

Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs.

Von

A. Buxtorf (Basel) und **E. Truninger** (Bern).

Mit 3 Figuren und 1 Tafel im Text und 1 Profiltafel.

Die Doldenhorn-Fisistockgruppe ist als Ganzes bis heute noch nie der Gegenstand geologischer Detailstudien gewesen. Die mannigfachen geologischen Beobachtungen, die seit den Untersuchungen v. FELLEBERG'S und MÖSCH'S aus diesem Gebiet bekannt geworden sind, verdanken wir mehr gelegentlicher Berücksichtigung, die dasselbe bei verschiedenen Gelegenheiten gefunden hat, sei's bei den geologischen Voruntersuchungen für den Lötschbergtunnel oder dann wieder bei der Detailaufnahme benachbarter Gebiete.

Als frühere Arbeiten, die entweder dieses Gebiet oder unmittelbar angrenzende behandeln, haben wir zu nennen:

1. 1893. E. v. FELLEBERG und C. MÖSCH: Geologische Beschreibung des westlichen Teils des Aarmassivs. Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz, XXI. Liefg. mit Atlas.
2. 1900. v. FELLEBERG, KISSLING & SCHARDT: Lötschberg und Wildstrubeltunnel, Geolog. Expertise. Mitteilungen der Naturf. Gesellsch. in Bern 1900.

3. 1905. M. LUGEON: Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région comprise entre le Sanetsch et la Kander. Ecl. geol. Helv. VIII, No. 4.
4. 1906. V. TURNAU: Beiträge zur Geologie der Berner Alpen. 1. Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg. 2. Neue Beobachtungen am Gastern-Lakkolith. Mitteilgn. d. Naturf. Ges. in Bern 1906.
5. 1908. A. TRÖSCH: Beiträge zur Geologie der westlichen Kientaleralpen (Blümlisalpgruppe). Ecl. geol. Helv. X. No. 1.

Ausserdem wird sich Gelegenheit bieten, im Verlaufe unserer Auseinandersetzungen noch die eine oder andere Arbeit mit in den Rahmen unserer Betrachtungen zu ziehen.

An geologischen Karten sind zu berücksichtigen:

1. Blatt XVII, Vevey-Sion und Blatt XVIII, Brieg-Airolo der geolog. Karte der Schweiz, 1 : 100,000 (Bern, A. Francke).
2. Geologische Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee; von Ed. Gerber, Ed. Helgers und A. Trösch. Spezialkarte 43^a der Publikationen der Schweiz. geolog. Kommission. Hiezu eine Profiltafel (No. 43^b). (Gleichfalls im Kommissionsverlag A. Francke, Bern.)

Als topographische Karte dient zur Orientierung am besten der vom Eidg. topogr. Bureau herausgegebene Überdruck: Gemmi-Blümlisalp, 1 : 50,000, der die Siegfriedblätter 463, 473, 488 und 492 umfasst.

I. Stratigraphie.

Obwohl sich am Aufbau der Fisistock-Doldenhorngruppe die ganze Sedimentserie vom sog. Verrucano bis

Fisistöcke Doldenhorn



Fisi-
Schafberg

Gastorn-
tal

Phot. E. Truninger.

Fig. 1. Ansicht der Doldenhorn-Fisistöckgruppe vom Stierenbergli
(Gemmiweg) aus.

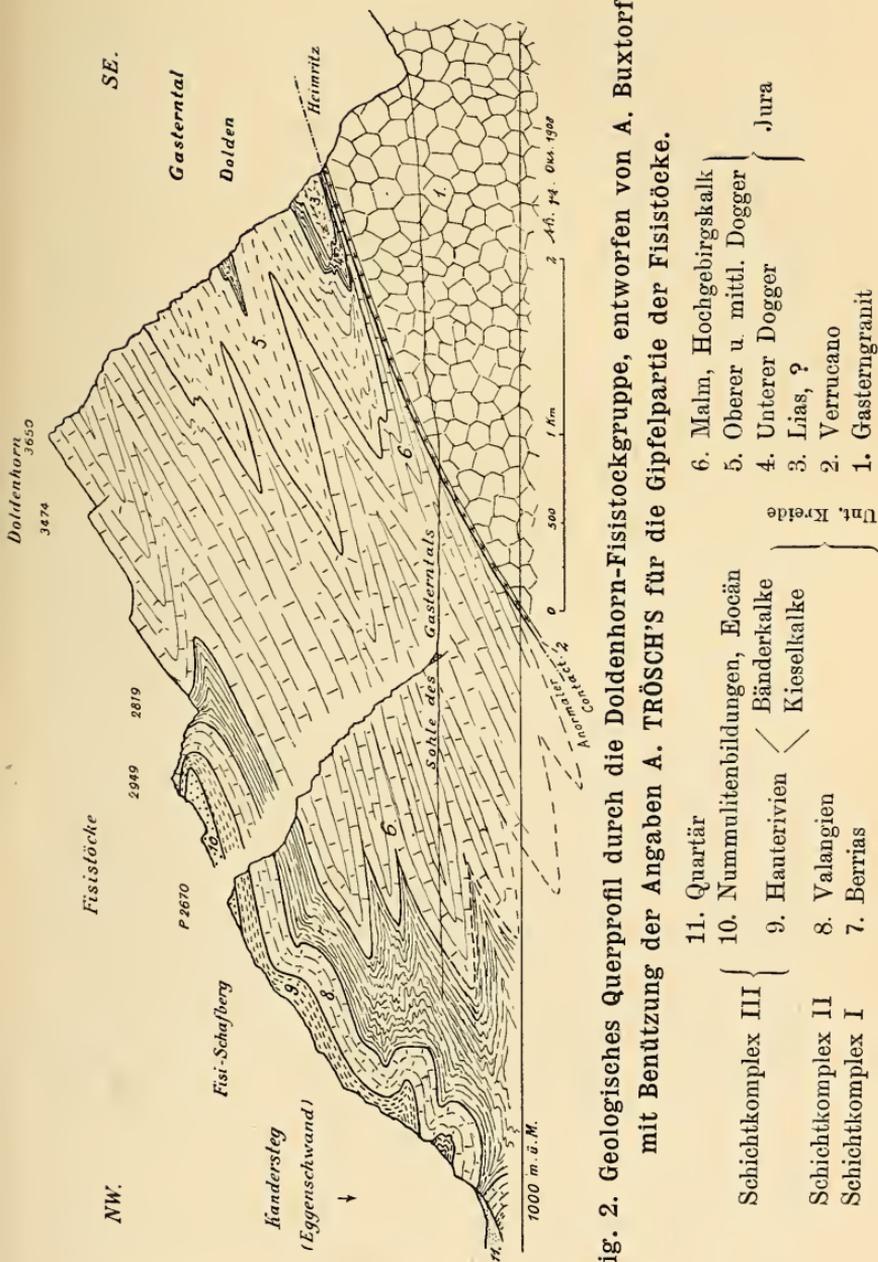


Fig. 2. Geologisches Querprofil durch die Doldenhorn-Fiststockgruppe, entworfen von A. Buxtorf mit Benützung der Angaben A. TRÖSCH'S für die Gipfelpartie der Fistsöcke.

zum Flysch beteiligt, beschränken wir uns an dieser Stelle auf die Besprechung derjenigen Schichten, welche zwischen dem Hochgebirgskalk (Malm) und dem Tertiär sich einschalten.

Wer vom Gemniweg aus, sei's aus der Gegend des Stock oder des Stierenbergli die Kette der Fisistöcke betrachtet, dem bietet sich ein geologisches Bild von ausserordentlicher Klarheit dar. Nicht nur sind die einzelnen Gesteinshorizonte durch mannigfache Abstufung der Verwitterungsfarbe scharf voneinander abgesetzt, sondern auch die orographische Gliederung des Bergabhanges ist in allen Einzelheiten eine so scharfe, dass sich der Gebirgsbau der Kette schon von weither überblicken lässt (vergl. Fig. 1).

Der Sockel der Fisistöcke wird im Gasterntal gebildet von einem System liegender Falten von Hochgebirgskalk. Wie auf dem Profil, Fig. 2 pag. 137, angegeben werden konnte, sind über der Sohle des Gasterntales zwei solcher Falten ganz sichtbar, während eine dritte nur den hangenden Schenkel zeigt. Auf Fig. 1 ist nur die oberste Malmstirne klar zu erkennen, die tiefern Partien des Abhangs sind durch den Vordergrund verhüllt.

Über diesem System liegender Malmfalten tritt eine schätzungsweise ca. 100 m mächtige, vorwiegend mergelige Schichtserie auf, die vom Sattel P. 2819 zwischen Fisistock und Doldenhorn als einfaches Band hinstreicht bis südlich unter Punkt 2670, sich dann — intensiv verfältelt — an die liegenden Falten des Hochgebirgskalks anschmiegt und vor ihren Stirnen zu grosser Mächtigkeit aufgestaut erscheint. Wir bezeichnen diese mergelige Gesteinsfolge zunächst allgemein als Schichtkomplex I.

Im Hangenden dieses Mergelkomplexes tritt eine geschlossene Kalkwand auf, von wohl 110—130 m

Mächtigkeit, ausgezeichnet durch bald hellgraue, bald aber auch rötliche Verwitterungsfarbe. Es bildet diese Kalkmasse, wir nennen sie Schichtkomplex II, den hohen Steilabsturz in der obern Partie der Fisistöcke. Wir erkennen auch, dass auf der Strecke vom Fisistock (2670) bis hinab nach Eggenschwand bei Kandersteg die Kalkbank im Absinken mehrfach leichte Mulden und Gewölbe erkennen lässt, doch ist die Intensität der Faltung eine viel geringere als bei den liegenden Falten des Hochgebirgskalkes.

Über dem Schichtkomplex II treten in der Gipfelpartie und Nordwestabdachung der Fisistöcke wieder dunkelanwitternde Gesteine auf, die wir vorerst als Schichtkomplex III bezeichnen.

Diese drei orographisch so scharf hervortretenden Schichtgruppen haben nun hinsichtlich ihres geologischen Alters die verschiedensten Deutungen erfahren.

Was zunächst den vorwiegend schiefrig-mergeligen

Schichtkomplex I

im Hangenden des eigentlichen Hochgebirgskalkes anbetrifft, so ist derselbe früher (vergl. No. 2 und 5 des Literaturverzeichnisses) entweder als Vertreter des Hauterivien und Valangien (inkl. Berrias) oder dann ganz allgemein als „Neocomschiefer und Neocomkalke“ bezeichnet worden.¹⁾

Dieselben Schichten setzen sich südlich des Gasterntals in der Nordostwand des Tatlishorns (2505) fort, queren den Tatlishornkamm zwischen Punkt 2505 und Punkt 2966 und

¹⁾ Wir bemerken hier nebenbei, dass nur der obere Teil der mächtigen „Neocomkalke“ A. TRÖSCH'S mit zu unserm Schichtkomplex I zu rechnen ist. Die untern Partien glauben wir beim Hochgebirgskalk (Malm) belassen zu müssen.

streichen südwestwärts weiter zum Sattel südöstlich des kleinen Rinderhorns. M. LUGEON (Lit. Verz. Nr. 3, p. 426 und 427), dessen Untersuchungen wesentlich das Gemmi-Rinderhorngebiet berühren, ist geneigt, diese Schichten dem Berrias zuzuzählen; er bezeichnet sie als „Assise marno-vaseux probablement berriasienne“. Wir treten dieser Auffassung bei und möchten nur darauf aufmerksam machen, dass der Beweis für deren Richtigkeit seither durch A. TRÖSCH erbracht worden ist, durch das Auffinden einer dem untersten Berrias angehörenden Ammonitenfauna am Sattel zwischen Blümlisalphorn und Blümlisalprothorn (vergl. No. 5 pag. 135). Wie A. TRÖSCH ausführlich beschreibt, tritt der Fossilhorizont auf in einer Wechselfolge von Kalkbänken und tonigen Schiefeln. Mit eben dieser Wechsellagerung im Hangenden des eigentlichen „Hochgebirgskalkes“ beginnen wir am Fisistock unsern Schichtkomplex I, den wir allgemein als **Berrias** bezeichnen dürfen. Ob sich dabei in der Grenzregion vom Hochgebirgskalk zum Berrias auch tithonische Schichten ausscheiden lassen, soll hier nicht näher erörtert werden.

Inwieweit ferner das Berrias selbst detailliertere Gliederung erlaubt, müssen spätere Untersuchungen zeigen. An dieser Stelle sei nur darauf hingewiesen, dass schon A. TRÖSCH (5 p. 136) im obern Teil desselben korallenführende Kalke beschreibt, die stellenweise oolithische Struktur erkennen lassen und in denen wir wohl ein Äquivalent der Berriaskalke (Korallenoolith=Öhrlikalk) der zentralen und östlichen Schweizeralpen vermuten dürfen. Ähnliche oolithische Bänke, begleitet von korallenführenden dichten Kalken kehren auch in der Südabdachung der Fisistöcke wieder.

Auf die orographische Rolle, die diesen vorwiegend mergeligen Berriasschichten zukommt, ist schon oben

kurz hingewiesen worden. Sie bedingen gangbare Grasbänder, namentlich aber Sattellücken. Von Westen nach Osten zu haben wir folgende Sättel aufzuzählen: Sattel zwischen Gross- und Klein-Rinderhorn, zwischen Ob. Tatlishorn (2966) und Tatlishorn (2505), Klein-Doldenhorn und Inner-Fisistock, Blümlisalphorn und Blümlisalprothorn, Weisse Frau und Blümlisalpstock, Morgenhorn und Wilde Frau und endlich die Lücke zwischen Gspaltenhorn und Büttlassen.

Schichtkomplex II.

Eine Untersuchung der mächtigen Kalkmauer über dem Berrias lässt erkennen, dass sich an ihrem Aufbau recht verschiedene Gesteine beteiligen: dichte, spätige, häufig auch oolithische Kalke. Einzelne Bänke, namentlich die hellgrauen, dichtern Varietäten sind fossilreich. Die schlechterhaltenen, häufig gerollten, unbestimmbaren Versteinerungen erscheinen herausgewittert. Die helle Anwitterungsfarbe des Gesteins und die Art der Fossilführung erinnern lebhaft an Schrattenkalk. Es ist deshalb erklärlich, dass früher diese Kalke als typisches Urgonien bezeichnet worden sind (vergl. z. B. No. 2 des Liter. - Verz.). Indessen begegnen wir schon in der Arbeit von A. TRÖSCH manchem Zweifel an der Richtigkeit dieser Auffassung. Nicht nur werden einige der hellen Kalkbänder als „fragliches Urgon“ bezeichnet, A. TRÖSCH spricht auch die Vermutung aus, dass möglicherweise einzelne dieser Schichten zum Neocom gehören dürften, „das ja im Valangienkalk auch oolithische Struktur zeigt.“ (5. p. 136.)

Bestimmter spricht sich M. LUGEON (3. p. 426) aus. Wie aus seiner Beschreibung hervorgeht, sieht er in den Kalken ein Äquivalent der ganzen Untern Kreide in „Urgonfacies“, und zwar würde — wie in der Skizze

(a. a. O. pag. 427) bemerkt ist — der Kalkkomplex dem ganzen Zeitabschnitt Valangien-Urgonien entsprechen. Dass ein Teil der Kalke sicher dem Valangien angehört, beweist das Vorkommen von *Cidaris pretiosa* am Gemmiweg ob Schwarzenbach. Die dem Kalk aufliegenden sandigen Gesteine werden von M. LUGEON als möglicherweise der mittlern Kreide (Aptien) angehörend bezeichnet (a. a. O. p. 426 und 427).

Unsere Auffassung deckt sich nur teilweise mit der M. LUGEON'S. Wir betrachten die Kalkmauer nicht als Vertreter der ganzen untern Kreide vom Valangien bis zum Urgonien, sondern wir stellen die ganze urgonartige Kalkmasse ausschliesslich ins **Valangien**, und zwar, weil in ihrem Hangenden Schichten auftreten, die, wie wir sehen werden, sich paläontologisch als sicheres Hauterivien bestimmen lassen.

Dieser Valangienkalk der Gemmi-Fisistockgruppe entspricht z. T. wenigstens direkt dem Valangienkalk der helvetischen Decken der Zentral- und Ostschweiz (Gebiete der Mürtschenfacies),¹⁾ wahrscheinlich aber umfasst er auch noch tiefere Horizonte. Im besondern neigen wir zur Annahme, dass der untere Teil der Kalkmasse zeitlich den Valangienmergeln (Untern Coulonischichten) der Zentral- und Ostschweiz entspricht, d. h. Unter-Valangien in neritischer Facies darstellt. Zu diesem Schlusse werden wir geführt, weil einerseits im ganzen Schichtprofil Berrias-Valangienkalk Kontinuität herrscht (vgl. auch No. 3 pag. 426 und No. 5 pag. 136), andererseits eine den so charakteristischen Valangienmergeln entsprechende Bildung vollständig zu fehlen scheint.

¹⁾ Vergl. hierüber ARN. HEIM, Gliederung und Facies der Berrias-Valangien-Sedimente in d. helv. Alpen. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Gesellschaft Zürich. Jahrgang 52. 1907.

Schichtkomplex III.

Es ist das Verdienst von A. TRÖSCH, die dunkel-anwitternden Gesteine in der Gipfelpartie der Fisistöcke erstmals einer genaueren Gliederung unterzogen zu haben. A. TRÖSCH unterscheidet (5. pag. 139) über den von ihm noch als Urgon bezeichneten Valangienkalken:

1. Albien (?) (12 m)
2. Tschingelkalk (ca. 85 m)
3. Grenzsichten (30 m)
4. Tertiär (ca. 120 m).

Von diesen vier Gliedern können unserer Auffassung nach die ersten drei zusammengefasst und ganz allgemein als cretacisch bezeichnet werden. Die vierte Gruppe ist fraglos eocänen Alters.

Unter den cretacischen Schichten ist der sogen. Tschingelkalk das eigenartigste Glied. Tatsächlich kennen wir aus den ganzen zentralen und östlichen Schweizeralpen keine Gesteine, welche direkt mit den auffällig gebänderten, oft fast quarzitisches erscheinenden, hellgrünlichen Kalken und Sandkalken verglichen werden können. Die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine ist genau untersucht worden (vergl. Analysen Truningers in 5. pag. 131). Da in diesen Gesteinen Fossilien vollständig fehlen, ist es erklärlich, dass ihre stratigraphische Stellung die mannigfachste Deutung erfahren hat (man vergleiche hierüber A. TRÖSCH. 5. p. 133).

Wie schon A. TRÖSCH ausführt, treten nun aber zusammen mit den „Tschingelkalken“ auch Kieselkalke und Echinodermenbreccien auf und diesen Horizonten entstammen die schlecht erhaltenen Belemniten, die wenigstens das vortertiäre Alter ausser Frage stellen.¹⁾

¹⁾ Der Erhaltungszustand dieser Belemniten ist ein recht eigenartiger: Die äusserste Rinde derselben ist in einer Dicke von ca. 1 mm verkieselt, das Innere dagegen nicht; infolge dessen

Wenn nun schon die petrographische Ähnlichkeit dieser letztern Gesteine mit den Hauterivien-Kieselkalken der Zentralschweiz (besonders der Axenkette) Gleichaltrigkeit beider vermuten liess, so gelang es uns in der Folge, hiefür den strikten Beweis zu liefern durch das Auffinden zahlreicher Exemplare von *Toxaster complanatus* Ag.¹⁾ Bestimmbare Exemplare sind zwar selten, umso zahlreicher finden sich dagegen Querschnitte, gelegentlich sogar nesterartig gehäuft. Wir konnten diese Toxasterbänke zunächst am Gemmiweg beim Stock, wenig südlich Punkt 1833 feststellen. Sie bilden hier deutlich das Hangende der hellen Valangienkalkwand, welche vom Tatlishorn (2505) niedersteigt, das Tal des Schwarzbaches quert, um östlich unterm Stock unterhalb des Gemmiweges die hohe Steilwand zu bedingen. — Noch reicher an Toxaster erweisen sich die Kieselkalke im Gebiet der Fisistöcke. Am häufigsten beobachteten wir sie am untern Ausgange des breiten Couloirs nördlich Punkt 2670. Da in den Kieselkalkbänken der Nordabdachung dieser Spitze ein kleiner Bergsturz ausgebrochen ist, bietet sich im Bergsturzmateriel wie auch in der Ausbruchsnische beste Sammelgelegenheit. Die anstehenden Toxasterbänke bilden hier das normale Hangende der bisher allgemein als „typisches Urgon“ aufgefassten hellen Valangienkalke (vergl. 2 pag. 109, 5 pag. 73).

Wir zweifeln nicht daran, dass diese Toxasterbänke auch weiterhin im Gebiete der Blümlisalpsgruppe sich werden nachweisen lassen.

witern die Belemniten röhrenartig heraus und ähneln dann einem Dentalium (vergl. hierüber A. TRÖSCH pag. 133, ferner auch ED. GERBER: Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaleralpen, Neue Denkschr. d. Schweizer. natf. Ges. XL p. 68).

¹⁾ Herr Dr. E. BAUMBERGER in Basel hatte die Freundlichkeit, unsere Stücke zu prüfen und bestätigte unsere Bestimmung.

Damit ist nun ein sicherer Anhaltspunkt gegeben, um auch das mutmassliche Alter der übrigen von A. TRÖSCH unterschiedenen Schichtgruppen zu bestimmen.

Was zunächst die von A. TRÖSCH als „Albien (?)“ bezeichnete, glaukonitische Echinodermenbreccie anbezieht, so könnte sie verglichen werden mit den ebenfalls glaukonitischen, dem obersten Valangien angehörenden Gemsmättli-Schichten.¹⁾ Eine solche Gegenüberstellung ist insofern berechtigt, als in beiden Fällen Valangienkalk das direkte Liegende, Hauterivienkieselkalk das unmittelbare Hangende bildet.

Die über diesen untern Echinodermenbreccien folgenden Tschingelkalke und Grenzsichten müssen unserer Auffassung nach zunächst zu einem Schichtkomplex zusammengefasst werden. Wollen wir diesen weiter gliedern, so geschieht dies am natürlichsten in der Weise, dass eine untere, vorwiegend aus Kieselkalken und Echinodermenbreccien bestehende Schichtfolge einer oberen, wesentlich aus gebänderten Sandkalken zusammengesetzten, gegenübergestellt wird. Für die untere verwenden wir trotz der heterogenen Zusammensetzung den Namen Kieselkalk. Für die obere schlagen wir die Bezeichnung: „Bänderkalke“ vor, eine Benennung, die in erster Linie der auffälligen petrographischen Beschaffenheit dieser Gesteine Rechnung trägt. Dabei betonen wir ausdrücklich, dass zwischen den Kieselkalken und den Bänderkalken eine Grenze nicht existiert. Beide Gesteinstypen sind durch ganz allmählichen Übergang auf's engste miteinander

¹⁾ Vergl. E. BAUMBERGER, ARN. HEIM und A. BUXTORF: Paläostrat. Unters. zweier Fossilhorizonte an der Valangien-Hauterivien-Grenze im Churfürsten Mattstockgebiet mit Bemerkungen über die Stratigraphie der analogen Schichten der Zentralschweiz. *Abh. d. schweiz. pal. Ges.* XXXIV. 1907.

verbunden, und da die Kieselkalke sicher dem **Hauterivien** angehören, unterliegt es wohl keinem Zweifel, dass auch die Bänderkalke in die Untere Kreide, spezieller ins obere Hauterivien oder höchstens etwa ins untere Barrémien gestellt werden müssen. Zukünftige Untersuchungen, die ein weiteres Gebiet berücksichtigen, werden hierüber Entscheidung bringen.

Die Bezeichnung Tschingelkalk verwerfen wir vollständig, und es wäre wünschenswert, dass dieser Name auch in Zukunft keine Verwendung mehr fände. Nicht nur sind wir heute ziemlich genau über das Alter dieser Schichten aufgeklärt; es sei auch darauf hingewiesen, dass selbst auf der Karte von GERBER, HELGERS und TRÖSCH die Bezeichnung „Tschingelkalk“ in ganz verschiedenem Sinne gebraucht wird: An der Büttlassen wird von E. GERBER die ganze Kreideserie im Hangenden des Berrias und Hochgebirgskalkes mit Tschingelkalksignatur ausgezeichnet, während aus dem Text (pag. 70) hervorgeht, dass ein Teil dieser Gesteine dem Valangienkalk entspricht. Anders A. TRÖSCH, der im allgemeinen unter Tschingelkalk nur die Schichten im Hangenden des urgonartigen Valangienkalkes versteht.

Was nun endlich die Grenzsichten A. TRÖSCH's betrifft, so handelt es sich tatsächlich um Gesteinstypen, welche petrographisch allmählich vom Bänderkalk zum Tertiär d. h. zu der an der Basis desselben auftretenden Bohnerzbildung überleiten. Wir erinnern bei dieser Gelegenheit daran, dass ja auch im Juragebirge sehr oft die Grenze zwischen der Bohnerzformation und ihrem Liegenden absolut unbestimmt erscheint, indem längs Klüften und Schichtfugen das Liegende oft bis in grosse Tiefe von Bolus durchsetzt wird und auf diese Weise ein scheinbarer Übergang zur Bohnerzbildung sich herausbildet.

Solche Verhältnisse dürften vermutlich auch ursprünglich an der Grenze vom Bänderkalk zum Bohnerz vorgelegen haben, nur sind dieselben infolge der mannigfachen dynamometamorphen Veränderungen, welche mit der Gebirgsauffaltung verknüpft waren, mehr und mehr verwischt worden. Die eigentliche Tertiärformation haben wir aber doch wohl erst mit dem Auftreten geschlossener Bohnerzlager und -Linsen zu beginnen.

Wir möchten diese stratigraphischen Auseinandersetzungen nicht schliessen, ohne darauf hingewiesen zu haben, dass unsere im Fisistockgebiet gewonnenen Ergebnisse sich ziemlich genau decken mit den Angaben DE LA HARPE'S über die Umgebung von Daubensee und Schwarzenbach.¹⁾ Nicht nur stellt DE LA HARPE wie wir den Kalkkomplex II ganz ins Valangien, sondern er kennt auch die ihn bedeckenden *Toxaster*bänke und Bänderkalke. Wenn es ihm auch nicht gelungen ist, bestimmbare Seeigel zu finden, so betont er trotzdem, dass diese Schichten zweifellos dem Neocom angehören (a. a. O. Fussnote pag. 45), ja er erklärt sie sogar identisch mit den „Couches à *Toxaster complanatus* Ag. d'Argentine et des Diablerets (p. 46). Unabhängig von DE LA HARPE sind wir am Fisistock zu ganz demselben Resultat gelangt. Wir können deshalb M. LUGEON nicht beipflichten, wenn er die im Hangenden des Valangienkalkes auftretenden Sandkalke und Echinodermenbreccien als „Cretacique moyen“ resp. „Aptien“ bezeichnen möchte.

Aufgabe späterer Arbeit wird es sein, die im Gemmi-Fisistockgebiet gewonnene Stratigraphie auf benachbarte Gebiete anzuwenden.

¹⁾ Vergl. PH. DE LA HARPE, Note sur la géologie des environs de Louèche-les-bains. Bull. soc. vaud. sc. nat. XV. 1878, p. 39—47.

Was besonders die Blümlisalpgruppe anbetrifft,¹⁾ so möchten wir zunächst die Ansicht aussprechen, dass der untere Teil der von A. TRÖSCH als „Neocomien und Berriasien“ bezeichneten Gesteine wohl besser beim jurassischen Hochgebirgskalk verbleibt. Die schiefrigen ächten Berriassgesteine sind voraussichtlich nicht nur auf die Blümlisalp beschränkt, sondern kehren auch an der Büttlassenlücke wieder. Dafür spricht die von E. GERBER gegebene Beschreibung der dort vorkommenden Gesteine. Alle auf der genannten Karte mit Cu & Ct bezeichneten Kalkbänder gehören wohl ausnahmslos dem Valangien resp. Hauterivien an, sodass also die Untere Kreide — und nur solche ist in der Blümlisalpgruppe vorhanden — grosse Mächtigkeit und Verbreitung aufweisen wird. Sehr wahrscheinlich — darauf soll unten zurückgekommen werden — gehört ein grosser Teil der als „Tertiäre Kalke und Kalkschiefer“ aufgeführten Gesteine gleichfalls zur Untern Kreide, teils zum Berriasschiefer, teils zum Valangienkalk

II. Tektonik.

In den älteren geologischen Profildarstellungen der Doldenhorngruppe begegnen wir der Ansicht, dass die Sedimente, welche diese Kette aufbauen, als Ganzes den normalen, nördlichen autochthonen Sedimentmantel des Aarmassivs repräsentieren. Es wird angenommen, dass über dem Kristallinen im allgemeinen eine normale Schichtfolge vom Ältern zum Jüngern d. h. vom Verrucano zu Rötidolomit, Lias, Dogger, Malm, Kreide, Tertiär sich einstelle. Faltungen mehr sekundärer Art werden wesentlich nur in den höhern Horizonten

¹⁾ Vergleiche die geologische Karte von GERBER, HELGERS und TRÖSCH.

dieser Serie verzeichnet (man vergl. hierüber **1.** Atlas, Tafel I u. II, ferner **2.** Geolog. Profiltafeln).

Im Gegensatz zu diesen ältern Darstellungen hat A. TRÖSCH erstmals darauf hingewiesen, dass in der Südabdachung der Blümlisalp-Doldenhornkette innerhalb der Sedimentserie mannigfache, sehr wesentliche Unregelmässigkeiten sich geltend machen; unter anderm erwähnt er, dass da, „wo die Sedimentdecke den Talgrund des Gasterntales erreicht, der Dogger fehlt“ (5. p. 138). A. TRÖSCH hat diese Eigentümlichkeit indessen nicht weiter verfolgt.

Unsere Aufnahmen bestätigen A. TRÖSCH's Angabe. Wie Fig. 2, pag. 137 zeigt, lässt sich auf der ganzen Strecke zwischen Gfällalp, dem Talboden des Gasterntals bei der Einmündung des Gabelbaches und der nördlich von Gasterne liegenden Schafalp Dolden an der Grenze zwischen dem Gasternegranit und den ihn bedeckenden Sedimenten allgemein folgendes erkennen: Als Mantel um den Gasternegranit stellt sich überall eine nach unten durch Gesteinsübergänge auf's engste mit dem Granit verknüpfte, ca. 5—10 m mächtige Zone granitischer Breccien, Arkosen und quarzitischer Sandsteine ein. Wir verwenden für diese Gesteine den Sammelnamen „Verrucano“; dabei lassen wir es an dieser Stelle unentschieden, ob dieser Verrucano ursprünglich ein normales Sediment des Perm oder der Untern Trias darstellte, oder ob — was wahrscheinlich ist — dieser dem Granit angeschweisste „Verrucanomantel“ sich wesentlich erst bildete bei der tertiären Gebirgsbildung und dann vornehmlich als mechanische Granit-Breccie zu bezeichnen ist.¹⁾

¹⁾ Es sei hier bemerkt, dass der Gasternegranit samt den ihn durchsetzenden Aplitgängen, sowie die Beziehungen beider zum „Verrucano“ durch E. Truninger eingehend petrographisch beschrieben werden.

Über dem Verrucano und von diesem durch scharfe Gleitflächen getrennt, tritt nun sofort ein hochgradig dynamometamorph veränderter, weisser, feinkristalliner Kalk auf. Man erkennt ausserdem, dass zwischen der Schichtung dieses kristallinen Kalkes und den Gleitflächen zwischen Kalk und Verrucano eine schwache, aber doch sehr deutlich ausgeprägte Diskordanz besteht (vergl. Fig. 2). Die am Kontakt weissen und kristallinen Kalke gehen mit wachsender Entfernung vom Verrucano seitlich über in normalen, grauen, dünnplattigen Kalk, den wir seiner ganzen Beschaffenheit nach als Malm bezeichnen müssen. Auf der ganzen Strecke Gfallalp-Brandhubel-Dolden fehlen also über dem Verrucano der Rötidolomit, der Lias und der Dogger; auf dem Verrucano ruht mit mechanischem Kontakt sofort Malm, und dieser Malm ist in der Nähe des Kontaktes durch Dynamometamorphose kristallin geworden. Die Mächtigkeit der kristallinen Zone beträgt $\frac{1}{2}$ bis 1 m.

Untersuchen wir nun die Lagerungsverhältnisse des Malm genauer, so können wir feststellen, dass derselbe nicht normal, sondern verkehrt liegt und von Dogger direkt überlagert wird. Der Malm gehört also nicht etwa dem autochthonen, normal gelagerten Sedimentmantel des Gasterngranites an, ein solcher fehlt vielmehr im mittlern Gasterntal vollständig.

Am leichtesten gelingt der Nachweis verkehrter Lagerung am Fuss der Wildelsigenwand, gegenüber der Mündung des Gabelbaches in die Kander. Über dünnschichtigem Malm (Argoyien) folgt an dieser Stelle sofort feinspätiger Kalk, der häufig die für Dogger so bezeichnenden Dolomitschmitzchen aufweist. Die Grenze von Dogger und Malm ist durch das Auftreten von eisen-

schüssigen Schlieren ausgezeichnet, die wohl den anderorts in diesem Niveau auftretenden Callovien-Eisenoolithen entsprechen dürften. Höher am Berghang treten tiefere Doggerhorizonte auf: eisenschüssige Kalke und glimmerführende Schiefer, letztere den Opalinusschichten entsprechend. Ob sich ausserdem in den Faltenkernen auch Lias einstellt, wie auf Fig. 2 (pag. 137) angenommen worden ist, muss vorläufig als fraglich bezeichnet werden.

Von grosser Bedeutung ist nun der Nachweis, dass der dem Verrucano aufliegende, verkehrte Malm talauswärts in direkte Verbindung tritt mit den liegenden Malmfalten der Südwand der Fisistöcke (vergl. Fig. 2). Es entsteht auf diese Weise im Liegenden des Doggers eine sichtbar geschlossene Malmbrücke. Nirgends streicht im Gasterntal der Dogger bis hinab zur Talsohle, es bleiben vielmehr die Doggerkerne der Doldenhornsüabdachung und der Balmhornnordwand in der Höhe zurück.

Wir sind gewohnt in den helvetischen Alpen einen derartigen Gebirgsbau zurückzuführen auf weit ausgreifende Überfaltungs- und Überschiebungsvorgänge, und es scheint in der Tat, als ob eine solche Annahme auch für die tektonischen Verhältnisse des Doldenhorns die nächstliegende Erklärung bilde. Wir würden dann das Faltenbündel des Doldenhorns als die in sich sekundär gefaltete Stirne einer Deckfalte zu bezeichnen haben, welche schwimmt auf dem Verrucanomantel des Gasterngranites und deren Wurzel wir irgendwo im Süden zu suchen hätten.

Prüfen wir nun, ob eine solche Annahme in den geologischen Verhältnissen der Umgebung des Doldenhorns ihre Stütze findet oder nicht.

Wir verweisen zu diesem Zwecke auf die geologischen Dufourblätter XVII und XVIII, ausserdem aber auch auf die dieser Arbeit beigegebene Profiltafel.

Die geologischen Dufourkarten zeigen, dass die Doldenhorngruppe ein Glied bildet in der vorwiegend aus Dogger, Malm und Unt. Kreide aufgebauten Kette, die sich vom Gspaltenhorn über Blümlisalp, Doldenhorn, Balmhorn-Altels, Rinderhorn, Gemmipass, Daubenhorn und Varneralp nach Leuk verfolgen lässt und auch die Anhöhe des Guggerhubel, 2463 m (= Galm, Siegfriedbl. 482) nordöstlich ob-Leuk aufbaut. Vom Gspaltenhorn bis zum Balmhorn streicht die Kette geradlinig NE—SW. Zwischen Balmhorn und Feschelbachtal (östlich Guggerhubel) beschreibt sie dagegen einen nach Nordosten offenen Bogen, der das Gebiet der kristallinen Schiefer (Sc) des Lötschentals und den Liasdistrikt des Torrenthorns vollständig umspannt.

Dieses bogenförmige Stück der Kette und das von ihr umschlossene Gebiet ist vor wenigen Jahren durch M. LUGEON (Nr. 3 des Lit.-Verz.) eingehend besprochen worden. Von den frühern Darstellungen DE LA HARPE's, v. FELLEBERGS und ISCHERS ausgehend, zeigte M. LUGEON folgendes: Das Gebiet des Torrenthorns stellt die sehr kompliziert gefaltete, aus Trias und Lias bestehende Sedimentdecke des Westendes des Aarmassivs dar. Die intensivste Verfaltung von kristalliner Basis und aufgelagerter Sedimentdecke (Trias und Lias) zeigt sich im Gebiet des Faldum- und Restirothorns (vergl. Profil 5. der Tafel). Die das Liasgebiet des Torrenthorns umspannende Dogger-Malm-Kreidekette weist diesem gegenüber grosse Selbständigkeit auf; sie zeigt auch einen durchaus andern Gebirgsbau. Im Süden, im Gebiet des Galm (vergl. Profil 5) lässt sich feststellen, wie Dogger und Malm eine nur wenig gewellte Schichtplatte über gefaltetem Lias bilden. Im Nordwesten und Norden des Torrenthorn-Liasgebietes dagegen sind Dogger und Malm in ein ausserordentlich kompliziertes

System liegender, nach Nordwesten zu eintauchender Falten gelegt. Diese auffallende Verschiedenheit im Gebirgsbau der Trias-Liasgebiete einerseits und der Dogger-Malm-Kreidekette andererseits findet ihre Erklärung im Vorhandensein mächtiger Aalénienschiefer an der Grenze beider Schichtkomplexe. Diese Schiefer bedingten, dass bei der Faltung die ursprüngliche Schichtfolge in zwei mechanisch sich verschieden verhaltende Schichtgruppen zerlegt wurde. Die Falten des Lias erlöschen in den mächtigen Aalénienschiefen fast ganz; diese ermöglichten ihrerseits ein Abgleiten („Translation horizontale“) der überlagernden Sedimente, es wurden Dogger und Malm im Norden und Nordwesten des Liasgebietes für sich in liegenden Falten aufgestaut. Infolge dieser Vorgänge kommt in der Südwand der Gemmi und des Balmhorns eine Aufhäufung von liegenden Doggerfalten zustande, während wir die zugehörigen Malmfalten aufgetürmt finden in der Nordwand des Balmhorns gegen das Gasterntal zu. (3. p. 432).

Mit diesen Ausführungen LUGEON's decken sich unsere Beobachtungen im Felde vollständig. Wenn indes M. LUGEON weiterhin in seiner Profilzeichnung (a. a. O. p. 427) die Annahme vertritt, dass sich im Liegenden des Systems liegender Malmfalten, in der Tiefe unter dem Kl. Rinderhorn der normale autochthone Sedimentmantel des Aarmassivs entwickle, so steht dies mit unsern oben angeführten Beobachtungen im Gasterntal nicht im Einklang. Der Malm am Fuss der Balmhornnordwand liegt nicht normal sondern verkehrt. Ohne Einschaltung eines autochthonen Mantels ruht auf dem Gasterngranit sofort ein System liegender, nach Norden überschobener Malmfalten. Wir sind gezwungen, das Profil LUGEON's in der Tiefe unter Altels und Rinderhorn zu modifizieren, wie dies im Profil 5 der beigegebenen Profiltafel geschehen ist.

Die Betrachtung des Torrenthorn-Balmhorngebietes hat uns gezeigt, dass diese Malmfalten ursprünglich zum normalen Hangenden des Torrenthorn-Lias gehörten. Im zurückgebliebenen Liasgebiet, das seinerseits in den kristallinen Schiefen des Lötchentales wurzelt, haben wir also die Wurzelregion der nordwärts vorgeschobenen, liegenden Malmfalten, die in der Balmhornnordwand auf Gasterngranit aufrufen, zu suchen. Die Verbindung zwischen dem Liasgebiet und den Malmfalten wird vermittelt durch Majinghorn und Ferdenrothorn, an deren Aufbau sowohl Lias als Dogger teilnehmen (vergl. Profil 5).

Kehren wir zum Doldenhorn, das die direkte nordöstliche Fortsetzung des Balmhorns bildet, zurück, so erklärt sich nun dessen Bau ohne Schwierigkeit (man vergl. die Profile 4 und 5). Wir erkennen im Doldenhorn dieselben auf Granit aufruhenden Falten wie in der Balmhornnordwand; während aber im Balmhorngebiet diese liegenden Falten noch in Verbindung gebracht werden können mit ihren Wurzeln, fehlt südlich des Doldenhorns eine solche Brücke heute ganz. Deshalb erscheint das Doldenhorn in der Tat wurzellos und auf Granit überschoben; der östlich des Balmhorns mächtig sich erhebende kristalline Kern des Aarmassivs, hat die ihn einstmals bedeckenden Sedimente, welche das Doldenhorn mit seiner Wurzel verknüpften, durch Erosion längst verloren. Dass die Wurzelregion aber nur in den kristallinen Schiefen des Lötchentales gesucht werden darf, zeigen die Verhältnisse des Torrenthorns, Resti- und Faldumrothorns mit aller Klarheit.

Wir haben uns in den bisherigen tektonischen Erörterungen hauptsächlich mit den jurassischen Schichten befasst und die jüngern Bildungen unbeachtet gelassen. Indessen sprechen alle Verhältnisse dafür, dass die ge-

wonnenen Anschauungen auch auf die dem Malm vor- und aufgelagerte Kreide-Eocänstirne der Fisistöcke übertragen werden darf. Auch sie kann nur durch Überfaltung von Süden her an ihre heutige Stelle gelangt sein. Dabei spielten, analog wie in den meisten andern helvetischen Überfaltungsdecken, die zwischen Malm und Kreidekalke eingeschalteten Berriasmergel mechanisch eine ähnliche Rolle wie die Aalénienschiefer. Die Faltung der Kreidekalke ist viel weniger intensiv als die der Malmkalke; vor den Stirnen der Malmfalten sind die Berriasmergel zu grosser Mächtigkeit aufgestaut worden.

Nachdem wir nun den Deckenbau des Doldenhorns kennen und wissen, dass aus Analogie mit dem Balmhorn die Wurzel der Doldenhorndeckfalte nur in den kristallinen Schiefen des Lötschentals gesucht werden darf, gewinnt für uns der schmale Keil sedimentärer Bildungen, den E. v. FELLEBERG in der Bergkette zwischen Gastern- und Lötschental erstmals nachgewiesen hat, grösstes Interesse.¹⁾

Die mit dem Auftreten dieses Sedimentkeils zusammenhängenden Fragen sind nicht zu trennen von den Problemen, die uns der nördliche autochthone Sediment-

¹⁾ Leider tritt dieser Sedimentkeil auf Blatt XVIII sehr wenig hervor. Da Dolomit vorherrscht, hat v. FELLEBERG auf der Karte die begleitenden jurassischen Sedimente unberücksichtigt gelassen. Für Dolomit und kristalline Schiefer gilt aber gleiche Grundfarbe, und so verschwindet das schmale Dolomit-Band, das sich in allen nördlichen Nebentälern des Lötschentales wiederfindet, auf Blatt XVIII fast vollständig. Schon v. FELLEBERG hat auf diesen Mangel der geologischen Darstellung hingewiesen (1. pag. 72). Deutlicher tritt die Sedimentzone hervor auf der „Geologischen Karte der Schweiz“, 1:500,000 von A. HEIM und C. SCHMIDT, nur sollte hier das kleine Juravorkommen nordwestlich Kippel mit dem Sedimentbande im Norden des Lötschentales direkt verbunden werden.

mantel am Nordwestrande des Aarmassivs bietet. Wir wählen deshalb als Ausgangspunkt zu den folgenden Erörterungen das Lauterbrunnental, in dessen Hintergrund dieser autochthone Sedimentmantel noch normal entwickelt ist und durch A. BALTZER, E. v. FELLEBERG und neuerdings durch E. GERBER genau beschrieben worden ist.¹⁾

Wie anderorts am Nordrande des Aarmassivs zeichnen sich die zwischen dem Kristallinen und dem Malm eingeschalteten sogenannten „Zwischenbildungen“ durch relativ geringe Mächtigkeiten aus. Ausdrücklich weisen wir darauf hin, dass in dieser Hinsicht ein scharfer faciemer Gegensatz besteht zur Blümlisalp-Doldenhorn-Balmhorngruppe, wo namentlich der Dogger sehr mächtige Entwicklung aufweist.

Von der Sohle des Lauterbrunnentales bei Matten ausgehend, verfolgt man die Zwischenbildungen an der Ostseite des Tales bis zur Rotfluh; hier am Südeude des sogenannten „Untern Kalkkeils der Jungfrau“ werden sie ausgequetscht. Am „Oberrn Kalkkeil der Jungfrau“, der den bisherigen Untersuchungen zufolge, als eine höhere Abzweigung des autochthonen Sedimentmantels gedeutet werden muss, treten Zwischenbildungen nicht oder nur spurweise auf (vergl. Profil 1).

Dem Band von Zwischenbildungen unterm Rottal entspricht auf der Westseite des Tales dasjenige, das sich — wie Profil 2 zeigt — von Matten aus zum Tschingelgletscher und Tschingeltritt verfolgen lässt und nach Angabe v. FELLEBERG's auch am Ostfuss des Lauterbrunner-Wetter-

¹⁾ A. BALTZER, Der mechanische Kontakt von Gneiss und Kalk im Berner-Oberland. Mit Atlas. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, XX. Lief. pag. 75. E. v. FELLEBERG, 1. pag. 126, Ed. GERBER, Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaleralpen, Denkschrift. der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft Bd XL pag. 51.

horns (Kanzelhorns) sich wiederfindet (1. p. 115—117). Die Ostwand dieses Berges wird vom hangenden Malm gebildet, der in der Gipfelregion seinerseits wieder von kristallinen Gesteinen (Gneiss oder ? Gastergranit) bedeckt wird.¹⁾ Ob dieser am Lauterbrunner-Wetterhorn zu beobachtende Kalkkeil dem untern Jungfrau keil entspricht, oder ob die beiden Keile der Jungfrau hier zu einem einzigen zusammentreten, können wir vorläufig nicht entscheiden und auch in der Literatur fehlen Angaben darüber. Für die letztere Annahme spricht indessen der Umstand, dass im Liegenden des Keils Zwischenbildungen auftreten wie am *untern* Jungfrau keil, während im Hangenden des Keils kristalline Gesteine auftreten, die sehr wahrscheinlich mit den Schiefen des benachbarten Tschingelhorns und Breithorns zusammenhängen. Diese letztern aber ruhen, wie wir sehen werden, dem *obern* Jungfrau keil auf; demnach wären hier beide Keile zu einem einzigen vereinigt (vergl. Profil 2).

Vom Rottal aus streicht der obere Kalkkeil der Jungfrau hinüber in die Lauterbrunner-Grenzkette und lässt sich im Nordhang der Ebenenfluh, des Grosshorns und Breithorns ununterbrochen verfolgen. Ob zwischen dem Malmkeil des Breithorns und dem Malm des Lauterbrunner-Wetterhorns der eben erwähnte, auf Profil 2 angenommene, direkte Zusammenhang tatsächlich besteht, kann infolge Gletscherbedeckung nicht erkannt werden; die an der Jungfrau beobachteten Verhältnisse weisen aber übereinstimmend auf eine solche Verbindung hin.

Der Malmkeil des Breithorns tritt (vergl. Profil 2) auch in der Südost- und Südwestabdachung dieses Berges

¹⁾ Man vergl. die Beschreibung v. FELLEBERGS (1, pag. 117), derselben entsprechend ist die Farbgebung auf Blatt XVIII zu korrigieren.

wieder zutage und lässt sich nun, hier wieder begleitet von Verrucano, Rötidolomit und Rauchwacke, wie v. FELLEBERG erstmals gezeigt hat, westwärts durch alle nördlichen Nebentäler des Lötschentales verfolgen.¹⁾ Auch auf den Profilen 2, 3 und 4 der Tafel tritt die Kontinuität des Keils klar hervor; in gleicher Weise wie am Breithorn kehrt er auch am Fuss der Tellispitzen und an der Sattellegi wieder. Dabei muss freilich bemerkt werden, dass diese Profile den Keil nur schematisch andeuten; in Wirklichkeit sind die speziellern tektonischen Verhältnisse des Sedimentzuges ungleich kompliziertere. Das Auffinden von *Belemnites (Belemnopsis) hastatus* de Blainv. im Inner-Faflertal (durch Truninger) beweist das Oberjurassische Alter der als Jüngstes im Keil auftretenden Kalke. Die kompliziertesten tektonischen Verhältnisse zeigt nun dieser sedimentäre Keil im Gebiete des Stierstutz und der Kaufmannskumme, nahe vor seinem Untertauchen unter das Ferdenrothorn und Balmhorn. Dünne Lamellen von kristallinen Schiefen wechseln hier mit Lagen von Rauchwacken, Dolomiten, jurassischen Kalken und Schiefen; der ursprünglich muldenförmige Keil erscheint in zahlreiche Schuppen verwalzt (vergl. 1. pag. 95 und ff. und 3, pag. 430—431). Da in den nördlichen Nebentälern des Lötschentals nirgends eine deutliche Muldenbiegung zu erkennen ist, der Keil vielmehr die Täler quert, sind wir über die Tiefe, bis zu der derselbe ins Gebirge einsticht, nicht unterrichtet. Es ist möglich, dass der Lötschbergtunnelbau wichtige Aufschlüsse in dieser Hinsicht bringen wird.

Diesem Keil von jurassischen und triassischen Sedimenten gehören nun auch die jurassischen Kalke und

¹⁾ Ausser Nr. 1 d. Lit. Verz. vergleiche man auch v. FELLEBERG: Die Kalkkeile am Nord- und Südrande des westlichen Teiles des Finsteraarhornmassivs. Mitteil. d. Bern. Natf. Ges. 1881.

Marmore an, die auf der Höhe des Lötschenpasses den Verrucano bedecken und sich von hier aus bis in den Fuss des Hockenhorns verfolgen lassen. v. FELLEBERG hat sie auf Blatt XVIII als JLS (Unterer Jura und Oberer Lias) bezeichnet, während LUGEON dieselben später der Trias zugezählt hat, obwohl er die grosse Ähnlichkeit mit gewissen Malmschichten ausdrücklich hervorhebt (3, p. 421, Schichten c und d des Profils). LUGEON's Auffassung muss indessen verlassen werden, da die schiefriegen Kalke Belemniten führen, somit zum Jura und zwar ihrer Gesteinsbeschaffenheit nach sehr wahrscheinlich zum Malm gehören. Ausserdem treten hier auch typische Doggergesteine mit auf.

Die Kontinuität der schmalen Sedimentzone lässt uns nun erst erkennen, welche grosse Bedeutung dem sogenannten obern Kalkkeil der Jungfrau für die Tektonik am Westende des Aarmassivs zukommt. In ähnlicher Weise wie auf dem Jura dieses Keils die Gneissgipfel des Mönch und der Jungfrau ruhen, sind ihm weiter westlich die kristallinen Schieferkuppen des Breithorns, des Petersgrates, des Birghorns und des Hockenhorns aufgesetzt. In der Nordabdachung der Lauterbrunner Grenzkette verfolgen wir sein Ausstreichen kontinuierlich vom Rottal bis zum Breithorn, dann folgt längerer Unterbruch durch Gletscherbedeckung bis zum Birghorn. Auf der Strecke vom Birghorn zum Hockenhorn ist der Jurakalk meist ausgequetscht, nur am Sackhorn treten nach TURNAU (4. pag. 42) lokal jurassische Marmore auf; sonst ist der Keil wenigstens durch ein zwischen Gasterngranit und kristallinen Schiefer eingeschaltetes ununterbrochenes Band von Verrucano und Dolomit angedeutet. Am Hockenhorn setzt der Jurakalk wieder ein, setzt sich von hier aus nicht nur fort in den Kalken der Sattellegi (vergl. Profil 4), sondern senkt

sich vom Hockenhorn auch zur Lötchenpasshöhe und verschwindet westwärts unter dem System liegender Lias- und Doggerfalten des Ferdenrothorn-Balmhornmassivs. Das Balmhorn ruht auf der westlichen Fortsetzung des obern Kalkkeils der Jungfrau, dieser selbst erscheint mechanisch ausgewalzt zu dünnplattigen Kalkschiefern, teilweise auch zu Marmor umgewandelt. Die ungestörte Kontinuität des Kalkkeils zwischen Jungfrau und Balmhorn spricht dafür, dass derselbe in der Tiefe auch noch weiter westwärts sich fortsetzen dürfte. Dieser Annahme entsprechend ist auf der Profiltafel im Profil 5 unter dem Majinghorn die hypothetische westliche Verlängerung des Jungfraukeils eingetragen worden.

Während nun aber, den Untersuchungen BALTZERS zufolge, an der Jungfrau erkannt werden kann, wie der muldenartige Kalkkeil noch direkt mit dem autochthonen Malm zusammenhängt — vergl. Profil 1 —, erscheinen am Hockenhorn und am Lötchenpass diese Verhältnisse vollständig modifiziert. Vom ganzen Keil ist hier fast nur noch die Muldenpitze erhalten geblieben; die nordwärts gerichteten Schenkel erscheinen dünn ausgewalzt oder fehlen ganz (vergl. Profil 4). In der Tat können wir am Lötchenpass den Kalkkeil nordwärts nur verfolgen bis zum Lötchberggletscher. Da, wo wir nördlich desselben in der Gegend des Schönbühl den Keil wieder zu erwarten hätten, ist er ganz ausgequetscht. Über dem Verrucanomantel des Gasterngranites folgen an dieser Stelle noch einige Meter Dolomite und Schiefer der Rötigruppe, darüber aber sofort Dogger, und zwar Dogger, den wir schon als überschoben und zu den Balmhornfalten gehörig bezeichnen möchten. Untersuchen wir indessen die Verrucanogrenze weiter nordwärts, wo sie in den Schluchten nordwestlich Gfällalp wieder zutage tritt, so erscheint hier über Verrucano

wieder Malm; dieser Malm gehört aber schon dem verkehrt gelagerten Malmbande an, das, wie wir oben gezeigt haben, das Faltenystem des Balmhorns und Doldenhorns unterteuft.¹⁾

Sehr wahrscheinlich hing dieser verkehrt gelagerte Malm ursprünglich zusammen mit den Kalken des Keils am Lötschenpass, dahin deutet der Umstand, dass beide Male die Kalke direkt dem Verrucanomantel des Gasterngranites aufruhen. Die ehemalige Kontinuität des Malmbandes scheint durch die intensive Überschiebung der Balmhornfalten zerrissen worden zu sein.

Noch auf einen weitem Punkt möchten wir hinweisen: In ähnlicher Weise wie das Faltenbündel des Balmhorn auf dem Kalkkeil aufrucht, sehen wir, wie wenig östlich des Lötschenpasses die kristalline Schieferkuppe des Hockenhorns auf dem Kalkkeil schwimmt. Balmhorn und Hockenhorn zeigen also zum Keil die gleichen tektonischen Beziehungen. Dieser Umstand spricht dafür, dass Balmhorn und Hockenhorn als Teile ein und derselben Überfaltungsdecke aufzufassen sind. Die isolierte Kuppe kristalliner Schiefer des Hockenhorns, sowie die nordöstlich benachbarten analog gebauten Schieferberge: Sackhorn, Birghorn, Petersgrat, Mutthorn, Tschingelhorn, Breithorn etc. würden dann den gleichfalls nordwärts überschobenen, kristallinen Kern der Doldenhorndeckfalte repräsentieren. Im Breithorn hängt dieser Kern noch mit dem Wurzelgebiet der Deckfalte direkt zusammen, während weiter westlich diese Verbindung fehlt. Hier bildet der Kalkkeil

¹⁾ Leider sind wir nicht in der Lage dieser Beschreibung eine geologische Detailkarte beifügen zu können, dagegen konnten diese Beobachtungen, im besondern das Auskeilen und Wiedereinsetzen des Malm, angedeutet werden durch die Luftlinien des Profils 4.

einerseits die nördliche Begrenzung des Wurzelgebietes der Doldenhorndeckfalte, während dem Keil aufruhend Reste des kristallinen Kerns der Deckfalte erhalten geblieben sind.

Es erübrigt nun noch die Fragen zu diskutieren, die sich knüpfen an das Fehlen des autochthonen Sedimentmantels in der Basis des Doldenhorns und Balmhorns.

Wir haben den normalen, autochthonen nördlichen Sedimentmantel von Lauterbrunnen aus ununterbrochen südwärts verfolgt bis zum Tschingeltritt und Lauterbrunner-Wetterhorn; hier verschwindet er unter dem Tschingelfirn und den überschobenen kristallinen Gesteinen der Gipfelpartie des Lauterbrunner-Wetterhorns und des Muthorns (vergl. Profil 2). Die allgemeine Streichrichtung des Gebirges lässt das Wiederauftauchen des Autochthonen erst im Gebiete des Kanderfirns voraussehen. Am Südrande des Untern Kanderfirns im Osten des Alpetligletschers tauchen denn auch, wie der eine von uns (Truninger) nachweisen konnte, in der Tat wieder jurassische Kalke (Dogger und ?Malm) auf, die unterlagert werden von Rötidolomit und Verrucano, der seinerseits dem Gasterngranit aufruhet (vergl. Profil 3). Diese Jurakalke, die, wie auf Profil 3 angenommen worden ist, sehr wahrscheinlich dem Autochthonen angehören, keilen aber sowohl nach Süden als nach Westen zu rasch aus. Am Petersgrat und Birghorn beobachten wir über Verrucano nur noch Dolomite, und diese repräsentieren, wie wir sahen, den obern Kalkkeil der Jungfrau, d. h. die südliche Verlängerung des Autochthonen; ähnlich stellt sich auch westlich des Kanderfirns, nordwestlich des Alpetligletschers über Verrucano nur noch Rötidolomit ein; die jurassischen Kalke verlieren sich, noch

bevor der Westrand des Alpetligletschers erreicht ist. Dagegen lässt sich der Rötidolomit begleitet von Rauchwacken südwestwärts verfolgen bis nördlich ob Heimritz, dann keilt er aus. Dafür sehen wir aber, wie wenig westlicher über dem Verrucano dann der verkehrt liegende Malm der Doldenhornbasis sich einstellt, dessen tektonische Bedeutung wir eingehend beschrieben haben.

Wir erkennen also, wie der noch im Lauterbrunnental normale autochthone Sedimentmantel des Aarmassivs schon im obern Gasterntal vollständig auskeilt, indem sich auf den Verrucanomantel des Gasterngranits sofort die Doldenhorndeckfalte legt.

Eine Erklärung dieser Verhältnisse kann in zweierlei Richtung gesucht werden.

Man könnte zunächst annehmen, dass das Fehlen des Autochthonen am Westende des Aarmassivs ein primäres sei; d. h. dass gerade in diesem Gebiete die anderorts den Verrucano bedeckenden Schichten nicht zum Absatz gekommen seien. Wir brauchen auf eine nähere Diskussion einer solchen Annahme nicht einzutreten; die im allgemeinen ausserordentlich grosse Regelmässigkeit der Sedimentation, die den helvetischen Alpen eigen ist, entzieht einer solchen Erklärung jede Wahrscheinlichkeit.

Ein zweiter Erklärungsversuch gründet sich auf die Tektonik des Gebietes. Unsere bisherigen Ausführungen zeigten, was für gewaltige Gebirgsmassen bei der Entstehung der Doldenhorn-Deckfalte aus dem Innern des Aarmassivs an dessen Nordrand hinausgepresst worden sind. Es scheint nun, als ob der Druck, den diese Massen, im besondern also die Stirne der Doldenhorndeckfalte auf den autochthonen Sedimentmantel des Gasterngranites ausübte, die Ursache dafür war, dass die Sedimentdecke vom Granit abgedrückt

und vor der Stirne her nordwärts gepresst und in die Tiefe geschoben wurde. Der mechanisch sich durchaus anders verhaltende und auch heute noch im Norden, Westen und Süden scharf umgrenzte und geschlossene Granitstock von Gastern leistete dagegen der Doldenhorn-deckfalte Widerstand, diese glitt über den Granit hinweg.

Trifft diese Erklärungsweise zu, so führt uns dies zur weitem Annahme, dass in der Tiefe unter der Kreide-Tertiärstirne der Fisistöcke sich allmählich wieder die normal gelagerte Sedimentserie, die ehemals dem Gasterngranit aufruhte, einstellt.¹⁾

So kompliziert diese tektonischen Vorraussetzungen auch auf den ersten Blick erscheinen mögen, so finden sie ihre Stütze in den Verhältnissen, welche das dem Westende des Aarmassivs benachbarte Nordostende des

1) Es würde sich also im Gebiet des Gasterngranites eine Ablösung der autochthonen Sedimentdecke vom kristallinen Grundgebirge, eine Abscherung vollzogen haben, die in manchen Punkten derjenigen analog ist, die von einem von uns zur Erklärung des Gebirgbaues des Kettenjura angenommen worden ist (vergl. A. Buxtorf. Geol. Beschreibung des Weissensteintunnels u. s. Umgebung. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, N. F. XXI p. 103, ferner: Zur Tektonik des Kettenjura (Ber. d. Oberrhein. geol. Ver. Lindau 1907). Freilich liegen hier im alpinen Gebiet die Verhältnisse noch ungleich komplizierter. Auf eine Loslösung der Sedimente vom kristallinen Kern und selbständige Bewegung derselben deuten übrigens auch die zahllosen sekundären Fältelungen, Schlingenbildungen und Ausquetschungen etc., welche sich an so vielen andern Stellen des Nordrandes des Aarmassivs an der Grenze vom Kristallinen zum Malm in den eingeschalteten „Zwischenbildungen“ erkennen lassen. Die an der Basis der Zwischenbildungen im Reusstal bei Erstfeld auftretenden Trümmergesteine (Verrucanoaequivalent?, STAPFF) werden z. B. von G. KLEMM direkt mit einer „Überschiebung“ (Abscherung im Sinne von A. Buxtorf) des Jurakalks auf Granit (Erstfeldergneiss) in Zusammenhang gebracht (vergl. G. KLEMM, Ber. üb. Unters. an d. sog. Gneissen etc. Sitzungsber. d. K. preuss. Acad. d. W. 1905 XX).

Montblancmassivs tatsächlich erkennen lässt. Wer die geologischen Profile der Dent de Morcles, der Dent du Midi und der Tour Saillère, wie sie uns durch die Untersuchung von E. RENEVIER, H. SCHARDT und L. W. COLLET übermittelt worden sind, näher studiert, erkennt in allen diesen Darstellungen, dass der autochthone Mantel des nordostwärts absinkenden Montblancmassivs durchaus unregelmässig erhalten und stellenweise ganz ausgequetscht erscheint, sodass sogar das verkehrt liegende Tertiär der überschobenen Decke mit dem alten Kern des Massivs in Berührung tritt. Auch hier dürften diese Anomalien zurückzuführen sein auf den Druck, den bei der Überschiebung die Faltendecken der Dent de Morcles und Dent du Midi-Tour Saillère auf das vorgelagerte Autochthone ausgeübt haben. Ähnliche Verhältnisse, wie sie z. B. an der Dent du Midi auftreten — man vergleiche unter anderm das Profil, das H. SCHARDT im Livret-guide géologique auf Profiltafel 10, Fig. 2 gegeben hat — müssen wir auch für die Tiefe unter den Fisistöcken voraussetzen, dazu führen uns logischerweise unsere Beobachtungen im Gasterntal, und damit dürfte eine neue und wichtige tektonische Analogie zwischen dem Nordostende des Montblancmassivs und dem Westende des Aarmassivs gefunden sein.

Nachdem wir nun die Leitlinien des Gebirgsbaus am Westende des Aarmassivs kennen, möchten wir noch die Frage berühren, wie weit nach Nordosten zu wohl diese selben tektonischen Grundzüge die Sedimentkette am Nordwestrande des Aarmassivs beherrschen dürften.

Eine befriedigende Beantwortung dieser Frage ist heute ganz ausgeschlossen. Die zur Zeit vorliegenden geo-

logischen Arbeiten und auch unsere Untersuchungen genügen nicht, um in irgend einer Weise ein endgültiges Urteil zu gestatten.

Wenn trotzdem versucht worden ist, auf den Profilen 3 und 2 der Profiltafel die mutmassliche östliche Fortsetzung der Doldenhorndeckfalte zu skizzieren, so handelt es sich ausschliesslich um „Profilentwürfe“, die kritischer Nachprüfung bedürfen.

Beim Entwerfen dieser Profilskizzen waren folgende Erwägungen leitend: Zunächst ist die orographische Einheitlichkeit der Doldenhorn-Blümlisalp-Gspaltenhornkette eine so ausgeprägte, dass der für die Doldenhorngruppe bezeichnende Gebirgsbau mit einiger Wahrscheinlichkeit auf die ganze Kette übertragen werden darf. In der Tat haben denn auch die Untersuchungen von A. TRÖSCH und E. GERBER, welche den Profilen 3 und 2 zugrunde liegen, gezeigt, dass auch für Blümlisalp und Gspaltenhorn das bestimmende tektonische Element durch liegende Falten gebildet wird. Während aber am Doldenhorn der Südfuss der Kette der Aufnahme zugänglich ist und die Überschiebung erkennen lässt, liegen im Blümlisalp- und Gspaltenhorngebiet infolge der Bedeckung durch Kander- und Tschingelfirn die Verhältnisse ungleich ungünstiger. Erst im Gebiete des Tschingelgrates und Sefinentals sind wieder sichere Anhaltspunkte zu erwarten. Gerade hier aber ist die geologische Karte von GERBER, HELGERS und TRÖSCH ausserordentlich schematisch gehalten. Das ganze Gebiet wird als Hochgebirgskalk bezeichnet; nur das isolierte Vorkommen von sog. Tschingelkalk, das bei Ozen am Nordufer der Sefinen-Lütschine angegeben, aber in seiner tektonischen Bedeutung nicht diskutiert wird, lässt vermuten, dass bei weiterer Untersuchung dieser „Hochgebirgskalkkomplex“ sich wohl komplizierter gestalten dürfte, als man bis jetzt angenommen hat.

In der Tat knüpfen sich gerade an dieses Gebiet Fragen von grosser Tragweite.

Was zunächst das Autochthone betrifft, so sind durch GERBER wohl die Basisschichten sehr genau beschrieben worden; über die Schichten im Hangenden des Hochgebirgskalkes aber fehlen bis jetzt präzisere Angaben ganz. Wir wissen nicht, ob und in welchem Masse zwischen Malm und Eocän unzweifelhafte Kreidebildungen auftreten. Sollte Kreide fehlen, so wäre die Faciesdifferenz zwischen Autochthonem und Büttlassenfallen eine ausserordentlich grosse, und würde auf weit-ausgreifende horizontale Bewegungen der letzteren hinweisen.

Lässt sich der im Doldenhorngebiet erkannte Gebirgsbau in der vermuteten Weise auf das Gspaltenhorn übertragen, so muss in der Ostabdachung dieses Berges auch die tektonische Grenze, welche Autochthones und liegende Falten des Gspaltenhorns trennt, oberflächlich ausstreichen. Vielleicht ist im Gelände diese Grenze schwer erkennbar, indem möglicherweise verkehrter Malm der Gspaltenhornfalten zu liegen kommt auf normalen Malm des Autochthonen (vergl. Profil 2). Es sei indessen bemerkt, dass schon auf der erwähnten Karte eine Angabe GERBERS in hohem Masse für den Deckenbau des Gspaltenhorns spricht: Die mächtige Doggerzone der Blümlisalp- und Gspaltenhorn-Südwand streicht am Südfuss des Tschingelgrates in die Luft aus und wird überdies — wie aus der Karte ersichtlich ist — im Streichen ostwärts von Malm unterteuft; jedenfalls steht sie in keiner direkten Verbindung mit dem autochthonen Dogger. Der Dogger der Gspaltenhornsüdwand zeigt also gleiches Verhalten wie der Dogger am Doldenhorn, in beiden Fällen wird er von Malm unterlagert.

Eine weitere Konsequenz, die sich aus unserer Auffassung des Gebirgsbaus des Gspaltenhorns ergibt, bezieht sich auf die das Aarmassiv nördlich begleitende Eocänzone. Dieselbe dürfte kaum als einheitlich gedeutet werden, wie dies bisher immer geschehen ist (zuletzt von C. SCHMIDT, Über die Geologie des Simplongebietes etc. Ecl. geol. Helv. IX. pag. 534 und Tafel 13). Wir vertreten vielmehr die Auffassung, dass die Tertiärzone Klausenpass-Jochpass-Gr. und Kl. Scheidegg von Mürren an westwärts zur Tiefe sinkt und dass von der Sefinenfurgge bis zur Gemmi etc. oberflächlich das zur Doldenhorndeckfalte gehörende Eocän einsetzt.

Noch schwieriger gestalten sich die Verhältnisse, wenn wir versuchen, die genauern geologischen Beziehungen zwischen West- und Ostseite des Lauterbrunnentals festzulegen. Für das Gebiet der Jungfrau sind wir dank den Untersuchungen BALTZERS sowohl über den mechanischen Kontakt von Gneiss und Kalk, als auch über die Entwicklung der Zwischenbildungen sehr gut unterrichtet. Umso mangelhafter sind dafür auch hier unsere Kenntnisse der jüngern Schichten. Die wenigen Angaben, die wir über Rotbrettgrat und Schwarzmönch besitzen, lassen es ganz unentschieden, in welcher Ausdehnung hier Tertiär vorkommt und inwieweit nicht auch Kreide am Aufbau der Nordwestwand der Jungfrau sich mitbeteiligt.

Auch die tektonischen Verhältnisse der beiden Talhänge sind noch nie spezieller in Parallele gestellt worden. Wir wissen nicht, ob die liegenden Falten, die im Nordwestabhang der Jungfrau verzeichnet werden, als die direkte östliche Verlängerung der Gspaltenhornfalten zu deuten sind. Den bisherigen Angaben zufolge scheint an der Jungfrau alles autochthon zu sein oder wenigstens mit Autochthonem in direktem

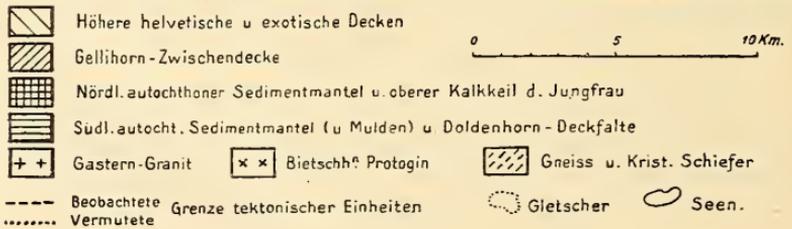
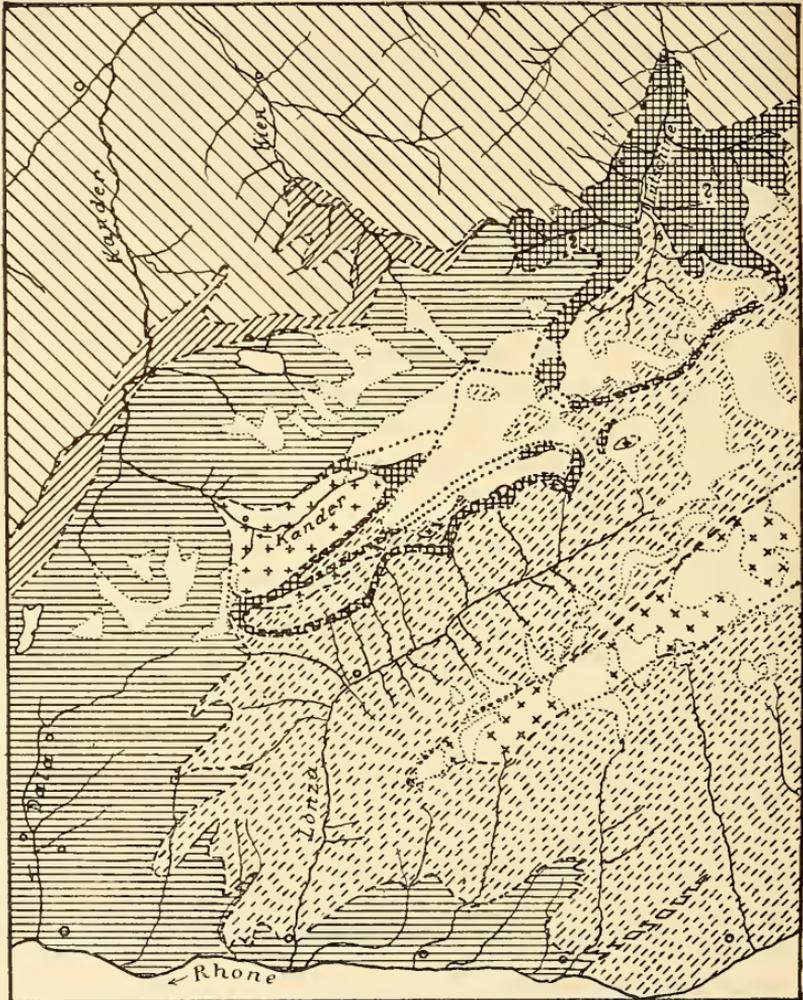
Zusammenhang zu stehen. Am Gspaltenhorn hingegen sind wir geneigt wenigstens für die oberen Partien Deckfaltenbau anzunehmen. Besonders auffallend erscheint in dieser Hinsicht, dass unseren heutigen Kenntnissen zufolge die mächtige, tektonisch so wichtige Doggerzone der Gspaltenhornsüdwand an der Jungfrau kein Äquivalent besitzt. Auch werden die liegenden Falten von Rotbrett und Schwarzmönch vom Gneiss des Jungfrauipfels überlagert, während weiter westwärts die dem Gneiss tektonisch entsprechenden kristallinen Schiefer orographisch viel tiefer liegen und den Kern eben dieser Falten zu bilden scheinen.

Wir verzichten absichtlich darauf, hier weiter einzutreten auf die mutmassliche Art des Zusammenhanges beider Talseiten und begnügen uns damit, die mannigfachen Probleme hervorzuheben, welche der Talhintergrund von Lauterbrunnen noch bietet.¹⁾ Wenn auf die Profiltafel der Querschnitt der Jungfrau übernommen worden ist, den BALTZER (Mech. Kontakt, Atlas Tafel III Fig. 4) gegeben hat, so geschah dies nur des oberen Kalkkeils wegen, dem, wie wir zeigen konnten, für die Tektonik des Westendes des Aarmassivs eine so bedeutsame Rolle zukommt.

Wir haben versucht, die im bisherigen geschilderten tektonischen Verhältnisse in der nebenstehenden „Geotektonischen Skizze des Westendes des Aarmassivs“ zusammenzufassen (vergl. pag. 170). Einer speziellen Erläuterung dieser Skizze bedarf es nicht mehr. Das Auskeilen des Autochthonen im Gasterntal und das Auf-

¹⁾ Herr cand. geol. F. ZYNDEL, vormals in Bern, jetzt in Basel, beabsichtigt im Sommer 1909 den Talhintergrund von Lauterbrunnen, speziell die Gebiete des Gspaltenhorns, Tschingelgrates und Schwarzmönchs einer Detailaufnahme zu unterwerfen.

Fig.3. Geotektonische Skizze des Westendes des Aarmassivs.



ruhen der Doldenhorndeckfalte auf dem Gasterngranit kommen klar zum Ausdruck. Der obere Kalkkeil der Jungfrau musste schematisiert und in etwas übertriebenen Proportionen angegeben werden. Die Bedeutung der einzelnen Aufschlüsse des Keils, die namentlich südlich des Gasterntals in der Skizze recht kompliziert erscheinen, wird erläutert durch Vergleichung mit der Profiltafel. Dass die nähern Beziehungen zwischen Gspaltenhorn-Ostende und Nordwestabhang der Jungfrau durchaus unsicher sind, konnte durch Fragezeichen ausdrücklich hervorgehoben werden.¹⁾

Ein Punkt bedarf indes noch näherer Erläuterung; es betrifft die auf der Skizze, wie auch auf der Profiltafel gebrauchte Bezeichnung „Gellihorn-Zwischendecke“.

In den bisherigen Profilen des Gellihorns (vergl. Lit.-Verz. Nr. 2. Profiltafel, ferner Geogr. Lexikon der Schweiz, Band II pag. 245) begegnen wir der namentlich von H. SCHARDT vertretenen Auffassung, dass dieser Berg gebildet werde durch den verkehrt liegenden, sekundär verfältelten Mittelschenkel der höhern helvetischen Decke (Lohnerdeckfalte H. SCHARDT). In der Gipfelregion des Berges wird Neocom verzeichnet, die hohen Kalkwände darunter sollen Urgon, und die schwarzen, gequälten Schiefer am Fuss der sog. Urgonabstürze Tertiär (Flysch) darstellen.

Wir können dieser Deutung indessen nicht beistimmen, sondern vertreten die Auffassung, dass am Gellihorn über dem Tertiär der Winteregg eine normal gelagerte Schichtfolge vom Berrias bis zum Hauterivien zu erkennen sei. In den als Flysch bezeichneten Schiefern der Gellihorn-Ostwand finden sich, wie der eine

¹⁾ Die verschiedenen tektonischen Einheiten, die nach M. LUGEON (3 p. 429) möglicherweise innerhalb der Sedimente am Südrand des Aarmassivs im Norden des Rhonetals zu unterscheiden sind, konnten auf der Skizze nicht berücksichtigt werden.

von uns (Truninger) nachweisen konnte, schlecht erhaltene Ammoniten, wie sie für Berriasschiefer so bezeichnend sind. Die im Hangenden des Berrias auftretenden sog. Urgonkalke müssen wir dementsprechend zum Valangien stellen, und auf diesen ruhen dann normal die schon von DE LA HARPE erwähnten Toxasterbänke des Neocoms, spez. des Hauterivien (a. a. O. pag. 46). Die ganze Gliederung der Kreide entspricht im allgemeinen der des Fisistockgebietes. Ob im Liegenden des Berrias noch Malm auftritt, ob ferner über dem Hauterivien des Gellihorngrates noch Nummulitenkalke vorkommen, wie Dufourblatt XVII angibt, konnten wir bisher nicht näher untersuchen.

In jedem Fall sprechen aber schon die bisherigen Beobachtungen einstimmig für normale Lagerung des Gellihorn-Schichtbündels und es ist somit ausgeschlossen, dasselbe als verkehrten Mittelschenkel der höheren helvet. Decke (Lohnerdeckfalte, SCHARDT) aufzufassen. Die normale Schichtfolge des Gellihorns schiebt sich trennend ein zwischen die als Jüngstes zur Doldenhorn-Balmhorndeckfalte gehörenden Tertiärschichten einerseits und die Lohnerdeckfalte andererseits und erscheint für sich als geschlossene tektonische Einheit; wir möchten deshalb für sie die Bezeichnung *Gellihorn-Zwischendecke* vorschlagen. Über die westliche Fortsetzung der Gellihorn-Zwischendecke und ihre Beziehungen zu den Decken des Wildstrubelgebietes sind von uns keine Untersuchungen angestellt worden. Aufnahmen in dieser Richtung werden aber zu entscheiden haben, ob die Gellihorndecke auch ihre eigene Wurzel besitzt oder ob sie nur als eine höhere Abzweigung der Doldenhorndeckfalte zu bezeichnen ist.

Was die nordöstliche Fortsetzung der Gellihorn-Zwischendecke anbetrifft, so haben wir diese naturge-

mäss zu suchen im Hangenden der Tertiärschichten der Blümlisalpgruppe und im Liegenden der höhern helvetischen Decke (Birre-Dünderhorn-Bundstock-Hundshorn etc. vergl. geolog. Karte von GERBER, HELGERS, TRÖSCH). In der Tat erscheinen die Berriasschichten der Gellihornbasis wieder nordöstlich von Kandersteg im Süd- und Ostfuss der Birre. Auf der neuen geologischen Karte der Blümlisalpgruppe sind diese Schichten zum Tertiär gestellt worden und zwar unter der Bezeichnung E: Tertiäre Kalke und Kalkschiefer; doch betont A. TRÖSCH ausdrücklich, dass für diese Altersbestimmung keinerlei Beweise zu erbringen seien und die petrographische Beschaffenheit auch auf Neocom hinweise (5. pag. 82). Die Analogie zwischen Birre und Gellihorn, wo in diesen Schichten Ammoniten auftreten, ist in der Tat eine so vollständige, dass wir nicht anstehen, diese sog. Tertiärschichten des Birresüdhangs als Berrias zu bezeichnen. Wir bemerken beiläufig gerne, dass neuere, noch unveröffentlichte Untersuchungen auch A. TRÖSCH seither zu ganz dem gleichen Schlusse geführt haben. Im Hangenden des Berrias erscheinen an der Birre Valangienkalke (als Urgon bezeichnet), welche ihrerseits (? direkt) bedeckt werden von Taveyannazsandstein. Dieser letztere scheint für das Eocän der Gellihorn-Zwischendecke im Gebiete nördlich der Blümlisalp ebenso bezeichnend zu sein, wie Nummuliten-Kalke und -Sandsteine für die Blümlisalp (Doldenhorndeckfalte) selbst.

Über das Verhalten der Gellihorn-Zwischendecke weiter nach Osten zu sind von uns keine speziellen Untersuchungen angestellt worden. Die Angaben von A. TRÖSCH und E. GERBER lassen indessen vermuten, dass auch die „tertiären Kalke und Kalkschiefer“ des Hohtürlibandes, der Bundalp und des Gamchibandes tatsächlich der Untersten Kreide (Berrias und Valan-

gien) angehören, und mit zur Gellihorn-Zwischendecke zu rechnen sein dürften. Die tektonische Selbständigkeit des Hohtürli- und Gamchibandes gegenüber den liegenden Falten der Blümlisalp tritt namentlich am Nordabhang der Wilden Frau ausserordentlich klar hervor (vergl. die genannte geologische Karte, Aufnahme von A. TRÖSCH, sowie auch die Beschreibung in 5. p. 141). Nach Norden zu dürfte die Gellihorn-Zwischendecke im Kiental zu verfolgen sein bis zum Tschingel; nach Osten scheint sie im Gebiet der Sefinenfurgge auszuweichen, indem hier die höhere helvetische Decke entweder direkt an die liegenden Falten der Büttlassen oder — wie im Gebiet von Mürren — direkt ans Autochthone stösst. Auch hier haben spätere Untersuchungen die endgültige Entscheidung zu bringen. Als Ausgangspunkt hiezu dürfte wohl am besten das Gellihorn selbst dienen, weiter ostwärts erscheint die Zwischendecke mannigfach verquetscht und verwalzt, wohl unter dem Einfluss der höhern helvetischen Deckengruppe, die nach Osten zu immer grössere Entfaltung aufweist.

Zusammenfassung.

Versuchen wir die Ergebnisse unserer Auseinandersetzungen zusammenzufassen, so gilt für den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs folgendes:

Das Westende des Aarmassivs ist ausgezeichnet durch das Fehlen eines nördlichen autochthonen Sedimentmantels. Die speziell im Doldenhornggebiet bisher als autochthon gedeuteten Sedimentmassen stellen die Stirne dar einer Deckfalte, die wir als Doldenhorn-Deckfalte bezeichnet haben und deren Wurzelgebiet im Süden, und zwar über den kristallinen Schiefern des Lötschentals gesucht werden muss. Am äussersten West-

ende des Massivs, im Balmhorn-Torrenthorngebiet hängt die Stirne der Deckfalte noch direkt mit ihrem Wurzelgebiet zusammen.

Eine Eigentümlichkeit der Doldenhorn-Deckfalte besteht darin, dass die überschobene Masse vorwiegend nur aus den jüngern Sedimenten: Dogger, Malm, Untere Kreide und Tertiär besteht. Trias und Lias sind zumeist wurzelständig geblieben, dafür aber an Ort und Stelle in komplizierter Weise mit ihrer Unterlage, den kristallinen Schiefen, verfaltet worden. Eine Erklärung dieser Eigentümlichkeit finden wir im Vorhandensein mächtiger Opalinus-Schiefer an der Grenze von Lias und Dogger. Diese gestatteten ein Abgleiten der jüngern Schichten. Dogger, Malm, Kreide, Tertiär finden sich aufgestaut in liegenden Falten im Norden des Wurzelgebietes und bilden als Ganzes genommen die überschobene Stirne der Deckfalte. Die Erscheinung des Abgleitens und Sichaufstauens ist jedenfalls bedingt worden durch den Druck und Schub, den die höheren helvetischen und exotischen Decken bei ihrer Nordwärtsbewegung auf ihre Unterlage ausgeübt haben; das Jüngere wurde vom Ältern abgekämmt.

Am klarsten treten die Besonderheiten der Doldenhorndeckfalte hervor, wenn wir ein schematisches Profil derselben dem Schema einer liegenden Falte und einer Deckfalte gegenüberstellen und dabei die von ALBERT HEIM eingeführte Nomenklatur in Anwendung bringen (vergl. Figur 4 pag. 177).

Zahlreiche der in den letzten Jahren erkannten Überfaltungs- und Überschiebungsdecken, besonders solche des helvetischen Faciesgebietes und der Simplongegend, lassen sich unschwer auf das Schema der liegenden Falte zurückführen.¹⁾

¹⁾ Vergl. z. B. C. SCHMIDT, *Eclog. geol. helv.* IX. Nr. 4. Pl. 12 pag. 570/72 und *Bild und Bau der Schweizeralpen*, ferner die in-

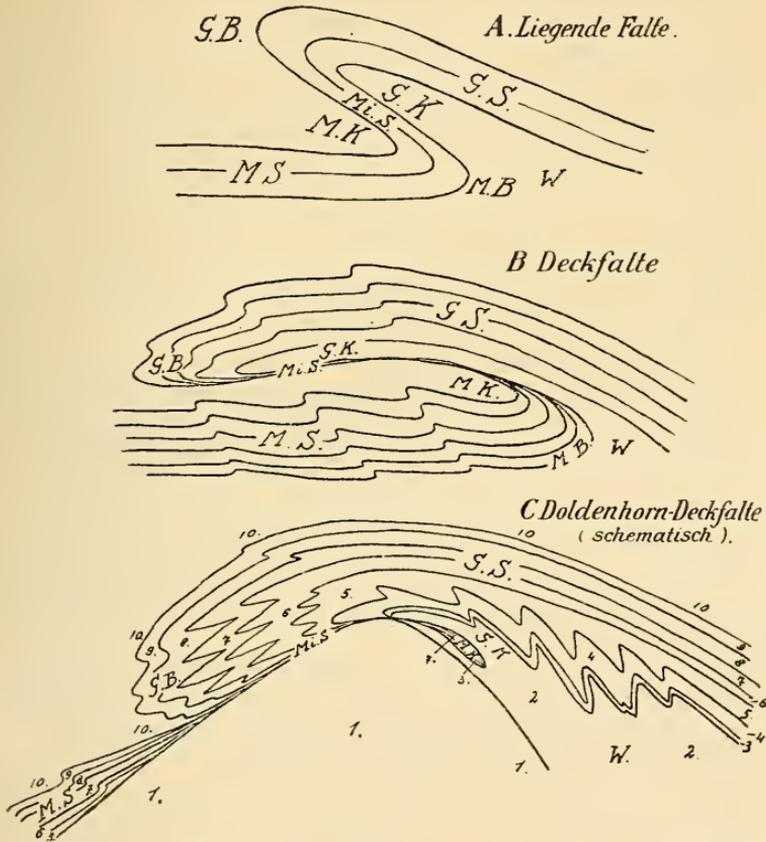
Ein Vergleich der beiden Profilskizzen A und B der nebenstehenden Textfigur 4 zeigt, dass die Deckfalte gegenüber der liegenden Falte vor allem ausgezeichnet ist durch die starke mechanische Reduktion und meist vollständige Ausquetschung des Mittelschenkels; die übrigen Teile einer liegenden Falte kehren auch in der Deckfalte in nur wenig modifizierter Form wieder.

Vergleichen wir nun aber das schematische Profil B mit dem Schema C der Doldenhorndeckfalte, so erkennen wir sofort nennenswerte Unterschiede. Leicht zu identifizieren sind Gewölbekern, Gewölbeschenkel und Gewölbebiegung. Als Mittelschenkel können die dem Lochseitenkalk der Glarneralpen vergleichbaren, verkehrten Malmschichten am Fuss der Doldenhorn-südwand bezeichnet werden. Reste des Muldenkerns finden wir in den ausgewalzten Schichten des obern Kalkkeils der Jungfrau. Das auffallendste aber ist, dass — wie erwähnt — ein normaler autochthoner Muldenschenkel ganz fehlt, dass Teile des Gewölbekerns direkt dem Grundgebirge aufliegen; Mittelschenkel und Muldenschenkel sind ausgequetscht resp. abgedrückt. Hiemit ist ein weiterer in den Darstellungen von ALB. HEIM und C. SCHMIDT noch nicht berücksichtigter Typus in der Entwicklung einer normalen liegenden Falte zu einer Deckfalte signalisiert.

Aus Analogie zu den Verhältnissen im Rhonetal am Nordende des Montblanc-Massivs (genauer Aiguilles rouges) müssen wir voraussetzen, dass sich erst in der Tiefe vor der Gewölbebiegung der Doldenhorn-Deckfalte allmählich wieder die normal gelagerte Sedimentserie

struktive Skizze von ALBERT HEIM, Der Bau der Schweizeralpen, Neujahrsblatt der Natf. Gesellsch. Zürich auf das Jahr 1908, Fig. 6, pag. 11).

Fig. 4. Schematische Profile einer liegenden Falte, einer Deckfalte im allgemeinen und der Doldenhorndeckfalte im besondern.



G. K. = Gewölbekern, G. S. = Gewölbeschenkel, G. B. = Gewölbebiegung, Mi. S. = Mittelschenkel, M. K. = Muldenkern, M. S. = Mulden-schenkel, M. B. = Muldenbiegung, W. = Wurzel.

1. Gasterngranit, 2. Kristalline Schiefer, 3. Trias, 4. Lias, 5. Opa-linusschiefer, 6. Mittl. u. Ob. Dogger, 7. Malm, 8. Berrias,
9. Valangien u. Hauterivien, 10. Eocän.

einstellt. Hand in Hand mit der Abscherung der Sedimente wurde vermutlich auch der Gasterngranit als Ganzes zusammengepresst und aufgewölbt zum kuppelförmigen Stock, als der er uns heute erscheint.

Aufgabe späterer Untersuchung wird es sein, zu prüfen, ob und in welchem Umfange die von uns im Doldenhorn-Fisistockgebiet erkannten Verhältnisse auch auf Blümlisalp und Gspaltenhorn übertragen werden dürfen. In gleicher Weise werden künftige Aufnahmen auch Auskunft zu geben haben über die speziellere Art und Weise, in der wir uns den tektonischen Zusammenhang zwischen dem Faltengebiet des Gspaltenhorns und dem der Jungfrau vorzustellen haben.

Dass die von uns gegebene Darstellung auch für die den Bau des Lötschbergtunnels betreffenden Fragen von grosser Bedeutung ist, bedarf keines besonderen Hinweises; doch musste eine Diskussion in dieser Hinsicht unterbleiben. Nur beiläufig sei erwähnt, dass schon im September 1908 durch den einen von uns (Buxtorf) der Lötschberg-Bauunternehmung geologische Profile der nördlichen Tunnelstreeke bis ca. 5 km ab Nordportal vorgelegt wurden, in denen hinsichtlich Stratigraphie und Tektonik Anschauungen vertreten worden sind, die sich mit den obigen durchaus decken.

Nachschrift.

Die in der vorliegenden Arbeit gelegentlich gestreiften Gebiete des Gspaltenhorn, der Büttlassen, des Kientals, sind schon vor einiger Zeit in einer kleinen Arbeit durch den einen von uns kurz besprochen und im Profil dargestellt worden (vergl. A. BUXTORF, Zur Tektonik der Zentralschweiz. Kalkalpen, Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 1908

pag. 163). Diesen frühern Ausführungen lagen ausschliesslich die damals vorliegenden Publikationen zu Grunde.

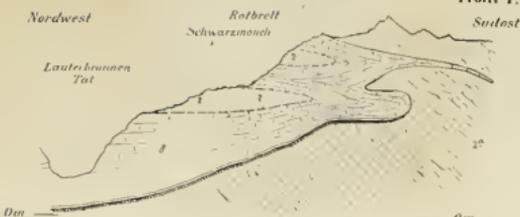
Nachdem nun oben gezeigt worden ist, dass diese ältern Angaben sehr wahrscheinlich in manchen Punkten zu modifizieren sind, dürfte auch das s. Z. (a. a. O. Tafel XIII) gegebene Profil (5) kaum mehr Anspruch auf Richtigkeit erheben dürfen. Ein Vergleich des genannten Querschnittes mit dem heutigen Profil 2 zeigt die Verschiedenheit der frühern und der heutigen Auffassung am besten.

Es zeigt sich, dass den liegenden Falten des Gspaltenhorns vermutlich eine viel grössere Bedeutung zukommt als vordem angenommen worden ist. Ausserdem schiebt sich zwischen das Autochthone und die Höhere helvetische Decke sehr wahrscheinlich auch hier die Gellihorn-Zwischendecke ein, und von dieser — und nicht vom Autochthonen, wie a. a. O. angenommen worden ist — dürften die verschleppten Vorkommen von Taveyannaz-Sandstein von Merligen und Krattigen am Thunersee herzuleiten sein.

Die übrigen in der erwähnten Arbeit dargelegten Anschauungen werden durch die neuen Befunde nicht berührt.

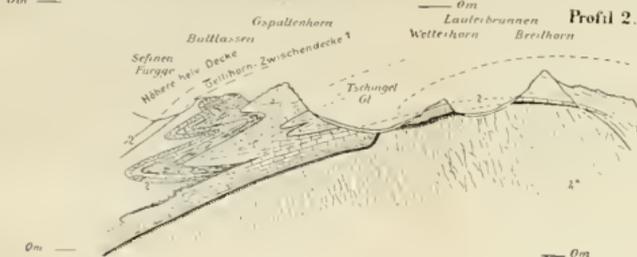
Ebenso sei hier noch hingewiesen auf Profilentwürfe, die C. SCHMIDT gezeichnet hat (vergl. *Eclogae geol. Helv.* vol. IX p. 535, Fig. 5 und 6 und Bild und Bau der Schweizeralpen, Fig. 29, 30 und 31). Auch diese Darstellungen sind entsprechend den neuern Untersuchungen zu modifizieren.

Basel/Bern, Anfang Februar 1909.



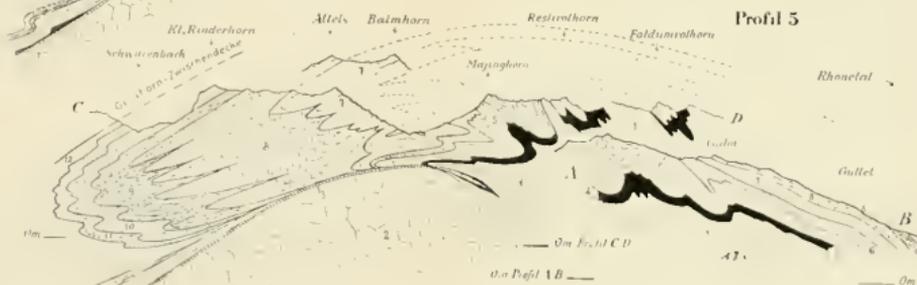
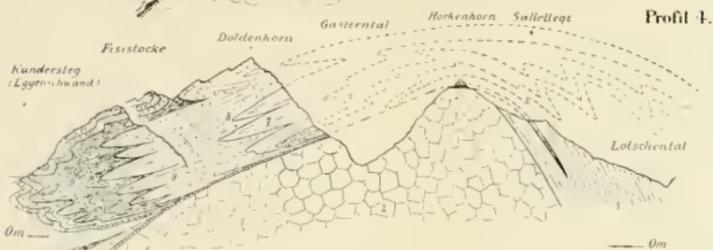
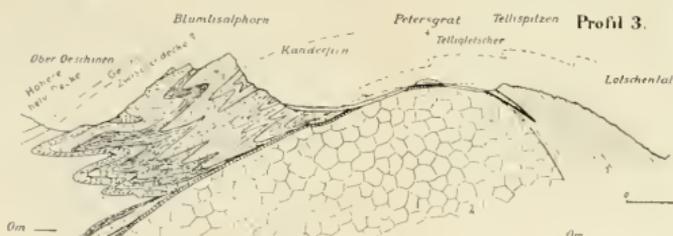
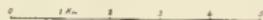
Fünf Profilwürfe durch den Nordwestrand u das Westende des Aarmassivs.

Nach den Untersuchungen von A Baltzer, Ev Fellenberg, E Gerber, M Lugon, A Traesch den Aufnahmen E Truningers u eigenen Beobachtungen zusammengestellt v A Buxtorf. Jan 1909



Legende

- | | | |
|--|---------------------------|--------|
| | 12 Nummulitenablagerungen |) Jura |
| | 11 Hauleriden | |
| | 10 Valangien | |
| | 9 Bernasien |) Perm |
| | 8 Malm | |
| | 7 Dogger | |
| | 6 Opalinuschiefer | |
| | 5 Lias |) Perm |
| | 4 Trias | |
| | 3 Verrucano (Perm) |) Perm |
| | 2 Gastergranit | |
| | 2* Granitischer Gneis | |
| | 1 Kristalline Schiefer | |



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Basel](#)

Jahr/Year: 1910

Band/Volume: [20_1910](#)

Autor(en)/Author(s): Buxtorf August, Truninger E.

Artikel/Article: [Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs 135-179](#)