. Dieser Ordnung nach Korngrössen unterliegen auch die Foraminiferen, so dass sich grössere Foraminiferen nur in den gröberen Teilen finden, während die feinen Tone oder Mergel praktisch fossilleer sind. Diese Anordnung nach Korngrössen kann als Kriterium für normale oder verkehrte Lagerung dienen.

Einige kalkig-mergelige Bänke zeigen beim Zerschlagen Helminthoiden auf den Schichtflächen. Die meisten Sandsteinbänke sind im plattig-schiefrigen Teil, der zum hangenden Ton oder Mergel überleitet, voll von Fucoiden. Die gleichen Fucoiden sind übrigens — etwas weniger häufig — auch in den andern Abschnitten des Schlierenflysches anzutreffen.

---

[1]) Über die tektonische Gliederung der Schlierenflyschmasse ist eine Mitteilung von A. Buxtorf, L. Vonderschmitt und H. Schaub in Vorbereitung.

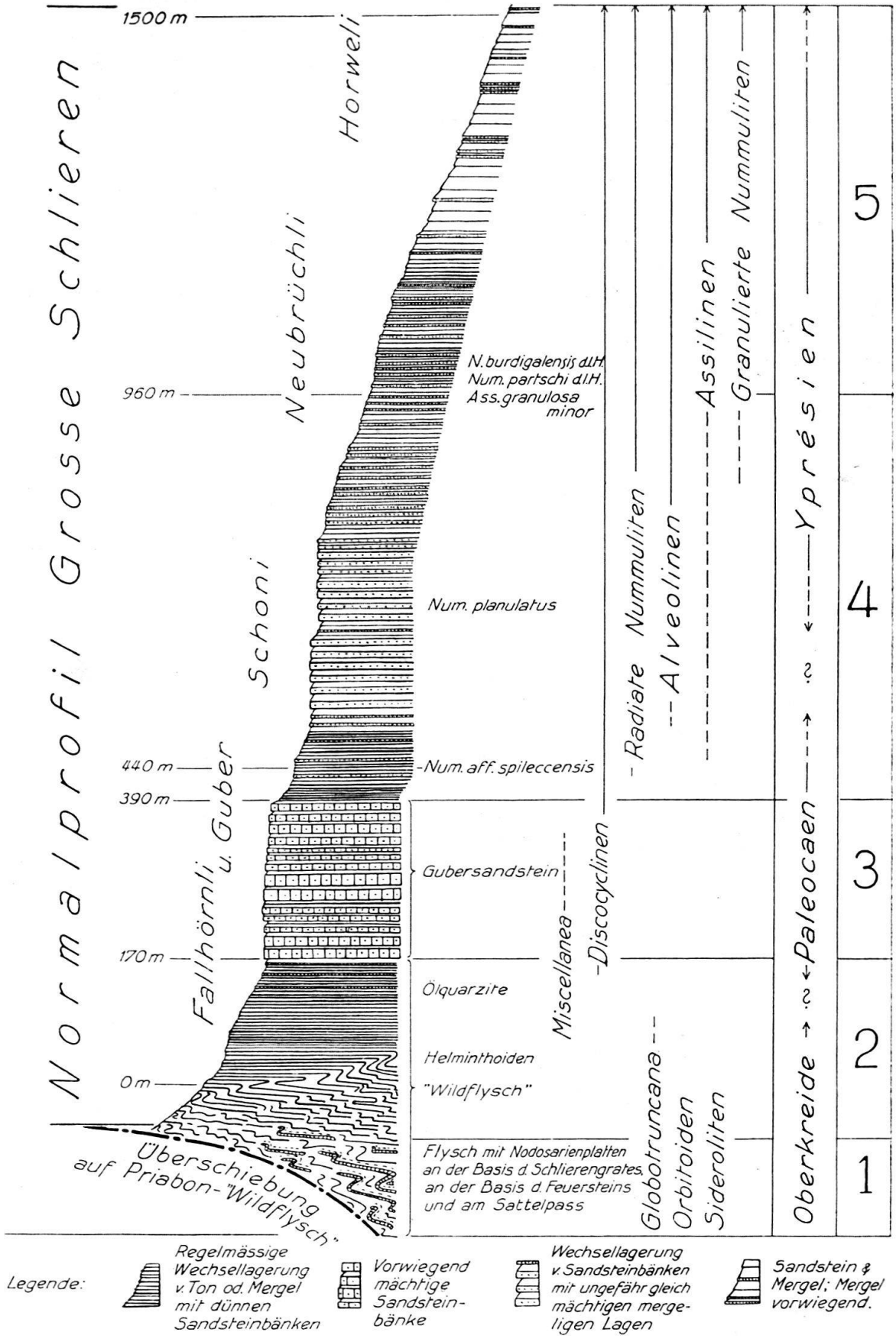


Fig. 1. *Stratigraphisches Profil (schematisch) des Schlierenflysches in der Grossen Schlieren bei Alpnach.* Von H. SCHAUB.

Etwa von der Mitte des Abschnittes 2 an schieben sich einzelne, meist auch etwas gröbere Sandsteinbänke ein, die zum Teil schon dem typischen Schlierensandstein gleichen. Der obere Teil dieses basalen Abschnittes 2 ist ausgezeichnet durch eine Zone, die — zwischen dunklen, meist feinschuppigen Tonen — Bänke von dunklen, grünlich anwitternden Ölquarziten enthält.

Abschnitt 3. Unmittelbar unter dem „Fallhörnli" ändert sich das Aussehen der Serie plötzlich. Die Sandsteinbänke werden viel mächtiger und zum Teil sehr grobkörnig. Die Ton- oder Mergeleinschaltungen werden stark reduziert oder fehlen überhaupt, so dass der Eindruck einer fast geschlossenen Sandsteinserie von ungefähr 240 m Mächtigkeit entsteht. An diesem Aufschluss ist deutlich sichtbar, dass es sich um einen normalen stratigraphischen Übergang handelt, der nicht durch eine prinzipielle Änderung im Gesteinscharakter, sondern nur durch eine allgemeine Kornvergröberung zustande kommt. Dieser blaugraue, hellbraun anwitternde Sandstein wird im Steinbruch Guber ob Alpnach ausgebeutet. Wir nennen ihn Guber-Sandstein. Wegen seiner Härte und Wetterbeständigkeit wird er als Pflasterstein verwendet.

Dieser Abschnitt der Serie bedingt überall, wo er auftritt, einen deutlichen Steilabfall und kann deshalb im Gelände leicht erkannt werden.

Stark kohlige, plattige, etwas mergelige Sandsteinlagen in der Nähe der Obergrenze dieses Abschnittes enthalten erbsen- bis nussgrosse Stücke von fossilem Harz.

Abschnitt 4. Den Übergang zum Abschnitt 4 bildet eine etwa 100 m mächtige „Mergelzone", deren Gesteinsfolge zunächst eine gewisse Ähnlichkeit mit derjenigen des Abschnittes 2 aufweist. Die Sandsteine und Mergel unterscheiden sich im allgemeinen durch einen stärkeren Kalkgehalt und durch die hellere, hell- bis blaugraue Farbe. Einige Bänke zeigen eine typische, rotbraune bis rostrote Anwitterungsfarbe.

In der Hauptmasse des Abschnittes 4 wechseln Sandsteinpartien mit ungefähr gleich mächtigen Mergellagen ab.

Abschnitt 5. In diesem obersten Abschnitt der Serie werden die Mergellagen immer mächtiger, während die Sandsteinpartien eher zurücktreten. Die Mergel bilden hier, im Gegensatz zu den Abschnitten 2 bis 4, meist einheitliche, ziemlich kompakte Komplexe, die eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen können.

Die im Bett der Grossen Schlieren aufgeschlossenen Abschnitte 2—5 erreichen eine Gesamtmächtigkeit von 1500 m. Jüngere Sedimente haben sich bisher weder in der „Gross-Schlieren-Mulde" noch in den andern Abschnitten der Schlierenmasse nachweisen lassen.

Rein lithologisch lässt sich im allgemeinen ein einzelnes Handstück nicht mit Sicherheit einem der Abschnitte 2—5 der Serie zuweisen. Von einem grösseren Aufschluss kann hingegen meist angegeben werden, zu welchem Abschnitt des Normalprofils er gehört.

Die Untergrenze des Profils in der Grossen Schlieren ist tektonisch bedingt. Während, wie schon erwähnt, auch in anderen Gegenden des Schlierengebietes keine sichere Fortsetzung nach oben gefunden werden konnte, liessen sich an einigen Stellen, wo die tiefsten Flyschpartien emporgepresst und ausserdem gut aufgeschlossen sind, Gesteine finden, die als Fortsetzung nach unten anzusehen sind (Abschnitt 1 in Fig. 1).

Diese Gesteine treten nur an der Basis des Schlierenflysches auf, zum Beispiel am Sattelpass (ESE Flühli im Entlebuch, vgl. Siegfriedblatt 388, Giswilerstock), am Nord-Fusse des Feuersteins und im Rothbach nordwestlich des Schlierengrates (vgl. Lit. 5a). Sie sind bisher nirgends mit Gesteinen zusammen angetroffen worden, die dem Schlierenflysch fremd sind. Es sind Flyschbänke mit der typischen Gesetzmässigkeit in der Korngrössenordnung. Im Gegensatz zum Abschnitt 2 der Gross-Schlierenserie beginnen die Bänke in ihrem unteren Teile oft mit einem Konglomerat und gehen nach oben in plattigen Sandstein mit grossen Muskowitschuppen über. Auf günstig angewitterten Platten lässt sich oft mit der Lupe eine schöne Kleinfauna erkennen, vor allem Nodosarien, agglutinierende Foraminiferen und Bryozoen.

Einige dieser Sandsteinbänke gehen nach oben über in Kalke oder Kieselkalke. Sie führen reichliche Spongiennadeln, gelegentlich auch Radiolarien und enthalten bisweilen auch Hornsteinbändchen. Diese Kalke und Kieselkalke wittern meist graubraun, sandig oder sehr hell an und gleichen mikroskopisch und makroskopisch Wangschichten.

B. Palaeontologische Gliederung.

Eingehendes Suchen im Felde nach Fossilien, sowie die Durchsicht von über 700 Gesteinsdünnschliffen haben eine Foraminiferenfolge geliefert, die eine Gliederung nach Altersstufen ermöglicht. Die diesbezüglichen Untersuchungen, vor allem die der Nummulitenfauna sind noch nicht abgeschlossen, doch lässt sich jetzt schon mit Sicherheit folgendes angeben:

Abschnitt 1. Die Spongienkalke und Nodosarienplatten führen einkielige Globotruncanen von der Form der *Gl. stuarti* DE LAPP. Daneben liessen sich *Siderolites* und *Orbitoides* feststellen.

Abschnitt 2. Die *Globotruncanen* sind — allerdings selten — auch noch in den untersten Bänken des Abschnittes 2 anzutreffen. Mit den letzten Globotruncanen treten im mittleren Teil des Abschnittes 2 Foraminiferen auf, die Ähnlichkeit mit *Miscellanea* haben. Sie liessen sich bisher nur in Gesteinsdünnschliffen feststellen.

Abschnitt 3. Etwa 2 m unter dem Gubersandstein setzen kleine Discocyclinen ein, die im inneren Bau der *Discocyclina seunesi* H. DOUV. aus dem Paleocaen von Südfrankreich gleichen.

Abschnitt 4. In Sandsteineinlagerungen der Mergelserie, die den Gubersandstein überlagert, in einer Höhe von 440 m über dem Beginn der normalliegenden Serie, lassen sich die ersten *Nummuliten* feststellen. Es sind kleine, radiate Formen von primitivem Habitus. Eine davon gleicht *N. spileccensis* MUN.-CHALM., ist aber kleiner. Über den ersten Nummuliten treten Alveolinen auf, die sich mit *A. oblonga* D'ORB. vergleichen lassen.

Etwas höher im Profil konnten u. a. auch *N. planulatus A- und B-Form* bestimmt werden.

Abschnitt 5. In etwa 960 m Profilhöhe werden die ersten granulierten *Nummuliten* angetroffen, z. B. *Nummulites partschi* DE LA HARPE (Syn. *N. granifer* DOUV., aus den tiefsten Nummulitenschichten von Gan), *N. burdigalensis* DE LA HARPE (Syn. *N. lucasi* DOUV.), ferner *Assilina granulosa* D'ARCH var. *minor* und andere kleine Assilinen. Etwas höher finden sich Formen, die mit *N. aquitanicus* BENOIST übereinstimmen. Die von A. BUXTORF im Jahre 1919 bei der Alp Ross-

boden (im obersten Teil des Gross-Schlierentals, Lit. 5a) aufgefundene und von L. VONDERSCHMITT z. T. bestimmte Nummulitenfauna (Lit. 7) gehört nicht in den unteren, sondern in den obersten Teil (Abschnitt 5) der Schlierenserie.

Die oben aufgezählten Foraminiferen ermöglichen folgende Altersgliederung:

Abschnitt 1: Oberkreide
Abschnitt 2: Übergang Oberkreide–Paleocaen
Abschnitt 3: Paleocaen
Abschnitt 4: Übergang Paleocaen–Yprésien
Abschnitt 5: Yprésien.

Dieser Skizzierung des Gross-Schlieren-Profils sei zum Vergleich ein kurzer Hinweis auf die ebenfalls gut aufgeschlossene Serie am Feuerstein (vgl. Lit. 5a) angeführt.

An der Basis, bei Ober Wasserfallen stehen die Nodosarienplatten mit *Globotruncanen* an. Über einem Schuttstreifen ist die ölquarzitführende Zone gut aufgeschlossen sowie ihr Übergang in die Sandsteinserie. Die Gubersandstein-Masse ist hier etwas weniger mächtig als in der Grossen Schlieren. Die darüber folgende Mergelzone lässt sich sehr schön verfolgen. Der Abschnitt mit dem ungefähr gleichmässigen Wechsel von Sandstein- und Mergelzone (Abschnitt 4) baut den Feuersteingipfel auf. Schon H. MOLLET hat hier kleine radiate Nummuliten gefunden (Lit. 5). Die hangende, vorwiegend mergelige Serie (Abschnitt 5) bildet schliesslich den Rickhubel (1,5 km E Feuerstein), wo sich granulierte Nummuliten und Assilinen einstellen.

Zusammenfassend lässt sich also feststellen, dass der Schlierenflysch eine mehr als 1500 m mächtige Sedimentserie ist, die — ohne erkennbare Sedimentationslücken aufzuweisen — von der Oberkreide bis ins Yprésien reicht.

Einige Exkursionen und Laboratoriumsuntersuchungen, die die Unterlage des Schlierenflysches zum Gegenstand hatten, wurden gemeinsam ausgeführt. Diese Untersuchungen haben, wie die folgenden Ausführungen zeigen werden, ergeben, dass der oben umschriebene Schlierenflysch abzutrennen ist von dem in seiner Unterlage auftretenden Wildflysch mit cretacischen Leimernschichten.

II. Leimernschichten und Wildflysch in der Unterlage des Schlierenflysches.

(Von L. VONDERSCHMITT und H. SCHAUB.)

Im ersten Teil dieser Mitteilung konnte gezeigt werden, dass der unterste, als Wildflysch bezeichnete Teil des Schlierenflysches zur Oberkreide zu stellen ist. Dieses Resultat scheint zunächst die Annahme der früheren Bearbeiter (Lit. 1, 2, 5, 7) des Schlierenflysches zu bestätigen, es sei der Schlierenflysch und der unterlagernde Wildflysch mit Leimernschichten eine stratigraphisch zusammenhängende Serie, die vom Turon bis ins Eocaen reiche („Série compréhensive" von J. BOUSSAC, Lit. 1). Es konnten jedoch einerseits in dem als cretacisch erkannten Wildflysch bis jetzt keine echten Leimernschichten nachgewiesen werden, anderseits sind keine Aufschlüsse bekannt geworden, die einen unzweifelhaften Zusammenhang zwischen Wildflysch mit Leimernschichten und dem sicher zur Schlierenserie gehörenden Wildflysch aufzeigen. Es bleibt somit immer noch fraglich, ob die Annahme der „Série compréhensive" gerechtfertigt sei.

Vor kurzem hat W. LEUPOLD (Lit. 4, p. 282) vorgeschlagen, den Wildflysch mit cretacischen Leimernschichten im Liegenden des Schlierenflysches von diesem abzutrennen und als eigenes tektonisches Stockwerk aufzufassen. Eine durch Fos-

silien belegte Begründung wurde aber dazu nicht gegeben. Von grösster Bedeutung ist nun in dieser Hinsicht die von A. BUXTORF (Lit. 3) gemachte Beobachtung, dass sich im Schlierli bei Alpnach zwischen den Stadschiefern der helvetischen Unterlage und dem überschobenen ultrahelvetischen Schlierenflysch ein Schürfpaket nachweisen lässt, das aus cretacischen Leimernschichten und darüber transgredierenden Obereocaenflysch besteht. Man muss also im Wildflysch der Unterlage der Schlierensandsteinmasse unterscheiden zwischen cretacischem Wildflysch, der zur Schlierenserie gehört und obereocaenem Wildflysch, der zusammen mit cretacischen Leimernschichten als Schürfpaket unter dem Schlieren-Wildflysch auftritt.

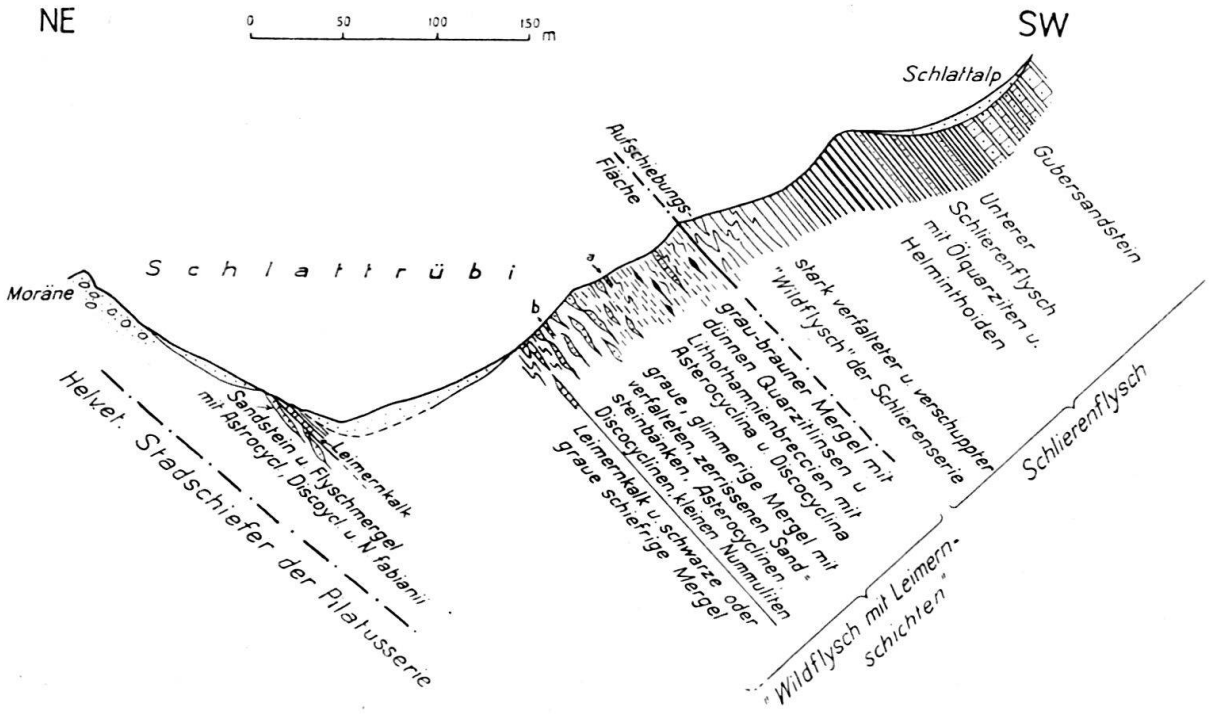


Fig. 2. *Schlattrübi westlich Alpnach.*

Profil durch die Basis des Schlierenflysches und den unterlagernden Wildflysch.

Weitere Aufschlüsse, die für diese Unterteilung des Wildflysches sprechen, finden sich — wie A. BUXTORF erstmals festgestellt hat — in der Schlattrübi, einem grossen Anriss in einem südlichen Zufluss der Kleinen Schlieren, ca. 4 km W der Kirche von Alpnach. Der sich ca. 700 m in E–W-Richtung erstreckende, stellenweise über 150 m hohe Anriss zeigt in guten Aufschlüssen den unteren Teil der Schlierenserie und seine Unterlage.

Fig. 2 ist ein schematisches Übersichtsprofil der in der Schlattrübi beobachteten Verhältnisse. Im grössten Anriss der Südseite, ca. 200 m nördlich der Hütte von Schlattalp, ist der untere, als Wildflysch ausgebildete Schlierenflysch aufgeschlossen. Er besteht aus harten dunkelgrauen, feinkörnigen Sand- und Siltsteinbänken mit Helminthoiden und aus dunklen Tonen (Abteilung 2 der Fig. 1). Die Schichten fallen im oberen Teil gleichmässig mit ca. 50° nach Süden ein, in den untersten 30—40 m hingegen sind sie stark verfaltet und verschuppt und enden an einer nach Süden einfallenden Aufschiebungsfläche.

Unter der Aufschiebungsfläche liegt eine Gesteinsserie, die ebenfalls als Wildflysch zu bezeichnen ist, aber doch deutlich Unterschiede zeigt gegenüber dem Wildflysch der Schlierenserie.

Der obere Teil dieser Serie besteht aus einer 40—50 m mächtigen Gruppe graubrauner, schiefriger Mergel, die oft Globigerinen enthalten. Sie sind überall reichlich durchsetzt mit mm- bis cm-dicken Calcitadern. In diesen stadschieferähnlichen Mergeln treten mehrere Einlagerungen von linsigen, durch Auswalzung zerrissenen Quarzitbänken auf, sowie von knolligen Kalklinsen. Diese letzteren erwiesen sich unter dem Mikroskop meist als Lithothamnienbreccien mit *Discocyclinen*, *Asterocyclinen* und kleinen *Nummuliten*. Aus einzelnen weniger verkalkten Lagen liessen sich diese Fossilien durch Schlämmen isolieren. Sowohl die Quarzitbänke als auch die Lithothamnienbänke sind mit den schiefrigen Mergeln durch Übergänge verbunden und daher stratigraphische Einlagerungen. Es treten nun ausserdem im oberen Teil dieser Mergelserie, in der Nähe der Aufschiebungsfläche, ebenfalls stark ausgewalzte und zerrissene Linsen von glaukonitischem Kalk und Sandstein auf. Im Schutt des westlichen Teils der Schlattrübi wurde ein grosser Block von Nummulitenkalk mit Krusten und Lagen von Grünsand gefunden, der auch Assilinen führt. Es ist möglich, dass diese glaukonitischen Einlagerungen als südhelvetische Schürflinge aufzufassen sind.

Unter diesen stadschieferartigen Mergeln folgt ohne scharfe Grenze eine 40—50 m mächtige Serie mit typisch detrischem Flyschhabitus. Sie besteht aus grauen, leicht glimmerigen Mergeln mit stark zerrissenen Sandsteinbänken, die in ihrer Mächtigkeit von wenigen Centimetern bis zu über einem Meter schwanken. Sowohl die Mergel als auch die Sandsteine sind kalkiger und einförmiger als die Gesteine der Schlierenserie. An der Obergrenze dieser Serie treten Linsen von weissem Kalk auf (a in Fig. 2), der den Leimernkalken ähnelt. In einzelnen Linsen ist der Kalk steril, in andern enthält er massenhaft Globigerinen und Globorotalien, aber keine Globotruncanen. Im mittleren Teil enthalten die Sandsteine oft kalkigere Partien, in denen Trümmer von Lithothamnien und von Bryozoen, aber auch *Discocyclinen*, *Asterocyclinen* und kleine *Nummuliten* häufig sind.

Diese untere Flyschserie ist am besten aufgeschlossen im westlichen Teil der Schlattrübi. Hier beobachten wir auch in ihrem unteren Teil eine von hellen Schiefern begleitete Kalkbank, die den Leimernkalken gleicht (b in Fig. 2) und wiederum zahlreiche Globigerinen und seltener Globorotalien, aber keine Globotruncanen enthält. Die „leimernartigen" Kalke von a und von b sind deshalb nicht als echte cretacische Leimernkalke zu betrachten, sondern gehören ihrer Lage im Profil nach noch zum Tertiär.

Unter der Mergel-Sandsteinserie, ca. 15 m unter der Kalkbank b folgen helle, weisse bis gelbe und grünliche Leimernkalke und -mergel, innig verfaltet mit schwarzem und grauem schiefrigem Mergel. Diese Leimernkalke sind gespickt voll von *Globotruncana linnei* d'Orb., so dass ein Zweifel an ihrer Zugehörigkeit zur Oberkreide ausgeschlossen ist.

Der Fuss des Südhanges ist schuttbedeckt. Am gegenüberliegenden Hang der Schlattrübi stechen noch eimal Leimernkalk und -mergel zutage, beide erfüllt mit *Globotruncana linnei*. Auch hier ist der Flysch in Kontakt mit ihnen, aber in verkehrter Lagerung. In diesem Flysch konnte unter anderem auch ein *Nummulites fabianii* Prever bestimmt werden, der das priabone Alter beweist.

Wir finden somit in der Schlattrübi die zur Oberkreide gehörenden Leimernschichten in Kontakt mit obereocaenem Flysch. Allerdings lässt sich infolge der starken Streckung und Auswalzung der Schichten eine transgressive Auflagerung, wie sie von A. Buxtorf im Schlierli beobachtet wurde (Lit. 3), nicht nachweisen.

Es ist jedoch von diesem Autor schon darauf hingewiesen worden, dass die Leimernkalke der Schlattrübi zum gleichen Zug von Schürfpaketen in der Unterlage der Schlierenserie gehören wie diejenigen des Schlierli. Die Gleichartigkeit der Lagerung prägt sich darin aus, dass auch in der Schlattrübi der Wildflysch mit Leimernkalken eingeklemmt ist zwischen helvetische Stadschiefer als Unterlage und überschobenen ultrahelvetischen Schlierenflysch. Die Auflagerung auf Stadschiefer der Südflanke des Pilatus kann im Ostteil der Schlattrübi beobachtet werden.

Diese Ausführungen zeigen, dass im Gebiet der Schlattrübi zwei Wildflyscharten zu unterscheiden sind: 1. Cretacisch-paleocäner Wildflysch, der zur Serie des Schlierensandsteins gehört und 2. Obereocäner Wildflysch mit cretacischen Leimernschichten, der als Schürfpaket unter der Schlierenserie liegt. Es bleibt zukünftigen Studien vorbehalten, zu prüfen, ob alle Leimernschichten mit obereocänem Flysch verknüpft sind, oder ob einzelne (z. B. Basis des Feuersteins) nicht doch zum stratigraphischen Liegenden der Schlierenserie gehören. Genaue Untersuchungen werden auch nötig sein zur Abklärung der Frage nach den Beziehungen zwischen dem Flysch mit Leimernschichten der Habkernmulde und demjenigen in der Unterlage des Schlierenflysches. Schliesslich sei auch noch verwiesen auf eine weitere Gruppe von Wildflyschvorkommen, die mit Leimernschichten verknüpft sind. Sie liegen auf dem Rücken der Schlierenserie, verfaltet und verschuppt mit den Giswiler-Klippen. Ein Versuch zur Deutung dieser Vorkommen wurde schon unternommen (Lit. 7); im Hinblick auf die Fortschritte der Mikropaläontologie der letzten 20 Jahre ist aber eine Revision unerlässlich.

Die Aufzählung dieser noch nicht abgeklärten Punkte, die allein das Gebiet zwischen Vierwaldstättersee und Thunersee betreffen, zeigt, dass die Grundlagen zur Diskussion des Zusammenhanges zwischen den einzelnen Flyschkomplexen sowie zu ihrer Zuteilung zu Ablagerungsräumen oder zu Decken noch ungenügend sind und erst durch eingehende Untersuchungen geschaffen werden müssen.

Zitierte Literatur.

1. Boussac, J.: Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mém. p. servir à l'explic. d. l. Carte géol. France, 1912.
2. Buxtorf, A.: Über die tektonische Stellung der Schlieren- und Niesenflyschmasse. Verhandl. d. natf. Ges. Basel, Bd. 29, 1918.
3. Buxtorf, A.: Über Vorkommen von Leimernschichten in der Unterlage des Schlierenflyschs. Eclogae geol. Helv., dieses Heft.
4. Leupold, W.: Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. Eclogae geol. Helv., Vol. 35, 1942.
5. Mollet, H.: Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 47, 1921.

5a. Mollet, H.: Geol. Karte des Schafmatt-Schimberggebietes, 1 : 25,000; Spezialkarte No. 91, herausgegeben v. d. Geol. Komm. S. N. G., 1921.

6. Schider, R.: Geologie der Schrattenfluh. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 43, 1913.
7. Vonderschmitt, L.: Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, N. F. 50, 1923.

BIBLIOTHEK der E. T. H. ZÜRICH

7. — JEAN TERCIER (Fribourg): **Considérations sur le Flysch ultra-helvétique et préalpin.**

Paraîtra aux Eclogae geol. Helv., Vol. 37.

---

8. — JOOS CADISCH (Bern): **Einige Beobachtungen im Klippendecken-flysch.**

Durch Arbeiten aus den geologischen Instituten der Universitäten Lausanne, Fryburg und Bern sind unsere Kenntnisse über die Stratigraphie und tektonische Zugehörigkeit der vorher kaum gegliederten präalpinen Flyschmassen weitgehend gefördert worden. Vor allem B. TSCHACHTLI (7) und BR. CAMPANA (2) verdanken wir wertvolle Beiträge zur Gliederung des Flysches der Klippendecken. Es lag für den Verfasser nahe, gewisse Vergleiche mit unterostalpinen Serien zu ziehen; er unternahm aus diesem Grunde einige Exkursionen in das Gebiet zwischen Jaunpass und Saanenland.

Für einen lithologischen Vergleich kommt im Osten zunächst die Falknis-Decke in Frage, über deren Zugehörigkeit zum unterostalpinen Faciesgebiet W. LEUPOLD neuerdings Zweifel äusserte, wie dies P. ARBENZ gelegentlich auch getan hatte. Der Flysch der Falknis-Decke mit seinen Konglomeraten, quarzreichen Sandsteinen, mit Ölquarziten, Kieselkalken und Sandkalken erinnert zweifellos mehr an helvetischen Wildflysch als an präalpinen Flysch, doch wäre es gewagt, auf Grund dieser Faciesanalogie weitgehende tektonische Schlüsse zu ziehen. Mit dem „Plättchenflysch" der Klippen-Decke (Préalpes médianes) zeigt der Falknisflysch wenig Ähnlichkeit, eher noch kämen Vergleiche mit psephitischen und psammitischen Gesteinen der Simmen-Decke in Betracht. Der Flysch der Breccien-Decke des Simmentals kommt für Vergleiche weniger in Frage, da er nach den bisherigen Untersuchungen keine lithologisch typischen oder fossilführenden Horizonte aufweist.

Zum Flysch der Simmen-Decke werden verschiedene Serien oberkretazischer Gesteine gerechnet, ähnlich wie man früher verschiedenaltrige und verschiedenartige Horizonte der Falknisserie als Bündnerschiefer bezeichnete. Von besonderem Interesse ist das Auftreten oberkretazischer Radiolarite im Simmenflysch (2). Entsprechende Gesteine sind im Unterengadiner Fenster (Tasna-Serie) (1) durch Übergänge mit spongitischen Flyschgesteinen verbunden. Die Radiolariengesteine gelangten in tiefen Rinnen zur Ablagerung, welche mit den trennenden Schwellen ein akzentuiertes Relief bilden. Oberkretazische Radiolarite treten teilweise in Regionen auf, welche sich auch durch das Vorhandensein von Radiolariten und Aptychenkalken der Jura-Kreide-Wende auszeichnen. Es wird in diesem Falle eine gewisse Persistenz oder zumindest eine Rekurrenz der faziellen und tektogenetischen Verhältnisse ersichtlich. Es liegt nahe, in diesem Zusammenhange auch gewisse Schlüsse bezüglich des Auftretens der Ophiolithe zu ziehen. Im Bereiche zwischen tiefen Geosynklinalen und Geantiklinalen greifen Scherflächen tief in den kristallinen Unterbau und ermöglichen basischen Magmen den Aufstieg in die äussersten Krustenteile und an die Oberfläche.

J. W. SCHROEDER (6) erbrachte in letzter Zeit den Nachweis, dass im Bereiche des präalpinen Flysches die Förderung ophiolitischen Materials zu oberkretazischer, vielleicht auch in ältesttertiärer Zeit erfolgte. In Mittelbünden (Weiss-

fluh bei Davos) wurden Primärkontakte an zweifellos kretazischen Saluvergesteinen beobachtet. Im Samnaun (Unterengadiner Fenster) sind Diabasmassen dem unterostalpinen Wildflysch primär eingeschaltet. Die Übereinstimmung der Gesteinstypen des Chablais der westlichen und östlichen Schweizeralpen ist eine weitgehende. Serpentine, Gabbros, Diabase, z. T. mit Variolitbildung, Ophicalcite treten da wie dort auf. Auch die zentralschweizerischen Vorkommen von Iberg entsprechen weitgehend dieser Gesteinsvergesellschaftung. Ganz aus diesem Rahmen fällt aber das 1941 erstmalig von Br. Campana beschriebene Vorkommen vulkanischer Gläser und Schlacken sowie tuffoider Gerölle in der Simmen-Decke bei Rodomont derrière unweit Saanen. Campana brachte zwar diese in der „Serie de la Mocausa" auftretenden Gesteine mit submarinen ophiolithischen Ergüssen in Beziehung, welche W. J. Schroeder aus dem Flysch der Breccien-Decke beschrieben hatte. Es ist jedoch darauf hinzuweisen, dass eher ein Vergleich mit einigen süd- und ostalpinen Vorkommen in Frage kommt, von welchen der Bimssteingang von Köfels im Oetztal in erster Linie genannt sei. In Köfels sprechen sowohl die Gesteinsbeschaffenheit als auch die Lagerungsweise für die vulkanische Natur der Lagerstätte. Im Laufe der Jahre sind einige weitere ähnliche Gesteinsvorkommen entdeckt worden, welche zum Teil fraglicher Entstehung sind, zum Teil sich als künstliche Gebilde erwiesen haben. Eine kurze Besprechung dieser Fundstellen mag sich wohl rechtfertigen.

R. von Klebelsberg (4) beschrieb 1926 von den Elvaser Köpfen bei Brixen ein „Vorkommen jungvulkanischen Gesteins". Giorgio Dal Piaz (5) zeigte dann, dass es sich an der betreffenden Stelle um ein ca. 1 m breites und gut 4 m langes Lager gefritteten und mehr oder weniger verglasten Gesteins handelt, welches grossenteils aus eckigem Hangschutt und gerundeten Moränengeröllen zusammengesetzt ist. Von G. Dal Piaz vorgenommene Sondierungen ergaben, dass in nur 60 cm Tiefe noch unveränderte Moräne vorliegt. Die künstliche postglaziale Entstehung des Vorkommens war damit nachgewiesen; über das genaue Alter (prähistorisch oder historisch) konnte nichts ausgesagt werden.

1935 beschrieb G. Mutschlechner aus der Gegend von Igls bei Innsbruck Gesteinsschlacken, welche Übergänge zu normalem Phyllit zeigten. Da der Autor keine präzisen Ortsangaben lieferte, liessen sich seine Mitteilungen bis dahin nicht nachprüfen. Besser belegt sind die 1938 veröffentlichten Angaben von W. Heissel (3) über „Gesteinsaufschmelzungen bei Oetz im Oetztal". Dieser Verfasser fand an vier Stellen oberflächlich angeschmolzenen Granodioritschutt über anstehendem Granodiorit. Grabungen ergaben an einer Stelle das Vorhandensein einer Brandschicht mit Holzkohle und Knochenfragmenten. Die mikroskopische Untersuchung zeigte, dass der Feldspat des Gesteins teilweise rekristallisiert ist, und dass die Glaskrusten der Gerölle dieselben Neubildungen enthalten wie verglastes Gestein aus Kalköfen, nämlich Feldspat, Magnetit, Ilmenit und Augit. Von allen in Betracht gezogenen Entstehungsmöglichkeiten (Vulkanische Bildung, Meteorfall, Blitzwirkung, künstliche Bildung und Waldbrand schienen W. Heissel die zwei letztgenannten am wahrscheinlichsten.

Die von Br. Campana (2) anlässlich der Jahresversammlung der S.N.G. 1941 vorgewiesenen Gläser erinnerten den Verf. so sehr an Abfallprodukte und verglaste Mauerungssteine von Kalköfen, dass er das Vorkommen von Rodomont derrière etwas näher untersuchte. Das Ergebnis ist folgendes. An der betreffenden Örtlichkeit im flachen Sattel südlich Rodomont derrière (Koord. 584,1/151,9) zieht eine ungefähr 2½ m starke Bank von Austernkalk durch (Str. N 70 E, F. 84 NW), im Liegenden von sandigen Schiefern und Mergeln, im Hangenden von letzteren

begleitet. Von dieser Kalkbank sind, wie eine Terrainhohlform ganz deutlich zeigt, einige Kubikmeter abgebaut worden. Hart neben der Kalkbank ist das anstehende mergelige Gestein ziegelrot angebrannt. Einige Schritte weiter südlich lag unter einer Bodensenke, welche in ihren Dimensionen einem Kalkofen entspricht, ein Häuflein Gesteinsbrocken, darunter solche mit Glasüberzug, rot gebrannte Mergel, mehr oder weniger gebrannte Kalke. Wir gelangten deshalb an Ort und Stelle zur Überzeugung, dass hier in einem oder zwei Öfen Kalk gebrannt wurde, welcher zum Bau von Alphütten diente. Einer dieser Öfen stund auf anstehendem Fels, weshalb derselbe gefrittet wurde.

Die mikroskopische Untersuchung des mitgenommenen Gesteinsmaterials ergab das Vorliegen aller Übergangsstadien von ungebranntem zu gebranntem Material. Im spätigen Kalk erscheinen idiomorphe Calcitkörner mit zackiger Rekristallisationsbegrenzung. Sie sind oft von angereicherter organischer Substanz randlich schwarz gefärbt.

Die von Br. Campana für eine natürliche Entstehung des Vorkommens vorgebrachten Gründe halten wir nicht für stichhaltig. Die Verbreitung der Gläser ist, wie die vom Autor gegebene kartographische Darstellung zeigt, auf eine schmale Hangpartie beschränkt, welche einem Schuttstreifen unterhalb der Ofenstelle entspricht. Die erwähnten marmorisierten Kalke der Umgebung vermögen wir nicht als Kontaktprodukte anzusehen, da sowohl Kalke als auch Sandsteine des Simmenflyschs teilweise Umkristallisation durch Druckumwandlung aufweisen.

Es bliebe noch die Beschaffenheit und Entstehung des Vorkommens am Hügeligrat näher zu untersuchen, über welches Br. Campana keine näheren Angaben lieferte. Da dort ebenfalls eine Kalkbank in den Mocausa-Schichten durchzieht, könnten auch in diesem Fall künstliche Produkte vorliegen. Nach Angaben eines Einheimischen wurde früher in dem zwischen Rodomont und Hügeligrat gelegenen Griesbachtal (Vallée du Fénil) Kalk gebrannt.

Mit diesen Feststellungen dürfte ein Kuriosum aus der Schichtfolge der Simmen-Decke wieder verschwinden und die bisherige Annahme lithologischer und genetischer Einheitlichkeit der Vorkommen ophiolithischer Bildungen in den Klippen-Decken zu Recht bestehen.

Literatur.

1. Cadisch, J., Bearth, P., Spaenhauer, F., u. Wenk, Ed.: Erläuterungen zu Blatt 420, Ardez, des Geolog. Atlas der Schweiz 1 : 25000, Bern 1940.
2. Campana, Br.: Faciès et extension de la nappe de la Simme au Nord-Est de Château-d'Oex. Eclogae geol. Helv. 34, 1941.
3. Heissel, W.: Gesteinsaufschmelzungen bei Oetz im Oetztal. Jahrb. Geol. L. A. Wien, 88, 1938.
4. Klebelsberg, R. von: Ein Vorkommen jungvulkanischen Gesteins bei Brixen (Südtirol). Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. B. Monatsber., 77, 1926.
5. Dal Piaz, Giorgio: A proposito della scoperta di un presunto filone di roccia vulcanica postglaciale nei dintorni di Bressanone nell'Alto Adige. Rendic. R. Ac. naz. dei Lincei, Cl. sc. fis. etc. 4, Roma 1926.
6. Schroeder, W. J.: La Brèche du Chablais entre Giffre et Drance et les roches éruptives des Gets. Thèse Genève, 1939.
7. Tschachtli, B. S.: Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental-Saanen). Diss. Bern 1941.

9. — BERNHARD PEYER (Zürich): **Über Rhät und Lias von Hallau (Kt. Schaffhausen).**

Siehe die ausführliche Arbeit in Eclogae geol. Helv., dieses Heft.

---

10. — HANS GÜNZLER-SEIFFERT (Bern): **Beweise für passive Tektonik im Berner Oberland.** Mit 1 Textfigur.

Am W-Ende des Aar-Massivs sind die Stirnfalten der Doldenhorn-Decke einer der schönsten Beweise für aktive Tektonik (Lit. 5, Tafel 1). Die N-wärts tauchende Stellung der Falten dagegen auf der N-Flanke des Gastern-Granits wurde von jeher als Folge einer Hebung des Massivs angesehen. Sehr deutlich hat man also schon immer einen aktiven, faltenden Akt der Tektonik von einer nachfolgenden, passiven Verstellung unterschieden.

Passiv in die Stirnregion der Doldenhorn-Decke eingefaltet ist ausserdem die südlichste Region der Wildhorn-Decke zwischen dem Kiental und dem Lauterbrunnental (Lit. 5, Tafel 1, Profil 11). Auch hier hebt sich, wie bei jeder Decken-Einwicklung eine aktive von einer passiven Tektonik ab.

Östlich des Lauterbrunnentals sind Anteile an aktiver und passiver Bewegung im Bereich der Doldenhorn-Decke nicht mehr scharf zu trennen, da die Decke zu einer Schuppe geworden ist, die in den N-Abstürzen des Hochgebirges zwischen autochthonen Falten und der Wildhorn-Decke liegt. Diese Lage des geringfügig gewordenen tektonischen Elements lässt die Frage offen, ob die Schuppe sich in aktiver Tektonik vom autochthonen Untergrund löste und N-wärts stiess, oder ob sie, passiv an die Basis der Wildhorn-Decke gekoppelt, nach N geschleppt wurde.

Sicher passiver Art sind aber alle Verbiegungen und Faltenbilder in diesem Äquivalent der Doldenhorn-Decke.

Am auffallendsten ist ihre Einwicklung unter der Jungfrau-Gipfelregion am Schwarzen Mönch (Lit. 1, Tafel 10, Profil 5), doch auch im N-Fuss von Mettenberg, Wetterhorn und Wellhorn zeigt sich die gleiche Erscheinung, nur dass hier auch der S-Teil der Wildhorn-Decke mit erfasst wurde (Lit. 3, Tafel 1, Profil 2).

Aus den angeführten Tatsachen ergeben sich zwei Phasen der Gebirgsbildung. Während der älteren faltete sich die Doldenhorn-Decke aktiv und bezog in ihre Tektonik ein, was ihr auf- oder vorgelagert war, auch die Wildhorn-Decke in ihren südlichsten Teilen (= Kiental-Phase, Lit. 4, S. 176), während der jüngeren verhielt sich die Doldenhorn-Decke oder vielmehr ihr Äquivalent passiv, sie lag bereits auf nördlich-autochthonem Untergrund, wurde infolgedessen von autochthonen Falten mitverbogen und eingewickelt, und das zwar mit der Wildhorn-Decke zusammen (= Grindelwald-Phase).

Während beider Phasen muss daher die Wildhorn-Decke bereits mit ihrem S-Teil nördlich vom Autochthonen gelegen haben und kann — da sie in beiden Phasen passiv eingewickelt wurde — kaum mehr aktiv faltender Bewegungen fähig gewesen sein.

Um so auffallender ist an der S-Grenze der Decke ein Faltenbogen, welcher im Gebiet von Grindelwald zwischen der Kleinen und der Grossen Scheidegg auftritt (Lit. 2, S. 50, 63), und dessen Entstehung erst begreiflich wird, wenn man ihn mit der Streichrichtung der südlich dahinter liegenden autochthonen Massen vergleicht.

Die autochthonen Falten — von FRANZ MÜLLER-Meiringen als Gleckstein- und Gstellihorn-Lappen bezeichnet (Lit. 6) — sind in den W-Abstürzen der Jungfrau zwar klar erkennbar, doch bilden ihre Stirnen nur den obersten und morphologisch nicht abgesonderten Teil des gleichmässig nach N abfallenden aarmassivischen Kristallins. Nach N vorwärtsgreifend beginnen diese Lappen E der Jungfraugruppe ihr basales Kristallin zu überholen (Lit. 3, Profil 3), um im Mettenberg und der N-Wand des Wetterhorns den nördlichsten Punkt ihres Vorstosses zu erreichen (Lit. 3, Profil 2). Weiter nach NE, den Engelhörnern und dem Gstellihorn entgegen, biegt das Streichen wieder ins Massiv zurück (Lit. 3, Profil 1).

Die südlichsten Falten nun der Wildhorn-Decke, in der Umgebung von Grindelwald aus Dogger bestehend, sind N der Jungfrau im Tschuggen der Männlichengruppe unter und über einer Synklinale aus Callovo-Oxfordien deutlich ausgeprägt, ohne aber besonders hervorzutreten (Lit. 3, Profil 6, dort mit den Nummern 13, 14 und 15 bezeichnet). Sie liegen etwa 4 km vor dem Autochthonen und rücken, je weiter nach E, um so stärker nach N vor. Sie bilden in der Faulhorngruppe den Faulhorngipfel und das Simeli-Rötihorn rund 8 km vor dem Autochthonen. Zu betonen ist, dass die beiden Gipfelregionen getrennt sind durch eine nach N mit 17—19° ansteigende Überschiebung, welche in die gleiche Callovo-Oxford-Synklinale einmündet, die den Männlichen auszeichnet (Lit. 3, Profil 3). Am Schwarzhorn, N vom Wetterhorn, sind die Falten noch immer gegenüber dem N-Rand des Aar-Massivs vorgeprellt, sie werden nach E hin jedoch rasch unscheinbar, wobei sie gleichzeitig aus der NE-Richtung nach S zurückschwenken und zudem nur noch durch eine einfache Synklinalbiegung getrennt auftreten, ohne selbständige Gipfel zu bilden.

Eine kartenmässige Darstellung der Streichrichtungen der Kristallin-Lappen und der S-Falten der Wildhorn-Decke ergibt vollkommen gleichen Verlauf, was um so stärker ins Gewicht fällt, als die nördlicheren Falten der Decke alle zusammen in ihrer Richtung unbeeinflusst sind und zwischen dem Kiental und der Aare ziemlich gleichmässig von SW nach NE streichen (vgl. Textfigur).

Diese Tatsachen lassen den Schluss zu, dass Gleckstein- und Gstellihorn-Lappen in aktiver Tektonik aus dem Aar-Massiv vorstiessen, wobei die südlichsten Falten der Wildhorn-Decke von ihnen nach N vorgeschoben wurden.

Als weitere Folgerungen ergeben sich:

1. Das Aar-Massiv im engeren Berner Oberland wurde nicht allein auf isostatischem oder gar auf epirogenetischem Wege, sondern hauptsächlich durch das aktive Übereinanderpacken kristalliner Lappen und ihrer Sedimenthüllen aufgetürmt.

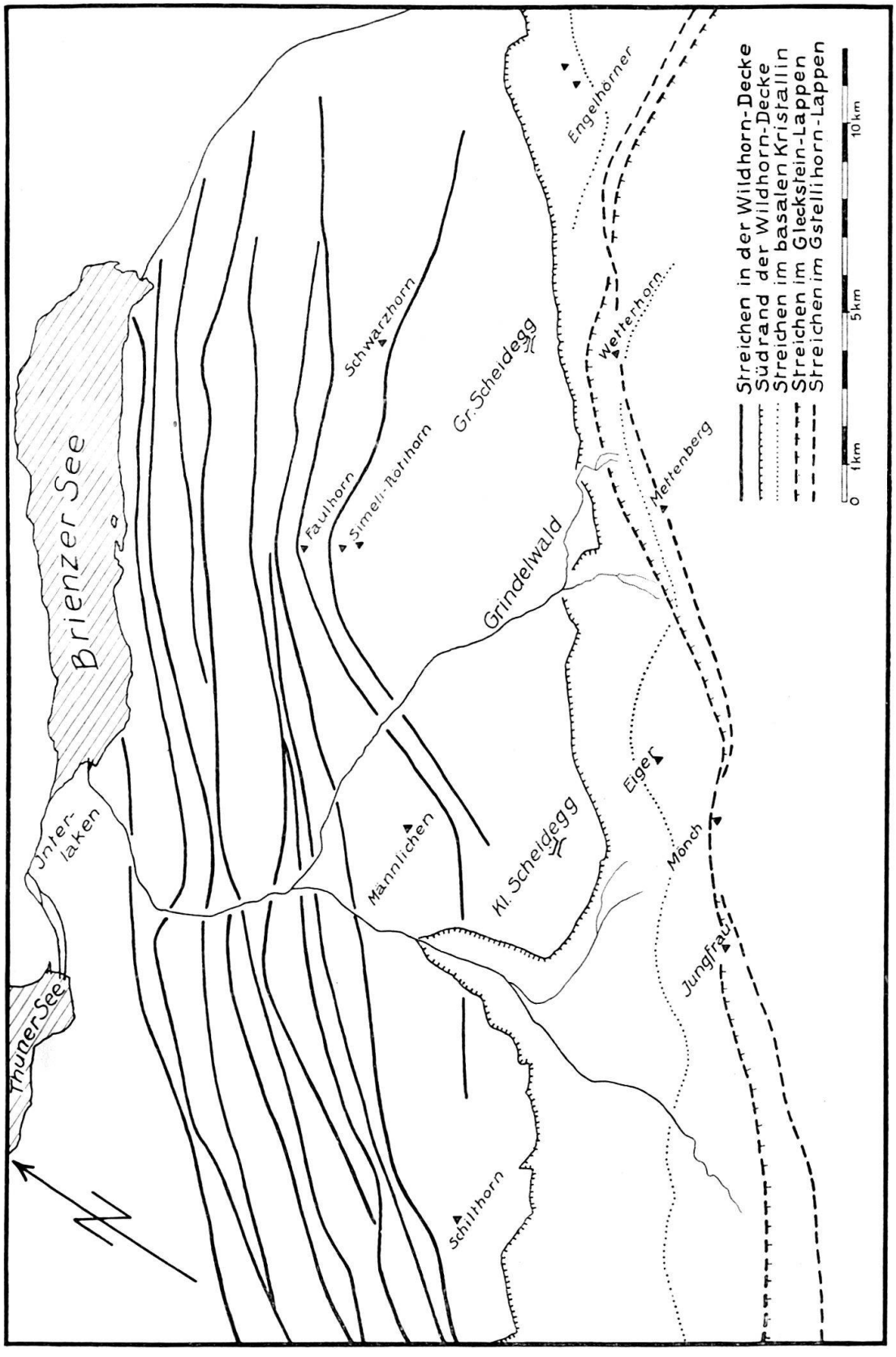
2. Der Vorstoss kristalliner Lappen nach N verursachte Ausweichbewegungen in der nördlich vorgelagerten Wildhorn-Decke.

3. Die Ausweichbewegungen in der Decke erfolgte durch Weiterverfrachtung von bereits vorhandenen Falten nach NW.

4. Diese Bewegungen geschahen aufwärts auf einer Überschiebungszone, welche vielleicht mit den Falten zusammen, also älter angelegt war, vielleicht aber in Übertreibung einer bereits vorhandenen Mulde neu entstand.

5. Damit entfällt ganz allgemein die Überschiebungsfläche als Kennzeichen für aktive Tektonik. Erst durch das Studium grösserer Zusammenhänge lässt sich feststellen, ob sie sich in aktiver oder in passiver Tektonik entwickelt hat.

6. Es geht nicht an, einzig Gleitungs-Tektonik für die mise-en-place und für die Faltenbilder der Wildhorn-Decke verantwortlich zu machen.



Die Beziehungen zwischen dem Streichen im autochthonen Kristallin-Lappen und den südlichsten Falten der Wildhorn-Decke.

1 : 200 000.

Diese letzte These soll aber nicht bedeuten, dass Gleitungs-Vorgänge nicht vorgekommen seien. Dass sie an den tektonischen Bewegungen im Berner Oberland beteiligt sind, beweisen folgende Beobachtungen:

Im Kiental liegen die nördlichsten Jura-Falten der Wildhorn-Decke unter sehr südlicher Kreide, und zwar in der grossen Falte, welche die Basis des Dreispitz aufbaut (vgl. Bl. Lauterbrunnen, Geol. Atlas d. Schweiz 1 : 25000, Bl. Nr. 6, 1933). 12 km weiter im NE liegt die gleiche Jura-Masse als scheinbarer Kern der nächsthöheren Kreidefalte bei Wilderswil S Interlaken, am S-Rand der Falte, welche vom Morgenberghorn mit starkem Axialgefälle nach NE abfällt und im Gebiet von Wilderswil nur noch mit ihrem Verkehrtschenkel erhalten ist.

Östlich von Interlaken endlich ist immer noch der gleiche Jurakern durch die ganze Breite des Brienzersees von der Kreide im Gebirge N davon getrennt, und es besteht kein Grund zur Annahme, das Tal zwischen Kreide und Jura sei einmal mit Valanginien-Mergeln ausgefüllt gewesen, denn bei 570 m am Spiegel des Sees beträgt die Lücke rund 2 km, in 2000 m Höhe zwischen 7 km im SW und 10 km im NE. Derartig gewaltige Valanginien-Massen gibt es im ganzen Berner Oberland weder über den nördlichen, noch über den südlichen Kreideschichten, sie dürfen auch zur Stützung theoretischer Auffassungen nicht einfach als vorhanden gewesen angenommen werden.

Zusammenfassung. Im Berner Oberland bestehen Beweise für passive Tektonik. Sie beziehen sich auf:

1. Verstellung von Falten bei Hebung des autochthonen Untergrundes. Es entstehen die sogenannten Tauchfalten. Beweis: die Doldenhorn-Decke am W-Ende des Aar-Massivs.

2. Einwicklung von Teilen höherer Decken in die Synklinalen von tieferen. Beweis: Einwicklung der Wildhorn-Decke in Falten der Doldenhorn-Decke, Einwicklung von Doldenhorn- und Wildhorn-Decke in Synklinalregionen autochthoner Herkunft.

3. Hinzu kommt passiver Vortrieb der Wildhorn-Decke durch aktiven Vorstoss autochthoner Elemente. Beweis: ein Faltenbogen zwischen der Grossen und der Kleinen Scheidegg in den südlichsten Falten der Wildhorn-Decke, dessen Streichen dem Streichen der autochthonen Falten parallel läuft.

4. Schwereglеitung von Kreidefalten über ihre Jurakerne hinweg. Beweis: die südlichen Kreidefalten zwischen dem Kiental und dem Brienzersee wechseln ihre Jurakerne, so dass der gleiche Kern im Kiental in einer nördlicheren Falte liegt, als S Interlaken. Weiterhin ist dann die Kreide völlig von allem Jura getrennt durch die ganze Breite des Brienzersee-Tals.

Das Phänomen der ultrahelvetischen Einwicklungen, das Reiten von ultrahelvetischen Resten oder von Klippen auf dem Rücken der Wildhorn-Decke wurde nicht in den Kreis der Erörterungen gezogen.

Literatur.

1. Collet, L.-W., & Paréjas, Ed.: Géologie de la chaîne de la Jungfrau. Mat. carte géol. Suisse, N. S. 63e livr., 1931.
2. Günzler-Seiffert, H.: Der geologische Bau der östlichen Faulhorngruppe. Eclogae geol. helv. Bd. 19, 1925.
3. Günzler-Seiffert, H., & Wyss, R.: Erläuterungen zu Blatt 396 Grindelwald. Hrg. v. d. Geol. Kommission S. N. G., Bern 1938.
4. Günzler-Seiffert, H.: Die Unterfläche der Wildhorn-Decke zwischen Kien und Aare. Eclogae geol. helv. Bd. 35, 1941.

5. KREBS, J.: Geologische Beschreibung der Blümlisalp-Gruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. Lfg. 54, III, 1925.

6. MÜLLER, FRANZ: Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. Lfg. 75, 1938.

---

11. — HANS MOLLET (Biberist): **Der Gspaltendossen am Schimberg (Kt. Luzern).**

Am steil abfallenden Nordosthang des Schimberges, in der Alpenrandkette zwischen Thunersee und Pilatus, hebt sich in halber Höhe schon aus weiter Entfernung ein isolierter weisser Felskopf ab, den die Anwohner Gspaltendossen nennen. Wie wir aus dem Tagebuch von F. J. KAUFMANN entnehmen können, hat der Gspaltendossen diesen ersten Bearbeiter der Emmen- und Schlierengegenden noch vor ein unlösbares Problem gestellt. Schon bei seiner ersten Tagebucheintragung über den Schimberg vom 1. September 1868 fragte sich F. J. KAUFMANN, wie der „weisse Stein" tektonisch zu deuten sei, ob er durch einen Absturz an den heutigen Standort gelangt sein könnte. Freilich hat es F. J. KAUFMANN nicht gewagt, den Gspaltendossen zu erklettern. So musste dieser Geologe sich denn bloss auf das Sammeln von Gesteinsproben in den entsprechenden Schutthalden am Fusse des Schimbergnordhanges beschränken; ferner suchte er die Situation des Gspaltendossen von verschiedenen Standorten jenes Gebietes aus mit dem Fernrohr abzuklären. Das Ergebnis hat F. J. KAUFMANN in den Fig. 6 und 7 auf Taf. XVII (1, Atlas) festgehalten. Eine befriedigende Antwort über die geologische Stellung des Gspaltendossen vermochte, wie wir sahen, F. J. KAUFMANN noch nicht zu geben. Erst die seit der Jahrhundertwende zum Durchbruch gekommene Deckenlehre hat den Weg zur Lösung des Problems geebnet. In einer früheren Arbeit habe ich einlässlich gezeigt, dass der Schimberg hauptsächlich aus zwei aufeinander getürmten Schichtserien aus Valanginien, Kieselkalk und Drusbergschichten besteht, gekennzeichnet durch zahlreiche Quer- und Längsbrüche als Streckungserscheinungen, ferner durch intensive Faltungen namentlich in der oberen Serie (2). Der Gspaltendossen, den ich zuerst vergeblich von unten her zu erklettern suchte, sodann am 1. August 1913 von oben her durch Einstieg in eine Runse erreichen konnte, besteht danach aus Schrattenkalk, stellt offensichtlich ein Relikt des Schrattenkalkbandes der unteren Schichtserie dar und ruht, wohl etwas gelockert, auf Drusbergschichten, welche auch den Fuss dieses „Riesenschuhes" einwickeln. Kleinere Schrattenkalkrelikte fand ich ferner in der exponierten Mulde am Nordhang des Schimberges ob dem Gspaltendossen, aus der ich schon früher die abgerutschte Scholle aus Schrattenkalk bei der Alp Stillaub hergeleitet habe. Einzelne Schrattenkalkpakete zeigen sich nach meiner geologischen Karte (Spezialkarte Nr. 91) ausserdem in der südlichen Mulde am Kamm des Schimberges östlich vom Hengst und bilden so ein loses Verbindungsglied zu dem zerhackten Schrattenkalkband am Südhang des Berges. Zur Deutung dieser Verhältnisse konnte ich bereits früher auf Grund der Untersuchung der Schimbergkonglomerate auf eocaene Bodenbewegungen und Brüche hinweisen, durch welche ein Teil des Schrattenkalkes jenes Abschnittes in der Alpenrandkette gelockert, aufgearbeitet und abgetragen worden ist. Spätere Brüche, die in grosser Zahl vorkommen, haben die Abtragung des Schrattenkalkes weiter befördert. Auffallend ist aber die weitere Tatsache, dass am benachbarten Dossen Brüche mit entgegengesetzter Verschiebungsrichtung vorkommen, wobei diese

Bewegungen auch zeitlich nicht zusammenfallen dürften. Wir müssen daher eine teilweise Faltung und Zertrümmerung dieser Deckenmassen schon vor ihrer „mise en place" annehmen, also in Anlehnung an die kürzlichen Darlegungen von E. GAGNEBIN (3) bei ihrer „mise en marche". Nur so scheint mir heute die eigentümliche und isolierte Gestalt des Gspaltendossen deutbar zu sein. Erst durch Vorgänge dieser Art wird uns die Tektonik des auffallenden Kieselkalkrückens des Schimberges in der Alpenrandkette restlos verständlich.

Literatur.

1. KAUFMANN, F. J.: Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse u. Linie Lungern-Grafenort. Beitr. geol. K. d. Schweiz, 24. Liefg. (I). Mit Atlas. 1886.
2. MOLLET, H.: Geologie der Schafmatt-Schimbergkette u. ihrer Umgebung (Kt. Luzern). Beitr. geol. K. d. Schweiz, N. F., 47. Liefg. (III), pag. 27 und Fig. 10—12. 1921.
3. GAGNEBIN, E.: Les idées actuelles sur la formation des Alpes. Actes Soc. Helv. Sc. Nat., pag. 47, 1942.

---

12. — WALTHER NABHOLZ (Zürich): **Gryphaeenfunde in den Schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis.**[1])

Eingehende geologische Aufnahmen, die ich während der letzten Jahre im Gebiet zwischen Rheinwald, Vals und oberem Safiental durchführte, befassten sich mit der Aufgliederung der Bündnerschiefermassen, die den Rücken der Aduladecke bilden und somit also der Misoxerzone angehören. Über die tektonischen und lithologisch-stratigraphischen Resultate dieser Terrainaufnahmen wird in Kürze ausführlich berichtet werden.

An dieser Stelle sollen lediglich einige neue Fossilfunde erwähnt werden, welche die meistens nur auf lithologischen Gesichtspunkten fussende Stratigraphie der Bündnerschiefer in sehr erwünschter Weise stützen. Im Gebiet der Adula-Bündnerschiefer beschränken sich diese neuen Fossilfunde auf die beiden höchsten tektonischen Elemente des gesamten Aduladeckensystems, auf den sog. Tomüllappen s. str. und auf die unter dem Tomüllappen folgende sog. Gravaserie, die in ihrem Liegenden durch die mächtigen Marmore und Kalkglimmerschiefer des Aullappens begrenzt wird. Die Gravaserie umfasst — wie die tieferen Teile des Tomüllappens — eine Schichtreihe mesozoischer Sedimente; sie wird benannt nach der Alp Grava NE oberhalb Vals, wo sie über 500 m Mächtigkeit erlangt. Die tieferen Schichtglieder des Tomüllappens zeigen bei einem Vergleich mit der Gravaserie weitgehende lithologische Analogien, so dass diese beiden Einheiten ohne Zweifel in enger tektonischer Beziehung stehen.

Über die stratigraphische Aufgliederung der Schistes lustrés-Serien allgemein, im speziellen besonders auch derjenigen des Tomüllappens, ist in den letzten Jahren durch R. STAUB (Lit. 1, 4, 5, 6) und durch JAECKLI (Lit. 1, 2) zahlreiches neues Beobachtungsmaterial publiziert worden. Dabei waren für die stratigraphische Unterteilung der Bündnerschiefereinheiten in erster Linie lithologische Gesichtspunkte massgebend.

Wenn ich nun im folgenden von einigen neuentdeckten fossilführenden Horizonten liasischen Alters berichte, so sind solche an sich nichts Neues. Schon seit

---

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

langem sind aus den Schistes lustrés-Serien von zahlreichen Lokalitäten Funde von Liasfossilien bekannt. Von besonderem Interesse ist es nun aber, die jeweilige Lage dieser fossilführenden Horizonte innerhalb der tektonisch sicher zusammengehörenden Bündnerschiefer-Schichtreihen einer näheren Betrachtung zu unterziehen. Detaillierte Feldaufnahmen ergaben nämlich, dass sowohl der Tomüllappen wie auch die darunter liegende Gravaserie jeweils mit einer tektonisch sehr stark beanspruchten Basiszone einsetzt, an deren Aufbau sich in komplexen Verschuppungen sicher triadische und sicher liasische Gesteine beteiligen. Verglichen mit der Gesamtmächtigkeit des Tomüllappens, wie der Gravaserie, nehmen sich diese basalen Schuppenzonen relativ recht bescheiden aus. An triadischen Gesteinen finden wir darin weisse hochmetamorphe Quarzite und durch die tektonische Beanspruchung öfters brecciös gewordene Dolomite wie auch Rauhwacken; unter den liasischen Gesteinstypen fallen in erster Linie Breccien, besonders solche mit Dolomitkomponenten in kalkigem Bindemittel vom Typus der Brèche du Télégraphe, Bänderkalke, Kieselschnurmarmore, kieselige bis sandige Kalke von verschieden hohem Marmorisierungsgrad, und sandige Kalkglimmerschiefer bis Quarzite auf. Zwischen den Bänken dieser liasischen Gesteinstypen stellen sich gewöhnlich verschieden mächtige Lagen reiner Tonschiefer und Kalkphyllite ein. Schliesslich werden diese an sich schon recht komplexen Schichtreihen sehr häufig noch durch Ophiolithe in mannigfacher Ausbildung durchsetzt, die ihrerseits durch kontaktliche Beeinflussung das bunte Bild der Gesteinsvergesellschaftung vergrössern und komplizieren helfen.

In diesen Basisschuppenzonen nun können an einigen Stellen auf kilometerweite Erstreckung Einlagerungen marmorisierter, kieseliger und sandiger Kalkbänke verfolgt werden. Diese hier näher zu betrachtenden Gesteinshorizonte erreichen normalerweise höchstens Meterdicke und finden sich gewöhnlich als mehr oder weniger linsenförmige Einlagerungen in den Tonschiefern und Kalkphylliten. Sie fallen durch ihren oft relativ hohen Eisengehalt auf, so dass sie — der Verwitterung ausgesetzt — häufig in sandig-rostigen Grus zerfallen. Das ganz besondere Merkmal dieses speziellen Gesteinstyps aber ist sein oft sehr reicher Gehalt an Fossilien.

Ein derartiger Horizont kann in der Basisschuppenzone des Tomüllappens im NW-Grat des Bärenhorns auf ca. 2730 m Höhe beobachtet werden (Koord. 736975/160220) und findet sich wieder ca. 1 km NE dieser Lokalität, wo der Kessel von „Klein Tomül" gegen die Einsattelung „Beim Bären" ansteigt. Auf angewitterter Gesteinsoberfläche stechen darin in erster Linie die sehr zahlreichen Gryphaeen-Querschnitte hervor, die sich vom umgebenden Gestein deutlich und scharf abheben. Von Herrn Prof. A. JEANNET wurden sie in zuvorkommender Weise als *Gryphaea arcuata* LAM. bestimmt. Vereinzelt finden sich daneben aber auch Belemniten und Crinoiden-Reste.

Die schönsten Exemplare von *Gryphaea arcuata* aber konnte ich in der basalen Schuppenzone der Gravaserie auffinden, wovon die an der Schaffhauser-Tagung vom 29. August 1943 vorgewiesene Gesteinsplatte Zeugnis ablegt. Die Fundstelle liegt in der oberen SW-Ecke der Alp Grava, rund 400 m NE des Punktes 2322,3 der Siegfriedkarte (letzterers entpricht P. 2318,8 der Neuaufnahmen 1 : 25000 für die neue Landeskarte, Koord. der Fundstelle: 735400/166420).

Von ganz besonderem Interesse ist es nun, dass sich im Wallis, in den Schistes lustrés-Serien des Val Ferret, auffallend ähnliche Schichtreihen vorfinden. So setzen auch hier, in den Hängen östlich oberhalb der kleinen Ortschaft Prayon — wie ich anlässlich einiger für ein geologisches Gutachten ausgeführter Begehungen beobachten konnte — die Schistes lustrés im Liegenden der

unteren Randtrias der Karbonzone von Revédin mit einer Schuppenzone ein, an deren Aufbau sich neben dünnen triadischen Einlagerungen liasische Schichtglieder in mannigfacher Wechsellagerung beteiligen: Kalkglimmerschiefer und Kalke von verschieden hohem Marmorisierungsgrad, oft kieselig und sandig, hie und da rostig verwitternd, Tonschiefer und Kalkphyllite, Bänder- und Kieselschnurkalke und Breccien vom Typus der Brèche du Télégraphe.

Und wie zur Vervollständigung des analogen Bildes dieser Schuppenzone, die die gesamte Schistes lustrés-Serie des Val Ferret randlich begrenzt, stiess ich auch hier auf eine Kalkbank, deren angewitterte Oberfläche deutliche Gryphaeen-Querschnitte aufwies. Leider ist aber hier der Marmorisierungsgrad des Gesteins etwas höher, doch glaubte Herr Prof. JEANNET trotzdem auf *Gryphaea arcuata* schliessen zu dürfen.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass diese neuen Funde von *Gryphaea arcuata* die zugehörigen Schichtreihen dem unteren Lias (Sinémurien) zuordnen. Wesentlich scheint dabei vor allem, dass diese Fossilfundstellen in den verschiedenen Niveaux der hier erwähnten Bündnerschiefereinheiten nicht wahllos verteilt auftreten, sondern dass sie durchwegs in den stratigraphisch tiefsten Gliedern der im vorigen besprochenen Schistes lustrés-Serien liegen, stets in unmittelbarer Nachbarschaft der Trias. In allen diesen Bündnerschiefereinheiten entwickeln sich über den basalen Schuppenzonen die stratigraphisch jüngeren Schichtreihen der höheren Horizonte in unvergleichlich grösserer Mächtigkeit und in ruhigerer tektonischer Lagerung. Es bleibt nur zu bedauern, dass das sicher jüngere Alter dieser höheren Schichtglieder mit Ausnahme des Flysches bisher noch durch keinerlei Fossilfunde bestätigt werden konnte.

Literatur.

1. JAECKLI, H., STREIFF, V., und STAUB, R.: Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Gebiet der Schamser Decken. 29. August—2. September 1938. Eclogae geol. Helv., Vol. 31, Nr. 2, 1938.
2. JAECKLI, H.: Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). Eclogae geol. Helv., Vol. 34, Nr. 1, 1941.
3. NABHOLZ, W.: Die Schiefermassen zwischen Vals und Safiental. Versuch einer geologischen Gliederung des Gebirges zwischen Rheinwald, Vals und oberstem Safiental. Diplomarbeit Geol. Institut Zürich, April 1942.
4. STAUB, R.: Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. LXXXII, 1937.
5. STAUB, R.: Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. Eclogae geol. Helv., Vol. 31, Nr. 2, 1938.
6. STAUB, R.: Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis. Eclogae geol. Helv., Vol. 35, Nr. 2, 1942.

---

13. — NICOLAS OULIANOFF (Lausanne): **Les anciens massifs de Mont Blanc et de l'Aar et l'orogenèse alpine.**

Paraîtra ultérieurement.