Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 36 (1943)

Heft: 1

Artikel: Über Carbon und Trias auf der Nordseite des Gasternmassivs im Lötschbergtunnel mit einigen allgemeinen Bemerkungen über das zentralmassivische Carbon

Autor: Brückner, Werner

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-160385

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.07.2025

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

Über Carbon und Trias auf der Nordseite des Gasternmassivs im Lötschbergtunnel

mit einigen allgemeinen Bemerkungen über das zentralmassivische Carbon.

Von **Werner Brückner**, Basel.

Mit 1 Tafel (II), 2 Textfiguren und 1 Tabelle.

Inhalt: Auf Grund eingehenden lithologischen Studiums der seinerzeit im Lötschbergtunnel gesammelten Proben wird die Streitfrage, ob der Komplex schwarzer Schiefertone auf der Nordseite des Gasternmassivs Wildflysch oder verschlepptes aarmassivisches Carbon sei, zugunsten des letzteren entschieden. Die das Carbon überlagernden Triasmassen sind ebenfalls nicht exotisch, sondern gehören zu zwei vom autochthonen Massivmantel abgerissenen Lamellen.

Aus dem Aufbau der zentralmassivischen Carbonzonen können einige Schlüsse über die palaeogeographischen Verhältnisse gezogen werden: Kontinentales Milieu, feuchtwarmes Klima, Wechsel von fluviatiler Sedimentation mit Schlammstromabsätzen in kleinen Sedimentationsbecken, Abtragung eines kristallinen Gebirgsrumpfes ohne nichtmetamorphe Sedimente, während der Bildungszeit möglicherweise tektonische Bewegungen und wiederholte vulkanische Ausbrüche (Quarzporphyre), deren Tuffe zumeist eine sekundäre Umlagerung erfuhren.

Einleitung.

Als man beim Bau des Lötschbergtunnels auf der Nordseite die Malm- und Berriaskalke der Doldenhorn-Decke durchfahren hatte, stiess man auf gänzlich unerwartete geologische Verhältnisse. Sämtliche Aufschlüsse zwischen Lötschenpass und Gasterntal hatten darauf hingewiesen, dass man im Tunnel unter dem verkehrten Malmschenkel der Doldenhorn-Decke als Rest des autochthonen Sedimentmantels eventuell Spuren von Dolomit und dann — unmittelbar dem Gasterngranit aufruhend — den Quarzsandstein der unteren Trias treffen würde. Dies war aber nicht der Fall. Zwischen den verkehrten Malm der Doldenhorn-Decke und den kristallinen Kern des Gasternmassivs schalteten sich in ca. 200 m Mächtigkeit Gesteine ein, die A. Buxtorf (1910, 8, p. 240) folgendermassen beschreibt:

Man durchfuhr „zunächst eine mit dem anormalen Kontakt ziemlich konkordant verlaufende Triasserie, die sich zuletzt wesentlich aus Gips zusammensetzte. Im Liegenden der Gipse stiess man bei 3350 m ab N.P. auf söhligliegende, schwarzgraue Tonschiefer mit quarzitischen Linsen und Bänken und seltenen quarzitischen Konglomerateinlagerungen. Dieser ganze Schichtkomplex zeigt gelegentlich auf Klüften, namentlich aber in der Grenzzone gegen die Trias mit Graphit beschlagene Rutschflächen. Die ausserordentlich grosse petrographische Ähnlichkeit dieses ganzen Schichtkomplexes mit den Carbonbildungen des Wallis, namentlich das Auftreten von Gesteinen, die den Valorcinekonglomeraten verglichen werden können, bestimmten Dr. Preiswerk und den Verfasser" (A. Buxtorf), „diese ganze Gesteinsserie dem Carbon zuzuweisen (Tunnelbesuch vom

24./25. Nov. 1909). In ihrem letzten Teile zeigten diese Carbonbildungen schwaches Südfallen und wurden endlich bei 3740 m ab N.P. konkordant wieder von einer Triasserie bedeckt, die im Detail ähnliche Gliederung erkennen liess wie diejenige unterm normalen Kontakt, nur trat Anhydrit an Stelle von Gips. Den Lagerungsverhältnissen zufolge dürfte das Carbon eine flache Kuppel bilden".

„Innerhalb der Trias scheint bei 3830 m eine wichtige tektonische Linie zu verlaufen, indem an dieser Stelle sericitische Quarzite (vorn) scharf absetzen gegen Anhydrit und Dolomitbreccie (hinten). Die letzteren Schichten zeigten zunächst äusserst gestörte Lagerung, erst später stellte sich eine regelmässigere, nach NW abfallende Lagerung ein. Zwischen 3960 und 3970 wurde der „Kontaktsandstein" durchfahren."

„Damit war man im kristallinen Gebirge angelangt."

Diese Verhältnisse hat E. Truninger in den Quartalberichten 13 und 14 der Berner Alpenbahngesellschaft (Lit. 3) noch ausführlicher beschrieben.

A. Buxtorf gibt dann (8, p. 242) für die durchfahrene Trias-Carbon-Zone folgende tektonische Deutung:

Die „Carbonschiefer stehen dem Aarmassiv durchaus fremd gegenüber: Im Gegensatz zu allen aarmassivischen Carbonvorkommen sind sie nicht variscisch gefaltet, vielmehr scheinen sie konkordant von der Trias bedeckt zu sein. Ausserdem fehlen am Nordrande des Gasternmassivs unter dem „Kontaktsandstein", den wir wohl zur Trias zu stellen haben, carbonische Ablagerungen ganz. Es bleibt uns also nichts übrig, als dieses Carbon als verschleppt aufzufassen, und zwar erscheint es als wahrscheinlichstes, seinen Ursprungsort im Süden zu suchen, da die faziellen Verhältnisse des Carbons und der Trias übereinstimmend nach Süden weisen. Wir würden dann dieses Carbon und die begleitende Trias, soweit sie nicht deutlich zum normalen Triassedimentmantel des Gasterngranitmassivs gehört, als Massen zu deuten haben, die bei der Überschiebung der Doldenhorndeckfalte vom Südrande des Gasternmassivs an dessen Nordrand verschleppt und hier aufgestaut worden sind. Die Wurzel des Carbons wäre wahrscheinlich im Liegenden des Jungfraukeils zu suchen. Innerhalb der Trias müssen wir autochthone und überschobene unterscheiden und es ist möglich, dass die oben erwähnte scharfe Grenze bei 3830 m beide scheidet".

Zu einer ganz anderen Auffassung gelangte P. Beck (1912, 2, p. 132—136). Er besuchte mit E. Truninger zusammen den Tunnel am 1./2. Jan. 1910 und schreibt darüber folgendes: „Wir gelangten . . . zu dem Resultat, dass die fragliche Serie nicht Carbon, sondern „Wildflysch", also präalpines Tertiär mit eingeschlossenen Triasschollen sei. Die Gründe, die Buxtorf . . . für das Carbon angibt, passen ebenso gut für unsere abweichende Auffassung".

„1. Die „ausserordentlich grosse petrographische Ähnlichkeit" spricht ebenso sehr für Wildflysch. Der gesamte Habitus ist der der schwarzen glänzenden Flyschschiefer mit gestörten Einlagerungen von Quarzit- und Sandsteinbänken, allerdings zusammengepresst und dynamometamorph beeinflusst durch den Riesendruck der auflagernden Fisistöcke."

„2. Die „Gesteine, die mit den Valorcinekonglomeraten verglichen werden können", scheinen uns gar keine Konglomerate zu sein. Die Komponenten des genannten Gesteins zeichnen sich vor den „Geröllen" des Lötschbergs durch gute Umrisse aus. Quarzitische Bänke, Linsen und „Gerölle" sind eine einheitliche Erscheinung. Die tektonisch in kleinere und grössere Brocken, in Blöcke und kurze Bänke zerrissenen ursprünglichen Quarzit- und Sandsteinlager wurden durch die Bewegung der Decken, verbunden mit dem ungeheuren Druck ihrer scharfen

Kanten beraubt, abgeschliffen, in kleinere und grössere Gesteinslinsen verwandelt, und so ausgewalzt, dass deren Oberfläche naturgemäss nicht mehr scharf vom umliegenden Gestein getrennt ist, sondern mehr oder weniger in dieses übergeht . . ."

„3. Die „gelegentlich mit Graphit beschlagenen Rutschflächen" können ebenfalls nicht als stichhaltig angesehen werden. Solche kommen im Wildflysch — allerdings noch nicht in Graphit umgewandelt — sehr häufig vor . . ."

„Ich" (P. Beck) „glaube, dass durch diese Ausführungen mindestens die Gleichberechtigung beider Ansichten bewiesen ist. Wie steht es aber mit den begleitenden Triasschichten: Diese zeichnen sich durch Gips, Anhydrit und eine Dolomitbreccie aus. Sowohl Gips als auch Dolomitbreccien wurden in dieser" (P. Beck's) „Arbeit zur Genüge aus dem exotischen Schichtenkomplex der Habkerndecke erwähnt . . . Die Triasschichten aber, die zum Sedimentmantel des Aarmassivs gehören, verzeichnen vom Wendenjoch bis an die Dala: Rhät, Quartenschiefer, Rötidolomit, Quarzit. Die beiden Schollen können demnach kaum dem normalen Triasmantel des Aarmassivs angehören."

P. Beck's Ansicht blieb in der Folge unwidersprochen. E. Truninger vertritt sie im Schlussbericht über den Bau des Lötschbergtunnels (1914, 4), und auch J. Krebs (1925, 18, p. 54) neigt eher Beck's Auffassung zu. P. Beck und P. Arbenz halten 1934 (im Geol. Führer, 14), P. Arbenz auch 1938 (22, p. 55) an der Wildflyschthese fest. Nur in der Legende zum Lötschbergtunnelprofil im Geol. Führer (1934, 14, p. 255) wird die Frage Wildflysch oder Carbon offengelassen.

Bei der Durchsicht der Lötschbergtunnel-Sammlung im Naturhistorischen Museum in Basel kamen mir starke Bedenken an der Richtigkeit von P. Beck's Ansicht; sie veranlassten mich, die fraglichen Tunnelgesteinsproben erneut einer Untersuchung zu unterwerfen. Diese Proben wurden s. Zt. zur Hauptsache von A. Buxtorf (anormaler Kontakt der Doldenhorn-Decke: 10 Proben; äussere Triaszone: 47 Proben; „Carbon": 35 Proben) und von C. Schmidt und H. Preiswerk (innere Triaszone: 44 Proben) gesammelt. Ich konsultierte ausserdem auch noch die im Mineralogischen und im Geologischen Institut in Bern befindlichen Aufsammlungen. Mit Hilfe der dazugehörigen (bisher unveröffentlichten) Aufzeichnungen (Profil der fraglichen Tunnelstrecke in 1 : 200 von A. Buxtorf, H. Preiswerk und C. Schmidt, siehe Tafel II, Profil B, und Gesamt-Tunnelprofil in 1 : 2000 von E. Hugi und E. Truninger, siehe Tafel II, Profil A) war es mir möglich, ein relativ genaues Bild der geologischen Verhältnisse der Tunnelstrecke zu erhalten. Die Ergebnisse meiner Untersuchungen seien im folgenden dargestellt.

I. Das Profil der Tunnelstrecke zwischen Doldenhorn-Decke und Gasternmassiv.

Im Profil B auf Tafel II sind die geologischen Verhältnisse der Tunnelstrecke von Km 3.470—3.990 so dargestellt, wie sie nach den Aufnahmen im Tunnel und nach der Bearbeitung der Tunnel-Gesteinsproben gedeutet werden müssen (siehe die Erläuterung zu Tafel II, p. 53). Die detaillierte Gliederung der einzelnen Triaskomplexe ist aus Fig. 1 zu entnehmen; a = untere, b = mittlere, c = obere Trias. Die beigefügten Angaben über die Anzahl der untersuchten Proben beziehen sich nur auf die Sammlung des Naturhistorischen Museums in Basel.

Es folgen sich von Norden nach Süden:

1. Ausgewalzter und marmorisierter Malmkalk der Doldenhorn-Decke. Anormaler Kontakt: ebene, nordfallende Rutschfläche der Decke.
2. Erster Triaskomplex (Fig. 1, Profil 5), stratigraphisch von oben nach unten:
   c) Zerdrückte Partie aus Dolomit und bunten Schiefern, z. T. rauhwackeartig (8 Proben), übergehend in reine Quartenschiefer (3 Proben), übergehend in schiefrigen, überwiegend feinkörnigen Quarzsandstein (3 Proben); zusammen ca. 7 m.
   b) Dolomitische Breccien und Rauhwacken (7 Proben), zuunterst eine Gipslinse (1 Probe), begleitet von Schieferton- (1 Probe) und dünnen Dolomitlagen; ca. 11 m.
   a) Grünliche Schiefertone mit Pyrit (1 Probe), übergehend in z. T. grobkörnigen Sandstein (3 Proben); ca. 0,25 m.

   Anormaler Kontakt.
3. Schwarze, kalkreiche Schiefermergel (3 Proben); 0,5—2,0 m; nach lithologischen Vergleichen sehr wahrscheinlich Aalénien.
4. Zweiter Triaskomplex (Fig. 1, Profil 2), stratigraphisch von oben nach unten:
   b) Gips und Anhydrit mit Dolomittrümmern (1 Probe), übergehend in Dolomit mit Spuren von Gips (3 Proben), übergehend in Gips (mit etwas Anhydrit) mit Trümmern von grünlichen Schiefertonen und dünnen Dolomitlagen (10 Proben); zusammen ca. 6 m.
   a) Grünliche Schiefertone mit Pyrit, mit feinsandigen Lagen (3 Proben); 0,2 bis 0,5 m.

   Anormaler Kontakt: schiefrige, graphitreiche Ruschelzone (6 Proben).
5. Komplex schwarzer und grauer Schiefertone (15 Proben) mit Einlagerung von zerrissenen Bänken fein- bis grobkörniger Sandsteine (11 Proben), mit einer konglomeratähnlichen Bank bei ca. Km 3,720 (3 Proben); die Mächtigkeit der vom Tunnel durchfahrenen Partie dieser Gesteine dürfte etwa 20 m betragen; Carbon oder Wildflysch?

   Anormaler Kontakt: schiefrige, graphitreiche Ruschelzone.
6. Dritter Triaskomplex (Fig. 1, Profil 3), stratigraphisch von unten nach oben:
   a) Grünliche Schiefertone mit Pyrit; Spuren.
   b) Anhydrit mit Dolomittrümmern (2 Proben), mit eingelagerter unregelmässiger Dolomitbank; ca. 3 m.
   c) Linse von bunten Quartenschiefern; ca. 0,4 m.

   Anormaler Kontakt.
7. Vierter Triaskomplex (Fig. 1, Profil 6), stratigraphisch von unten nach oben:
   b) Dolomit, übergehend in Anhydrit (und etwas Gips) mit Trümmern aus Schiefertonen und dünnen Dolomitlagen (6 Proben); zuoberst tritt der Anhydrit stark zurück; ca. 17 m.

   Mit anormalem, geschlepptem Kontakt folgt
   c) heller, im allgemeinen feinkörniger, z. T. schiefriger Sandstein (7 Proben) mit einzelnen, grünlichen und rötlichen Schiefertonlagen (1 Probe); ca. 15 bis 16 m.

   Trias-Obergrenze nicht aufgeschlossen.

   Anormaler Kontakt.

8. Fünfter Triaskomplex (Fig. 1, Profil 4), stratigraphisch von unten nach oben:
   Trias-Untergrenze nicht aufgeschlossen.
   b) Gewölbe aus Anhydrit mit Trümmern von Dolomit- und Schiefertonlagen (6 Proben), mit einer eingelagerten Dolomitbank (1 Probe); ca. 16—17 m.
   c) Sandsteinbank; 1—2 m.
   Anormaler Kontakt.
9. Sechster Triaskomplex (Fig. 1, Profil 7), stratigraphisch von unten nach oben:
   b) Dolomit, übergehend in Dolomit mit Anhydriteinlagerungen, übergehend in Anhydrit mit z. T. zertrümmerten Schieferton- und dünnen Dolomitlagen in wechselndem Mengenverhältnis (zusammen 12 Proben); ca. 65 (?) m.
   c) Sandstein; 1—2 m.
   Trias-Obergrenze nicht aufgeschlossen.
   Anormaler Kontakt.
10. Siebenter Triaskomplex (Fig. 1, Profil 1), stratigraphisch von oben nach unten:
   c) Quartenschiefer mit sandigen Lagen (3 Proben); 0,5—1,0 m.
   b) Dünnschichtiger Dolomit mit Gips und Hämatit, übergehend in Anhydrit mit z. T. zertrümmertem Dolomit in wechselndem Mengenverhältnis (3 Proben); 3—4 m.
   a) Quarzsandstein, oben mit grünlichen Schiefertonlagen, unten grobkörnig, mit roten Quarzkörnern (3 Proben); 4—5 m.
   Transgressionskontakt.
11. Permische Verwitterungsschicht, zuoberst aus deutlich umgelagertem Material bestehend, gegen unten allmählich übergehend in
12. normales Kristallin des Gasternmassivs.

II. Der Komplex der schwarzen Schiefertone.

(Nr. 5 des Profils.)

Gesteinsbeschreibung.

Die schwarzen Schiefertone mit den eingelagerten Sandstein- oder Konglomeratbänken und -linsen repräsentieren eine rein klastische Sedimentserie von relativ mannigfaltiger Zusammensetzung. Ihre verschiedenen Gesteinsarten wechseln in beliebiger Weise miteinander ab. Man kann sie nach drei Gesichtspunkten einteilen:

1. Nach der Art des klastischen Materials kann man unterscheiden zwischen Gesteinen mit Quarz (Typus I) und solchen mit „Nichtquarz" (Typus II) als vorherrschenden „sandigen Komponenten"[1]).

2. Nach dem Verhältnis von „Grundmasse"[1]) zu „sandigen Komponenten"[1]) kann man unterscheiden zwischen Gesteinen, deren Grundmasseanteil bei steigender Grösse der sandigen Komponenten stark abnimmt (Typus A), und solchen, bei denen er nicht wesentlich geringer wird (Typus B).

---

[1]) Als „Grundmasse" fasse ich alle Teilchen zusammen, deren Durchmesser kleiner als die Schliffdicke sind ($<$ ca. 0,05 mm) und die im Mikroskop deshalb nicht genauer gemessen und meist auch der Art nach nicht mehr bestimmt werden können. Als „sandige Komponenten" werden die Teilchen mit maximalem Durchmesser über 0,05 mm bezeichnet.

3. Nach der Grösse der sandigen Komponenten lassen sich schliesslich noch weitere Unterabteilungen machen.

Von der Einteilung nach diesen drei Gesichtspunkten werden die (vorherrschenden) Gesteine ohne sandige Komponenten (max. Dm. der grössten Körner kleiner als ca. 0,05—0,1 mm) nicht erfasst. Sie müssen als besondere Gruppe (Typus O) behandelt werden.

Der folgenden tabellarischen Zusammenstellung der makro- und mikroskopischen Eigenschaften ist dieses Einteilungsprinzip zugrunde gelegt.

Die beschriebenen Gesteine lassen sich zusammenfassend etwa folgendermassen charakterisieren:

1. Es sind rein klastische Sedimente von pelitischem bis feinpsephitischem Korn.

2. Schichten von völlig verschiedener mineralogischer Zusammensetzung wechseln miteinander ab. Die einen, überwiegend quarzführenden (Typus I) bestehen aus Trümmern saurer Tiefengesteine und kristalliner Schiefer; sie sind nahezu ganz kalkfrei. Die anderen, quarzarmen Gesteine (Typus II) dürften sehr wahrscheinlich zur Hauptsache aus Trümmern von Quarzporphyren und Quarzporphyrtuffen bestehen; sie sind relativ kalkreicher; der Calcit findet sich in Körnern, die wahrscheinlich aus Feldspäten hervorgegangen sind.

3. Schichten von gänzlich verschiedener Korngrössenverteilung wechsellagern miteinander. Die einen, deren Grundmasseanteil mit steigender Grösse der sandigen Komponenten rasch bis auf ca. 35% abnimmt (Typus A), entsprechen einer normalen klastischen Pelit-Psammit-Psephit-Serie; die anderen, deren Grundmassegehalt mit steigender Grösse der sandigen Komponenten nur sehr langsam abnimmt (Typus B), müssen als sand- bzw. geröllführende Pelite bezeichnet werden.

4. Die grobkörnigeren Gesteine vom Typus B enthalten u. a. Trümmer der Gesteine der Typen IA und IBa.

5. Tierische Fossilreste fehlen vollständig; dagegen sind pflanzliche (kohlige) Reste sehr verbreitet; es handelt sich aber durchwegs um relativ kleine, unbestimmbare Partikel.

6. Die Gesteine sind beträchtlicher tektonischer Beanspruchung ausgesetzt gewesen; sie sind im ganzen mehr oder weniger gut geschiefert; ihre Komponenten, besonders die (neugebildeten) glimmerartigen Tonmineralien, sind oft deutlich eingeregelt, und die Quarzkörner sind undulös geworden. Die Sandsteine vom Typus IAb zeigen sogar mehr oder weniger deutlich kristalloblastische Struktur.

Alter und tektonische Zugehörigkeit.

Da bestimmbare Fossilreste vollständig fehlen, kann man das Alter und die tektonische Zugehörigkeit des Komplexes der schwarzen Schiefertone nur durch lithologische Vergleiche bestimmen. Überlegt man sich, welche verschiedenen Gesteinsserien mit schwarzen Schiefertonen und Sandsteinen bei der tektonischen Stellung des Vorkommens zum Vergleich in Frage kommen, so sind 1. Gesteine des Aarmassivs und seines Sedimentmantels, 2. ultrahelvetische Gesteine in Betracht zu ziehen. Im ersten Fall könnte es sich um aarmassivisches Carbon, um Dogger (Aalénien) oder Gesteine der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe (nordhelvetischer Flysch) handeln, im zweiten Fall kämen ultrahelvetischer Lias, Dogger oder Flysch in Frage.

Die Eigenschaften der Gesteine aus dem Komplex der schwarzen Schiefertone im Lötschbergtunnel.

Einteilung der Gesteine:	Typus I				Typus O	Typus II	
nach der Art der sandigen Komponenten	Sandige Komponenten sind vorherrschend Quarz oder quarzreiche Gesteinstrümmer				Sandige Komponenten fehlen	Sandige Komponenten sind vorherrschend „Nichtquarz“	
nach dem Mengenverhältnis von Grundmasse und sandigen Komponenten	Typus I B Menge der Grundmasse bei zunehmender Korngrösse der sandigen Komponenten nicht wesentlich abnehmend		Typus I A Menge der Grundmasse bei zunehmender Korngrösse der sandigen Komponenten rasch abnehmend		—	Typus II A Menge der Grundmasse bei zunehmender Korngrösse der sandigen Komponenten rasch abnehmend	Typus II B Menge der Grundmasse bei zunehmender Korngrösse der sandigen Komponenten nicht wesentlich abnehmend
nach der Korngrösse der sandigen Komponenten	**I Bb:** Pelite mit grobpsammitischen bis feinpsephitischen sandigen Komponenten	**I Ba:** Pelite mit grobpelitischen bis feinpsammitischen sandigen Komponenten	**I Ab:** Mittelkörnige Psammite bis feinkörnige Psephite	**I Aa:** Grobkörnige Pelite bis feinkörnige Psammite	Feinkörnige Pelite	Grobkörnige Pelite bis feinkörnige Psammite	Pelite mit psammitischen bis psephitischen sandigen Komponenten
Anzahl der Proben und der Dünnschliffe (letztere in Klammern)	3 (4)	4 (3)	8 (5)	2 (2)	6 (5)	6 (4)	4 (4)
Makroskopische Eigenschaften							
Farbe	schwarz		heller bis dunkler grau	schwarzgrau	heller oder dunkler grauschwarz	dunkler bis heller grau mit gelblichem oder grünlichem Stich	dunkler oder heller grau
Glanz	nicht glänzend	± glänzend	nicht glänzend		± glänzend	nicht glänzend	
Makroskopische Glimmerführung	keine Glimmerblättchen	vereinzelte Glimmerblättchen		Glimmerblättchen in den feinkörnigen Gesteinen häufig	keine Glimmerblättchen		
Feingefüge	dicht	relativ locker (wegen kohliger Partikel)	kompakt	relativ locker (wegen Glimmergehalt)	dicht	kompakt	relativ locker
Feinschichtung (infolge Korngrössenwechsel)	fehlend		fehlend oder undeutlich	sehr ausgeprägt	nicht sichtbar	deutlich	fehlend
Korngrössenverteilung (generell)	sandige Komponenten verschiedenster Korngrösse regellos verteilt	einzeln verstreute relativ grosse sandige Komponenten	regelmässig				sandige Komponenten verschiedener Art haben verschiedene Grösse (übergrosse schwarze Tonstückchen)
Tektonische Beeinflussung	schlecht geschiefert	gut geschiefert	nicht oder undeutlich geschiefert	schlecht geschiefert	gut geschiefert	nicht oder ± schlecht geschiefert	± gut geschiefert
Verhalten in Salzsäure	zahlreiche sandige Komponenten schwach brausend	nicht brausend	nicht oder stellenweise schwach brausend	nicht brausend		mit steigender Korngrösse schwach bis stärker brausend	zahlreiche sandige Komponenten stark brausend
Diverses	kohlige Rutschspiegel		gelegentlich pyritreiche Lagen		gelegentlich feine Calcitadern		
		gelegentlich Quarzadern					
Mikroskopische Eigenschaften							
Maximaler Durchmesser der grössten „Sand“-Körner	bis 25 mm	0.4—0.1 mm	25—1.2 mm	1.2—0.1 mm	< 0.1 mm	0.1—1.2 mm	Quarzkörner bis 1.4 mm, Tonstückchen bis 30 mm
Menge der Grundmasse	70—75%	94—100%	ca. 35%	35—100%	100%	100—45%	100—80%
Zusammensetzung der Grundmasse: mineralische Komponenten	Durchwegs rein tonig bis kieselig, völlig kalkfrei						
Zusammensetzung der Grundmasse: organische Komponenten (kohlige Pigmentierung)	sehr stark (Grundmasse ± opak)	stark	schwach bis stärker (mit abnehmender Grösse der sandigen Komponenten zunehmend)		spärlich	fehlend	sehr spärlich
Zusammensetzung der sandigen Komponenten: mineralische Komponenten, „Hauptgemengteile“	1. Trümmer von Gesteinen des Typus I A (jedoch anscheinend ärmer an „Feldspat-verdächtigen“ Körnern und etwas reicher an Calcit) mit zerbrochenen und mit Calcit oder Limonit-artiger Substanz wieder verheilten grösseren Quarzkörnern 2. Trümmer von Gesteinen des Typus I Ba, z. T. scharf begrenzt, z. T. in der Grundmasse verfliessend	1. Quarzkörnchen 2. Muscovitblättchen	Quarzkörner, z. T. stark kataklastisch, ein Teil der letzteren Calcit-führend; andere Quarzgerölle mit kristalloblastischer Struktur und ± Sericit-führend		(Vereinzelte Quarzkörnchen und Glimmerblättchen, häufiger kohlige Partikel erkennbar)	1. Aus Calcit oder Sericit oder beidem (± Chlorit) zusammengesetzte Körner: wahrscheinlich völlig zersetzte Feldspäte 2. Bruchstücke von Gesteinen des Typus I Ba (kohlige Tonstückchen)	
Zusammensetzung der sandigen Komponenten: mineralische Komponenten, „Nebengemengteile“	—	—	1. Im wesentlichen aus Sericit (± Calcit oder Chlorit oder ? Quarz) bestehende Körner: wahrscheinlich völlig zersetzte Feldspäte 2. In den feinkörnigen Proben Muscovitblättchen			1. Quarzkörnchen (einige kataklastisch, einige mit Spuren magmatischer Korrosion) 2. Bruchstücke von Gesteinen des Typus I Ba (kohlige Tonstückchen) 3. ± zersetzter Biotit	
Zusammensetzung der sandigen Komponenten: mineralische Komponenten, „Übergemengteile“	—	—	Chloritfetzen, Muscovitblättchen, ± ausgebleichte Biotitblättchen, Turmalinkörnchen			Chloritfetzen	± zersetzter Biotit, Zirkon, Apatit (eines dieser Kriställchen als Einschluss in einem „Feldspat-verdächtigen“ Sericitkorn)
Zusammensetzung der sandigen Komponenten: organische Komponenten (kohlige Partikel)	?	reichlich, oft von bedeutender Grösse	meist spärlich; bei den feinkörnigen Proben ziemlich häufig			Vorkommen isolierter kohliger Partikel ist fraglich	
Nachträgliche Veränderungen (teils diagenetischer, hauptsächlich aber dislokationsmetamorpher Natur): in der Grundmasse	mehr oder weniger deutliche Sammelkristallisation der Tonmineralien, verschieden stark ausgeprägte Parallelstellung ihrer Blättchen						
Nachträgliche Veränderungen: in den sandigen Komponenten	undulöse Auslöschung der Mehrzahl der Quarzkörner Sammelkristallisation und Calcitbildung in den Sedimenttrümmern vom Typus I A und I Ba; Ausheilung der Risse in den grösseren Quarzkörnern		Ausscheidung von kristalloblastischem Quarz (besonders bei den grobkörnigen Gesteinen) Zersetzung der vermutlichen Feldspäte; Calcitbildung; ± undulöse Auslöschung aller Quarzkörner, auch ± deutliche Parallelstellung der sandigen Komponenten		—	Zersetzung der vermutlichen Feldspäte	± starke Parallelstellung und Auswalzung der vermutlichen Feldspatkörner und der Gesteinsstückchen vom Typus I Ba

Der kritische Vergleich mit den angeführten Gesteinen führt zu folgenden Ergebnissen:

1. Autochthones Aalénien.

Vergleichsmaterial: Zahlreiche Proben, z. T. mit Dünnschliffen, aus dem Erstfelder- und Rotsteintal (Slg. U. STUTZ/A. TOBLER, Museum Basel); Proben aus dem Jungfraukeil im Lötschbergtunnel (leg. C. SCHMIDT und H. PREISWERK, Museum Basel).

Literatur[2]): A. TOBLER, 1897, 32; A. BUXTORF, 1910, 8; B. SWIDERSKI, 1919, 30; J. KREBS, 1925, 18; K. ROHR, 1926, 26.

Übereinstimmende Merkmale: Makroskopische Ähnlichkeit mit den Gesteinen vom Typus O und IAa des Lötschbergtunnels. Viele Proben sind kalkfrei. Die sandigen Lagen enthalten ausschliesslich Quarzkörnchen neben etwas Glimmer. Tierische Mikrofossilien fehlen.

Nicht übereinstimmende Merkmale: Manche Aalénienschiefer-Proben sind nicht kalkfrei. Ihre sandigen Lagen haben überwiegend kalkige Grundmasse. Die schwarze Färbung rührt von Eisengehalt (Limonit, Pyrit), nicht von Kohlepartikeln her. Fehlen der Gesteine vom Typus IAb, IB und II.

Gegen die Identität spricht ferner auch der Umstand, dass die Aalénienschiefer dem autochthonen Sedimentmantel der Umgebung fehlen (Gasterntal, Lötschenpass) oder nur in Spuren vorhanden sind (Hintergrund des Lauterbrunnentals).

2. Nordhelvetische Flyschbildungen
(Taveyannaz- und Altdorfersandsteine mit Dachschieferlagen).

Vergleichsmaterial: Grosse Zahl von Proben und Dünnschliffen aus dem Schächentaler Flyschgebiet (eigene Aufsammlungen).

Literatur: L. DUPARC und E. RITTER, 1895, 11; F. DE QUERVAIN, 1928, 25; W. BRÜCKNER, 1937, 6.

Übereinstimmende Merkmale: Wechsellagerung rein klastischer Gesteine; Vorkommen von schwarzen Schiefertonen und von grauen und grünlichen Sandsteinen ähnlich den Typen O, IA u. IIA. Die oberen Altdorfersandsteine enthalten fast ausschliesslich Quarzkörnchen und etwas Glimmer. Tierische Fossilien fehlen.

Nicht übereinstimmende Merkmale: Alle Proben aus dem nordhelvetischen Flysch haben kalkhaltige Grundmasse. Die grünlichen Proben (Taveyannazsandsteine) wechsellagern nicht mit den grauen (Altdorfersandsteine), sondern bilden ein stratigraphisch tieferes Niveau; sie sind überdies mineralogisch ganz anders zusammengesetzt (andesitisches Trümmermaterial). Auch der untere Teil der Altdorfersandsteine besitzt andere, mannigfaltigere (hauptsächlich Feldspatreichere) Zusammensetzung als die grauen Sandsteine aus dem Lötschbergtunnel. Gesteine des Typus B fehlen.

Ausserdem sind nordhelvetische Flyschbildungen im autochthonen Sedimentmantel der Umgebung nirgends vorhanden.

---

[2]) Dieses und die folgenden Literaturzitate machen keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

3. Ultrahelvetischer Lias.

Literatur: K. HUBER, 1933, 16; M. LUGEON, 1940, 40.

Mit den Lötschbergtunnelgesteinen übereinstimmen dürften einige kalkfreie Schiefertone und sandige Lagen des ultrahelvetischen Lias. Er unterscheidet sich jedoch durch die zahlreichen Kalkbänke und deren marine Fauna (besonders Echinodermenfragmente).

4. Ultrahelvetischer Dogger
(Eisensandsteine mit Schieferlagen).

Literatur: wie unter 3.

Abgesehen von den reichlichen Sandsteinbänken unterscheidet sich der ultrahelvetische Dogger kaum wesentlich vom autochthonen, so dass das oben Gesagte auch hier gilt.

5. Ultrahelvetischer Flysch.

Vergleichsmaterial: Mehrere Proben mit Schliffen aus dem Wildflysch von Kandersteg (leg. A. BUXTORF, Museum Basel, und leg. H. ADRIAN, Geol. Institut Bern); umfangreiches Material aus Flyschgebieten der Zentralschweiz (eigene Aufsammlungen).
Literatur: P. BECK, 1912, 2; H. ADRIAN, 1915, 1; K. HUBER, 1933, 16.

Übereinstimmende Merkmale: Wechsellagerung von rein klastischen Gesteinen, welche den Typen O, IA und IIA der Lötschbergtunnelgesteine ähnlich sind. Vorkommen von sand- und geröllführenden Peliten vom Aussehen des Typus IB. Die feinkörnigen Proben sind z. T. kalkfrei; sie enthalten fast ausschliesslich Quarzkörnchen neben Glimmer als sandige Komponenten.

Nicht übereinstimmende Merkmale: Die Mehrzahl der Proben, besonders die gröberen Sandsteine, haben überwiegend kalkige Grundmasse. Die sandigen Komponenten sind grossenteils von anderer und mannigfaltigerer Art als in den entsprechenden Gesteinen des Lötschbergtunnels. Die Mehrzahl der Gesteine enthält Kleinforaminiferen, so auch der schwarze Schieferton aus dem Riedschucktunnel N Kandersteg, den P. BECK und E. TRUNINGER in erster Linie als Stütze ihrer Ansicht erwähnen.

Gegen die Annahme, ultrahelvetische Gesteine seien weit unter die Doldenhorn-Decke eingewickelt, sprechen übrigens auch die Beobachtungen M. LUGEON's (1937, 39) E vom Rhonetal, wo das Ultrahelvetikum nur ganz geringfügig unter die westliche Fortsetzung der Doldenhorn-Decke (Morclesdecke) eingefaltet ist[3]).

6. Zentralmassivisches Carbon.

Vergleichsmaterial: Proben mit Schliffen von folgenden Vorkommen: Carbonmulde von Salvan beidseitig der Rhone: Slg. M. REINHARD, Min. Institut Basel (zahlreiche Proben); Slg. C. SCHMIDT: Gesteine der Schweizeralpen, Min. Institut Basel (5 Proben); Min. und Geol. Institut Bern (je 1 Probe); eigene Aufsammlungen, Museum Basel (mehrere Proben). — Goltschenried im Lötschental: Geol. Institut Bern (1 Probe). — Mönch: Leg. E. v. FELLENBERG, Museum Bern (1 Probe) und leg. P. v. SCHUMACHER, Geol. Institut Bern (1 Probe). — Gwächtenjoch: Leg. W. SCABELL, Geol. Institut Bern (1 Probe). — Trifthütte: Leg. A. BALTZER, Geol. Institut

---

[3]) Auf dieses Argument machte mich Herr Prof. A. BUXTORF in freundlicher Weise besonders aufmerksam.

Bern (1 Probe). — Wendenjoch: Leg. E. HUGI, Min. Institut Bern (3 Proben). — Maderanertal: Leg. P. PFLUGSHAUPT, Min. Institut Bern (mehrere Proben); leg. U. STUTZ, Museum Basel (mehrere Proben); leg. A. REGLI (Erstfeld), Museum Basel (mehrere Proben) und eigene Aufsammlungen, Museum Basel (zahlreiche Proben).

Literatur: L. DUPARC und E. RITTER, 1894, 10; N. OULIANOFF, 1924, 23; B. SWIDERSKI, 1919, 30; E. v. FELLENBERG, 1893, 13; W. SCABELL, 1926, 27; R. LOTZE, 1914, 19; W. STAUB, 1911, 29; H. MORGENTHALER, 1921, 21; P. PFLUGSHAUPT, 1927, 24; B. G. ESCHER, 1911, 12; TH. HÜGI, 1941, 17.

Übereinstimmende Merkmale: Die verglichenen Proben sind rein klastische Gesteine. Es finden sich unter ihnen sämtliche Typen des Lötschbergtunnels. Die Grundmasse der Proben ist stets kalkfrei; Calcit kommt nur als Zersetzungsprodukt sandiger Komponenten, besonders der Feldspäte vor. Es finden sich nur pflanzliche (kohlige) organische Reste. Die Gesteine zeigen mehr oder weniger starke Anzeichen von Dislokationsmetamorphose.

Nicht übereinstimmende Merkmale: Keine wesentlichen. Die abweichenden Proben stellen in der Hauptsache Zwischenglieder der Typen des Lötschbergtunnels dar, sei es nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung oder nach ihrem Grundmassegehalt: Es finden sich Übergänge zwischen den Typen I und II und darüber hinaus auch ausschliesslich aus quarzporphyrischem Material aufgebaute Gesteine; und es kommen Zwischenglieder zwischen den Typen A und B vor. Andere Unterschiede beruhen auf dem Grad der Dislokationsmetamorphose: Manche Proben aus dem Aiguilles Rouges-Massiv sind fast unverändert; andere sind stärker metamorph (ausgeprägt kristalloblastische Strukturen, Graphit statt Kohle, Glimmerneubildungen etc.); dies ist besonders bei den Proben aus dem Maderanertal der Fall.

Der durchgeführte lithologische Vergleich ergibt somit mit Sicherheit, dass die Serie der schwarzen Schiefertone im Lötschbergtunnel dem aarmassivischen Carbon[4]) zuzurechnen ist, wie dies A. BUXTORF und H. PREISWERK bereits 1910 (Lit. 8) getan haben. P. BECK's Ansicht, es sei Wildflysch (Lit. 2), sowie alle auf dieser Annahme basierenden tektonischen Ableitungen sind aufzugeben.

III. Die Triaskomplexe.

Gliederung und Gesteinsbeschreibung.

(Vgl. Fig. 1.)

Die sieben im Tunnelprofil unterschiedenen Triaskomplexe zeigen bei näherer Betrachtung soviel Ähnlichkeiten, dass wir ihre Gliederung und Gesteinsausbildung gemeinsam besprechen können.

a) Die untere Trias beginnt mit einem ca. 4—5 m dicken, vorwiegend grobkörnigen, hellen Quarzsandstein mit roten Quarzkörnern. Dieses Schichtglied ist nur im siebenten Triaskomplex vorhanden und ruht dem Kristallin des Gasternmassivs bzw. seiner permischen Verwitterungsschicht mit Transgressionskontakt auf. Der Quarzsandstein des Komplexes 7 wird zuoberst feinkörnig und nimmt

[4]) Nach den Pflanzenfunden aus der Carbonmulde von Salvan und vom Bifertengrätli am Tödi handelt es sich genauer gesagt nur um einen Teil des jüngeren Carbons (oberes Westphalien, vgl. J. CADISCH, 1934, 9, p. 74).

grünliche, pyritführende Schiefertonlagen auf. Dieser oberste Teil der unteren Trias ist in gleicher Ausbildung auch in den Triaskomplexen 1, 2 und 3 vorhanden.

b) Die mittlere Trias besteht in den Komplexen 3 bis 7 aus einer Wechsellagerung von Dolomit, Schiefertonen und Anhydrit in stark wechselndem Mengenverhältnis. Die ursprüngliche Schichtfolge ist durch tektonische Beanspruchung weitgehend zerstört worden. Die Teile mit vorherrschendem Dolomit sind zu Dolomitbreccien mit Dolomitspat- und Anhydritadern geworden, die Anhydritreichen Partien haben sich in Breccien aus Dolomit- und Schiefertontrümmern in Anhydritgrundmasse umgewandelt. Ausserdem sind die Unterschiede in der Mäch-

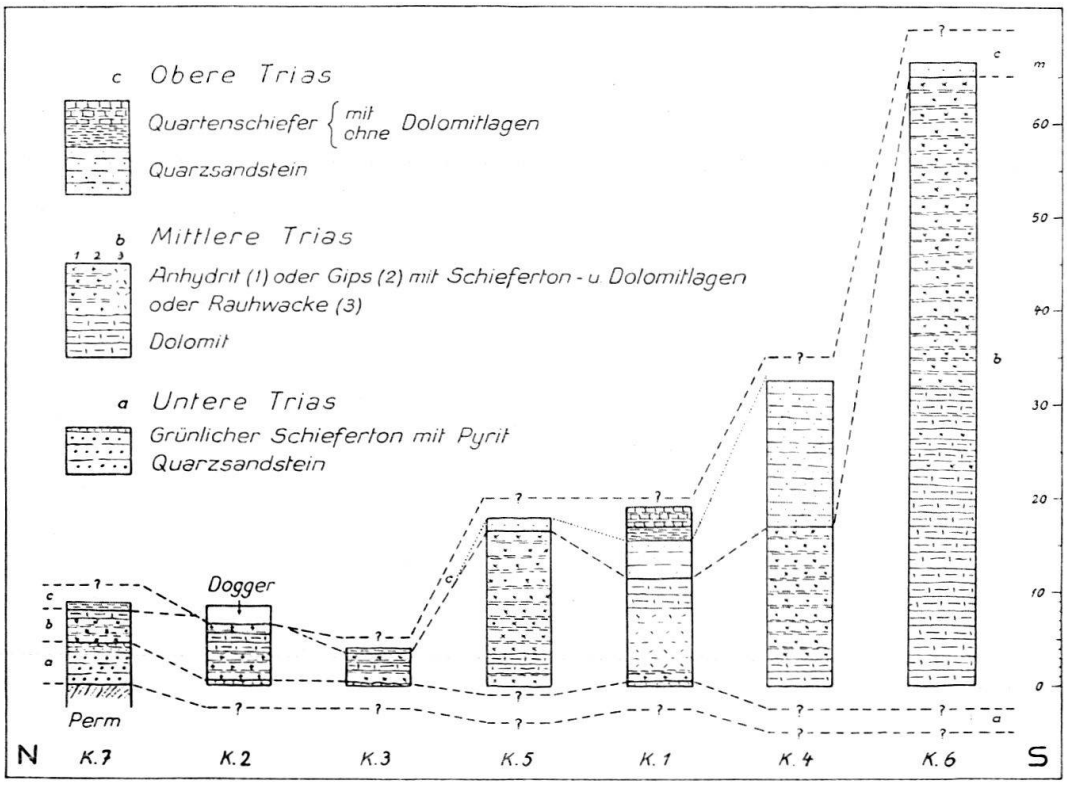


Fig. 1. *Die sieben Triasprofile im Lötschbergtunnel,*

in ihrer ursprünglichen Reihenfolge von N nach S angeordnet.

Die Numerierung K. 1—K. 7 entspricht der Reihenfolge der Komplexe im Tunnelprofil, siehe p. 38, 39 und Taf. II.

tigkeit der mittleren Trias (3—65(?) m) weitgehend auf tektonische Beeinflussung zurückzuführen. Die mittlere Trias des Komplexes 2 unterscheidet sich von den anderen Profilen dadurch, dass der Anhydrit sich durch Wasseraufnahme sekundär in Gips umgewandelt hat (in den Komplexen 3—7 kommt Gips nur ganz untergeordnet vor). Im Komplex 1 ist die Dolomit-Schieferton-Anhydrit-Serie durch junge Lösungs- und Umsetzungsvorgänge bis auf einen kleinen Gipsrest in Rauhwacke und zerreibliche Dolomitbreccien umgewandelt worden (vgl. Lit. 7).

Eine Gliederung der mittleren Trias in lithologische Unterabschnitte lässt sich kaum durchführen. In den Komplexen 2, 3, 5 und 7 wird eine aus Dolomit allein bestehende Partie von Anhydrit- (bzw. Gips-)reichen Partien unter- und überlagert; in den Komplexen 4 und 6 sind die unteren Anhydritschichten nicht

vorhanden; ob sie aus stratigraphischen oder tektonischen Gründen fehlen, lässt sich nicht sicher beurteilen. Die mit Anhydrit- und Schiefertonlagen wechselnden Dolomitschichten sind namentlich im obersten Teil oft sehr dünn, so dass die Gesteine einen schiefrigen Habitus erhalten.

c) Die obere Trias wird in den Komplexen 3 und 7 durch ein dünnes Band von Quartenschiefern (mit sandigen Lagen) vertreten. In den Komplexen 1, 4, 5 und 6 findet man einen hellen, vorwiegend feinkörnigen, teilweise schieferigen Quarzsandstein, der 4 bis mindestens 15 m Mächtigkeit erreicht; wie im Komplex 1 ersichtlich ist, schiebt er sich unter die Quartenschiefer ein, die in diesem Profil nach oben noch in eine Dolomit-Quartenschiefer-Wechsellagerung übergehen. Im Komplex 2 fehlt die obere Trias; die mittlere wird hier — vermutlich mit Transgressionskontakt — unmittelbar von schwarzen Schiefermergeln überlagert, die dem Aalénien angehören dürften.

Tektonische Zugehörigkeit.

Nachdem wir oben den Beweis geführt haben, dass der Komplex der schwarzen Schiefertone aarmassivisches Carbon ist, ist P. Beck's Ansicht (1912, 2), die Trias sei exotischer Natur, von vornherein nicht mehr sehr wahrscheinlich. Wir wollen diese Frage aber trotzdem noch näher prüfen.

Betrachten wir zunächst die Lagerungsverhältnisse, so lässt sich aus den Beobachtungen im Tunnel ableiten, dass die Komplexe 2 und 3, wahrscheinlich auch 5, einer unteren dem Carbon unmittelbar aufruhenden Triaslamelle, und die Komplexe 1, 4 und 6 einer auf ihr liegenden höheren Triaslamelle angehören. Die beiden Lamellen bedecken mit anormalem Kontakt den siebenten Triaskomplex, der die autochthone Triasbedeckung des Gasternmassivs bildet. Fraglicher Herkunft sind also nur die beiden verschleppten und verfalteten Triaslamellen.

P. Beck stützt sich bei seiner Deutung hauptsächlich auf das Vorkommen von Gips, Anhydrit und Dolomitbreccie, die nach ihm im autochthonen Sedimentmantel des Aarmassivs fehlen. Wir sahen aber eben, dass der sicher autochthone siebente Triaskomplex diese Gesteine ebenfalls enthält; auch traf man sie im Lötschbergtunnel in gleicher Ausbildung im Sedimentkeil auf der Südseite des Gasternmassivs (Jungfraukeil). Man muss ferner bedenken, dass Anhydrit-Dolomit-Gesteine sich unter dem Einfluss der Verwitterung in Rauhwacken umwandeln (Lit. 7), und dass Rauhwacken von verschiedenen Stellen des autochthonen Sedimentmantels der Nachbarschaft bekannt sind (Hintergrund des Lauterbrunnentals: vgl. E. Gerber, 1909, 15; W. Bruderer, 1924, 5; J. Krebs, 1925, 18; Gegend von Innertkirchen: vgl. K. Rohr, 1926, 26; Lötschentaler Sedimentkeil und südlichere Teile des Aarmassivrückens: vgl. M. Lugeon, 1914, 20; B. Swiderski, 1919, 30). Die Ausbildung der mittleren Trias in den beiden verschleppten Lamellen auf der Nordseite des Gasternmassivs im Lötschbergtunnel ist dem Aarmassivmantel also durchaus nicht fremd.

Dies gilt aber nicht nur für die mittlere Trias, auch die grünlichen Schiefertone mit Pyrit aus dem oberen Teil der unteren Trias treten sowohl im siebenten (autochthonen) Triaskomplex des Lötschbergtunnels als auf der Nordseite des Gasterntals (vgl. W. Bruderer, 1924, 5, p. 11) als im Hintergrund des Lauterbrunnentals (E. Gerber, 15; W. Bruderer, 5; J. Krebs, 18) auf; und die hellen Sandsteine und die Quartenschiefer mit Dolomitlagen der oberen Trias sind im Lauterbrunnental ebenfalls vorhanden.

Ausser diesen lithologisch-stratigraphischen Gründen sprechen auch noch tektonische für eine Herkunft der zwei Triaslamellen aus dem autochthonen

Sedimentmantel. Zwischen Gasterntal und Lötschenpass besteht die autochthone Trias nur aus dem Quarzsandstein der unteren Trias und stellenweise aus Resten von Dolomit der mittleren Trias (vgl. A. BUXTORF, 1910, 8; M. LUGEON, 1910, 35; J. KREBS, 1925, 37; H. v. TAVEL, 1937, 31). Die beiden Lamellen des Tunnels dagegen beginnen mit dem obersten Teil der unteren Trias (grünliche Schiefertone mit Pyrit) oder mit dem unteren Teil der mittleren Trias. Die autochthonen Triasrelikte und die Lamellen ergänzen sich also vorzüglich zu einer vollständigen Triasserie.

Aus all diesen Gründen darf es wohl als erwiesen betrachtet werden, dass die Triaslamellen nicht exotischer Herkunft sind, sondern vom Rücken des Gasternmassivs stammen. Unter dieser Voraussetzung müssen die sieben Triaskomplexe des Lötschbergtunnels bei einem Abwicklungsversuch in der Reihenfolge 7, 2, 3, 5, 1, 4, 6 von Norden nach Süden hintereinandergestellt werden (siehe Fig. 1). Eine solche Darstellung ergibt — abgesehen von den zur Hauptsache jedenfalls tektonisch bedingten Mächtigkeitsdifferenzen der mittleren Trias — durchaus plausible Verhältnisse.

IV. Diskussion der Tektonik.

(Vgl. Fig. 2.)

Nachdem die tektonische Zugehörigkeit der untersuchten Carbon- und Triasgesteine des Lötschbergtunnels zum Aarmassiv bzw. zu seinem Sedimentmantel sicher erwiesen ist, bleibt uns noch übrig, die damit zusammenhängenden tektonischen Fragen einer erneuten Prüfung zu unterziehen.

Was die speziellen tektonischen Verhältnisse auf der Tunnelstrecke betrifft, so können die eingangs zitierten Ausführungen A. BUXTORF's (1910, 8, p. 242) in einigen Punkten noch präzisiert werden: Wie oben schon gesagt wurde, lassen sich die verschleppten Triasmassen in zwei Lamellen gliedern. Die Grenze zwischen der verschleppten und der autochthonen Trias liegt nicht bei 3830, sondern bei 3942 m vom Nordportal, d. h. näher beim Gasternmassiv als A. BUXTORF annahm. Der Kontakt des Carbons mit der unteren Triaslamelle ist tektonischer Natur (Fehlen der Quarzsandsteine der unteren Trias, Ruschelzone); das Carbon ist daher eine tektonisch selbständige Masse. Zwischen der autochthonen Triasbedeckung des Gasternmassivs und dem verkehrten Schenkel der Doldenhorn-Decke sind also drei getrennte tektonische Bauglieder, eine Carbonschuppe und zwei Triaslamellen, zu unterscheiden.

Was den genaueren Herkunftsort des Carbons betrifft, lässt sich den Ableitungen A. BUXTORF's nichts Wesentliches beifügen. Das Carbon muss nördlich des Jungfraukeils beheimatet gewesen sein, da es unter dem Verkehrtschenkel der Doldenhorn-Decke liegt, es muss aber ursprünglich südlich vom Lötschenpass gelegen haben, da die autochthone Trias nördlich davon noch einen intakten Mantel über dem Gasternmassiv bildet (vgl. H. v. TAVEL, 1937, 31, Fig. p. 68). Wie die Beobachtungen am Südrand des Gasternmassivs im Lötschbergtunnel gezeigt haben, liegt in der auf diese Weise definierten Zone der verkehrte Malm der Doldenhorn-Decke zum mindesten stellenweise unmittelbar auf dem Kristallin des Gasternmassivs, so dass die Verschleppung des Carbons von hier möglich gewesen ist. Es würde sich zudem um die Zone handeln, in welcher die westliche Fortsetzung des Carbonbandes zu suchen wäre, das weiter östlich das Gastern-Innertkirchner- vom Erstfelder-Teilmassiv trennt (vgl. E. HUGI, 1934, 14, Fasc. 2).

E. v. FELLENBERG hat 1893 (Lit. 13) von der Südabdachung des Gasternmassivs Carbonfunde erwähnt, die eine direkte Bestätigung für die Ableitung des Tunnelcarbons aus dieser Zone darstellen würden (vgl. auch A. BUXTORF, 1910, 8, p. 244). Diese Vorkommen sind aber von späteren Bearbeitern der Gegend (M. LUGEON, 1914, 20; B. SWIDERSKI, 1919, 30) nicht mehr erwähnt worden, und eine mikroskopische Nachprüfung einer von FELLENBERG gesammelten „Carbon"-Probe von der Kaufmannskumme am Lötschenpass (Museum Bern) und dreier von C. SCHMIDT stammender „Carbon"-Stücke von der Sattlegi (Museum Basel) auf ihre Zugehörigkeit zum Carbon hatte ein negatives Ergebnis; es handelt sich bei diesen Gesteinen mit grösster Wahrscheinlichkeit um unteren Dogger (Aalénien).

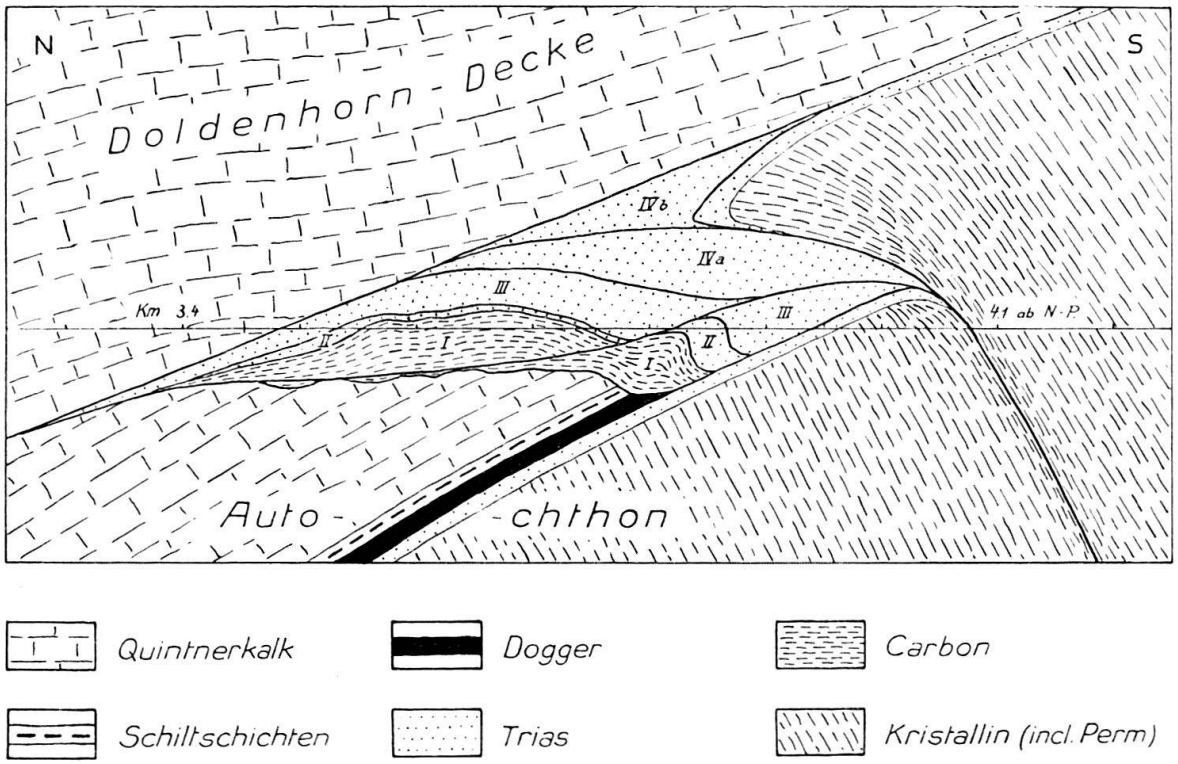


Fig. 2. *Schema der tektonischen Verhältnisse zwischen Gasternmassiv und Doldenhorn-Decke im Lötschbergtunnelprofil.*

Hypothetische Ergänzung des Tunnelbefundes.

I—IV = Verschleppte Massen: I = Carbonschuppe, II und III = untere und obere Triaslamelle des Lötschbergtunnels, IVa und IVb = höhere verschleppte Triasmassen (hypothetisch).

Dass die verschleppten Triaslamellen im Lötschbergtunnel vom Rücken des Gasternmassivs stammen müssen, wurde schon am Schluss des vorigen Kapitels begründet. Da sie heute über der Carbonmasse liegen, könnte man vermuten, sie seien ursprünglich südlicher als diese beheimatet gewesen. Es ist aber auch möglich, dass sie nördlicherer Abkunft sind; dann wäre zuerst das Carbon über ihren ursprünglichen Lagerungsort hinweg geschleppt worden, ehe auch sie abgerissen und dann über jenem aufgestapelt wurden.

Darüber, welche Verhältnisse über und unter der vom Lötschbergtunnel durchfahrenen Strecke angenommen werden müssen, fehlen direkte Anhaltspunkte. Ein Vergleich mit den nächsten aufgeschlossenen Stellen der fraglichen Zone im Osten und Westen lässt immerhin gewisse Schlüsse zu.

Dass das Kristallin im Hangenden der Tunnelstrecke über die Trias hinweg nach Norden übergreifen muss, kann nicht bezweifelt werden. J. KREBS (1925, 18, p. 59) vermutet, dass es sich bei dieser tektonischen Komplikation um die westliche Fortsetzung der Kristallin-Schuppe handelt, die im obersten Gasterntal zu beobachten ist; denn er konnte unter dieser Schuppe ebenfalls eine mächtige Triasanhäufung (im sog. Rückengraben) feststellen. Da diese Schuppe eine steil südfallende Unterfläche besitzt (vgl. auch E. TRUNINGER, 1911, 33), darf man für das Lötschbergtunnelprofil wohl dasselbe annehmen.

Zwischen den beiden Triaslamellen des Lötschbergtunnels und dem Kristallinkeil ergibt sich bei der Profilkonstruktion noch ein Raum, den man sich am wahrscheinlichsten wohl durch eine dritte Triasmasse (IV in Fig. 2) ausgefüllt denken muss, die bei der Bildung des Kristallinkeils in zwei Teile (IVa und IVb) getrennt worden sein könnte.

Schwieriger ist die Frage zu beantworten, welche Verhältnisse im Liegenden des Carbons in dem nach unten sich erweiternden Raume zwischen Massivoberfläche und Doldenhorn-Decke anzunehmen sind. Im Hintergrund des Lauterbrunnentals stellt sich über dem Nordabfall des Gasternmassivs mit gegen Norden rasch zunehmender Mächtigkeit der vollständige autochthone Sedimentmantel ein (vgl. Lit. 37). Dasselbe beobachtet man am Nordabfall des Aiguilles Rouges-Massivs (der westlichen Fortsetzung des Gasternmassivs) im Rhonetalquerschnitt (vgl. Lit. 38, 39). Es liegt deshalb nahe, für das dazwischen liegende Lötschbergprofil dieselben Verhältnisse anzunehmen. Vermutlich sind unter dem Carbonkomplex kaum noch weitere verschürfte Massen in grösserer Menge vorhanden, sondern das Carbon dürfte der autochthonen Serie, vorab dem Malm, mit tektonischem Kontakt diskordant aufruhen.

Das Carbon und die Triaslamellen des Lötschbergtunnels können somit als östliches Analogon zu den Kristallin- und Triasfetzen aufgefasst werden, die im Rhonetal unter der Morclesdecke liegen, mit dem Unterschied, dass im Lötschberggebiet die darüber transgredierenden Nummulitenschichten fehlen.

Anhang.

Bemerkungen über die palaeogeographischen Verhältnisse des zentralmassivischen Carbons.

Auf die Beschreibung der Carbongesteine im Abschnitt II möchte ich hier noch einige Ableitungen über die palaeogeographischen Verhältnisse zu ihrer Entstehungszeit folgen lassen.

1. Aus dem regellosen Wechsel von klastischen Gesteinsschichten verschiedenster Korngrössen und dem sehr reichlichen Gehalt an pflanzlichen Resten kann man wohl ohne grosse Bedenken auf Entstehung der Gesteinsfolge in kontinentalem Milieu schliessen, besonders da jegliche Merkmale mariner Sedimentation, seien es mineralische Neubildungen oder marine Organismenreste, fehlen. Diese Feststellung steht in Einklang mit der allgemein über das west- und mitteleuropäische obere Carbon herrschenden Ansicht.

2. Aus der Korngrössenverteilung[5]) kann man auf die Ablagerungsart schliessen. Wir stellten diesbezüglich zwei verschiedene Typen (A und B) fest. Die Ge-

[5]) Die Korngrössenverteilung konnte wegen der oft starken nachträglichen Umwandlungen der Carbongesteine leider nicht genau bestimmt, aber doch ziemlich gut abgeschätzt werden.

steine des Typus A haben die Korngrössenverteilung, wie sie die aus fliessendem Wasser abgesetzten Fluss-Schotter, -Sande und -Tone zeigen (vgl. TH. ZINGG, 1935, 34). Wir dürfen sie daher wohl ohne weiteres als Fluss- oder Bachablagerungen deuten. Dagegen scheint mir der Transport einer Korngrössenmischung, wie sie die Gesteine vom Typus B zeigen, durch fliessendes Wasser nicht möglich zu sein. Ein Mitschleppen der grossen Komponenten in einer wässerigen Aufschwemmung feinstkörnigen Materials ist nicht denkbar. Der Transport derselben kann nur in einem relativ zähflüssigen Medium erfolgt sein. Ich bin zur Überzeugung gelangt, dass es sich bei diesen Sedimenten — und zwar (wegen des Vorkommens aller Übergänge, vgl. p. 43) sowohl beim Typus IB als beim Typus IIB — um Schlammstrombildungen handeln muss. Dafür spricht (bei den Proben vom Typus IB) auch die Beobachtung, dass die darin vorkommenden grösseren Trümmer feinkörniger Sedimente gelegentlich mit der Grundmasse verfliessen, dass also während der Verfrachtung noch gar keine richtige Aufbereitung des Materials erfolgt war. Auch der Reichtum an kohliger (pflanzlicher) Substanz in diesen Bildungen scheint mir bezeichnend zu sein. Bei Flusstransport wäre Ausschlämmung und weitgehende Zerstörung der organischen Reste erfolgt. Bei dieser Deutung der Proben vom Typus B sind auch die Übergangsstufen zwischen Typus A und B (vgl. p. 43) verständlich. Je wasserreicher ein Schlammstrom ist, desto besser wird das Material aufbereitet, bis sich die für Flusstransport charakteristische Korngrössenverteilung einstellt[6]).

3. Die Häufigkeit von Schlammstrombildungen deutet auf relativ sehr kurze Transportwege hin. Abtragung und Akkumulation haben dicht nebeneinander stattgefunden, und infolgedessen können die Sedimentationsräume kaum sehr grosse Ausdehnung besessen haben. Auch diese Folgerung deckt sich mit den allgemeinen Anschauungen.

4. Die Häufigkeit der Schlammströme lässt ferner auf starke Durchnässung des Bodens durch Regenfälle schliessen. Der Reichtum an kohligen Substanzen in den Schlammassen spricht ausserdem für üppigen Pflanzenwuchs. Das damalige Klima muss also sehr feucht gewesen sein[7]).

5. Aus der Zusammensetzung der Gesteine vom Typus IA lässt sich entnehmen, dass das der Abtragung unterliegende Gelände in der Umgebung der Ablagerungsbecken im wesentlichen aus sauren Tiefengesteinen und kristallinen Schiefern bestand, dass es sich also um einen weitgehend abgetragenen Gebirgsrumpf ohne nichtmetamorphe Sedimente handelte. Es deckt sich diese Feststellung mit den Feldbeobachtungen über die Unterlage und die Umgebung der heute noch erhaltenen Carbonvorkommen.

---

[6]) Auf keinen Fall verdanken die Gesteine vom Typus B ihre charakteristische Korngrössenverteilung einer tektonischen Zertrümmerung, wie P. BECK (1912, 2) im eingangs (p. 36, 37) zitierten Abschnitt sagt; die klastische Struktur stammt mit Sicherheit bereits aus der Zeit der Sedimentation; der Einfluss der alpinen Tektonik beschränkt sich auf mehr oder weniger starke Schieferung und Streckung der carbonischen Trümmergesteine.

[7]) Nach noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen besteht die Möglichkeit, dass die Menge der „Grundmasse" (vgl. S. 39) in Sedimenten des Typus A von der Temperatur des transportierenden Wassers abhängig ist (grössere Sinkgeschwindigkeit kleiner Teilchen im wärmeren Wasser wegen geringerer innerer Reibung). Ist dies richtig, so wären die im Vergleich zu anderen Sedimenten des Typus A ziemlich grundmassereichen Carbongesteine in relativ sehr warmem Wasser gebildet worden; das Klima wäre also nicht nur feucht, sondern auch warm gewesen. Dies würde wiederum mit den allgemeinen Ansichten übereinstimmen.

6. Das Auftreten von Carbonsedimenttrümmern in den Bildungen der Typen IB und II zeigt, dass Teile der Carbonablagerungen schon im Verlaufe des Carbons wieder abgetragen wurden. Es deutet dies auf Heraushebung dieser Teile über die Erosionsbasis, möglicherweise also auf tektonische Bewegungen im Verlaufe des jüngeren Carbons hin. Wie mir Herr Prof. M. Reinhard mündlich mitteilte, haben ihn Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse des Carbons in der Gegend von Salvan zur gleichen Vermutung geführt.

7. Die Gesteine vom Typus II, die im wesentlichen aus quarzporphyrischem Material aufgebaut sind, zeigen uns, dass in der Umgebung der Sedimentationsbecken vulkanische Bildungen existiert haben. Dieselben müssen entweder älter oder gleich alt wie die Carbonsedimente sein. Da man in den Carbonzonen gelegentlich Wechsellagerung von Quarzporphyrbänken und Sedimenten, d. h. Porphyrdecken oder -Lagergänge, findet, ist das letztere wahrscheinlicher. Ob die vulkanische Tätigkeit die Sedimentation der Carbonbildungen überdauerte, kann auf Grund meiner Beobachtungen nicht beantwortet werden.

8. Worauf der rasche Wechsel von Schichten aus altkristallinem (Typus I) und Schichten aus quarzporphyrischem Trümmermaterial (Typus II) beruht, ist nicht ganz klar. Man könnte an abwechselnde Einschwemmung aus verschieden zusammengesetzten Erosionsgebieten denken. Wahrscheinlicher aber hängen die Zwischenlagen von vulkanischem Material mehr oder weniger direkt mit Eruptionen zusammen, sei es, dass es sich um rein vulkanisch erzeugte Schlammströme oder um nachträgliche Abspülung frischer Tuff- und Lavadecken handelt. Die letztgenannte Entstehungsart dürfte nach meinem Dafürhalten wegen der oft starken Durchmischung von vulkanischem und nichtvulkanischem Material[8]) im allgemeinen im Vordergrund stehen; manche „Tuffe" des Maderanertals (Tscharren, unteres Furkeli, vgl. P. Pflugshaupt, 1927, 24, p. 341—346) sind aber wohl doch als vulkanische Schlammstrombildungen zu deuten, da mit ihnen vergesellschaftet auch Lagen von „echten" Quarzporphyr-Tuffen vorkommen, deren Material allem Anschein nach weder durch fliessendes Wasser noch in Schlammströmen umgelagert worden ist.

Die vorliegende Arbeit wurde für das Naturhistorische Museum in Basel, z. T. im Museum selbst, zum grösseren Teil aber im Mineralogischen Institut Basel ausgeführt. Am Schlusse angelangt möchte ich nicht verfehlen, allen denjenigen zu danken, die mich bei der Durchführung unterstützten. In erster Linie gebührt mein Dank den Mitgliedern der Basler Museumskommission und besonders ihrem Präsidenten, Herrn Dr. W. Bernoulli, für die Gewährung finanzieller Beihilfe. Sodann bin ich besonders Herrn Prof. A. Buxtorf für die Überlassung seiner Aufzeichnungen und für zahlreiche Ratschläge und Hinweise zu Dank verpflichtet. Danken möchte ich ferner Herrn Prof. M. Reinhard, Herrn Dr. A. Rittmann, Herrn Dr. O. Grütter und Herrn Dr. L. Vonderschmitt in Basel, Herrn Prof. P. Arbenz †, Herrn Prof. H. Huttenlocher, Herrn Dr. E. Gerber, Herrn Dr. H. Günzler-Seiffert in Bern und Herrn A. Regli in Erstfeld für die Überlassung von Vergleichsmaterial, von Zeichnungen und Notizen, für Ratschläge und sonstige Hilfe.

---

[8]) Die Carbonschieferstücke in den „Tuffen" des Maderanertals sind meiner Ansicht nach nicht durch vulkanische Explosionen dem porphyrischen Tuffmaterial beigemengt worden, wie dies P. Pflugshaupt (Lit. 24) annimmt, sondern erst nachträglich bei der Bildung der Schlammströme hineingeraten.

Zitierte Literatur.

1. ADRIAN, H., Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland. — Eclogae geol. Helv. 13, p. 238, 1915.
2. BECK, P., Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. — Eclogae geol. Helv. 12, p. 65, 1912.
3. BERNER ALPENBAHN-GESELLSCHAFT (Bern–Lötschberg–Simplon), Quartalberichte an das eidg. Post- und Eisenbahndepartement über den Stand der Arbeiten der Berner Alpenbahn (Frutigen–Brig). — Bern, 1906—1913.
4. BERNER ALPENBAHN-GESELLSCHAFT (Bern–Lötschberg–Simplon), Schluss-Bericht an das eidg. Post- und Eisenbahndepartement über den Bau des Lötschbergtunnels der Berner Alpenbahn 1906—1913. — Bern, 1914.
5. BRUDERER, W., Les sédiments du bord septentrional du Massif de l'Aar du Trias à l'Argovien. — Bull. lab. géol. .. univ. Lausanne N° 37, 1924.
6. BRÜCKNER, W., Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri), eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge. — Verh. Natf. Ges. Basel 48, p. 77, 1937.
7. BRÜCKNER, W., Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. — Eclogae geol. Helv. 34, p. 117, 1941.
8. BUXTORF, A., Geologische Prognose für den nördlichen Teil des neuen Trace des Lötschbergtunnels, bis Kilometer 8 vom Nordportal. Hiezu einige Bemerkungen über den bisherigen Befund. — Verh. Natf. Ges. Basel 21, p. 222, 1910.
9. CADISCH, J., Geologie der Schweizeralpen. — Zürich, 1934.
10. DUPARC, L. et E. RITTER, Les formations du Carbonifère et les quartzites du Trias dans la région N.-W. de la première zone alpine. Etude pétrographique. — Mém. soc. phys. et hist. nat. Genève 32, 1re partie, N° 4, 1894.
11. DUPARC, L. et E. RITTER, Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch. — Arch. sci. phys. et nat. Genève III, vol. 33, 1895.
12. ESCHER, B. G., Über die prätriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). Mit einem Anhang über das Scheidnössli bei Erstfeld im Reusstal und das Carbon von Manno bei Lugano. — Amsterdam, 1911.
13. FELLENBERG, E. v., Beschreibung desjenigen Teiles von Blatt XVIII, welcher zwischen dessen Nordrand, dem Südabsturz der Blümlisalpkette (von Gastern bis ins Lauterbrunnental) und der Rhone liegt. Mit petrographischen Beiträgen von C. SCHMIDT. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz 21, I, 1893.
14. Geologischer Führer der Schweiz. — Herausg. v. d. Schweiz. geol. Ges., Basel, 1934.
15. GERBER, E., Über Facies und Deckenbildung zwischen Kiental und Lauterbrunnental. — Mitt. Natf. Ges. Bern, 1909.
16. HUBER, K., Geologie der Sattelzone bei Adelboden. — Mitt. Natf. Ges. Bern, p. 21, 1933.
17. HÜGI, TH., Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. — Schweiz. min. petr. Mitt. 21, p. 1, 1941.
18. KREBS, J., Geologische Beschreibung der Blümlisalp-Gruppe. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 54, III, 1925.
19. LOTZE, R., Beiträge zur Geologie des Aarmassivs. Untersuchungen über Erstfelder Gneise und Innertkirchener Granit. — Ztschr. Deutsch. Geol. Ges. 66, p. 217, 1914.
20. LUGEON, M., Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 30, Fasc. I, 1914.
21. MORGENTHALER, H., Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. — Eclogae geol. Helv. 16, p. 179, 1921.
22. MÜLLER, F., Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen (Berner Oberland). Mit Beiträgen von P. ARBENZ. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF. 74, 1938.

23. Oulianoff, N., Le massif de l'Arpille et ses abords. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 54, II, 1924.

24. Pflugshaupt, P., Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. Petrographisch-geologische Untersuchungen im Gebiete des Bristenstockes. — Schweiz. min. petr. Mitt. 7, p. 321, 1927.

25. Quervain, F. de, Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. — Schweiz. min. petr. Mitt. 8, p. 1, 1928.

26. Rohr, K., Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs (zwischen Wendenjoch und Wetterhorn). — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F. 57, I, 1926.

27. Scabell, W., Beiträge zur Geologie der Wetterhorn-Schreckhorn-Gruppe (Berner Oberland). — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F. 57, III, 1926.

28. Schmidt, C., Geologisch-petrographische Mitteilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. — Neues Jahrb. f. Min. . ., Beilbd. 4, p. 388, 1886.

29. Staub, W., Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F. 32, 1911.

30. Swiderski B., La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F. 47, I, 1919.

31. Tavel, H. v., Stratigraphie der Balmhorngruppe mit Einschluss des Gemmipasses (Berner Oberland). — Mitt. Natf. Ges. Bern, Jahr 1936, p. 43, 1937.

32. Tobler, A., Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. – Verh. Natf. Ges. Basel 12, p. 25, 1897.

33. Truninger, E., Geologisch-petrographische Studien am Gasternmassiv. — Mitt. Natf. Ges. Bern, 1911.

34. Zingg, Th., Beitrag zur Schotteranalyse. — Schweiz. min. petr. Mitt. 15, p. 39, 1935.

Karten.

35. Lugeon, M., Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. — 1 : 50000. — Spez.-Karte Nr. 60, herausg. v. d. geol. Komm. S.N.G., 1910.

36. Swiderski, B., Carte géologique de la partie occidentale du massif de l'Aar (entre la Lonza et la Massa). — 1 : 50000. — Spez.-Karte Nr. 89, herausg. v. d. geol. Komm. S.N.G., 1919.

37. Krebs, J., H. Adrian, H. Althaus, H. Stauffer, A. Buxtorf, Geologische Karte der Blümlisalpgruppe. — 1 : 25000. — Spez.-Karte Nr. 98, herausg. v. d. geol. Komm. S.N.G., 1925.

38. Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25000. Blatt 483, St. Maurice, von E. Gagnebin, F. de Loys, M. Reinhard, M. Lugeon, N. Oulianoff, W. Hotz, E. Poldini. — Erläuterungen von E. Gagnebin (M. Reinhard und N. Oulianoff). — Herausg. v. d. geol. Komm. S.N.G., 1934.

39. Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25000. Blatt 485, Saxon-Morcles, von M. Lugeon, E. Argand, N. Oulianoff, M. Reinhard, E. Poldini. — Erläuterungen von M. Lugeon und E. Argand. — Herausg. v. d. geol. Komm. S.N.G., 1937.

40. Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25000. Blatt 477bis, 478, 479, 480, Diablerets, von M. Lugeon. — Erläuterungen von M. Lugeon. — Herausg. v. d. geol. Komm. S.N.G., 1940.

Manuskript eingegangen den 29. Juni 1943.

Erläuterung zu Tafel II.

Das Profil A der Tafel ist ein vergrösserter Ausschnitt aus dem Gesamttunnelprofil von E. HUGI und E. TRUNINGER in 1 : 2000 (siehe p. 37). Es enthält — von den Schichtsignaturen abgesehen — keine Abänderungen.

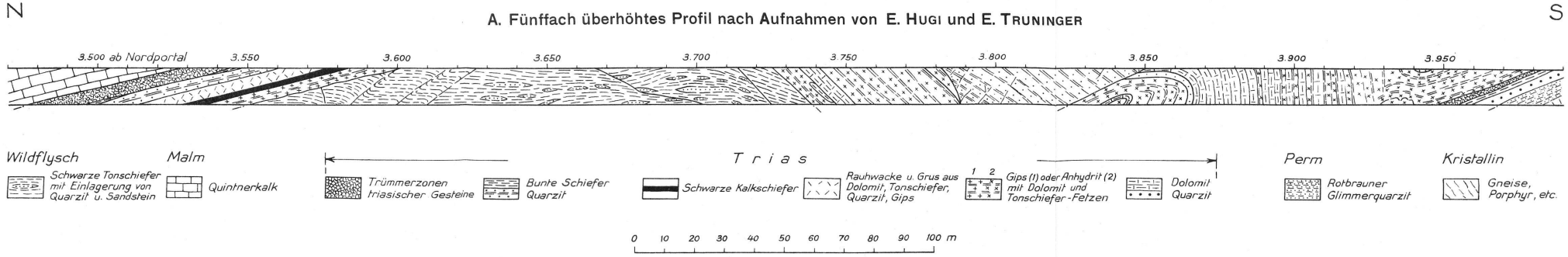
Das Profil B ist nach den detaillierten Aufnahmen von A. BUXTORF und von H. PREISWERK und C. SCHMIDT in 1 : 200 gezeichnet. Im südlichen (von Preiswerk und Schmidt stammenden) Abschnitt dieses Profils wurden einige Ergänzungen angebracht, die dem Profil von HUGI und TRUNINGER und Angaben derselben in den Quartalberichten (Lit. 3) entnommen sind. Es handelt sich um folgende Stellen:

Km 3740: Ergänzung der pyritführenden Schiefertone an der Basis des 3. Triaskomplexes.
Km 3745–50: Ausscheidung von reinem Dolomit in der Anhydrit-führenden Schichtabteilung des 4. Triaskomplexes.
Km 3845–55: Darstellung der Umbiegung im 5. Triaskomplex.
Km 3865: Ausscheidung des Quarzsandsteins der oberen Trias.
Km 3865–3925 und 3930–40: Darstellung der Schichtung im 6. Triaskomplex.
Km 3940: Ausscheidung der Synklinale von Quarzsandstein der oberen Trias.

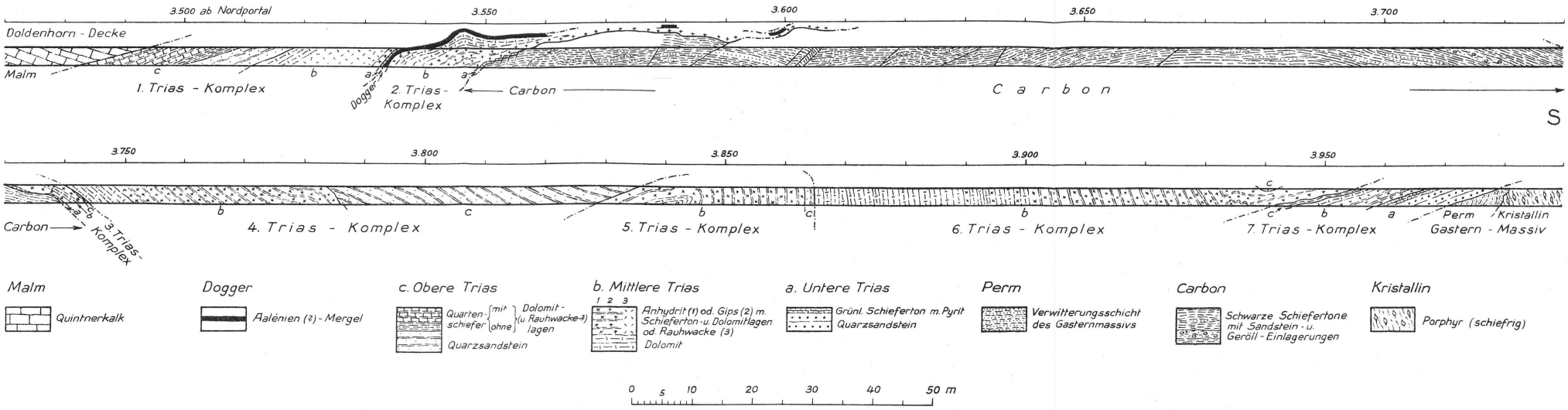
Neu gegenüber den Darstellungen von BUXTORF, PREISWERK und SCHMIDT ist einzig die Unterscheidung der sieben Triaskomplexe und die Abtrennung der zwischen dem 1. und 2. Trias komplex liegenden „schwarzen Kalkschiefer" des Aalénien (?) von der Trias.

Geologische Profile des Lötschbergtunnels für die Strecke km 3,470 bis 3,990 ab Nordportal

A. Fünffach überhöhtes Profil nach Aufnahmen von E. Hugi und E. Truninger



B. Detailliertes Profil nach Aufnahmen von A. Buxtorf (km 3,470 – 3,685) und von H. Preiswerk & C. Schmidt (km 3,685 – 3,990) mit wenigen Ergänzungen (siehe Erläuterungen)



WASSERMANN A. G. BASEL