

Ausgegeben im November 1910.

Die Adamellogruppe,

ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung
und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen.

Von

WILHELM SALOMON in Heidelberg.



II. Teil:

(Quartär. Intrusivgesteine.)

Mit 3 Lichtdrucktafeln (Nr. IX–XI) und 7 Zinkotypien im Text.

ABHANDLUNGEN DER K. K. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT. BAND XXI, HEFT 2.

Preis: 12 Kronen.

WIEN 1910.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. LECHNER (Wilh. MÜLLER)

k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhandlung.

Inhaltsverzeichnis des zweiten Teiles.

	Seite
E. Quartär	435
Allgemeine Bemerkungen und historische Notizen	435
I. Diluvium	436
1. Akkumulation während der Diluvialzeit	436
a) Grundmoränen	436
b) Stirnmoränen. Ufermoränen, Erratische Blöcke	438
c) Verfestigte Moränen	439
d) Talverlegung durch Moränenverstopfung	440
e) Drums	440
f) Schotter	440
g) Schuttkegel und Bergstürze	440
2. Glazialerosion	441
a) Ist die Gletschererosion ein bedeutender Faktor in der Gestaltung der Gebirgsformen?	442
b) Wie ist der Mechanismus der Gletschererosion aufzufassen, das heißt wie sind die mechanischen Vorgänge bei der Gletschererosion zu deuten?	443
c) Welches sind die glazialen Formen der Adamellogruppe und in welcher Beziehung stehen sie zu den in der Behandlung der zweiten Frage unterschiedenen Typen der Gletschererosion?	451
α) Gletscherschliffe, -Schrammen und -Töpfe	452
Subglaziale Schluchten	452
β) Seen	454
Subglaziale Schluchten	456
Lötschberg-Einbruch	457
γ) Kare	461
Trichterlare	466
δ) Talstufen (Kartreppen, Seetreppen)	466
ε) Längsleisten (= Terrassen, Trogböden, Trogschultern, Resten alter Talböden) (Heßsche Hypothese)	472
ζ) Übertiefung und Hängetäler	476
η) Gabelung der Gletschertäler nach unten (Seegabelung, Diffluenz)	478
θ) Fjordformen der Haupttäler	480
II. Alluvium	481
1. Erosion und Verwitterung während des Alluviums	481
a) Verwitterung durch Frostsprengung	481
b) Chemische Verwitterung	482
c) Chemische Auflösung (Höhlen)	482
d) Einfluß selektiver Verwitterung auf Paßbildung und Kammstufen	483
e) Unterirdische Zirkulation des Wassers	483
f) Riesentöpfe	484
g) Erdpyramiden	484

	Seite
2. Akkumulation während des Alluviums . . .	484
a) Schuttkegel und Halden	484
b) Firnmoränen	485
c) Sinter und Sinterbreccien	486
II. Intrusivgesteine.	
A. Tonalitmassiv	487
1. Nebengesteinseinschlüsse im Tonalit	487
a) Aufzählung von 46 Örtlichkeiten mit Tausenden von Einschlüssen	487
b) Allgemeine Ergebnisse	489
2. Tonalitapophysen im Nebengestein	490
a) Aufzählung von 63 Örtlichkeiten mit vielen Hunderten von Apophysen	490
b) Ergebnisse	495
α) Zahl der Apophysen	495
β) Natur des Nebengesteines	495
γ) Weitgehende Durchdringungen des Nebengesteines	495
δ) Stratigraphisches Niveau des Nebengesteines	495
ε) Form und Mächtigkeit der Apophysen	495
ζ) Geologische Orientierung	496
η) Alter der Intrusionen	496
θ) Petrographisches	496
ι) Resorption	496
3. Tonalitfazies im Massiv	497
a) Kerntonalit = Normaltonalit	497
b) Saurere Randfazies	498
c) Biancotonalit	500
d) Pyroxenführender Tonalit	500
e) Riesentalit	500
f) Nadeltonalit	503
4. Aplite und Pegmatite des Tonalites	503
a) Gegenseitiges Verhältnis von Aplit und Pegmatit	503
b) Mächtigkeit	505
c) Grenze gegen den Tonalit	506
d) Varietäten	506
e) Schmale Wülste und Leisten auf angewitterten Felsflächen	507
f) Erzführung	507
g) Nebengesteine und Abstand der Gänge vom Massiv	507
h) Geologische Orientierung	508
5. Apophysenfazies des Tonalites	508
6. Schlierenknödel (= „basische Ausscheidungen“ = allochthone Lazerationssphäroide)	509
a) Formen	509
b) Begrenzung	510
c) Häufigkeit und Verteilung	511
d) Altersverhältnis	511
e) Entstehung	511
Namen	512
Differentiation am Urort	514
Primärsphäroide	515
7. Tonalitgneiß	515

	Seite
8. Klüftung und Bankung des Tonalites	519
a) Gründe für die Auffassung der meisten Tonalitklüfte als primäre Kontraktionsfugen	520
b) Die Dicke der Tonalitbänke	521
c) Kombinierung mehrerer Klüftsysteme	522
d) Konstanz der Orientierung	522
e) Verhalten der Klüftung zur primären Grenzfläche des Ethmolithes	522
f) Entstehung der Klüftbarkeit und der Klüftung	523
g) Zusammenhang zwischen Klüftung und Talbildung	526
9. Resorption und Injektion	526
B. Sabbionediorit	527
1. Gänge in den Nebengesteinen	528
2. Schollen der Rendenaschiefer im Sabbionediorit	528
3. Injektion und Resorption	528
4. Schlierenknödel = Lazerationssphäroide	529
5. Aplite und Pegmatite	529
6. Dunkle Ganggesteine	529
7. Klüftung	530
8. Schieferung	530
9. Das Verhalten des Sabbionediorites zum Tonalit	530
(Die Lagerungsform wird erst im dritten Heft besprochen werden.)	
C. Gangförmige dunkle Eruptivgesteine (= „Porphyrite“)	532
Tabellarische Übersicht über die mir bekannten und die von anderer Seite beschriebenen Vorkommnisse	533
1. Zahl der dunklen Gänge	578
2. Mächtigkeit der Gänge (und Intrusionsgeschwindigkeit)	578
3. Geologische Orientierung der Gänge	580
4. Nebengestein	583
5. Alter der Gänge	585
Alter der analogen südalpiner Gänge außerhalb des Adamellogebietes	586
Nordalpine Vorkommnisse	589
6. Petrographische Stellung der dunklen Gangformation des Adamello	590
a) Spaltungsvorgänge	591
b) Reihenfolge der Spaltungsgesteine im Adamellogebiet	595
c) Differentiation am Urort	595
d) Deutung der Aplite	596
e) Schematische Zeichnungen der Differentiationen	596—597

Nachträge.

Bemerkungen zu Trener	599
Leith, Becker (G. F.), Erdmannsdörffer	602
Böhm (G.)	602
T. G. B. (? Bonney)	602
Tornquist	603
Tilmann	603

Verzeichnis der im zweiten Teile enthaltenen Abbildungen.

I. Tafeln hinter dem Text¹⁾.

- Taf. IX. Das Mösele vom Schönbichlerhorn. Aktives Kar im Möselestadium. (Aufnahme von Würthle & Sohn.)
Taf. X, Fig. 1. Finsteraarhorn (vom Gipfel des Schreckhorns) mit aktiven Karen. (Aufnahme von Th. v. Wundt.)
Taf. X, Fig. 2. Frisch erbaute Straßenmauer bei Tione mit verschiedenen Tonalitfazies, Lazerations-sphäroiden, Aplitgang und Sabbionediorit.
Taf. XI, Fig. 1. Frisch erbaute Straßenmauer bei Tione mit verschiedenen Tonalitfazies und Lazerations-sphäroiden.
Taf. XI, Fig. 2. Ebenso mit Kerntonalit, Tonalitgneis, ausgezogenen Lazerations-sphäroiden und Biotitaplitgängen.

II. Figuren im Text.

- Fig. 92. Schema der glazialen Aushebung von Blöcken am Hornkees (Zillertal). (Del. W. Spitz.) Pag. 448.
Fig. 93. Schema der Entstehung eines Difffluenzspornes und Difffluenz-Inselberges durch Gletscher-erosion. Pag. 479.
Fig. 94. Oberfläche eines Tonalitblockes in der unteren Val di Breguzzo mit einem Schlierenknödel, Pegmatit- und Aplitgängen. Pag. 504.
Fig. 95. Block zwischen Tione und dem Fluß am Wege nach Zuclò. Aplit- und Pegmatitgänge im Tonalit. Pag. 505.
Fig. 96. Schema der Anordnung der den isothermalen Flächen entsprechenden Klüfte in einem Ethmolithen. Pag. 525.
Fig. 97. Schema der Differentiation eines Tiefengesteines (Urort und Erstarrungsort). Pag. 596.
Fig. 98. Vollständigeres Schema der Differentiation eines Tiefengesteines. Pag. 597.

¹⁾ Im Text sind durch ein Versehen die Tafeln IX und X stets umgekehrt bezeichnet.

Die Adamellogruppe,

ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung
und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen.

Von

Wilhelm Salomon in Heidelberg.

Teil II.¹⁾

(Quartär, Intrusivgesteine.)

Mit 3 Lithdrucktafeln (Nr. IX—XI) und 7 Zinkotypen im Text.

E. Quartär.

Wie auf pag. 23—24 auseinandergesetzt, habe ich während mehr als der Hälfte meiner Aufnahmezeit die Absicht gehabt, eine völlig abgedeckte geologische Karte zu liefern. Unter diesen Umständen und bei den Zielen, die ich überhaupt bei den Aufnahmen verfolgte, habe ich die Kartierung der quartären Bildungen sehr vernachlässigt. Ich hebe daher auch an dieser Stelle hervor, daß meine kartographische Eintragung dieser Bildungen der schwächste und unzuverlässigste Teil der ganzen Arbeit sein dürfte.

Die Erforschung des Diluviums im Adamellogebiet hat eine lange Geschichte, über die man Pencks mittlerweile erschienene Beschreibung des Oglio- und Etschgletschers vergleichen wolle²⁾.

Große Verdienste um die Erforschung des Ogliogletschers erwarben sich namentlich G. de Mortillet, Stoppani, Varisco, Amighetti, Cozzaglio, Taramelli, Baltzer, Moebus, Salmojrighi und in neuerer Zeit Cacciamali, den Penck noch nicht zitiert³⁾. Aber die meisten Feststellungen dieser Autoren beziehen sich auf die Region des Iseosees und nicht auf das Adamellogebiet selbst. Nur Cozzaglio und Moebus haben auch über dieses eine größere Anzahl von Angaben gemacht. Ich selbst habe 1890 und 1900 einige Beobachtungen über die Verbreitung von Moränen und Gletscherschliffen sowie über die Glazialerosionsformen (in der

¹⁾ Bei dem Umfang, den auch dieser zweite Teil angenommen hat, erschien es mir wünschenswert, die Abschnitte über die Tektonik des Massives und das Alter der Intrusionen mit einigen Nachträgen und den Registern als einen besonderen dritten Teil herauszugeben. Dieser wird aller Wahrscheinlichkeit nach in wenigen Monaten zum Drucke kommen können.

²⁾ Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. III., Leipzig 1909, pag. 823—953. Die betreffenden Abschnitte erschienen schon April 1906, bzw. Juli 1907, bzw. April 1908.

³⁾ G. B. Cacciamali: L'anfiteatro morenico Sebino. Commentari dell'Ateneo di Brescia. 1907, pag. 32—79.
Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe. (Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, XXI. Band, 2. Heft.) 58

Val d'Avio) mitgeteilt und in dem ersten Hefte dieser Arbeit eine große Anzahl von Feststellungen veröffentlicht. Im Jahre 1904 hat H. Hess in seinem Werke über „die Gletscher“¹⁾ auf Grund der Literatur und vor allen Dingen der topographischen italienischen Karten in 1:50.000 gerade den Ogiogletscher zum Gegenstande seiner Untersuchungen gemacht, ohne das Gebiet indessen selbst besuchen zu können. Ja, er hat auf seiner Karte IV versucht, die Entwicklung des Ogiogletschers durch die vier Eiszeiten hindurch bis zur Gegenwart kartographisch darzustellen. Da dieser Versuch mit der Hess'schen Trog-Hypothese steht und fällt, werde ich erst bei dem betreffenden Abschnitt darauf zurückkommen. Ich bemerke aber hier bereits, daß ich auch bei meinen letzten Revisions-touren (1904) das Hess'sche Buch noch nicht benützen konnte und somit leider nicht imstande war, an Ort und Stelle seine Darlegung nachzuprüfen.

Auch für den Sarca- und Chiese-gletscher verweise ich auf Pencks Darstellung der älteren Literatur und hebe hier nur hervor, daß sich zahlreiche Männer besondere Verdienste um die Erforschung der beiden Gletscher erworben haben. Es sind vor allen Dingen: Trinker, Stoppani, Taramelli, G. de Mortillet, Lepsius, Vacek, Sacco, Cozzaglio, aber auch noch viele andere. Auch hier wurde indessen analog wie beim Ogiogletscher das Hauptinteresse meist der Gardaseeregion und nicht dem eigentlichen Adamellogebiet gewidmet.

Erst nach Vollendung des Manuskriptes zum ersten Hauptteil (pag. 26—307) meiner Arbeit wurde mir Pencks ausgezeichnete, bereits zitierte Schilderung zugänglich. Sie vereinigt eine große Anzahl in der Literatur zerstreuter sowie neuer Beobachtungen zu einem geschlossenen Gesamtbilde und beleuchtet auch die Hess'sche Darstellung bereits kritisch. Einige meiner im lokalen Teile veröffentlichten Beobachtungen hat Penck ebenfalls, aber natürlich ganz unabhängig von mir gemacht. Im übrigen bemerke ich, daß ich es im höchsten Maße bedauere, eine derartige zusammenfassende Darstellung nicht schon während meiner Begehungen zur Verfügung gehabt zu haben und überhaupt infolge meines ganzen Entwicklungsganges für das Diluvium erst in neuerer Zeit Interesse gewonnen zu haben. Ich habe infolge dieser beiden Mängel auf zahlreiche Erscheinungen überhaupt nicht oder zu spät geachtet, andere nicht sorgfältig genug studiert. Ich bekenne daher mit einer gewissen Beschämung, statt einer geschlossenen Darstellung im folgenden vielfach nur unzusammenhängende Notizen bieten zu können.

I. Diluvium.

1. Akkumulation während der Diluvialzeit.

a) Grundmoränen.

Diluviale Grundmoränen sind im Adamellogebiet in weiter Verbreitung erhalten und erreichen oft erhebliche Mächtigkeiten. Im lokalen Teile sind zahlreiche derartige Vorkommnisse beschrieben. Hier sei nur noch einmal auf einige besonders wichtige Punkte und auf die spärlichen Angaben bei Moebus (1901, pag. 18) hingewiesen.

Enorme Mächtigkeit und große Ausdehnung erreichen die vom Haupttal-gletscher abgelagerten Grundmoränen im Zumellakessel oberhalb Paspardo und im Zusammenhang damit auf der Hochfläche, die sich südlich vom Tredenustal an die NW-Abdachung des Badile anschließt. Oberhalb Lognètt findet sich, wie auf pag. 59 beschrieben ist, Grundmoräne des Haupttal-

¹⁾ Braunschweig bei Vieweg.

gletschers noch in 1640 *m* Höhe. Es ist das der höchste Punkt, von dem sie mir überhaupt im Oglitale unterhalb Edolo bekannt ist.

Im Pogliatale und bei Saviore werden sehr beträchtliche Areale von Moränen bedeckt. Ebenfalls recht erhebliche Ausdehnung erreichen die alten Grundmoränen von Boscavegno bei Edolo, 300 *m* über dem Oglio. Ich habe sie bereits 1890¹⁾ zusammen mit anderen Glazialerscheinungen beschrieben und auf die sonderbaren, durch Wassererosion in ihnen entstandenen Kämme hingewiesen. Eine meiner Photographien ist von Kayser in seinem Lehrbuch der Geologie reproduziert worden²⁾.

Der ganze Kessel von Mola, 1000 *m* über dem Oglio bei Edolo, ist von ausgedehnten Grundmoränen bedeckt, deren Höhenlage, 1600–1700 *m* über dem Meere, Interesse verdient. Die Moränen und Rundhöckerformen längs des von Edolo zum Apricapasse führenden Tales deuten auf das Überströmen des Addagletschers in den Ogliebereich (pag. 126).

Ein ebenfalls bedeutendes Grundmoränengebiet ist der Tonalepaß mit der Nordflanke des obersten Vermigliotales. Hier verdient die Häufigkeit der Blöcke des nur auf der Südseite anstehenden Tonalites insofern Interesse, als sie zeigt, daß der Eisstrom vom Adamellogebiet her nach Norden gerichtet war und am Tonale wohl nach Osten und Westen abfloß. Ein Überströmen des Eises von der Vermiglio- nach der Oglieseite oder umgekehrt ist bisher wenigstens nicht nachgewiesen.

Das weitaus größte Grundmoränengebiet innerhalb der Adamellogruppe ist die N- und O-Flanke der NO-Ecke bei Dimaro. Dort sind sowohl im Nocetal wie im Gebiete des Meledrio und des Sarcaflusses unterhalb Campiglio auf weite Strecken die Gesteine des älteren Gebirges völlig verdeckt. Die Sulzberggesteine sind in großen Mengen südwärts transportiert; und zwar glaube ich Sulzberggesteine in solcher Zahl und Höhenlage bis auf die Hochfläche „Bocenago“ zwischen dem Campo-Carlo Magno bei Campiglio und dem obersten, O-gerichteten Meledriotale verfolgt zu haben, daß ich im Gegensatz zu Lepsius³⁾ und Penck⁴⁾ ein Überströmen des Sulzberggletschers in das obere Sarcagebiet annehme. (Vergl. pag. 148, 150, 151.)

Auf der Ostseite des Sarcatales enthält die dem Hange des Sabbione bis hoch hinauf angelagerte Grundmoräne massenhaft Tonalit und Tonalitgneis, obwohl beide Gesteine nur auf der Westseite des Tales anstehen (pag. 155 und Lepsius, pag. 146). Sehr ausgedehnte Moränen bedecken den Monte Pozzi westlich von Tione und verhüllen den Untergrund nördlich Roncone.

In der Val Battistella liegt Grundmoräne in mehr als 800 *m* Höhe über dem Haupttalniveau bei Creto.

In der Valbuona di Daone sind weite Flächen unterhalb der Malga (1746 *m*) von Grundmoräne bedeckt. (Niveau des Haupttales etwas über 900 *m*.)

Ausgedehnte Moränenbedeckung besitzt die Westabdachung des Monte Melino bei Prezzo.

Auf dem schmalen Kämme des Dosso del Termine konnte ich die Grundmoräne des Haupttalgletschers bis zu 1500 *m* Höhe nachweisen, während das Niveau des Haupttales dort (bei Civate) auf etwa 300 *m* sinkt.

¹⁾ Pag. 457, Moebus erwähnt sie auch. (1901, pag. 18.)

²⁾ Vergl. auch pag. 113–114 dieser Arbeit.

³⁾ Lepsius (1878, pag. 146) schrieb: „Die Wasserscheide von Madonna di Campiglio (5000') war auch für die Gletscher eine Scheide: jenseits floß der Nosgletscher zum Nonsberge ab.“

⁴⁾ Bd. III, pag. 861.

Auch unmittelbar nördlich von diesem Kamme, im Gebiete des Degnabaches, liegen gewaltige Grundmoränenmassen; und die Hochfläche von Nempláz ist ganz von Moränen bedeckt. Von Interesse ist die auf pag. 283 angeführte Beobachtung, daß in der Val delle Valli bis in weite Entfernung vom Haupttal und bis zu Höhen von 1075 *m* Moräne des Ogligletschers mit kristallinen Schiefen, Pegmatit und Tonalit auftritt.

An mehreren Stellen des lokalen Teiles sind Moränenterrassen beschrieben; ich erinnere an die auf pag. 130 geschilderten Terrassen zu beiden Seiten der untersten Val Grande di Vezza und an die auf pag. 32 erwähnte, aber nicht an Ort und Stelle untersuchte Terrasse der Casa del Dosso gegenüber Bienno. Bei der letzteren wäre es natürlich sehr wohl möglich, daß das Material nicht aus Moräne, sondern aus Schottern bestünde.

Soviel über die Grundmoränen im Adamellogebiet. Bei dieser Gelegenheit möchte ich aber auch hervorheben, daß ich, wie auf pag. 127 beschrieben, zwischen der großen Kehre der Belvederestraße (Veltina) und Trivigno Moräne des Addagletschers bis zu 1380 *m* Meereshöhe beobachtet habe. Da der benachbarte Apricapaß nur 1181 *m* hoch ist, so ist das eine neue Bestätigung für die längst bekannte Tatsache, daß der Addagletscher über den Apricapaß hinweg mit dem Ogligletscher in Verbindung trat¹⁾.

Es ist mir unmöglich gewesen, an den in sehr verschiedenen Höhenlagen über den Haupttälern erhaltenen Grundmoränen des Adamellogebietes und seiner Umgebungen irgendwelche Merkmale²⁾ zu finden, die auf Altersunterschiede deuteten und somit als Stütze für die Hess'sche Auffassung der Taltröge dienen könnten. Doch habe ich früher zu wenig darauf geachtet, als daß mein negativer Befund von größerer Bedeutung wäre.

Dagegen will es mir scheinen, als ob der meiner Meinung nach noch während der letzten Eiszeit erfolgte Transport von Veltliner Gesteinen ins Ogliotal, von Sulzberggesteinen ins Sarcatal schwer mit Hessens Vorstellung von der Bildung der Taltröge vereinbar ist. Dimaro liegt 766 *m* über dem Meere, die Paßhöhe bei Campiglio 1648 *m* hoch. Die Differenz beträgt also rund 900 *m*. Das Niveau der alluvialen Adda-Aue ist bei Tresenda 377 *m*, die Höhe des Apricapasses 1181 *m*. Differenz 800 *m*. Die Gletscher der Würmeiszeit mußten also, um imstande gewesen zu sein, die beiden Pässe zu überschreiten, wesentlich mächtiger als 900, beziehungsweise 800 *m* gewesen sein; oder meine Auffassung der betreffenden Moränen als Würmmoränen muß falsch sein. Ist sie aber richtig, so ist sie nicht mit der von Hess angenommenen Bildung der Taltröge vereinbar. Denn Hess sagt auf pag. 365: „Wir können die Schaffung der vier Tröge nicht Gletschern zuschreiben, welche die Täler von unten bis oben erfüllten, sondern müssen annehmen, vier Gletscher von stellenweise 300 bis 500 *m* Dicke haben nacheinander ihr Bett derartig bearbeitet“ usw.

Ein 500 *m* dicker Gletscher hätte weder den Apricapaß noch den Campo di Carlo Magno bei Campiglio überschreiten können.

b) Stirnmoränen. Ufermoränen, Erratische Blöcke³⁾.

Die großen diluvialen Stirnmoränen des Oglio-, Sarca- und Chiesegletschers liegen außerhalb der Adamellogruppe. Doch sind in dieser eine Anzahl von unbedeutenden Stirnmoränen erhalten, die den von Penck und Brückner beschriebenen Rückzugsstadien (Bühl, Gschnitz, Daun),

¹⁾ Man vergl. z. B. Cozzaglio's: *Paesaggi di Valcamonica*. (Brescia, 1895) pag. 171—172.

²⁾ Etwa in der Stärke der Verwitterung.

³⁾ Vergl. hier auch einige Angaben bei Moebus (1901, pag. 18).

beziehungsweise den zwischen diesen liegenden Schwankungen entsprechen. Was ich davon beobachtet und notiert habe, ist im lokalen Teile aufgeführt und sei hier nur kurz zum Vergleiche mit Pencks Darstellung erwähnt. Wohl die schönste Stirnmoräne dieser Art ist der auf pag. 131 beschriebene, auch auf G deutlich hervortretende Wall von Ponte di Legno. Penck (pag. 838) beobachtete ihn ebenfalls, führt ihn auf den Narcanello Gletscher zurück und rechnet ihn zum Gschnitzstadium.

Auf pag. 142 ist die alte Stirnmoräne von Volpaja im Vermigliotal und die alte Seitenmoräne von Velòn angeführt. Die erstere wird von Penck auf pag. 939 erwähnt, der Val Stavèl, und zwar dem Gschnitzstadium zugewiesen. Fraglich ist die Deutung des Grundmoränenhügels bei Bondo (pag. 177). Dagegen dürfte es sich bei dem auf pag. 184 beschriebenen Querwall in der Val d'Arnò um eine Stirnmoräne handeln.

Zweifellos gehören in dieselbe Kategorie auch die Moränen auf dem Muschelkalkriegel oberhalb Malga Bondolo und der talabwärts auf einen alten Seeboden folgende Riegel im Gelotal (pag. 256). Beide könnten ihrer Höhenlage nach bereits dem Daunstadium entsprechen. Vielleicht gehört zu einem Gletscher dieses Stadiums auch die auf pag. 292 erwähnte Lokalmoräne bei Campedelli.

Aufmerksam machen möchte ich bei dieser Gelegenheit auch auf den von Lepsius (pag. 146) beschriebenen Stirnmoränenwall bei Bedole in der Val di Genova, über den ich keine Aufzeichnungen habe und den Penck auch nicht erwähnt¹⁾.

An mehreren Stellen der Adamellogruppe finden sich in weiter Entfernung von den heutigen Gletschern, in erheblicher Höhe über dem Talboden und vielfach auf nichttonalitischem Untergrunde Anhäufungen von Tonalitblöcken. Sie sind zum Teil früher als Verwitterungsblöcke im Untergrunde anstehender Tonalitapophysen gedeutet worden (vergl. pag. 174). In Wirklichkeit dürfte es sich hier wohl meist, wenn nicht immer, um alte Ufermoränen der diluvialen Vergletscherungen handeln. Ich hebe hier nur die Vorkommnisse von Val di Breguzzo (pag. 174), Val San Valentino (pag. 168), Garda-Rino (pag. 99) und Lognett (pag. 59) hervor.

Über erratische Blöcke habe ich keine bemerkenswerten Beobachtungen gemacht. Einzelne Angaben sind im lokalen Teil (z. B. pag. 204) enthalten. Ich hebe aber hervor, daß Moebus' Beobachtung eines erratischen Blockes von „Adamellogranit“ am Monte Mesullo auf der linken Talseite nichts beweist, da der ganze Berg bis zu viel größeren Tiefen als der Fundort (1700 m) aus Tonalit besteht.

Wichtig ist dagegen Moebus' analoge Beobachtung von Marmor als erratischer Block auf der rechten Ogliaoseite am Monte Mignone in 1700 m Höhe und Cozzaglio's auf pag. 126. Fußnote 3 zitierte Beobachtung eines erratischen Blockes bei Corteno.

c) Verfestigte Moränen.

Ich habe keine Anzeichen dafür angetroffen, daß die stellenweise beobachteten verfestigten Grundmoränen andere Entstehung oder anderes Alter haben sollten als die lockeren. Ich möchte daher wenigstens bis auf weiteres glauben, daß die Verfestigung lediglich auf dem Auftreten kalkabsetzender Quellen oder Sickergräben beruht und keine größere Bedeutung beansprucht. Ver-

¹⁾ In einer mir jetzt zugehenden Rektoratsrede (Il paesaggio Lombardo, Pavia 1909, pag. 11) erwähnt Taramelli Rückzugsmoränen in der Nähe von Malonno in der Val Camonica. Ich habe leider keine Aufzeichnungen darüber und besinne mich auch nicht mehr auf Einzelheiten.

festigte Diluvialkonglomerate, zum Teil allerdings vielleicht alte Flußschotter, sind in dem lokalen Teile für eine größere Reihe von Punkten aufgeführt. Ich erinnere hier an das Dezzotal oberhalb Angolo (pag. 37), an den unteren Weg von Braone in die Val Pallobia (pag. 46 und 49), an die etwas gebankte, verfestigte Moräne von Niardo (pag. 49), an die Konglomerate der Val Bondone (pag. 185) und die verfestigte Moräne bei der Malga del Gelo (pag. 256).

d) Talverlegung durch Moränenverstopfung.

Auf pag. 27 ist gezeigt worden, daß der Ort Breno in einer alten Oglioschlucht liegt, die aller Wahrscheinlichkeit nach durch Grundmoräne verstopft und darum von dem subglazialen Flusse verlassen wurde.

Auf pag. 34 und 283 ist nachgewiesen, daß der Degnabach bei der Santella di Degna ursprünglich nordwestlich in dem jetzigen Tälchen von Pillo direkt zum Oglio floß. Die Aufhäufung gewaltiger Grundmoränenmassen, die heute noch einen zusammenhängenden Querriegel vom Cerreto nach Astrio bilden, zwang ihn fast rechtwinklig nach SW umzubiegen. Da die neue Talfurche im Zellenkalk verläuft, so dürfte dessen leichte Auflösbarkeit mit dazu beigetragen haben, den Vorgang zu erleichtern.

e) Drums.

Moebus (1901, pag. 19) zitiert bei Bienno eine „Perlenschnur von 10 Drums, jedes zirka 100 m über der Talsohle, in einem Abstand von 100—150 m voneinander, mit sandiger Grundmoräne bedeckt und bewachsen“. Offenbar versteht er aber, wie schon auf pag. 32, Fußnote 1 erläutert, im Gegensatz zu der üblichen Definition, unter Drums freistehende, mit dünnem Moränenüberzug versehene Rundhöcker, deren Kern von festem Fels gebildet wird. Ich kann daher weder die wesentlich aus Muschelkalk bestehenden Hügel von Bienno noch die wesentlich aus Edoloschiefern zusammengesetzten „Drums“ bei Edolo als solche anerkennen und habe in der ganzen Adamellogruppe meiner Erinnerung nach keine echten Drums gesehen.

f) Schotter.

Auf pag. 122 unten ist eine Beobachtung zitiert, die möglicherweise auf die Erhaltung diluvialer Schotter verweist. Die betreffende Ablagerung würde auf dem Boden eines Trogtales, hoch über der post-, beziehungsweise subglazialen Oglioschlucht liegen.

Ich kann es ferner nicht ausschließen, daß unter den vorher aufgeführten verfestigten „Moränen“ an vereinzelt Stellen Schotter aus Versehen mitaufgeführt seien. Doch reichen meine zum Teil schon sehr alten Notizen nicht aus, um das jetzt nachträglich, wie ich möchte, festzustellen.

Bei dem auf pag. 173 erwähnten und als diluvial bezeichneten Aufschüttungsplateau von Tione bin ich der Altersbestimmung nicht sicher. Vacek (vergl. Fußnote auf pag. 173) beschreibt es genauer und faßt es als Rest eines alten Seebodens auf.

g) Schuttkegel und Bergstürze.

Ich habe nicht die Überzeugung gewinnen können, daß die von mir untersuchten Schuttkegel und Bergstürze diluvialen Alters seien, will aber die Möglichkeit, daß einzelne Vorkommnisse so alt seien, nicht ausschließen. So ist zum Beispiel die auf pag. 196 angeführte Breccie von Praso vielleicht eine solche Ausnahme; und auch bei der auf pag. 38 erwähnten, aber nicht genauer untersuchten Terrasse von Erbanno sprechen einige Erwägungen für ein diluviales Alter.

2. Glazialerosion.

Im Jahre 1900 hatte ich einen Streifzug in das mir interessant gewordene Gebiet der Glazialerosion unternommen¹⁾ und dabei einige Gesichtspunkte herausgegriffen, die mir gerade auf Grund meiner Beobachtungen im Adamello besonders wichtig vorkamen. Ich hatte damals gehofft, im Rahmen der jetzt erscheinenden Monographie die Frage der Gletschererosion eingehend behandeln zu können. Es hindert mich aber jetzt mancherlei daran, diesen Plan auszuführen. Vor allen Dingen ist die schon damals außerordentlich umfangreiche Literatur über Gletschererosion mittlerweile dermaßen angeschwollen, daß eine auch nur einigermaßen gründliche Würdigung der wichtigeren Arbeiten weit mehr Zeit und Raum beanspruchen würde, als ich zur Verfügung habe. Dann würde eine gründliche und erschöpfende Behandlung der Frage eine reiche Ausstattung des Textes mit Bildern erfordern, wie ich sie mir versagen muß, nachdem die Direktion der k. k. geolog. Reichsanstalt schon für die Ausstattung des ersten Heftes sehr erhebliche Mittel aufgewandt hat. Unter diesen Umständen will ich auch an dieser Stelle nur wieder einige besonders wichtige Punkte behandeln und bitte es von vornherein zu entschuldigen, wenn ich von den zahlreichen bedeutenden Arbeiten der älteren und neueren Zeit nur einige wenige bespreche, beziehungsweise zitiere. Im übrigen findet man wenigstens die ältere Literatur bei Penck²⁾ und A. v. Böhm³⁾ genau zusammengestellt und zum Teil eingehend besprochen. Ebenso sind die allermeisten Gründe, welche die Gegner der Annahme kräftiger Gletschererosion vorzubringen pflegen, in den zitierten Werken erörtert und meiner Ansicht nach zutreffend widerlegt. Insbesondere ist es A. v. Böhm in seinem ersten zitierten Werk meiner Meinung nach vorzüglich gelungen, die Bedeutungslosigkeit der immer wieder gegen die Gletschererosion erhobenen Einwände zu erweisen. Aber auch in der neuen großen Monographie Pencks und Brückners⁴⁾, in den Darstellungen Eduard Richters⁵⁾, in Arbeiten von Hess⁶⁾, Davis⁷⁾, E. de Martonne und anderen Autoren sowie in meiner zitierten kleinen Arbeit ist ein so erdrückendes Material zugunsten der Glazialerosion vorgebracht, daß es eigentlich erstaunlich ist, daß die Antiglazialisten zum Teil noch immer in der Diskussion die alten, längst widerlegten Argumente ins Feld führen. Wer also Literatur über diese Fragen sucht, den verweise ich auf die genannten Arbeiten mit ihren ausführlichen Zusammenstellungen und zitiere und erörtere hier nur diejenigen Ausführungen, die mir im Rahmen meiner Besprechung ganz besonders wichtig erscheinen.

In dieser will ich von drei verschiedenen Gesichtspunkten ausgehen und möglichst getrennt die folgenden drei Fragen behandeln:

1. Ist die Gletschererosion ein bedeutender Faktor in der Gestaltung der Gebirgsformen?
2. Wie ist der Mechanismus der Gletschererosion aufzufassen?

¹⁾ Salomon, 1900, I., pag. 117 und f.

²⁾ Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882, pag. 368—411.

³⁾ Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A., 1885, 35. Bd., pag. 429—612. — Geschichte der Moränenkunde. Wien 1901, pag. 15—16, 51—52 und an vielen anderen auf pag. 315 des betreffenden Werkes angeführten Stellen.

⁴⁾ Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.

⁵⁾ Besonders „Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen“. Ergänzungsheft 132, von Petermanns Mitteil. Gotha 1900.

⁶⁾ Die Gletscher. Braunschweig 1904.

⁷⁾ Glacial Erosion in the Valley of the Ticino. Appalachia IX. 2. März 1900, pag. 136—156 und: The Sculpture of Mountains by glaciers. Scottish Geograph. Magaz. Februar 1906.

3. Welches sind die glazialen Formen der Adamellogruppe und in welcher Beziehung stehen sie zu den bei der Behandlung der zweiten Frage unterschiedenen Typen der Gletschererosion?

Erste Frage.

a) Ist die Gletschererosion ein bedeutender Faktor in der Gestaltung der Gebirgsformen?

Wie ich auf pag. 252 angegeben habe, betrat ich die Adamellogruppe und beging sie viele Jahre lang als ein ausgesprochener Gegner der Glazialerosion. Ich huldigte den Anschauungen, die Heim in seiner ja in vielen Beziehungen vorzüglichen Gletscherkunde vertrat, die Rothpletz in seinen lehrreichen Vorlesungen, auf seinen Unterrichtsausflügen und in seinen Spezialarbeiten verfocht, die Lepsius erst in allerneuester Zeit wieder zum Ausdruck gebracht hat. Jeden einzelnen See zum Beispiel behandelte ich, wie das die Antiglazialisten zu tun pflegen, als ein Einzelphänomen, rechnete mit der Möglichkeit besonderer Verwerfungen, lokaler Falten, des Einsinkens der bergwärts gelegenen Talstücke, chemischer Erosion usw. Aber in vielen Fällen versagten alle diese Erklärungsversuche. Ich sah den ganz in den Tonalit eingesenkten Lago della Vacca (pag. 252) mit seinem Rundhöckerriegel und „seinen zahlreichen unregelmäßig geformten und verteilten, aber gleichfalls glazialabgeschliffenen Inselchen“. Ich bemühte mich vergebens, im oberen Cadinotal (pag. 273—274) ein Flußsystem herauszufinden, dem man die Skulpierung der „weiten plateauartigen Flächen mit zahllosen unbedeutenden Felsbuckeln und Becken“ zuschreiben könnte. Immer von neuem lernte ich Felsbecken kennen, die in kalkarme Silikatgesteine eingesenkt talabwärts von Rundhöckern begrenzt waren. Ich sah in einigen Tälern ganze Reihen von Seebecken, wie die Perlen einer Perlenschnur, hintereinander in denselben Tonalit eingebettet. Und wo ich die Alpen oder ehemals vergletscherte Mittelgebirge betrat, da stellten sich die von den Glazialisten als Charakteristika der Glazialerosion angesehenen Formen ein. (Tirol, Schweiz, Schwarzwald, Vogesen usw.) Kam ich aber in Gebirge, die der Vereisung entgangen waren, wie das rheinische Schiefergebirge, der Odenwald und andere, da fehlten diese Formen. Und so drängte sich mir mehr und mehr die Überzeugung auf, daß das Problem der Glazialerosion unbeschadet der stets wichtigen Prüfung der Einzelindividuen von Seen, Karen, Fjorden usw. nur durch vergleichend morphologische, über große Gebiete gemeinsam ausgedehnte Formuntersuchung gelöst werden kann. So wurde ich vom Saulus zum Paulus, das heißt zum begeisterten Anhänger einer von anderen lange vor mir vertretenen, früher von mir für verfehlt gehaltenen und noch jetzt von manchen verspotteten Theorie¹⁾.

Das früher von mir für fast unlösbar gehaltene Problem der Seenbildung hatte mich auf Schritt und Tritt zu Annahmen genötigt, die wohl im einzelnen Falle möglich erschienen, in der Gesamtheit der Fälle aber aufs höchste gesucht waren. Im selben Tale mußten für jeden einzelnen See neue Hypothesen aufgestellt werden; benachbarte Täler aber unterschieden sich immer wieder in unerklärlicher Weise. Mit der Annahme einer kräftigen, selektiven Glazialerosion verschwanden nicht nur alle Schwierigkeiten, sondern das Problem der Seebildung rückte in eine Reihe mit dem der Stufen-, der Terrassen-, der Kar-, Fjord-, Hängetalbildung, Übertiefung, kurz aller der von uns Glazialisten als charakteristisch für Glazialerosion angesehenen Formen.

¹⁾ Auf Wunsch stelle ich eine Blütenlese von gedruckt zu lesenden Ausdrücken zur Verfügung, die man wohl nur als Spott bezeichnen kann. Aber das ist eben das Merkwürdige bei der Glazialerosion, daß hier die Gegner besonders oft zu einer in der wissenschaftlichen Diskussion besser zu meidenden, wenn auch wohl nur der Hitze des Gefechtes zuzuschreibenden Ausdrucksweise greifen.

Im Rheinischen Schiefergebirge, am Rhein selbst, an der Mosel und in allen größeren Tälern, münden, von verschwindend seltenen, lokal bedingten Ausnahmen abgesehen, die Seitentäler im Niveau des Haupttales. Ihr Querschnitt ist ein \vee , wenn auch in Seitenerosions- oder Akkumulationsstrecken mit abgeschnittener Spitze \searrow — \swarrow . In den Alpen dagegen muß man fast immer, um vom Haupttal zum Nebental zu gelangen, auf steilem Zickzackpfade, dem sogenannten „Schinder“, neben einem Wasserfalle oder einer unzugänglichen Erosionsschlucht, der Ausgleichungsschlucht¹⁾, in die Höhe steigen, um den Talboden des Hängetales zu erreichen. Ich will nun gewiß nicht leugnen, daß die geistvollen Auseinandersetzungen Kilians²⁾ und Brunhes³⁾ für manche besondere Fälle eine zureichende Erklärung bieten mögen, kann aber dennoch nicht umhin, der stärkeren Gletschererosion im Haupttale die normale und Hauptrolle bei der Übertiefung zuzuschreiben⁴⁾. Wer aber überhaupt den Zusammenhang zwischen Vergletscherung und Talübertiefung, Seebildung, Kar-, Stufen-, Fjorderzeugung leugnet, den lade ich hiermit ein, mit mir zusammen das Rheinische Schiefergebirge zu bereisen und mir dort den glazialen Formenschatz zu zeigen. Wenn er das vermag, will ich gern wieder Antiglazialist werden. Dabei bestreite ich nicht, daß lokal einmal durch tektonische oder andere Vorgänge die eine oder andere Form nachgeahmt werden kann, wie das Blanckenhorn neulich an einem sehr typischen Beispiel gezeigt hat⁵⁾. Auch gebe ich gern zu, daß karähnliche Talschlüsse in der Sächsischen Schweiz und in Wüstengebieten auftreten. Aber die Gesamtheit der echten Glazialformen findet man nur in den Gebieten vereinigt, die wirklich eine ausgesprochene Vergletscherung besessen haben⁶⁾. Sobald man das aber einmal anerkennt, wird man die den Titel dieses Abschnittes bildende Frage nach der Bedeutung der Gletschererosion unbedingt bejahen müssen.

Zweite Frage.

b) Wie ist der Mechanismus der Gletschererosion aufzufassen, das heißt wie sind die mechanischen Vorgänge bei der Gletschererosion zu deuten?

Mit diesem Gegenstande beschäftigte sich meine kleine vorher zitierte Arbeit ziemlich eingehend. Ich stellte in ihr die folgenden vier Unterfragen auf:

¹⁾ Gorge de raccordement bei E. de Martonne, „Excursion géographique dans les Alpes du Dauphiné.“ Bull. de la Soc. de Géographie de Lyon. 1909, Nr. 1. Planche III.

²⁾ W. Kilian, Note sur le surcreusement des vallées alpines. Bull. Soc. géol. de France. Compte-Rendu sommaire. (3.) 1900, pag. 160. Quelques réflexions sur l'érosion glaciaire et la formation des terrasses. Comptes rendus de l'association française pour l'Avancement des Sciences. Lyon 1906, pag. 1206. Sur les vallées glaciaires. Ebenda. Clermont-Ferrand, 1908, pag. 439.

³⁾ J. Brunhes, Erosion fluviale et érosion glaciaire: Révue de Géogr. Annuelle. I., 1906/07, pag. 281 bis 308. Paris.

⁴⁾ Zu demselben Ergebnis kommt jetzt auch Tarr in Alaska auf Grund eingehender Diskussion aller bekannten Hypothesen („Glazialerosion in Alaska“ zitiert nach dem geolog. Zentralblatt. 10., pag. 29—30.), während sich 1903 ein guter Kenner der Ostalpen, Frech, für die Anwendung der Kilian'schen Hypothese auf Tirol aussprach. (Zeitschrift d. D. u. Ö. Alpenvereins. 1903, Bd. XXXIV, pag. 20—23.)

⁵⁾ Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1909, pag. 134—135. Der Graben des Jordantales und Toten Meeres ist im Verhältnis zu den Seitentälern übertieft, weil der Einbruch so jung und tief ist, daß die Seitenbäche die Gefällsstufe am Rande noch nicht auszugleichen vermocht haben.

⁶⁾ Was besagen dieser Tatsache gegenüber vereinzelte negative Beobachtungen an rezenten Gletschern, selbst wenn sie von so verdienten Forschern herrühren wie Vallot? (Vergl. Ann. de l'Observ. Meteorol., Phys. et Glac. du Mont Blanc. Bd. III, Paris 1898, zitiert nach Virgilio.)

1. Kann das Gletschereis als solches den Untergrund mechanisch erheblich abnützen?
2. Kann das Gletschereis durch die an seiner Unterfläche befindlichen, zum Teil im Eise gefaßten, zum Teil daraus hervorragenden Geschiebe in stärkerem Maße erodieren?
3. Kann es durch die nach Ansicht einiger Forscher längs seiner unteren Fläche vorwärts gequetschte Grundmoräne in stärkerem Maße erodieren?
4. Ist Verwitterung am Grunde der Gletscher möglich oder nicht, und wenn möglich, beträchtlich oder gering?“ (L. c. pag. 121.)

Die ersten beiden Unterfragen verneinte ich, berücksichtigte aber damals noch nicht A. von Böhm's vortreffliche Ausführungen über denselben Gegenstand auf pag. 549—551 (l. c.). Nach deren Kenntnisnahme würde ich zwar auch jetzt noch nicht an eine sehr erhebliche Abnützung und Erosion des Felsuntergrundes durch das Eis selbst und die von ihm „gefaßten“ Gesteinsstücke glauben, gebe aber zu, daß sie an der später zu besprechenden „schleifenden“ Gletschererosion einen größeren Anteil haben mögen, als ich damals annahm. Hinsichtlich der dritten Frage kam ich zu dem Ergebnis, daß „bei einem derartigen Vorgange nicht unerhebliche Wirkungen auf den Untergrund ausgeübt werden“. Dieser „muß allmählich, wenn auch nicht gleichmäßig, Millimeter um Millimeter abgeschrammt, abgehobelt werden“. Dabei hob ich gleichfalls als eine mechanische Wirkung der Vorwärtspressung des Grundmoränenmaterials das direkte Ausbrechen und Absplittern von größeren Blöcken aus einem unebenen Untergrunde hervor. Ich zitierte als Beispiele dafür Beobachtungen von Baltzer, Penck und Koken und schloß: „Doch sind das immerhin exzeptionelle Erscheinungen. Und so möchte ich auch dieser erodierenden Wirkung der Gletscher, obwohl ich sie von den drei bisher besprochenen Faktoren für den weitaus stärksten halte, nicht die Auskolkung von Becken, Karen und Fjordtälern zuschreiben. Freilich muß ich zugeben, daß dieser Standpunkt ein persönlicher und ein Streit über das Quantitative dieser Art von Glazialerosion wohl möglich ist.“

Bei den drei bisher geschilderten Arten der Abnützung des Untergrundes muß man bereits die schleifende von der splitternden Erosion unterscheiden. Die letztere ist, wie ich aus A. von Böhm's Moränenkunde ersehe, zuerst wohl 1842 von Simony, später, 1851, von Hogard erkannt worden. Der bei A. von Böhm (pag. 105) zitierte Wortlaut zeigt deutlich, daß Simony ebenso wie später Hogard, Lorange¹⁾, Baltzer und Penck dabei an reine mechanische Wirkungen des Gletscherdruckes dachten. Von dieser aber ist auf das schärfste die in der Beantwortung meiner vierten Unterfrage hervorgehobene Gesteinszerstörung unter dem Gletscher durch Frostsprengung zu unterscheiden. Diese ist nach meiner Anschauung der weitaus wichtigste Faktor von allen. Mechanisch leistet dabei der Gletscher als solcher nur die Arbeit des Abhebens und Transportes der durch den Frost abgesprengten Platten und Blöcke. Bei der Wichtigkeit, die ich diesem Faktor der Gletschererosion zuschreibe, will ich das Thema etwas eingehender behandeln und muß daher einige Ausführungen meiner früheren Untersuchung hier kurz wiederholen. Wer sie aber genauer kennen lernen will, den muß ich auf das Original verweisen.

Heim hatte in seiner Gletscherkunde angenommen, daß bei einigermaßen dicken Gletschern der tiefste Teil der Eisschicht dauernd 0°, der Untergrund stets etwas über 0° sei. Daher sei dort eine Verwitterung durch Spaltenfrost unmöglich. Erst Finsterwalder und Blümcke, Forel und Hagenbach zeigten, daß diese Annahme falsch ist, und daß auch die direkte Beobachtung Temperaturen der unteren Gletschereislagen von weniger als 0° nachweist. Der Schmelzpunkt des

¹⁾ Zitiert nach E. Richter, Hochalpen, pag. 7.

Eises sinkt eben mit jeder Atmosphäre Überdruck um 0.0075° unter 0° . Das Eis hat also in der Berührung mit dem Untergrund seine Schmelztemperatur: aber diese ist ebenso wie die Temperatur des Gesteines, stets je nach der Druckstärke niedriger als 0° . Sobald der Druck an irgend einer Stelle des Gletschergrundes um einen noch so kleinen Betrag vermindert wird, steigt der Schmelzpunkt, und das vorher bei dieser Temperatur flüssige Schmelzwasser gefriert. Sobald der Druck wieder zunimmt, muß es von neuem schmelzen. Daraus folgt, daß an jeder Stelle des Gletscheruntergrundes, wo Druckschwankungen stattfinden, Spaltenfrost in regelmäßigem Wechsel eintritt. Finsterwalder und Blümcke haben diesen Vorgang sogar experimentell nachgemacht und gezeigt, was übrigens von vornherein gar nicht bezweifelt werden konnte, daß dieser Druckverminderungsfrost genau dieselben Wirkungen an den Gesteinen hervorbringt wie der Wärmeverminderungsfrost. Ich wies nun darauf hin, daß die ganze geologische Bedeutung des Vorganges erst verständlich wird, wenn man nicht bloß die auch im Gletscheruntergrunde bereits vorhandenen Spalten berücksichtigt, sondern auch die von mir als „Klüftbarkeit“ bezeichnete Eigentümlichkeit der meisten Gesteine. Ich suchte zu zeigen, daß je nach ihrer Ausbildung, und vor allen Dingen je nach der Lage der vorhandenen und der infolge der Klüftbarkeit neu entstehenden Spalten zur Gesteinsoberfläche, die Loslösung und Abhebung der Absonderungsstücke sehr verschieden leicht vonstatten gehen muß. Daraus allein ergibt sich schon, daß die Zerstörung des Untergrundes an verschiedenen Stellen ungleich rasch eintreten wird. Da nun aber außerdem gar nicht alle Stellen eines Gletschers Druckschwankungen aufweisen, sondern bestimmte sehr viel, andere wenig, wieder andere gar nicht und da diese Stellen in verschiedenartigster Weise mit den durch die Klüftung leichter zerstörbaren Untergrundstellen gekuppelt sein können, so ergibt sich eine ausgeprägte Selektion der Gletschererosion. Das aber ist es gerade, was die morphologische Betrachtung alter Gletscherbetten von einer Glazialerosionstheorie verlangen muß. Denn das Hauptcharakteristikum alter Gletscherböden ist der unregelmäßige und meiner Ansicht nach bei jedem anderen Erklärungsversuch unerklärliche Wechsel von Becken, Riegeln, Stufen und Stellen mit normalem Gefällverlaufe.

Sehen wir nun, wie meine Hypothese aufgenommen wurde. Vor allen Dingen habe ich dabei darauf hinzuweisen, daß schon vor mir von zwei Seiten der Spaltenfrost unter dem Eise mit in Rechnung gezogen wurde. Martin Barry sagte, wie ich A. v. Böhm's Moränenkunde (pag. 67) entnehme, schon 1836: „A little water from the surface of the glacier finds its way in the daytime into the crevices of these rocks, and in the night irresistibly expanding into ice, loosens them, so that they must eventually yield. Glaciers thus widen their ravines, by taking from their sides.“ Man sieht, daß Barry weit davon entfernt war, die Druckschwankung als Ursache des Spaltenfrostes anzusehen. Ja, man muß wohl annehmen, daß Schmelzwasser der Gletscheroberfläche nur in den seltensten Fällen in dem Gletscheruntergrunde zum Gefrieren kommen wird.

Durch meinen verehrten Kollegen Prof. Gagel in Berlin bin ich neuerdings auf eine sehr lesenswerte Arbeit J. Martins aufmerksam gemacht worden: „Zur Frage der Entstehung der Felsbecken.“ (34. Jahresbericht des naturw. Vereines zu Bremen, 1899, pag. 407—417.)

In dieser Arbeit wird vor allen Dingen gezeigt, daß die Gletscher gelegentlich imstande sind, ihre Grundmoränen mechanisch in Gesteinsspalten hineinzupressen; und es wird mit Recht diesem Vorgang eine große Bedeutung beigelegt. Doch scheint mir aus der ganzen Darstellung hervorzugehen, daß der Autor die Einpressung der Moräne als eine rein mechanische Wirkung der Pressung auffaßte, demnach als einen Vorgang, wie ich ihn in der dritten Unterfrage behandelt habe. Ganz am Schlusse aber, auf Seite 414, heißt es schließlich wörtlich: „Überdies darf es zum mindesten als

wahrscheinlich betrachtet werden, daß unter der Eisdecke an Stellen, wo infolge größerer Druckdifferenzen das die Gesteinsspalten erfüllende Wasser abwechselnd friert und wieder auftaut, eine regelrechte Verwitterung stattfindet.“ Dabei wird dieselbe Arbeit von Finsterwalder und Blümcke zitiert, die auch für mich der Ausgangspunkt meiner Betrachtungen war. Man sieht, daß Martin, wenn auch nur nebenher, denselben Vorgang zur Erklärung heranzieht, der mir der Hauptfaktor bei der Gesteinszerstörung unter den Gletschern zu sein scheint.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich auch darauf hinweisen, daß schon Reyer und Finkelstein in der Adamellogruppe erkannt und betont hatten, daß die Art der Klüftung und die Lage der Klüfte in den Gesteinen die Glazialerosion wesentlich beeinflussen. Finkelstein (1899, pag. 312) schrieb: „Es liegt nahe, die Entstehung so ungewöhnlicher Formen (sc. der Kare) mit der Wirkung des Ausfeilens durch frühere Hochferner in Verbindung zu bringen. . . . Die dem Tonalit eigene Art der Zerklüftung und Bankung ist dabei wohl als wichtiger Faktor mit-zuberücksichtigen.“

Reyer (1881, pag. 426) sagte sogar: „Im Gebiete des Kessels aber hat die flach verlaufende Klüftung der Gesteinsmassen den Firnmassen vergangener Zeiten es möglich gemacht, weite Amphitheater zu schaffen; Block für Block und Bank für Bank wurde gelockert, gehoben, geschoben und ins Tal befördert. So wurden schließlich jene weiten zirkusartigen Flächen, jene steinernen Meere geschaffen, welche diesem Hochgebirge ein so eigenartiges Gepräge verleihen.“

Hornstein, auf den ich durch Brückners Angabe (pag. 620) aufmerksam wurde, hat für das Haslital analoge, mir wichtig erscheinende Beobachtungen gemacht. Er sah dort, daß die „Absonderungsflächen annähernd den gerundeten Oberflächen (sc. der Rundhöcker) parallel laufen und daß diese letzteren sich auch als Absonderungsflächen dadurch zu erkennen geben. Es ist wohl anzunehmen, daß vielfach die Flächen durch den Gletscher nachgeschliffen sind, ja sogar vielleicht, daß der Gletscher bei Vorhandensein von Quersprüngen Absonderungsscherben weggeschoben und mitfortgeführt hat“. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1883, Bd. XXXV, pag. 647). Freilich deutete Hornstein damals diese Beobachtungen ganz anders, als ich es tue. Aber aus seiner Schilderung geht hervor, daß es sich um wirkliche Absonderungserscheinungen handelt und nicht etwa bloß um oberflächliche Abschälung durch Verwitterung. Und so sind seine Beobachtungen ebenso wie die zitierten von Reyer und Finkelstein Wasser auf meine Mühle, weil sie den deutlichen Zusammenhang zwischen der Gletschererosion und der Klüftung, beziehungsweise Klüftbarkeit der Gesteine zeigen. Eine Deutung in dem Sinne, wie ich sie für diesen Zusammenhang zu geben versuchte, fehlt aber natürlich bei diesen, Finsterwalders und Blümckes klassischen Experimenten vorausgehenden Arbeiten. Darum scheint mir mein Erklärungsversuch trotz so vieler ausgezeichnete früherer Arbeiten nicht überflüssig gewesen zu sein. Schrieb doch kein geringerer als der gewiß mit dem Problem der Gletschererosion vertraute Eduard Richter noch in demselben Jahre, in dem meine kleine Arbeit erschien (l. c. pag. 103): „Die Hochseen sind offenbar glazialen Ursprungs, wenn auch der Vorgang ihrer Ausgrabung schwer vorstellbar ist.“

Eine Reihe von Autoren hat sich seitdem mehr oder minder zustimmend zu meinem Verklärungsversuch geäußert¹⁾, ein Teil von ihnen in der Weise, daß sie ihn für völlig richtig erklärten, aber gleichzeitig hervorhoben, daß er nicht neu sei, sondern in allen wesentlichen Zügen mit der

¹⁾ Ich nenne nur Penck in den „Alpen im Eiszeitalter“, pag. 836, Cacciamali Rilievi geo-tettonici tra il Lago d'Isèo e la Valtroumpia. Commentari del R. Ateneo di Brescia, 1906, pag. 62; Günther, Der gegenwärtige Stand der Lehre von der Glazialerosion. Verhandl. XIII. Deutscher Geographentag, Breslau 1901, pag. 188 u. f. Günther schätzt allerdings die Bedeutung der Glazialerosion noch immer viel geringer ein, als ich es tue.

schon von Simony und Baltzer in Aufnahme gebrachten „splitternden Erosion“ übereinstimme¹⁾. Wieder andere Autoren erkannten an, daß es sich um eine völlig neue Hypothese handle; allein sie bestritten ihre physikalische Möglichkeit²⁾.

Ich halte es für zwecklos, an dieser Stelle in eine längere Diskussion darüber einzutreten, von wem die Hypothese stammt. Es kommt ja in der Wissenschaft nicht darauf an, von wem eine neue Beobachtung oder Erklärung herrührt, sondern nur, ob sie brauchbar ist. Und das scheint sie mir trotz Virgilios Einspruch zu sein. Ihre physikalische Möglichkeit ist doch schon durch ihre experimentelle Nachahmung bewiesen, ganz abgesehen davon, daß ich in Virgilios theoretischer Deduktion nirgendwo einen zwingenden Gegengrund finde³⁾. Auch darauf aber lege ich Wert, daß „splitternde Erosion“ nicht identisch ist mit „Erosion infolge vorausgehender Frostsprengung“. Das eine ist eine rein mechanische Wirkung der Bewegung des Eises und des von ihm transportierten Gesteinsmaterials. Bei dem anderen wird die mechanische Hauptarbeit durch das Wiedergefrieren des druckverflüssigten Eises geleistet. Die Bewegung des Eises und der Grundmoräne ergreift nur das durch die Frostsprengung losgelöste Material, hebt es ab und trägt es fort. Bei diesem Vorgang verhält sich also der Gletscher nicht anders, als er es dem präglazialen Schutte gegenüber tut. Heim (Gletscherkunde, pag. 387) sagte: „Während der Fluß die ganze Abschrägung der Gehänge einem Verbündeten, der Verwitterung, überläßt und sich selbst nur mit Export und Sohlenkolk befaßt, ist unter dem Gletscher die Verwitterung in hohem Maße reduziert.“ Wir sehen, daß diese Annahme nicht zutrifft, ja, daß, während an der freien Bergflanke der niederfallende Schutt den Untergrund vor tiefer eingreifender Verwitterung schützt, unter dem Gletscher der eben gebildete Schutt sofort entfernt wird. Das alte Spiel beginnt stets von neuem und muß, da es an bestimmten Stellen stärker arbeitet als an anderen, die Konstanz der Gefällsrichtung zerstören, Becken auskolken, an anderen Stellen Riegel stehen lassen und wenn es unter den Riegelstellen energisch tätig ist, Stufenbau erzeugen.

Es fragt sich nun zuletzt noch, ob man denn nicht vor den heute zurückgegangenen Gletscherstirnen oder in den längst vom Eise verlassenen Felsböden der diluvialen Gletscher Beweise für das von mir vorausgesetzte Heraussprengen und -Heben von Absonderungsstücken aus dem Untergrunde beobachten kann. Ich habe schon in meiner ersten Arbeit über den Gegenstand hervorgehoben, daß das in der Tat der Fall ist, und habe einige mir damals bereits bekannte Beispiele angeführt. Man wird natürlich in solchen Fällen im Zweifel sein können, ob es sich um ein rein mechanisches Herausbrechen im Sinne der „splitternden Erosion“ von Simony, Hogard und Baltzer oder um vorausgehende Frostsprengung und nur nachträgliche Abhebung durch den Gletscher handelt. Ist aber die Oberfläche, der das losgelöste Stück entnommen ist, glatt, womöglich gar vom Gletscher poliert und an dem Block selbst so beschaffen, daß er sich der ursprünglichen Oberfläche ohne Vorsprung einfügen läßt, dann fehlt ja jede Handhabe zur rein mechanischen Loslösung des Stückes und es bleibt gar nichts anderes übrig, als die Frostsprengung für die allmähliche Heraushebung der oberen Kante verantwortlich zu machen.

¹⁾ Hess zum Beispiel im Referat über meine Arbeit in „Petermanns Mitteilungen“, 1903, Heft 1, pag. 8. Hess zitiert mich daher in seinem Handbuch „Die Gletscher“ nicht, obwohl er sogar gezwungen ist, sich bei der Besprechung des Vorganges des von mir geschaffenen Ausdruckes „Klüftbarkeit“ zu bedienen.

²⁾ Ich nenne Virgilio: Le nuove teorie sulla Erosione glaciale. Boll. Club alpino Italiano. Bd. XXXIV, Nr. 67, pag. 27—28.

³⁾ Virgilio fragt: „Quelle variazioni di pressione possono essere considerevoli?“ Er verneint diese Frage. Es kommt aber meiner Ansicht nach gar nicht darauf an, ob die Änderungen beträchtlich sind, sondern nur darauf, ob sie vorkommen.

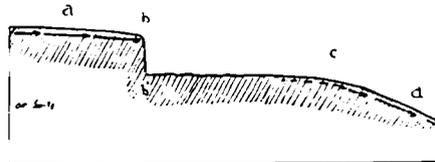
Ich hatte schon 1900 hervorgehoben, daß dieses Phänomen an zahlreichen Stellen der Adamellogruppe tatsächlich beobachtet werden kann¹⁾ und hatte einen sehr beweisenden Punkt vom schwarzen See in den Vogesen sogar abgebildet. Mittlerweile habe ich aber teils durch mündliche Mitteilungen, teils aus der Literatur eine Anzahl von Angaben erhalten, die wohl nur in der von mir angenommenen Weise gedeutet werden können.

Herr Privatdozent Dr. Philipp, jetzt in Greifswald, berichtete mir im Herbst 1903, daß er dicht bei der Berliner Hütte im Zillertal vor dem Hornkees dieselbe Erscheinung beobachtet hatte und schenkte mir eine von ihm dort aufgenommene Photographie.

Auf meinen Wunsch machte er mir neuerdings darüber wörtlich folgende Angaben: „Man erkennt deutlich die plattige Absonderung des Granites, die allem Anschein nach parallel mit dem Schliffboden geht, beziehungsweise umgekehrt. Auch die Querklüftungen, senkrecht darauf, sind auf der Photographie deutlich sichtbar. Die entsprechenden parallelepipedischen Blöcke liegen noch dicht bei dem Punkt, wo sie ausgehoben wurden.“

Auf dieselbe Gegend bezieht sich die im folgenden wörtlich wiedergegebene Schilderung und die Zeichnung Fig. 92, die ich dem früheren Assistenten an dem von mir geleiteten Institut, Herrn W. Spitz in Heidelberg, verdanke.

Fig. 92.



Schema der glazialen Aushebung von Blöcken am Hornkees (del. W. Spitz).

„Anfang September 1905 besuchte ich von der Berliner Hütte aus das Hornkees. Der Weg zur Stirn der Gletscherzunge führt über flache, glazial geschliffene Rundhöcker. An verschiedenen Stellen war an diesen an dem von der Gletscherzunge abgewandten Hange die auf der beifolgenden schematischen Skizze wiedergegebene Erscheinung zu sehen: Die mäßig geneigte Oberfläche (a) brach steil an einer Kluft etwa einen halben Meter ab (b b'), setzte sich dann flacher als normal (b' c) fort, um wieder ohne scharfe Grenze (c) in das normale Gefälle überzugehen. Die flacheren Stellen entsprachen annähernd horizontalen Klüftungen. Die steile Rückwand (b b') hatte einige Meter Breite und lief entweder sich an Höhe verringernd aus oder stieß auf einer Seite gegen eine abwärts an Höhe abnehmende Seitenwand. Die Oberkante b war meist ganz schwach gerundet. Schrammen liefen auf den normalen Flächen der Rundhöcker (a), oben bis zum Rande (b) und setzten erst wenig oberhalb der schwachen Rundung (c) ohne scharfe Grenze wieder ein. Das Vorhandensein und die Deutlichkeit der Gletscherschrammen ist auf der Skizze durch mehr oder weniger kräftige Pfeile unter der betreffenden Oberfläche angedeutet.“

A. C. Lawson gibt in „The Geomorphogeny of the Upper Kern Basin“²⁾ die Beschreibung eines von einem alten Gletscher gerundeten Granitrückens, aus der mir hervorgeht, daß dort das Ausheben ausgefrorener Blöcke in großartigem Maßstabe nachweisbar ist. Man vergleiche seine im folgenden wörtlich zitierte Darstellung: „Besides its *roche moutonnée* character of surface, the ridge presents another feature of interest. The granite of which it is composed is traversed by three

¹⁾ Vergl. auch die Angaben über den Porphyr der Val Giulis auf pag. 217 dieser Arbeit.

²⁾ Bull. of the Department of Geology. University of California. Bd. III, Nr. 15, pag. 352—353.

systems of joints, one roughly horizontal and two vertical, of which one is parallel to the axis of the ridge and the other at right angles to it, or nearly so. These joints thus divide the granite into parallelepipeds, some of which are elongated in the direction of the ridge, while others are elongated transverse to it. In several places an aggregation of these parallelepiped blocks of granite have been removed from their places and carried away by the ice stream. The result is that there is a series of vertically valled troughs from 10 to 40 feet deep abruptly interrupting the smooth *roche moutonnée* surface of the ridge. At the upper end and middle parts of the ridge these box-shaped troughs are transverse to the ridge; while at the lower end of the ridge the troughs are longitudinal. These troughs have evidently been formed by the removal of blocks of granite after the main sculpture of the ridge had been completed, since the vertical walls of the troughs rise to its surface abruptly; yet, while this is true, the ice has glaciated the walls of the troughs to some extent, glacial polish and striation being perfectly distinct upon some of the even, vertical sides of the troughs which were closely observed¹⁾.

About a mile below the cirque shown in Plate 42 the walls of the cañon on Whitney Creek on the south side are polished and heavily scoured by the ice for several hundred feet above the floor of the trough: but the surface so glaciated is very uneven in detail, which unevenness is clearly due to the removal of joint blocks by the glacier¹⁾. The ice immediatly flowed into the reentrants formed by these removals, and glaciated the surface, but failed to smooth out the unevenness.“

Ich habe diese klaren Ausführungen Lawsons wörtlich wiedergegeben, weil sie vielen europäischen Fachgenossen nicht leicht zugänglich sein werden und mir auf das deutlichste zu zeigen scheinen, daß hier nur die Frostsprengung im Zusammenhang mit der Absonderung des Gesteins die Erosion unter dem Gletscher ermöglicht hat.

Einen ganz analogen Fall hat Penck schon 1897 in der Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines beschrieben (pag. 66—67). Es heißt dort: „Kote 2252 m der rechten Seite des Schuttgebietes bezieht sich auf einen Zentralgneisblock von 2·5 m Höhe, 3·8 m Länge und 1·8 m Breite, also von 18 m³. Eine seiner Breitseiten ist vorzüglich geschrammt, die anderen nicht. Er sieht aus, als ob er aus dem Gletscherboden ausgebrochen wäre, dort, wo sich letzterer oberhalb der Neunerschiefer auf Zentralgneis erstreckt“ . . . „Der vom Eise verlassene Gletscherboden (des Goldberggletschers) bildet die bekannten Rundhöcker und ist geschrammt. Jedoch findet man nur selten größere, geschrammte Flächen; meist wechseln solche mit anderen Bruchflächen ab. Besonders lehrreich ist in dieser Beziehung der links vom unteren grupeten Kees ausapernde Fels, den nachstehende Abbildung nach einer Photographie Dr. Forsters wiedergibt. 1888, als der Gletscher auf dem von den sogenannten schwarzen Schiefern zusammengesetzten Obermayerfelsen endete, fand ich dort mehrere lose Platten, welche einseitig geschrammt und sichtlich aus dem benachbarten Gletscherboden ausgebrochen waren. Hiernach scheint die Wirkung des Gletschers auf seine Unterlage sowohl als glättende wie auch als ausbrechende“.

Auch für diese von Penck beobachteten Vorkommnisse ist es mir auf Grund der Beschreibung wenn auch nicht sicher, so doch sehr wahrscheinlich, daß das „Ausbrechen“ aus dem Untergrunde durch Frostsprengung eingeleitet wurde. Denn es sind auch hier die Blöcke, beziehungs-

¹⁾ Von mir gesperrt. W. S.

weise Platten gerade den geglätteten und geschrammten Teilen der Oberfläche entnommen, also Stellen, an denen die bewegte Masse des Eises keine mechanische Handhabe zum Ergreifen der Gesteinsstücke hatte. Ebenso dürfte eine schon 1900 von mir zitierte Beobachtung Wahnschaffes (Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges. 1880, pag. 791) zu deuten sein. Dieser fand bei Velpke in Norddeutschland einen $2\frac{1}{2}$ m langen, $1\frac{1}{2}$ m mächtigen Block von Bonebedsandstein aus der Unterlage ausgebrochen und auf seiner Unterfläche vortrefflich geschrammt. „Der Stein ist 125° um die Kante *C D* gedreht; und man muß annehmen, daß der Gletscher vor dem Vorhandensein der Vertiefung die Schichtoberflächen schrammte, daß dann später große nordische Blöcke, die sich noch bis zu 1 m Durchmesser in der Nähe vorfinden, zwischen die gelockerten Schichten hineingeschoben wurden und sowohl die Entstehung der Vertiefung als auch die Umdrehung des großen Blockes um 125° veranlaßten“. Man konnte nach Wahnschaffe noch genau die ursprüngliche Lage des Blockes in der Felsoberfläche nachweisen und zeigen, daß die Schrammen seiner jetzigen Unterfläche mit denen der Umgebung in der Richtung stimmen.

J. Martin¹⁾ beobachtete am Kinnekulle in Schweden, daß der „dasselbst anstehende rote Orthocerenkalk in zahlreiche größere und kleinere Platten zerlegt ist, deren Zwischenräume von Geschiebelehm derart erfüllt waren, daß das ganze den Eindruck eines unregelmäßigen Mauerwerks machte, bei welchem der Geschiebelehm die Stelle des Mörtels vertrat. Die Stärke der Geschiebelehmschichten zwischen den verschiedenen Kalksteinplatten wechselte von wenigen Millimetern bis zu doppelter Handbreite. Die Kalksteinplatten selbst befanden sich in vollkommen horizontaler Lage: nur in der obersten Schicht waren sie mehr oder weniger verschoben und einige waren hier sogar so weit von ihrem Platz gerückt, daß sie zu Bestandteilen der Grundmoräne geworden waren.“²⁾ Martin erklärt seine Beobachtung durch die Annahme, daß „der Geschiebelehm augenscheinlich durch den Druck des auflastenden Eises in die Spalten des Gesteins hineingepreßt wurde Die Eismassen bedienten sich somit ihres Schleifpulvers wie eines Keils, mittels dessen sie den festen Felsgrund in größere und kleinere Bruchstücke zerlegten.“ Mir ist es auch für diesen Fall ungemein wahrscheinlich, daß die Gesteinsspalten erst durch Frostsprengung unter dem Eise entstanden, eine Annahme, mit der Martin selbst, wie schon vorher (pag. 445) gesagt, ja auch rechnet, wenn er sie auch nicht speziell für die Plattenabhebung am Kinnekulle anführt. Übrigens verdient die Martinsche Beschreibung auch insofern Beachtung, als sie zeigt, wie der Gletscher durch Einpressung von Grundmoräne in die vorher eiserfüllten Spalten unter den Blöcken und Platten diese so lange mehr und mehr emporzuheben vermag, bis er sie durch Hebelkraft umdrehen und forttragen kann.

Tornquist hat 1901 in einer wertvollen Untersuchung über „die im Jahre 1900 aufgedeckten Glazialerscheinungen am Schwarzen See“³⁾ unter Bezugnahme auf meine ebenfalls dort gemachte Beobachtung gezeigt, daß „die glaziale Oberfläche des Granites dort an einigen Stellen zuerst eine Ablösungsfläche war, von der Granitplatten durch Eisdruck unter dem Gletscher abgehoben und forttransportiert wurden“. Eine lehrreiche Abbildung erläutert die Verhältnisse und scheint mir im Verein mit der Darstellung einen neuen Beweis für den von mir angenommenen Mechanismus der Erosion zu liefern⁴⁾.

¹⁾ Abhandlungen d. Naturw. Vereines zu Bremen. 16. 1900, pag. 409.

²⁾ Auch Törnebohm hat nach Martin am Kinnekulle ähnlich zu deutende Beobachtungen gemacht.

³⁾ Mitteil. d. geolog. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen. V., pag. 132—133 und Taf. IV.

⁴⁾ Unmittelbar vor der Drucklegung erhalte ich die Nr. 50 der „Naturwissenschaftlichen Wochenschrift“ vom 12. Dezember 1909 und finde darin den lehrreichen Aufsatz Brückners: „Die glazialen Züge im Antlitz der

Die angeführten Beobachtungen ließen sich durch genaue Durchsicht der Literatur jedenfalls noch leicht vermehren. Ich verzichte indessen darauf, weil mir der Beweis für die Richtigkeit meiner Annahme genügend erbracht zu sein scheint.

Wir werden also die auf pag. 443 aufgeworfene Frage in der Weise beantworten können, daß wir außer einer schleifenden und einer splitternden Erosion unter den Gletschern auch noch eine Erosionsart zu unterscheiden haben, die man vielleicht als „Erosion durch Frostsprengung“ bezeichnen kann. Im festen Fels scheint mir diese letztere der wichtigste Faktor zu sein; und jedenfalls wird man die Becken-, Riegel- und Stufenbildung unter den Gletschern kaum ganz ohne ihn erklären können. In lockerem Material, diluvialen und tertiären Kiesen, Sanden und Tonen mag allerdings die rein mechanische Ausschürfung des Untergrundes stark genug sein, um die in der Natur beobachteten Hohlformen allein zu erklären.

Wir kommen nun zu der dritten Frage der pag. 441:

c) Welches sind die glazialen Formen der Adamellogruppe und in welcher Beziehung stehen sie zu den in der Behandlung der zweiten Frage unterschiedenen Typen der Gletschererosion?

Bei der Beantwortung dieser Frage will ich nur die im folgenden aufgeführten Gebilde in getrennten Abschnitten behandeln und bespreche der Reihe nach

- α) die Gletscherschliffe, -Schrammen und -Töpfe,
- β) die Seen,
- γ) die Kare,
- δ) die Talstufen (Kartreppen, Seetreppen),
- ε) die Längsleisten (= Terrassen, Trogböden, Trogschultern, Reste alter Talböden),
- ζ) Übertiefung und Hängetäler,
- η) Gabelung der Gletschertäler nach unten (Diffluenz),
- θ) Fjordformen.

Alpen“. Auf pag. 792 heißt es da wörtlich: „Vor allem aber findet unter dem Gletscher auch ein Ausbrechen von Gesteinsbrocken, ja ganzen Blöcken aus der Sohle statt. Mehrfach gelang es in der gegenwärtigen Rückzugsperiode der Gletscher auf dem verlassenen Gletscherboden Blöcke zu finden, die genau in eine Lücke im geschliffenen Felsboden weiter oben passen. Das gilt besonders von Gebieten, wo der Boden von kristallinen Gesteinen aufgebaut wird. Begünstigt wird dieser Vorgang durch eine Erscheinung, die ich besonders im oberen Aaretal erkennen konnte. An der Sohle des Gletschers stellt sich bei homogenem kristallinischem Gestein eine Klüftung parallel zur Oberfläche des Gletschers ein. Sie lockert geradezu Platten aus dem Gesteinsverband, die dann vom Gletscher leicht fortbewegt werden können. Diese Plattung liegt im oberen Aaretal gleich oberhalb des Grimselospizes im Bereiche der Talsohle horizontal, an den Gehängen diesen parallel steil aufgerichtet. Die Platten streichen der Talrichtung folgend von Westen nach Osten. Zwischen dem Grimselospiz und der Handegg dagegen, wo das obere Aaretal von S nach N verläuft, also senkrecht zu der vorher innegehabten Richtung, streicht auch die Plattung von N nach S. Es ist also diese Plattung an der Sohle einst vergletscherteter Täler unabhängig von der Schichtung der kristallinen Schiefer“. Meine Auffassung unterscheidet sich von der Brücknerschen nur dadurch, daß ich die Klüftung, beziehungsweise besser Klüftbarkeit für eine primäre Eigentümlichkeit des Gesteins halte und glaube, daß sie durch die Frostsprengung unter dem Gletscher erst sichtbar gemacht wird. Nach meiner Auffassung folgt also nicht die Plattenordnung der Talrichtung, sondern diese der Klüftbarkeit. Man vergl. den Abschnitt E. II. 8. f über die Klüftbarkeit des Tonalites, in dem gerade auch die Verhältnisse des oberen Aaretals besprochen sind.

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe. (Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, XXI. Band, 2. Heft.)

60

z) Gletscherschliffe, -Schrammen und -Töpfe.

Gletscherschliffe sind in dem ganzen Adamellogebiet in so ungeheurer Zahl verbreitet, daß es zwecklos wäre, einzelne Stellen hier aufzuführen zu wollen. Es waren eben alle Täler vergletschert; und in fast allen sind Spuren der abschleifenden und polierenden Tätigkeit erhalten geblieben. Eine große Anzahl von Einzelangaben ist in dem lokalen Teile gemacht. Auch in meiner Avioarbeit¹⁾, bei Moebus (1901), Gumbel²⁾, Baltzer³⁾, Lepsius⁴⁾ und anderen, vor allen Dingen aber bei Cozzaglio⁵⁾ sind Beobachtungen über Gletscherschliffe mitgeteilt.

Es kann mir hier daher nur darauf ankommen, diejenigen Beobachtungen zu besprechen, die aus irgendwelchen Gründen eine besondere Bedeutung beanspruchen können. Da handelt es sich zunächst darum, welchen Aufschluß uns die Schliffe über die Stärke der postglazialen Wassererosion geben. Im Fumotal ist der tonalitische Talgrund von Campo di sotto an bis Ert an zahlreichen Stellen prachtvoll abgeschliffen und gerundet⁶⁾. Die Schliffe, die zum Teil noch wunderbare Frische besitzen, gehen bis unmittelbar neben, beziehungsweise über den Bach. Der postglaziale Einschnitt dieses letzteren ist fast überall außerordentlich gering. (Vergl. pag. 200.) Er erreicht meiner Erinnerung nach meist nur ganz wenige Meter. Genau dasselbe gilt, wie auf pag. 302 angegeben, für die Val di Genova, und wie meist im lokalen Teile nicht ausdrücklich hervorgehoben, für die weitaus größten Strecken der Talsohlen des inneren Adamellogebietes. Im Gegensatz dazu finden wir an den Stellen, wo die Hängetäler in die übertieften Haupttäler mit steilen Stufen abbrechen, fast überall tief in den alten Gletscherboden eingeschnittene, steilwandige, unzugängliche Schluchten. Ich war lange Zeit hindurch der Ansicht, daß diese in die Gletschersohle durch fließendes Wasser eingeschnittenen Erosionsrinnen erst nach dem Rückzug der Gletscher entstanden seien. In dieser Ansicht wurde ich durch das anscheinend völlige Fehlen von Gletscherschliffen und Grundmoränen in ihnen bestärkt, während ja in der Regel unmittelbar über ihnen und oft unmittelbar neben ihren Rändern der Fels in wunderbarer Weise abgeschliffen ist. Mittlerweile erkannte ich aber in der Schweiz, am Hüfigletscher im Maderaner Tal und am unteren Grindelwaldgletscher, daß schon unter dem Eise derartige Klammern durch die Erosion des Gletscherbaches entstehen können. Das Gletschereis vermag infolge seiner plastischen Beschaffenheit sofort auch in diese engen Schluchten nachzudringen, wird sich aber in ihnen infolge ihrer ungünstigen Form nur langsam vorwärts bewegen und wird nur wenig erodieren können. Prachtvoll sah ich die Eisausfüllung der Klamm 1907 unter dem Grindelwaldgletscher⁷⁾, konstatierte aber gleichzeitig, daß die früher sicher auch vom Eise erfüllten, jetzt eisfreien Teile der Schlucht nur relativ unbedeutende Spuren von Gletscherschliff an den Wänden und keine Spur von Grundmoräne am Boden aufweisen. Fällt Grundmoräne in diese Schluchten hinunter, so wird sie im allgemeinen sofort hinausgespült. Diese Beobachtungen über subglaziale Entstehung von Schluchten fanden eine Stütze in zwei bisher allerdings ganz isolierten Wahrnehmungen in der Gegend von Edolo. Wie auf pag. 129 genau beschrieben, tritt an einer Stelle der früher stets von mir für

¹⁾ Salomon, 1890, pag. 457.

²⁾ 1880, pag. 173.

³⁾ 1901, pag. 35.

⁴⁾ 1878, pag. 140.

⁵⁾ Paesaggi di Val Camonica, Brescia, 1895.

⁶⁾ Weiter aufwärts als Campo di sotto habe ich den Talgrund nicht begangen. Vergl. R.

⁷⁾ Dort war damals neben der Schlucht ein Stollen ziemlich weit vorwärts getrieben und gewährte an einer Stelle den früher unmöglichen Ausblick auf das Eis.

postglazial gehaltenen Oglioschlucht oberhalb Edolo Grundmoräne auf; und ebenso glaubte ich, wie auf pag. 126 erwähnt, bei einer Wagenfahrt in der früher von mir für postglazial gehaltenen Schlucht unter dem alten Gletscherboden von Galleno (im Cortenotale) Gletscherschliffe zu erkennen. Die letztere Beobachtung bedarf noch der Nachprüfung und die erstere kann, wie l. c. angegeben, zur Not auch noch eine andere Deutung erfahren. Trotzdem aber wird man gut tun, schon jetzt bei allen derartigen Schluchten mit der Möglichkeit zu rechnen, daß sie subglazial oder doch wenigstens zum Teil subglazial, zum Teil postglazial entstanden sein können.

Wichtig wären auch noch Beobachtungen über die Höhe der oberen Schriffgrenze im Adamellogebiet. Meine eigenen und die übrigen schon veröffentlichten Beobachtungen sind aber zu isoliert, als daß es bisher einen Zweck hätte, sie zusammenstellen zu wollen.

Über die Schrammung und Kritzung der Gletscherschliffe lohnt es sich bei ihrer allgemeinen Verbreitung wohl auch nicht, hier Angaben zu machen, da die Richtung der Gletscherströmung ja ohnedies klar ist. Nur eines möchte ich bei dieser Gelegenheit betonen, weil es im Hinblick auf Mißdeutungen noch immer hervorgehoben werden muß. An den beckenförmigen Stellen der alten Glazialtäler steigen die Schrammen der Schliffe naturgemäß talauswärts an. Man vergleiche zum Beispiel die Angaben auf pag. 216 über die Gletscherschrammen unterhalb der Malga Bondolo. Es wäre ein großer Fehler, daraus auf ein tektonisches Einsinken des höheren Taleinschnittes schließen zu wollen. Der Gletscher mußte eben über den das Becken unten abschließenden Riegel hinübersteigen.

Nur ihrer Dimensionen wegen verweise ich auf die pag. 61 beschriebene und abgebildete Gletscherschliff-Hohlkehle am Pojabach.

Sehr ungleichartig ist die Politurfähigkeit der einzelnen Gesteine und infolge des verschiedenen Verwitterungswiderstandes auch die Erhaltung der Schliffe und Schrammen. Wohl am besten haben sich diese auf den Grauwacken des Perm, demnächst auf Porphyr und Tonalit konserviert.

Wirklich großartig und dabei bequem zugänglich sind die Gletscherschliffe auf den Grauwacken der Zurla an der Chaussee unterhalb Capo di Ponte. Aber auch bei Capo di Ponte und Cimbergo sind die Gletscherschliffe von der Talsohle des Oglio in etwa 400 *m* Meereshöhe bis hinauf zu rund 900 *m* Meereshöhe auf den permischen Felsen prachtvoll zu verfolgen. Dasselbe gilt auch von der offenbar noch in sehr viel jüngerer Zeit gletschererfüllten Val di Fumo, wo die Hänge von der Malga Campo di sotto abwärts bis zum Talgrund vielfach wegen der vollendeten Abschleifung und Politur des Tonalites schwierig zu begehen sind. Dennoch haben sich an zahlreichen Stellen die Schliffe auch auf den kristallinen Schiefen vortrefflich erhalten, freilich aber nur da, wo eine Vegetationsdecke sie vor der Abwitterung schützte.

Bemerkenswert scheint mir im Hinblick auf die Hess'sche Troghypothese die auch in der Adamellogruppe an vielen Stellen zu beobachtende und selbstverständlich auch ihm wohlbekanntete Tatsache zu sein, daß sich weit über der von ihm angenommenen oberen Grenze der Würmgletscher Schliffe prachtvoll erhalten haben. Ich zitiere nur zwei Stellen. Auf den permischen Grauwacken des Poggio la Croce sind in 1223 *m* Meereshöhe, also 723 *m* über dem Oglioniveau, Schliffe und Schrammen gut zu beobachten (vergl. pag. 101). Zwischen der großen Kehre der Belvederechausee (Veltlin) und Trivigno (pag. 127) konnte ich Gletscherschliffe auf kristallinen Schiefen (Quarzlagenphylliten) bis zu 1250 *m* Meereshöhe verfolgen. Die Differenz gegen die Adda-Aue beträgt dort rund 850 *m*. In beiden Fällen ist der Höhenunterschied wesentlich größer als die von Hess vorausgesetzte größte Dicke des Würmgletschers. Es würde nicht schwer fallen, aus dem Alpengebiet

Tausende von analogen Beispielen aufzuführen, bei denen ebenso wie bei Trivigno das geschliffene Gestein einen sehr geringen Verwitterungswiderstand aufweist. Hess muß annehmen, daß diese Schriffe wenigstens von der Riß-, an anderen Stellen aber sogar von den beiden älteren Eiszeiten herrühren und sich, trotz mangelnder Eisbedeckung, durch jüngere Eiszeiten und natürlich auch Interglazialzeiten hindurch erhalten haben. Wenn man nun auch diese Annahme nicht direkt als unmöglich beweisen kann, wird man doch wohl fast allgemein zugeben, daß sie bei der Höhenlage der betreffenden Punkte sehr unwahrscheinlich ist. Die Schwierigkeit fällt fort, sobald man annimmt, daß die Schriffe von der Würmvergletscherung herrühren, und den Würmgletschern eine Dicke von der untersten Trogsohle bis zur oberen Schliffgrenze zuschreibt.

Gletschertöpfe sind im Adamellogebiet wahrscheinlich ziemlich verbreitet. Cozzaglio beobachtete einen Gletschertopf bei Breno. (Vergl. pag. 26 dieser Arbeit.) Ich selbst habe bei Edolo schon 1889 Andeutungen schlecht erhaltener Gletschertöpfe beobachtet (vergl. Salomon, 1890, pag. 457); und eine ganze Anzahl von „marmite dei giganti“ sind in einem mittlerweile erschienenen Schriftchen R. Putellis „Una capitale geologica“ angeführt. (Il Secolo XX. August 1907, pag. 674.) Ich besinne mich, derartige Töpfe auch noch an zahlreichen anderen Stellen, zum Beispiel am Südende der großartig glazial geglätteten Zurlafelsen, gesehen zu haben; doch habe ich ihrer Feststellung keinen besonderen Wert beigelegt und sie daher fast nie notiert.

β) Seen ¹⁾.

Die große Anzahl der noch heute als Wasserbecken erhaltenen, die ungeheure der unmittelbar nach der letzten Eiszeit vorhandenen Seen drängt wohl jedem Besucher, nicht bloß der Adamellogruppe²⁾, sondern überhaupt der Alpen die Frage nach ihrer Entstehung auf.

Es ist unstreitig berechtigt, die großen Randseen des Alpengebietes getrennt von den kleineren Seen des inneren Gebirges zu behandeln. In der Adamellogruppe haben wir es nur mit diesen letzteren, den sogenannten Hochseen, zu tun. Bei einem freilich nur sehr kleinen Teile dieser „Hochseen“ besteht die Möglichkeit oder sogar die Wahrscheinlichkeit, daß die Aufstauung des Wassers zum See durch Stirnmoränen, Schuttkegel oder ähnliche lockere Aufschüttung erfolgte. So ist es zum Beispiel wahrscheinlich, daß der auf pag. 256 erwähnte ebene Talboden des Gelotales einem Seebecken entspricht, welches durch die unmittelbar talabwärts folgende alte Stirnmoräne aufgestaut war. Es ist sicher, daß der kolossale, alluviale Schuttkegel das Rabbia- und Malgatales gegenüber von Rino in der Valcamonica den Oglio früher, einmal oder mehrmals zum See aufstaute. Ja es ist, wie auf pag. 141 beschrieben, leider heute noch zu befürchten, daß ein Wolkenbruch durch Murenbildung auf der Südseite des Vermigliotales westlich Fucine einen ausgedehnten Stausee bilden könnte. Eine weitere Kategorie von Seen, die während der letzten Vereisung, beziehungsweise ihrer Rückzugsstadien auch im Adamellogebiet Vertreter gehabt haben wird, sind Eisstauseen, sei es vom Typus des Märjelensees (Stauung durch den Gletscher des Haupttales), sei es vom Typus des alten Innsees oberhalb des Zillertales (Stauung durch den Gletscher des Seiten-

¹⁾ Ich kann natürlich an dieser Stelle keine historische Übersicht über die außerordentlich umfangreiche Literatur geben. Eine kurze Zusammenfassung findet man in Penck und Brückners „Alpen im Eiszeitalter“, pag. 594. Man vergl. auch den lehrreichen Abschnitt über „Kare und Seen“ in A. v. Böhm's „Alte Gletscher der Enns und Steyr“ (Jahrb. d. k. k. geol. R. A., 1885, 35, pag. 523 u. f.).

²⁾ Hier wurde der Seenreichtum wohl zuerst von Maironi Da-Ponte (1825, pag. 29) als ein auffälliges Merkmal hervorgehoben. Er erwähnte, daß die Seen „talora sino sulle piu eccelse vette“ hinaufgingen.

tales¹⁾. Indessen fehlt bis zum heutigen Tage jeder Beweis im Einzelfall. Dasselbe aber gilt auch für die Annahme tektonischer Seen. Es ist gewiß zuzugeben, daß durch junge Verwerfungen oder Faltungen hier wie anderwärts Seen entstanden sein können. Die Kartierung ergab aber bis zum heutigen Tage trotz des Nachweises zahlreicher Verwerfungen auch nicht einen einzigen Anhaltspunkt für die Bildung eines speziellen Beispielen im Adamello.

Von der somit immer noch übrig bleibenden großen Anzahl von Seen läßt es sich für einen recht erheblichen Teil beweisen, daß sie Felsbecken sind. Denn die talabwärts begrenzenden Felsriegel sind an sehr zahlreichen Seebecken nicht bloß erhalten, sondern Dank der glazialen Abschleifung heute noch entblößt und fast oder ganz vegetationsfrei. Ich greife einige Beispiele heraus, bemerke aber ausdrücklich, daß ihre Zahl vermutlich in die Hunderte geht. Lago Moro oberhalb Corna (Val Camonica) (pag. 38), Lago d'Arno (pag. 57), altes Seebecken oberhalb Le Croste und ebenso bei der Malga Adamé im Poja-, beziehungsweise Adametal (pag. 77, beziehungsweise 79), Lago di Campo (pag. 76), Lago grande del Baitone (pag. 88), Lago piccolo und Lago lungo im Baitonegebiet (pag. 90), Lagheto d'Avio, Lago d'Avio, alter See bei Malga di mezzo im Aviotal, alter See bei Malga Lavedole ebendort (vergl. Salomon, 1900, pag. 135 und Taf. IV sowie diese Arbeit, pag. 137), Lago della Vacca (pag. 252), die beiden erloschenen Seen der Val Paghera (pag. 122), alter See des Lepsiuskares (pag. 208), alter See des Beneckekares (pag. 231—232 und Fig. 63), zahlreiche Becken zum Teil noch als Seen, beziehungsweise Moore erhalten) im oberen Cadinotal (pag. 273—274) usw. usw.

Bei einem Teil der aufgeführten Beispiele sowie anderer Seebecken kann man zur Erklärung der Beckenformen chemische Auflösung der Untergrundgesteine heranziehen. Eine kleine Anzahl von ihnen liegt nämlich auf der Grenze von Trias und Tonalit. Ich nenne den Lago d'Arno, di Pozza d'Arno und den Lago di Campo, den Lago della Nuova (= L. di Casinei auf G, pag. 221), die Seebecken des Lepsius- und Beneckekares sowie einen Teil der Seebecken von Cadino.

Diese haben also ähnliche Untergrundverhältnisse wie einige der vor kurzem von Garwood genau untersuchten Gotthardseen, nämlich Lago Ritom, Lago Tom, Lago Cadagno und Lago Tremorgio. (Vergl. Quarterly Journal Geolog. Society London, 1906, 62, pag. 165 u. f.) Garwood nimmt nun auch für diese letzteren auf Grund der Lage an der Grenze von Rauchwacken, beziehungsweise anderen Kalken und schwer löslichen Silikatgesteinen an, daß sie ihre Entstehung chemischer Auflösung und nicht der Glazialerosion verdanken. Ich kann dem schon für die Gotthardseen und erst recht für die Adamelloseen nicht zustimmen und habe mich bereits in einem Referat über Garwoods Arbeit im Neuen Jahrbuch für Mineralogie, 1908, II, pag. — 51—52 —, dagegen ausgesprochen. Genaueres darüber wolle man im folgenden vergleichen. Übrigens hatte Bonney, wie Garwood selbst angibt, die von diesem untersuchten Seen kurz vorher wenigstens „provisionally referred to excavation by ice“ und gegen diese Annahme nur beim Lago Ritom Schwierigkeiten aufgefunden.

Ein anderer kleiner Teil der Seebecken des Adamellogebietes liegt ganz in den kalkigen Bildungen der Trias und gestattet daher dieselbe Deutung. Ich nenne zum Beispiel die erloschenen Seen von Bondolo²⁾ (pag. 219 u. 227) und bemerke, daß von den Cadinobecken einzelne vielleicht ganz innerhalb der Marmorschollen liegen können (pag. 273—274).

¹⁾ Vergl. Penck und Brückner, pag. 333 u. f.

²⁾ Das untere Becken von Bondolo liegt im Zellenkalk. was es sehr wahrscheinlich macht, daß hier chemische Auflösung eine erhebliche Rolle gespielt hat.

Die ganz weitaus überwiegende Zahl der Seebecken unseres Gebietes liegt aber im Tonalit, beziehungsweise Sabbionediorit und eine immer noch erhebliche Zahl in den kalkarmen, beziehungsweise -freien kristallinen Schiefen und permischen Gesteinen. Ich nenne nur einige wenige Beispiele, bemerke aber, daß ihre Zahl viele Hunderte beträgt. Lago della Vacca (Tonalit), Lago Moro (Perm), Becken von Le Croste (kristalline Schiefer), Adamébecken (Tonalit), Lago grande del Baitone, Lago rotondo und Lago gelato del contatto (kristalline Schiefer-Tonalit), Lago lungo, Lago piccolo (kristalline Schiefer), sämtliche Aviobecken, sämtliche Salarnobecken, die beiden alten Seen in Val Paghera, die vielen alten und noch persistierenden Seen der Mandrone- und Presanella-region (Tonalit), die Seen des Corno alto-Gebietes (Sabbionediorit), die alten Seen im Gebiet der Cima Marese (Perm) usw.

Eine genaue statistische Zählung der einzelnen Gruppen habe ich nicht vorgenommen, aber ich schätze die Zahl der nicht in den kalkig-dolomitischen Gesteinen und auch nicht auf der Grenze zwischen ihnen und den anderen Gesteinen liegenden Seebecken auf wenigstens das zehnfache der anderen.

Wer will unter diesen Umständen noch die chemische Erosion als die allgemeine oder auch nur als eine wesentliche Ursache der Seebildung ansehen?

Dabei gebe ich gern zu, daß die auffällig reihenförmige Anordnung des Lago d'Arno, der Pozza d'Arno und des Lago di Campo genau auf der Trias-Tonalitgrenze andeutet, daß die chemische Erosion hier der Glazialerosion den Weg vorgeschrieben und ihre mechanisch erodierende Wirkung vergrößert hat. In ähnlicher Weise mag sie auch für die anderen Seebecken der zwei ersten Gruppen den Ort bestimmt und bei der Bildung mitgewirkt haben. Als den alleinigen oder auch nur als den Hauptfaktor kann ich sie aber außer bei vereinzelt Ausnahmen nicht anerkennen¹⁾.

Selbst wer das indessen für diese beiden Gruppen im Gegensatz zu mir tut, dem bleibt immer noch das Problem, die unzweifelhaft nicht auf chemische Erosion zurückführbare Bildung von wenigstens $\frac{10}{11}$ der Seebecken des Adamellogebietes zu erklären. Wer aber ebenso wie ich in der Gletschererosion die einzig mögliche Erklärung für das Auftreten der großen Mehrzahl der Adamelloseen erkennt, der wird als den wichtigsten Faktor der Erosion gerade bei der Bildung dieser kleinen, dabei aber vielfach doch tiefen Becken die Erosion durch Frostsprengung anerkennen müssen. Die schleifende Erosion allein wird wohl nie, die splitternde Erosion nur ausnahmsweise imstande sein, solche Becken zu erzeugen.

Wie schon auf pag. 452 auseinandergesetzt und im lokalen Teil an vielen Stellen erwähnt, dürften die tiefen, in die alten Gletscherböden eingeschnittenen Wassererosionsschluchten sicher wenigstens zum Teil nicht postglazialer Entstehung sein. Man wird vielmehr den Beginn ihrer Bildung an vielen Stellen schon subglazial zu denken haben, wobei es dann natürlich eine manchmal schwer zu entscheidende Streitfrage ist, welcher Teil als subglazial, welcher als postglazial angenommen werden muß. Da nun diese Schluchten häufig in die die alten Seebecken talabwärts begrenzenden Felsriegel eingeschnitten sind, so brauchen die oberhalb gelegenen Seebecken nicht wirklich als Seen funktioniert zu haben. Die Beckenform ist durch das Eis und unter ihm entstanden. Wurde der Riegel noch unter dem Eise von dem Schmelzwasser vollständig durchschnitten, so entstand nach dem Rückzug des Eises kein See. War die Durchsägung unvollständig,

¹⁾ In diesem Sinne würde ich auch die Ergebnisse deuten, die Blumer bei seiner wertvollen Untersuchung der Glarnerischen Alpenseen erhalten hat. (*Eclogae geologicae Helvetiae*, Bd. VII, pag. 203—244.) Denn wenn in demselben Gebiet im Verrucano Seen durch Eis ausgekolkt sind, warum soll man dann die Gletschererosion nicht auch im Kalk und Schiefer für den Hauptfaktor der Seebildung halten?

so wurden die Dimensionen des Sees verkleinert. Im ersteren Fall wird dann oberhalb der Klamm nur eine beckenartige Erweiterung folgen. Fand die Durchsäugung des Riegels erst postglazial statt, so konnte der See vor der Durchsäugung durch Schotter, Kies und Sand aufgefüllt werden. Es entstand ein Talboden. Das Verhältnis der Höhe des Talbodens zur Höhe des Riegels kann wichtige Aufschlüsse über die Zeit der Durchsäugung des Riegels liefern. Doch sind in jedem einzelnen Fall so viele besondere Bedingungen zu berücksichtigen, daß es mir unmöglich erscheint, hier allgemeine Regeln darüber aufzustellen¹⁾.

Ein Beispiel für dieses Problem ist auf pag. 27 behandelt. Es ist dort gezeigt, daß der Burghügel von Breno der Rest eines alten Talriegels ist, der möglicherweise, aber keineswegs sicher einmal einen Oglieseestausee staute.

Das Kirchet bei Innertkirchen im Haslital ist dem Burghügel von Breno genau analog. Der darüberliegende Kessel Hasle im Grund ist für mich wie für andere Glazialisten durch Eiserosion entstanden und nicht durch „eine flache lokale Falte in postglazialer Zeit“, wie das Baltzer voraussetzt²⁾. Denn wieviel solcher Falten müßten wir dann in den Alpen immer quer zu den Tälern konstruieren?

Baltzer nimmt an, daß „zeitweilig im Becken von Grund ein See gebildet wurde, mit dem die Kiesbedeckung des ‚Grundes‘ in Übereinstimmung steht“. Auch ich war ursprünglich der Meinung, daß ein See dort existiert habe und halte es auch jetzt noch für möglich. Notwendig ist es aber nach den vorhergehenden Ausführungen nicht.

Diese Betrachtungen scheinen mir auch für die Beurteilung der mittlerweile eingetretenen Lötschbergkatastrophe in der Schweiz von Bedeutung zu sein. Ich habe über den Einbruch in den Lötschbergstunnel vor kurzem in Heidelberg einen Vortrag gehalten, der in den Verhandlungen des Naturhist. Mediz. Vereines zu Heidelberg³⁾ kurz wiedergegeben ist. Seitdem hatte ich in Karlsruhe Gelegenheit, einen ausgezeichneten Vortrag meines verehrten Kollegen Buxtorf (Februar 1909) über denselben Gegenstand zu hören und erhielt bald darauf den wichtigen Aufsatz von Albert Heim: „Beweist der Einbruch im Lötschbergstunnel glaziale Übertiefung des Gasterentales?“⁴⁾ Ich muß auch noch hinzufügen, daß ich bald nach Empfang der Sonderabdrücke meiner Notiz erfuhr, daß Herr Prof. Dr. Früh in Zürich schon auf dem Geographentage in Genf (1908), also vor mir die Meinung vertreten hat, daß das Gasterental ein typisches Glazialbecken und daß der abschließende Riegel erst nachträglich von der Kander durchsäugt worden sei⁵⁾. Ferner hat Rollier in einem mir damals nicht zugänglichen Bericht, wie ich Heims Aufsatz entnehme, 1906 geäußert: „Ich glaube, daß die Alluvialbildungen, Grundmoräne, Talaustrillungen und Aufschüttungen tiefer reichen als das Expertenprofil es andeutet. Ob sie aber bis zur Tiefe von 200 m vorhanden sind, kann man nur dann annehmen, wenn man die Bildung des Gasterentales der Gletschererosion zuschreibt“⁶⁾.

In meiner Notiz schrieb ich: „Wohl alle Beobachter dürften jetzt darüber einig sein, daß der Boden ein ausgefüllter ehemaliger See ist.“ . . . „Ich bin mit vielen anderen Geologen und Geographen der Ansicht, daß die weitaus meisten Seebecken der Alpen durch Glazialerosion entstanden sind.“ . . .

¹⁾ In Val Piana (vergl. pag. 145) zeigt eine etwa 20 m über dem Niveau des jetzigen Riegeleinschnittes liegende Seeterrasse deutlich, daß diese 20 m erst postglazial durchsäugt sind.

²⁾ Baltzer, Das Berner Oberland. Berlin 1906 (Borntträger), pag. 137.

³⁾ Neue Folge, Bd. X, Heft 1 (Januar 1909), pag. 1—6.

⁴⁾ Vierteljahrsschrift d. Naturf.-Gesellsch. in Zürich, 53, 1908, pag. 471—480.

⁵⁾ Vergl. das Referat von Hepner in der Geograph. Zeitschrift, 14, 1908, pag. 699.

⁶⁾ Vergl. Heim, l. c., pag. 472—473.

„Es ist aber hier nicht der Ort, diesen Zankapfel der Geologie anzuschneiden. Ich kann nur hervorheben, daß für mich der Gasterenboden ein durch Glazialerosion erzeugtes Felsbecken ist, das erst postglazial aufgefüllt wurde und dessen Felsriegel erst in noch späterer Zeit von der Kander zerschnitten wurde.“

Ich wandte mich gegen die von Lepsius und, wie ich jetzt sehe, auch von Heim vertretene Ansicht, daß die Stauung des Gasterentales durch einen Bergsturz in der Klus erfolgt sei und sagte wörtlich: „Die tatsächlich vorhandenen Schuttmassen und Blockanhäufungen der Klus haben nach meiner Auffassung keine größere Bedeutung und sind vermutlich erst in ganz junger Zeit, vielleicht erst nach der Auffüllung des Sees, heruntergestürzt.“ Die ganze Fassung der hier wörtlich wiedergegebenen Stellen zeigt deutlich, daß ich nicht behauptete, der Löttschberg-einbruch sei gewissermaßen das „experimentum crucis“ für Glazialerosion. Durch ihn sei diese endlich erwiesen. Für mich lag und liegt die Frage ganz anders. Es ist mir subjektiv unwahrscheinlich, daß die Aufschüttung des Gasterenbodens bis zu wenigstens 180 m, möglicherweise aber sogar 300 m Höhe durch einen Bergsturz in der Klus bedingt sei. Doch gebe ich zu, daß es ohne Bohrungen kaum möglich sein wird, diese Annahme streng zu widerlegen.

Für mich persönlich aber und wohl auch für alle anderen Anhänger der Glazialerosion ist der Gasterenboden nur einer unter den zehntausenden oder hunderttausenden von Fällen, die wir in den Alpen und anderen ehemals vergletscherten Gebirgen zu erklären haben und deren Erklärung uns einzig und allein durch die Glazialerosion gegeben zu sein scheint.

Heims Schrift war bereits im Druck, als er die meinige erhielt und richtet sich daher nur in einem nachträglichen Zusatz direkt gegen mich, in ihrem Hauptinhalt aber gegen die in Genf auf dem Geographentag „verkündigte Meinung“¹⁾: Die Katastrophe im Löttschbergtunnel ist ein glänzendes Zeugnis, ein experimentum crucis für die glaziale Übertiefung des Gasterenbodens. Welches Unglück, daß die geologischen Experten von 1900 nicht Glazialhobler waren, sie hätten sonst von dieser Tunnellinie abgeraten! Eine Probe des eingebrochenen Schuttes, die in Genf vorlag, wurde dort für Glazialschutt gehalten.“

Heims Beweisführung ist ungefähr die folgende: Die drei Experten und Rollier hätten angenommen, daß die Klus einen Felsriegel enthalte. Ein Felsriegel ist aber nun in Wirklichkeit in der Klus nicht zu sehen und sei auch nicht vorhanden. Die Klus sei vielmehr durch Bergsturzmaterial verstopft und der flache Gasterenboden „durch Sand- und Kiesaufschüttung durch die Kander hinter den Schuttschwellen gebildet worden“. Zeitweise könne auch Seebildung vorhanden gewesen sein, aber nur im unteren Teile des Kanderbodens. „Daß das ganze Gasterental einst ein See gewesen sei, glaube ich niemals, sonst müßte das Material des Tunnelleinbruches vielfach schlammiger Natur sein.“

„Moränen sind unter dem Gasterenboden nur in geringen Mengen zu erwarten, weil die Barriere in der Klus wahrscheinlich jünger ist als das Dasein des Gletschers daselbst.“ Wenn der Gletscher die Talmulde bei Frutigen, bei Kandersteg, in Gastern ausgehobelt habe, warum habe er nicht auch die Klus zum Becken erweitert usf.

„Das eingebrochene Material ist vor allem keine Moräne, kein Lehm, kein Schlamm. Es ist Flußsand und Flußkies“ usw. „Es war schon“, vor dem Einbruch, „gewaschener Flußsand und Flußkies.“

„Wenn ferner“, wie Salomon meint, „der Felsriegel der Klus erst nach der Seeauffüllung durchschnitten worden wäre, so hätte ja die Kander sich gleichzeitig auch wieder in die vorar-

¹⁾ Von wem, ist nicht gesagt.

gegangene Aufschüttung einschneiden müssen. Davon ist nichts zu sehen. Der ebene Kanderboden mit dem Kanderfluß stützt sich direkt auf die Bergsturzschwelle. Die letztere hat sich also seit der Hinterfüllung nicht wieder wesentlich zu vertiefen Zeit gehabt. Die Bergstürze oben in der Klus bedingen somit das Niveau des Gasterenbodens und diese Aufschüttung ist jünger als die jungen Bergstürze.“

Obwohl ich die Bedeutung der Heimschen Beobachtungen und Darlegungen nicht verkenne, habe ich doch dagegen verschiedenes einzuwenden. Ich gehe in der Reihenfolge der Heimschen Argumente vor.

Erstens: Ich habe nie behauptet, daß in der Klus eine Felsschwelle zu sehen sei, denn ich habe sie trotz dreimaliger Begehung dort nicht sehen können. Ich bin aber der Meinung, daß die in der Klus „tatsächlich vorhandenen Schuttmassen und Blockanhäufungen keine größere Bedeutung“¹⁾ und keine große Mächtigkeit haben. Diese Meinung läßt sich für unseren Spezialfall heute ebensowenig beweisen wie widerlegen.

Zweitens: Ich verstehe nicht, warum man den einheitlich gebauten und ziemlich gleichmäßig geböschten Gasterenboden nicht auf alle Fälle als alten Seeboden auffassen sollte, selbst wenn man mit Heim und Lepsius als Ursache der Stauung einen Bergsturz annimmt. Daß im Tunneleinbruch keine Schlammsschichten nachgewiesen wurden, ist für mich kein Gegengrund, ganz abgesehen davon, daß die Beschaffenheit des quantitativ größten Teils der Tunnelauffüllung noch unbekannt ist und bleiben wird.

Ich brauche auch gar nicht, wie Heim voraussetzt, anzunehmen, daß die Auffüllung des Beckens, und sei es auch nur in seinem tiefsten Teile, aus Moräne besteht. Wo der Gletscher erodiert, lagert er eben nicht ab. Die Auffüllung des Beckens rührt fast ganz von der Kander her, die ihr Delta in den alten See hineinbaute, genau so, wie das heute die Reuß im Vierwaldstätter See tut. Daher muß die Auffüllung wesentlich aus gewaschenem Flußsand und Flußkies bestehen. Aber auch in dem von Heim und besonders (mündlich) von Buxtorf hervorgehobenen Auftreten von verkitteter Gehängeschuttbreccie im vordersten Material der Tunnelauffüllung kann ich keinen überzeugenden Gegengrund gegen meine Auffassung erblicken. An der Stelle des Einbruchs war nach meiner Auffassung eine Halde von Gehängeschutt an der Flanke des alten Sees entstanden. Warum soll denn nicht kalkhaltiges Sickerwasser diesen Schutt zur Breccie verkitten können?

Aber selbst wenn man, was ich bisher nicht zugeben kann, wirklich bewiesen hätte, daß der Gasterenboden nie als See funktioniert habe, so würde das an sich immer noch kein Argument gegen Glazialerosion sein. Denn wie ich auf pag. 456 gezeigt habe, konnten die Riegel von Glazialbecken schon subglazial durchsägt werden.

Drittens: Auf die Frage, warum der Gletscher nicht auch die Klus zum Becken erweitert habe, wenn er doch die Talmulden bei Frutigen, Kandersteg und in Gastern ausgehobelt habe, stelle ich zunächst nur die Gegenfrage, warum denn die Kander ihrerseits nicht die Klus zum Becken erweitert hat, wenn sie doch nach Ansicht der Antiglazialisten die drei Talweiterungen geschaffen haben soll. Warum soll der Gletscher nicht selektiv erodieren, wenn es der Fluß doch auch tut?

Ich gelange nun zu dem letzten und bestechendsten Argument Heims, der „Anlehnung des Gasterenbodens an die Bergsturzschwelle“, woraus Heim folgert, daß die Aufschüttung des Bodens jünger ist als die Bergsturbildung.

Für mich liegt die Sache so. Über den steilen Wänden der Klus folgt der flachere, wenn auch mehrfach gestufte WNW gekehrte Hang des Fischeschafberges auf der einen Seite, auf der

¹⁾ Salomon, pag. 4.

anderen der etwa N-gerichtete ebenfalls gestufte, aber doch auch viel flachere Hang, auf dem die Kehren des Geminiweges liegen. Ich nehme an, daß beide während der Würm-Vereisung noch zusammenhängen und somit einen sehr hohen Felsriegel bildeten, über dessen Oberfläche der Gletscher hinwegging, während unter dem Eise das Schmelzwasser bereits den Riegel zu durchsägen begann¹⁾. Nach dem Rückzuge des Gletschers blieb daher ein See übrig, dessen Riegel und Spiegel höher als das Niveau des jetzigen unteren Gasterenbodens gewesen sein muß. Talaufwärts begann die Kander den See aufzufüllen, an den seitlichen Hängen entstanden Schutthalden und -Kegel; talauswärts sägte sich der Fluß weiter in die Felschwelle ein. Daher sind die talabwärts gelegenen Teile des Bodens wesentlich niedriger als die talaufwärts gelegenen, älteren. Die Kander wurde aber in der Schlucht mehr und mehr durch fortwährendes Abbröckeln von feinerem Schutte, durch Niederstürzen von größeren Blöcken, gelegentlich vielleicht auch einmal durch Niedergehen von unbedeutenden Bergstürzen in der Erosionsarbeit behindert. Sie verzehrte daher schließlich ihre ganze Kraft in der Zerstörung und Wegschaffung dieser auch jetzt noch alljährlich besonders in der schlechten Jahreszeit herabstürzenden Hindernisse. Ja, es konnten, wie augenblicklich, Zeiten eintreten, in denen die Aufhäufung des Schuttes die Zerstörung übertraf, so daß in der ganzen Ausdehnung der Schlucht der felsige Untergrund von Schutt bedeckt ist. Daher ist bis zum heutigen Tage ein Rückwärtseinschneiden des Flusses in den untersten Teil des Gasterenbodens nicht zu beobachten und kann auch noch Jahrtausende lang ausbleiben, nämlich so lange, wie von den Seitenwänden der Klus ebensoviel Material niederstürzt als der Fluß wegzuschaffen vermag. Stürzt aber mehr Material nieder, dann kann sogar eine, wenn auch wohl nur unbedeutende Stauung der Kander im untersten Teile des Gasterenbodens, also eine erneute Seebildung und eventuell Erhöhung des Bodens eintreten. Dieser Vorgang hat offenbar gelegentlich stattgefunden, um dann von neuem von schwachen Erosionsperioden abgelöst zu werden.

Nach meiner Ansicht erklärt sich also das von Heim mit scharfem Blick als ein für seine Anschauung anscheinend sehr günstiges Moment hervorgehobene Zusammenfallen der Talbodenhöhe und des Einschnittes daraus, daß seit der Durchsägung des Felsriegels bis zu seiner jetzigen Höhe durch fortwährendes Abbröckeln von Schutt der Kluswände eine Tieferlegung des Schluchtniveaus und ein Rückwärtseinschneiden in den Talboden verhindert worden ist. Ja, es wird vermutlich dieser letztere durch reichlichere Schuttanhäufung in der Klus in junger Zeit noch etwas erhöht worden sein, woraus sich dann das Fehlen eines Erosionseinschnittes im Gasterenboden ohne weiteres erklärt. Ich gebe also gern zu, daß ohne das Abbröckeln des Schuttes der Talboden oberhalb der Klus von einem Einschnitt durchzogen sein müßte. Die große Bedeutung und Mächtigkeit, die Heim und Lepsius der Schuttanhäufung in der Klus zuschreiben, kann ich nicht anerkennen²⁾.

¹⁾ Mein verehrter Kollege Buxtorf schreibt mir am 9. August 1909 wörtlich: „Daß ich betr. Gasterental nach gemachter Untersuchung zur Glazialerosion gelangt bin, ist Ihnen bekannt. Für das obere Gasterental ist die Übertiefung hinter Granitriegel so gut wie einwandfrei bewiesen. Im unteren Gasterental ist zum Mindesten die Breite des Tales und die Tiefe des Troges auf Konto Glazialerosion zu setzen. Dagegen möchte ich hier, um die Bildung normalen Gehängeschuttes zu erklären, annehmen, daß während oder kurz nach der Vergletscherung der Gletscherbach, respektive die Kander, den Kalkriegel durchsägt hat, somit nach Gletscherrückzug kein See hinter massivem Kalkriegel existiert hat. Die Seebildung, respektive Aufschüttung im unteren Gasteren ist ganz jung und entstanden durch Auffüllung der Talschlucht teilweise durch Bergstürze von den Schuttwänden“.

²⁾ Ob man diese Anhäufung mit den beiden genannten Autoren als „Bergsturz“ bezeichnet oder nur, wie ich, im Wesentlichen ein langsames Abbröckeln des Schuttes annimmt, das scheint mir für die Hauptfrage ziemlich nebensächlich zu sein. Auch wird mein praktischer Vorschlag für den Tunnelbau davon gar nicht berührt. Ist doch Buxtorf auf Grund seiner sehr sorgfältigen Untersuchungen zu demselben Vorschlag gekommen wie ich auf Grund

Meiner Ansicht nach steht unter dem Schutt der oberen Klus fester Fels in vermutlich ganz geringer Tiefe an und bildet eine geschlossene Barriere, durch die die lockeren und wasserdurchtränkten Kanderabsätze verhindert werden als Muhre in die Klus hineinzubrechen, wie sie es in dem so viel engeren Tunnellumen vermochten.

γ) Kare.

Auf die große Bedeutung der Kare in der Adamellogruppe dürfte zuerst Finkelstein hingewiesen haben, der 1889 (pag. 311–312) eine sehr anschauliche Schilderung von den Karen des Freronegebietes entwarf. Über ihre Entstehung hat er sich nicht ausführlicher geäußert. Doch sagt er: „Es liegt nahe, die Entstehung so ungewöhnlicher Formen mit der Wirkung des Ausfeilens durch frühere Hochferner in Verbindung zu bringen . . . Die dem Tonalit eigene Art der Zerklüftung und Bankung ist dabei wohl als wichtiger Faktor mit zu berücksichtigen“. Richter gibt in seinen „Geomorpholog. Untersuchungen in den Hochalpen“¹⁾ nur ganz wenige Angaben über die Kare unserer Gruppe; und auch ich muß die aus verschiedenen Gründen sehr lohnende Spezialuntersuchung, insbesondere die Vergleichung der auf geringe Abstände oft in ganz verschiedenartige Gesteine eingesenkten Kare aus Mangel an Zeit anderen überlassen. Ich will daher im Folgenden nur einige Punkte besprechen, die mir in allgemeiner Hinsicht von Interesse zu sein scheinen.

Der wahrhaft hochverdiente Eduard Richter hat in seinen „Geomorpholog. Beobachtungen aus Norwegen“²⁾ und in der schon zitierten jüngeren Arbeit von 1900 wohl als erster darauf hingewiesen, daß ein Hauptfaktor bei der Bildung der charakteristischen Karform in der raschen Verwitterung der Rückwand und der Seitenwände an der oberen Grenze des Karfirnes oder -Gletschers besteht. Durch die an dieser Grenze sehr häufige Temperaturschwankung um 0° muß in der Tat die Frostsprengung das Gestein ungewöhnlich schnell zerstören. Da aber der bewegte Firn die auf ihn niederstürzenden Schuttmassen stets wieder entfernt, so bleiben die Angriffsflächen frei und die Wände wandern rückwärts.

Diesen ganzen Vorgang hat Richter mit so leuchtender Klarheit beschrieben, daß an seiner Existenz und Bedeutung wohl niemand mehr Zweifel haben wird.

Ein weiteres Charakteristikum der Karform ist es aber, daß zwischen Karen mit mehr oder minder nach außen geneigtem Boden³⁾ und solchen mit beckenförmigem Grunde alle Übergänge auftreten. Dabei dürfte im allgemeinen der schiefe Karboden die genetisch ältere Form sein, aus der sich im aktiven Kar erst allmählich das Karbecken, der „Karsee“ entwickelt. Schon Richter selbst hob hervor, daß die Kennzeichen der Gletschererosion, nämlich Schriffe, Rundhöcker, Schrammen im Allgemeinen auf den Karboden beschränkt sind. In den Rückwänden der Kare seien Gletscherspuren nur ausnahmsweise erkennbar, und vielfach lägen wenigstens in den Hochgebirgen die Kare so dicht an den Hauptkämmen, daß über ihnen gar kein Platz zur Entwicklung eines Eisstromes vorhanden sei, dem man die Auskolkung der Karhohlform zuschreiben könne.

Ganz bestreitet freilich auch Richter nicht, daß eine Erosion durch fließendes Eis im Kargrunde stattfindet. Er sagt zum Beispiel: „Ist das Kahr länglich, so wird der an den Seiten hin-streifende Gletscher eine unterschneidende Wirkung an den Seitenwänden des Kahres ausüben und

meiner wenigen Begehungen. Die Bauleitung soll auch tatsächlich die Tunnellinie so legen, wie wir es beide unabhängig von einander angeraten haben.

¹⁾ Petermanns Mitteilungen. Ergänzungsheft 132. Gotha 1900, pag. 96.

²⁾ Sitz.-Ber. Wien. Akad. Wissensch. Mathem. Naturw. Klasse 105. 1896, pag. 147–189.

³⁾ Ein typisches Beispiel dafür ist das auf pag. 124 erwähnte Kar von S. Vito.

diese in die bekannte U-Form bringen. Aber auch im Hintergrund des Kahres, wo der vom Felsen sich wegbewegende Gletscher diesen nicht in direkter Weise angreifen kann, wird doch die starke Erfüllung des Schnees mit Gesteinstrümmern eine Abnutzung des Fußes der Kahrwand bewirken, ebenso wie der Kahrboden durch die Grundmoräne abgenutzt wird. So erscheint die Kahrbildung als eine kombinierte Wirkung der transportierenden und abschleifenden Arbeit des Gletschers und der Zerstörung der Wände durch die Verwitterung“ (Hochalpen, pag. 4). „Nichtsdestoweniger scheint uns die transportierende Arbeit des Firnflecks oder Gletschers, der im Kahre liegt, für die Ausrundung und Weiterbildung der Kahrwände wichtiger als die ausschleifende“ (ebenda, pag. 9).

Aus den angeführten Äußerungen und anderen Bemerkungen Richters (auf pag. 7—9) geht hervor, daß er die Gletschererosion noch ganz wesentlich als „schleifende“ und nur ausnahmsweise daneben als „splitternde Erosion“ auffaßte. Erosion des Gletschers durch vorausgehende Frostsprengung kannte er auch 1900 noch nicht. Und darauf scheint mir in erster Linie seine geringe Wertschätzung der Gletschererosion in den Karen zu beruhen. Geht er doch darin so weit, daß er auf pag. 10 und 11 schließlich sagt: „Wenn Cvijic weiter ausführt, wie durch die Befeuchtung des Gesteins, durch abwechselnde Gletscherausräumung, Windwirkung etc. an den Lagerstellen der Firnflücke Gruben entstehen, und diesen Vorgängen mehr Bedeutung zumißt als der eigentlichen Gletschererosion, im Sinne der Gesteinsabschleifung, so bin ich damit vollständig in Übereinstimmung“. Solche zum Teil wohl etwas mißverständlichen Äußerungen erklären es, warum E. de Martonne¹⁾, ich selbst²⁾ und andere den Eindruck gewannen, daß Richter die Bedeutung der Gletschererosion in den Karen wesentlich unterschätzt habe. Schreibt doch Hassinger, in dem siebenten geogr. Jahresbericht aus Österreich³⁾ geradezu, daß Richter den Kargletschern eine namhafte Erosionsarbeit nicht zuerkenne, sondern in den mit Seen erfüllten Becken am Kargrunde die Erzeugnisse chemischer Zersetzung und Gesteinsauflösung sehe, während dem Eise nur eine ausräumende Wirkung zukomme“. Obwohl nun zuzugeben ist, daß eine solche Auffassung der Richterschen Darlegungen über das Ziel hinausschießt, sah sich doch Richter selbst dadurch veranlaßt, ausdrücklich hervorzuheben, daß sein Standpunkt mit dem Martonneschen übereinstimme⁴⁾. Daher haben später auch Hettner⁵⁾ und Lory⁶⁾ die Martonnesche Auffassung als identisch mit der (älteren) Richterschen behandelt.

Bei dieser Auffassung ist es nicht wunderbar, daß der Gletschererosion nur eine geringe Bedeutung zugeschrieben wird. Denn sie geht von einem Zustande der aktiven Kare aus, bei dem der weitaus größte Teil der Karwände firnfrei ist, die Ernährung des Karfirns, beziehungsweise -Gletschers, also wesentlich nur von den im Winter auf die Firnoberfläche fallenden Schneemassen bewirkt wird. Daß unter diesen Umständen die Bewegung des Firnes und damit auch die Erosion nur sehr unbedeutend sein kann, ist klar. Ja, ich selbst möchte mit Richter und M. Schmidt⁷⁾,

¹⁾ Sur la formation des Cirques. *Annal. de Géographie*. X. 1901.

²⁾ L. c. pag. 139, Fußnote 1.

³⁾ Wien 1909, pag. 135—136.

⁴⁾ Richter im Referat über Martonne, Petermanns *Mitteil.* 1901. 47. pag. 76 des Literaturberichtes.

⁵⁾ *Geogr. Zeitschrift*. VII. 1901, pag. 454.

⁶⁾ *Les cirques de montagne*. *Revue des Alpes Dauphinoises*. 3. Nr. 9. 1901, pag. 6 des Sonderabdruckes.

⁷⁾ Über Glazialbildungen auf Blatt Freudenstadt. *Mitt. d. geolog. Abteil. des Kgl. Württemb. stat. Landesuntersuch.* Stuttgart 1907. Nr. 1. — Über die Schwarzwaldkare hat in neuerer Zeit auch K. Regelmann wertvolle Beobachtungen gemacht. Vergl. Erläuterungen zu den Blättern Baiersbrunn (pag. 61) und Obertal-Kniebis (pag. 90) der Württemberg. geolog. Spezialkarte.

der mittlerweile eine vorzügliche Untersuchung über Schwarzwaldkare geliefert hat, es sehr stark bezweifeln, daß diese kleinen Firnfelder, beziehungsweise Gletscherchen eine erhebliche Einwirkung auf den Untergrund ausüben können. Es fragt sich aber, ob die Beckenform so vieler Karböden überhaupt in dem von Richter in den Vordergrund gestellten Zustand der aktiven Kare gebildet wird. In zahlreichen Gebieten der Alpen sind nämlich die Firnsammelbassins der Talgletscher zweifellos in Hohlformen eingesenkt, die Karen entsprechen. Dennoch reicht die Firnbedeckung in ihnen oft genug nicht bloß bis an den Fuß der steilen Rückwand heran, sondern bedeckt sie bis zu erheblicher Höhe, ja in manchen Fällen bis zu dem Kämme hinauf. So befindet sich in Wundt's Buch „Die Jungfrau und das Berner Oberland“ eine Abbildung des Finsteraarhorns, die in den niederen Teil des Kammes eingesenkte Kare zeigt, in denen der Firn einen recht erheblichen Teil der Rücklehne bedeckt¹⁾. Dank der freundlichen Erlaubnis des Herrn Obersten von Wundt habe ich auf Taf. IX, Fig. 1, das betreffende Bild verkleinert zur Darstellung bringen können. Ich spreche ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichen Dank dafür und für die leihweise erfolgte Überlassung des Originalnegatives aus. Man beachte besonders den über dem Hauptgefällsknick der Kare verlaufenden Bergschrund. Er beweist uns, daß der ganze den Karboden erfüllende Firn in regelmäßiger Bewegung ist. Auch hier aber ist der Kamm eine völlig scharfe Schneide, die keine Firnsammlung gestattet. Noch interessanter ist eine dem Würthleschen Photographieverlage in Wien gehörende Aufnahme des Mösele (3486 m, Zillerthaler Alpen) vom Schönbichler Horn²⁾, die ich auf Taf. X, gleichfalls etwas verkleinert, wiedergegeben habe. Der ganze dem Beschauer zugekehrte Hang des Berges ist ein einziges riesenhaftes Kar, das bis zum höchsten Kämme und Gipfel von einem mächtigen, durch gewaltige Querspalten zerrissenen Gletscher erfüllt ist. Auch hier fehlt über dem Kar ein eigentliches Sammelgebiet für den Firn. Nur das unbedeutende flach ansteigende allerhöchste Gipfelplateau liefert eine im Verhältnis zu den Maßen des Kares geringfügige Menge; aber das Kar selbst mit seinen zwar steilen, aber schließlich doch zurücktretenden Seiten- und Rückenlehnen sammelt den Firn, und die Zerspaltung der Firn- und Eismasse zeigt die lebhafteste Bewegung. Wo aber Spalten aufreißen, da sind Druckschwankungen im Eise vorhanden und werden nach den Darlegungen auf pag. 445 Frostsprengung auf dem Grunde hervorrufen.

Beispiele, wie die beiden eben angeführten, sind in den Alpen hundertfach vorhanden³⁾; und es kann wohl kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß die aktiven Kare, die sich jetzt in dem Richterschen Stadium — wie ich es der Kürze halber nennen will — befinden, sich ebenso wie viele jetzt ganz vom Schnee verlassene Kare früher in dem Möselestadium befunden haben. Die Richterschen „aktiven Kare“ sind also eigentlich nur noch halb aktiv, und Richters Ausführungen über das Verhältnis der Gletschertätigkeit zur Wandverwitterung treffen wohl für das von ihm betrachtete, nicht aber für das Möselestadium zu. In diesem muß die Wandverwitterung fast vollständig fehlen; wohl aber werden die auf den Karlehnen infolge der Unterstützung durch den unteren Firn liegenden Firnmassen langsam über die Wände herunterströmen, sie schleifen, glätten und gelegentlich schwach erodieren. Ihre Hauptwirkung aber wird es sein, daß sie dem den Karboden bedeckenden Gletscher als Nahrung dienen und ihm damit die Möglichkeit zu einer rascheren Bewegung und energischeren Erosion geben. Wo vollends, wie vielfach in unseren Mittelgebirgen über dem Kar⁴⁾

¹⁾ In Spemanns Alpenkalender auf dem Blatte vom 13.—15. April 1907 reproduziert.

²⁾ Ebendort 7.—9. November 1908.

³⁾ Auch in der Adamellogruppe, nur daß ich von dort zufälligerweise keine passenden Aufnahmen zur Verfügung habe.

⁴⁾ Zum Beispiel Feldsee oder Mummelsee im Schwarzwald.

noch Flächen von hinreichender Ausdehnung vorhanden sind, da wird der oberhalb des Kares entstehende Eisstrom sich über die Karwand als Gletscherfall ergießen und eine intensive Auskolkung des Karbodens hervorrufen können. Tatsächlich haben sich denn auch manchmal Spuren der Gletschertätigkeit auf den Seiten- und Rückwänden der inaktiven Kare ganz gut erhalten. Die Stelle oberhalb des Schwarzen Sees in den Vogesen, die ich in meiner zitierten kleinen Arbeit auf Taf. V abbildete, liegt in der Rückwand des Kares. Dort ist die Granitoberfläche prachtvoll glazial geblättert. Aus ihr aber ist durch die von mir angenommene und auf pag. 138 der betreffenden Arbeit eingehend geschilderte Weise ein großer Block durch Gletschererosion entfernt. Gerade aus der Seltenheit solcher Beispiele schloß nun Richter darauf, daß die Rückwände nicht vom Eise bearbeitet worden seien. Ich glaube, daß der Tatbestand und damit das ganze Karproblem sich auf die folgende Weise leicht erklären lassen. Beim Beginne einer Vereisung in einer vorher nicht vereisten Gebirgsregion bilden sich Firnflecken, beziehungsweise kleine Gletscher zunächst an all den Stellen, die wie das Richter (l. c. pag. 4—5), de Martonne, Martin Schmidt (l. c. pag. 16—17) und andere genau beschrieben haben, irgendwie orographisch begünstigt sind, also vor allen Dingen wohl in den Taltrichtern, daneben aber auch in allen Nischen und Gruben günstig exponierter Hänge, am Fuße von Steilwänden usf.¹⁾ Jetzt setzt das Richtersche Phänomen ein, die Wände werden rückwärts, beziehungsweise seitwärts verlegt, der Schutt abwärts transportiert, als Moräne aufgehäuft, der noch schräg geneigte Untergrund weniger durch die sehr langsam strömenden Firnmassen als durch die von ihr über den Untergrund fortgeschleppten Steine etwas abgenützt, abgeschliffen, geschrammt. Zu einer Beckenbildung kommt es nach meiner Auffassung in diesem Stadium wohl nicht, selbst wenn es sehr lange bestehen sollte. Bei langer Dauer werden nischenartige Hochflächen mit steiler Umrandung, aber schräger Neigung der Böden entstehen, Karembryonen, wie ich sie nennen möchte, manchmal von erheblicher Oberfläche, aber selbst dann absolut nicht dem typischen Kar der Martonneschen Definition entsprechend. Die Adamellogruppe ist sehr reich an derartigen Bildungen. Taf. V, Fig. 1 zeigt charakteristische Beispiele, während auf Taf. VIII, Fig. 2 unter dem Kamme des Monte Alta Guardia bei Breno eine Anzahl von Wandabsätzen zu sehen ist, die beim Sinken der klimatischen Schneegrenze Firnfelder festhalten und das Richtersche Phänomen einleiten könnte. Natürlich können schon in diesem Stadium bei genügend langer Dauer durch Rückwitterung der Seiten-, beziehungsweise Rückwände der Nischen Vereinigungen ursprünglich getrennter Individuen und auf den Höhen schräge Denudationsflächen entstehen.

Jetzt sind aber zwei Möglichkeiten vorhanden. Entweder die klimatische Firngrenze rückt wieder in die Höhe und die Karembryonen bleiben als solche mit ihren schrägen Böden erhalten; oder aber die Firngrenze sinkt; es kommt zu einer wirklichen Vereisung und Bildung ausgedehnter Gletscher vom alpinen Typus. Die Karembryonen werden Firnsammelbassins größerer Gletscher und treten in das Möselestadium ein. Das Richtersche Phänomen, die Rückwitterung der Wände hört auf. Dafür beginnt aber jetzt kräftige Gletschererosion im Kargrunde. Der schräge Boden wird mehr und mehr geebnet und erhält bei hinreichender Dauer des Möselestadiums Beckenform, die alte Moräne wird hinausgetragen und entfernt. Der Karembryo ist zum Kar geworden. Geht die Vereisung noch weiter, kommt es zur Bildung eines einheitlichen Inlandeises, so wird wohl

¹⁾ Typische Kare, der Martonneschen Definition entsprechend, werden allerdings wohl nur dann entstehen, wenn die ursprüngliche Hohlform schon einen einigermaßen rundlichen Querschnitt besaß. So sagt z. B. Rovereto in seiner lesenswerten „Geomorfologia del Gruppo del Gran Paradiso“: „Non si comprende come l'arretramento debba essere circolare, purchè non si ammetta che il nevaio venne ad occupare un precedente circo ad imbuto erosivo“. (Boll. Club alpino italiano 1906, pag. 230.)

auch die Karform wieder zerstört werden. Das Kar ist durch individualisierende Vorgänge entstanden, die Inlandvereisung dürfte nivellieren. Geht die Vereisung aber zurück, so geht das Kar aus dem Möselestadium wieder in das Richtersche Stadium über und wird infolge der mittlerweile entstandenen Beckenform besonders günstige Bedingungen für das Richtersche Phänomen bieten. Denn in den beckenförmigen Einsenkungen wird sich der Firn noch länger halten als auf den schrägen Böden. Es wird also jetzt eine energische Rückwitterung der Wände einsetzen; und dieser werden in den allermeisten Fällen die Spuren der Gletschertätigkeit auf den Wandflächen zum Opfer fallen. Daraus erklärt sich die von Richter hervorgehobene Seltenheit von Gletscherschliffen und anderen Glazialerosionsspuren an den Karlehnen. Im Kargrunde werden meiner Ansicht nach kaum wesentliche Veränderungen eintreten. Jedenfalls werden dort die Polituren und Schrammungen sowie die Beckenbildungen nicht zerstört werden. Wohl aber beginnt von neuem der Schuttransport zum Kar-Ende. Denn bei der jetzt vorhandenen Form des Grundes wird der Firn sich in dem Becken länger halten und daher seine End-Moräne gerade am Ende des Beckens ablagern. So erklärt sich die in vielen Karen des Schwarzwaldes und der Vogesen beobachtete Tatsache, daß die Moräne des Kares gerade dem Karriegel aufliegt. Verschwindet der Firn ganz und gar, so bleibt die Karform übrig, von der Richter bei seinen Betrachtungen ausging und die auch von de Martonne für seine Kardefinition gewählt wurde.

Man sieht, daß sich meine Anschauung von der Richterschen dadurch unterscheidet, daß Richter die Rückwitterung der Wände und die Ausbildung der Bodenbecken der Kare als gleichzeitige Vorgänge ansah. Für mich sind sie zeitlich getrennte Vorgänge, und es ist, wenn man so will, eigentlich gar nicht derselbe Firnfleck, beziehungsweise Gletscher, an dessen oberer Kante die Frostsprengung die Wände zerstört und dessen Bewegung den Grund umgestaltet. Erst lagert sich vielmehr nach meiner Auffassung Firn in eine nicht glaziale Hohlform des Gebirges ein. Es beginnt das Richtersche Phänomen und erzeugt den Karembryo mit geneigtem Boden. Die Vereisung wird stärker; der Firnfleck wird zum Gletscher, beziehungsweise der Gletscher nimmt andere Dimensionen und Formen an. Jetzt tritt das Karembryo in das Möselestadium ein und wird durch die Gletschererosion zum Kar, während das Richtersche Phänomen so lange ruht. Erst beim Rückgang der Vereisung beginnt es von neuem, formt die Karwände um, zerstört die Eisspuren auf ihnen und hinterläßt schließlich beim völligen Schwinden des Eises das Kar in der Form, in der wir fast überall die typischen inaktiven Kare antreffen.

Es ist aber zu beachten, daß es nicht notwendigerweise bis zur Beckenbildung in den Karembryonen zu kommen braucht. War die Dauer des Möselestadiums nicht lange genug oder ist das Gestein der Erosion nicht günstig, so bleibt der Boden schräg und das Kar unvollkommen. Und so ist es nicht wunderbar, daß wir alle Übergänge von der einfachen Wandnische bis zum vollendeten Kar nebeneinander in demselben Gebirge antreffen.

Nach diesen Darlegungen scheint es mir zweifellos festgestellt zu sein, daß zur Bildung eines typischen Kares die Glazialerosion ein ebenso notwendiger Faktor ist wie die Richtersche Wandrückwitterung. Und ich glaube, daß auch bei der Bildung typischer Kare der Mechanismus der Glazialerosion nur dann verständlich wird, wenn man außer der schleifenden und splitternden Erosion auch noch Erosion durch Frostsprengung annimmt. Auch die Tatsache, daß in manchen Karen mehrere Becken in den Grund eingeschliffen, daß andere gestuft sind, scheint mir bei der Annahme der ja in ganz hervorragendem Maße selektiven Erosion durch Frostsprengung viel leichter zu begreifen. Daß die Möglichkeit dieser Art der Gletschererosion in Karen, die sich im Möselestadium befinden, wirklich existiert, wird wohl niemand bestreiten, der einen solchen Gletscher einmal gesehen hat.

Wie schon vorher gesagt, kann in dieser Arbeit keine spezielle Beschreibung der Adamello-Kare geliefert werden. Nur auf zwei schon im lokalen Teile geschilderte Vorkommnisse muß ich wegen ihrer besonderen Form ausdrücklich hinweisen, das Benecke-Kar (pag. 231—233) und das Lepsius-Kar (pag. 208).

Beide haben die fast völlig trichterartige Gestalt gemeinsam, bei beiden wird der Abschluß von einer hoch aufragenden Wand von Trias, beim Benecke-Kar von Raibler Schichten, beim Lepsius-Kar von Esinomarmor gebildet. In beiden Fällen ist die Wand nach innen, gegen das Trichtertiefste geneigt und ihre Neigung entspricht ziemlich genau den Schichtflächen. Die Bodenhöhlung des Benecke-Kares liegt ganz, die des Lepsius-Kares fast ganz im Tonalit. In beiden war ursprünglich ein See eingebettet, in beiden ist dieser längst verlandet; das Wasser der Hänge aber hat sich unterirdisch seinen Weg durch die leicht auflöslchen, kalkigen Triasschichten gebahnt.

Die Form dieser Trichter-Kare, wie man sie nennen könnte, unterscheidet sich von der der gewöhnlichen Kare mit beckenförmigem Grunde hauptsächlich durch die Tiefe der Aushöhlung und durch die beinahe kreisrunde dolinenartige Gestalt. Da die Aushöhlung wesentlich im Tonalit erfolgte, so wäre es unberechtigt, der chemischen Erosion durch das Wasser hier die Rolle des primären Faktors der Hohlraumbildung zuzuschreiben. Wir müßten dann die Höhlung im wesentlichen in der Trias erwarten. Aber eine Nebenrolle dürfte die Auflösung der Kalke durch das Wasser insofern gespielt haben, als sie schon während und vielleicht auch nach der glazialen Erosion des Grundes den unter den Tonalit schräg einfallenden Kalk entfernte (vergl. Fig. 63 auf pag. 232) und so den überlagernden Tonalit zum Nachbrechen prädisponierte. Die Gletschererosion allein halte ich nicht für befähigt, derartig tiefe enge Löcher auszukolken.

Anhang.

Im Jahre 1906 fuhr ich mit der Eisenbahn durch das Veltlin von Colico bis zur Tresenda. Mir fiel bei der Fahrt auf, daß man auf der Nordseite des Tales kaum recht typische Kare sieht, während sie auf der Südseite prachtvoll und in erheblicher Zahl entwickelt sind. Es ist das wieder ein schönes Beispiel für den Einfluß der Exposition auf die Karbildung, das ich bei dieser Gelegenheit hervorheben wollte, da ich es im Penck' und Brücknerschen Werke nicht erwähnt finde.

δ) Talstufen ¹⁾ (Kartreppen, Seetreppen).

Es ist eine längst bekannte Tatsache, daß in ehemals vergletscherten Tälern Stufenbau außerordentlich häufig auftritt; doch sind es im allgemeinen wohl nur die kleineren Seitentäler oder die obersten Stücke der Haupttäler, die diesen Bau zeigen, sei es nun, daß er auf sie beschränkt, sei es, daß er nur in ihnen erkennbar ist. Geht man in einem solchen Tale aufwärts, so folgt auf einen flachen oder doch mäßigen Aufstieg plötzlich eine meist steile Wand, über die der Bach, sei es als Wasserfall, sei es als „Stromschnelle“ herunterzustürzen pflegt, während der Weg mühsam im Zickzack in die Höhe steigt. Oben angelangt steht man gewöhnlich auf einem glazial abgerundeten Felsriegel, in den sich der Bach oft nur unbedeutend eingeschnitten hat. Hinter dem Riegel breitet sich ein See oder ein Seeboden aus und manchmal folgt schon unmittelbar hinter dessen Ende eine neue Steilwand mit Wasserfall und all den eben geschilderten Eigentümlichkeiten. Ich habe 1900 in der schon mehrmals zitierten kleinen Skizze ein sehr typisches Beispiel

¹⁾ Um Mißverständnisse zu vermeiden, bemerke ich, daß ich unter „Stufe“ stets die steile Wand, nicht aber den gewöhnlich darüber liegenden flachen Talboden verstehen will.

einer solchen „Seetreppe“, wie man sie wohl am besten nennt, aus der Adamellogruppe beschrieben und abgebildet (l. c. pag. 134—136 und Taf. IV). Es ist das das Aviotal mit seinen acht flachen Böden oder Seen¹⁾. Offenbar in dieselbe Kategorie der Glazialerscheinungen gehören aber auch Kartreppen und die gestuften Kare²⁾, die mir ebenfalls aus der Adamellogruppe in einer Reihe von Beispielen bekannt sind. So hat zum Beispiel die „Foppa“ bei Edolo, von der ich schon 1890³⁾ eine rein objektive morphologische Schilderung, ganz ohne Rücksicht auf ihre Entstehung gegeben habe, in der Mitte eine derartige Stufe. Der karartige oberste Abschnitt der Val Paghera bei Vezza besteht „aus zwei alten Seebecken, die voneinander durch einen äußerst niedrigen, glazial abgerundeten, aber jetzt durchsägten Tonalitrücken getrennt sind. Die Oberfläche des zweiten ausgefüllten Beckens liegt nur etwa 2 m tiefer als die des ersten“⁴⁾.

Die Entstehung dieser Tal- oder Karstufen wird sehr verschiedenartig erklärt. Von vornherein auszuschalten sind meiner Ansicht nach außer in Spezialfällen alle Hypothesen, die allein Wechsel in der Härte oder Wetterbeständigkeit der Gesteine, beziehungsweise tektonische Absenkung der tieferen Teile als Ursache annehmen. Denn sie vermögen nicht zu erklären, warum das Auftreten von mehr als einfachen Stufen so gut wie ganz auf die ehemals vergletscherten Regionen beschränkt ist und warum das Talstück über und unter dem Gefältsknick gewöhnlich Beckenform besitzt. Sie versagen endlich völlig, wo die Stufen wie in dem Aviotal und anderen Tälern der Adamellogruppe in das einheitliche Tonalitgebiet eingeschnitten sind und in gleich gebauten Paralleltälern einander weder der Zahl noch der Anordnung nach entsprechen.

Gerade in der Adamellogruppe und zwar im Salarnotal hat Baltzer⁵⁾ den Stufenbau eingehend studiert und zum Teil durch eine abweichende Hypothese zu erklären versucht. Doch wird man bei deren Erörterung berücksichtigen müssen, daß sie in einer Zeit aufgestellt wurde, in der die Anschauungen über Glazialerosion und Vereisungen des Diluviums noch wesentlich ungeklärter waren als heutzutage, und daß es damals nur sehr schlechte topographische Karten der Gegend gab. Ich vermute also, daß Baltzer selbst heute wohl seine Anschauungen in manchen Punkten modifiziert haben wird. Er sagt: „Die Anzahl der Terrassen beträgt 5—7, zwei davon besitzen Seen . . . Im ganzen Tal existiert kein Wasserfall; die Abstufungen sind flach . . . Wie ist nun dieser Terrassenbau zu erklären? Hier wohl nicht anders als durch die kombinierte Wirkung von Erosion“ (sc. Wassererosion W. S.) „und Gletscher. Die große Stufe bei Cevo ist Folge der Zuflüsse vom Adametal und Arnosee . . . Die andere große Stufe von 552 m läßt sich mit dem Gesteinswechsel in Zusammenhang bringen. Der harte Tonalit widersteht der Erosion besser als der Schiefermantel.“ Für die oberen Stufen aber wird angenommen, daß, so lange ein Talabschnitt vom Gletscher bedeckt blieb, er konserviert und das abwärts gelegene Talstück erodiert wurde. Daher entspreche jede Stufe im Tal einem Stillstand im Gletscherrückgang, und diesen Rückzugsstadien seien die Stufen zuzuschreiben. Dieselbe Hypothese, sogar durch dieselbe Figur erläutert, hat Baltzer auch 1873 in seinem „Glärnisch“, pag. 67, ausgesprochen. Zu seinen Auseinandersetzungen habe ich folgendes zu bemerken. Cevo liegt gar nicht unten im Talgrunde,

¹⁾ Vergl. pag. 137 dieser Arbeit, wo auch eine ältere Schilderung Cacciamalis zitiert ist.

²⁾ Daß „zwischen den Kahrtreppen und dem regelmäßigen Stufenbau vieler alpiner Quertäler ein Unterschied nicht gemacht werden kann“, hat Richter treffend gezeigt. (Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen. Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft 132, Gotha 1900, pag. 47.)

³⁾ Salomon, 1890 (siehe Liter. Verzeichnis), pag. 462.

⁴⁾ Pag. 122 dieser Arbeit.

⁵⁾ Baltzer, 1869, pag. 4—8 des Sonderabdruckes.

sondern 450 m darüber auf der seitlichen Bergflanke, allerdings auf einem flacheren Gehänge, das man als Seitenterrasse auffassen kann. Außerdem aber liegt es so weit talabwärts von der Einmündungsstelle der von Baltzer zitierten Zuflüsse, daß schon dadurch jeder Zusammenhang zwischen diesen und einer eventuellen Stufenbildung bei Cevo auszuschließen wäre. Merkwürdigerweise ist aber gerade unter und über der Einmündungsstelle der Seitenbäche das Gefälle der Täler so gering und gleichmäßig, daß man eben dort überhaupt nicht von einer deutlichen Stufenbildung sprechen kann. Weiter oben im Tal folgt in der Tat eine Reihe von ganz ausgeprägten Stufen, die am besten auf Blatt Monte Adamello von *J* 25 erkannt werden können. (Vergl. aber auch *A* und die kurze Erwähnung auf pag. 84.) Die erste noch ganz in den kristallinen Schiefen gebildete Stufe liegt unterhalb der Malga Pesce und bedeutet einen Anstieg von etwa 1350 bis 1667 m. Auf ihrer Oberseite liegt Malga Macesso di sotto. Hinter dieser liegt die Tonalitgrenze und mit ihr fällt eine neue Stufe von rund 200 m Anstieg zusammen. Oben liegt Malga Macesso di sopra in 1892 m Höhe. Ich habe nicht mehr in Erinnerung und leider auch vergessen zu notieren, ob der etwa 100 m hohe und nur etwa 600 m lange Anstieg zum Lago di Macesso auch Stufencharakter hat, wie es mir jetzt bei Betrachtung von *J* 25 scheint. Jedenfalls aber ist der 1958 m hoch gelegene, durch Inseln ausgezeichnete Macessosee von dem ganz wenig entfernten 2038 m hohen Salarnosee durch eine Stufe getrennt; und über diesem folgt nach einer neuen Stufe der 2100 m hohe Seeboden der Malga Dosasso. Ob darüber noch deutliche Stufen erkennbar sind, das habe ich bei meinem Besuche im Jahre 1890 leider ebenfalls nicht notiert und gleichfalls nicht in Erinnerung. Die Karten sind mir aber in dieser Hinsicht nicht deutlich genug, wenn auch *J* 25 einen alten Seeboden unterhalb des Rifugio in etwa 2200 m Höhe anzudeuten scheint.

Die zweite der von Baltzer hervorgehobenen Ursachen der Stufenbildung ist wirklich im Salarnotal und in einer Reihe von anderen Radialtälern der Adamellogruppe nachweisbar. Wo im Talgrunde der talaufwärts gelegene Tonalit von nicht bloß weicheren, sondern auch wesentlich leichter verwitternden Gesteinen abgelöst wird, da ist eine manchmal sehr steile und bedeutende Talstufe vorhanden. Sie hat im Salarnotal eine Höhe von weniger als 200 m¹⁾, im Adametal etwa 400 m (vergl. pag. 79). Im Daonetal bei Ert ist sie schwach entwickelt, aber deutlich erkennbar und die Ursache eines kleinen Wasserfalles. Sie fehlt aber in vielen anderen Tälern ganz und gar, oder ist durch rückschreitende Erosion zerschnitten, beziehungsweise etwas talaufwärts verlegt²⁾. Wir sehen also, daß in der Adamellogruppe ebensogut wie in früher nicht vergletscherten Gegenden der Gesteinswechsel die Veranlassung zur Bildung isolierter Stufen und damit von Wasserfällen werden kann³⁾. (Rheinfall bei Schaffhausen.) Es ist aber ganz ausgeschlossen, auf ihn die Bildung ganzer Reihen von übereinandergelegenen Stufen zurückzuführen, noch dazu, wenn diese Stufen alle in dasselbe Gestein eingeschnitten sind.

Wir kommen nun zu der neuen Hypothese Baltzers. Nach dieser müßten wir erwarten,

¹⁾ Nicht 552 m, wie Baltzer angibt. Macesso di sotto liegt mit 1690 m noch im Perm, Macesso di sopra mit 1892 m im Tonalit. Der Anstieg vom Ende des Talbodens bei Macesso di sotto bis zur Hütte Macesso di sopra liegt bereits ganz im Tonalit. Vergl. Salomon, 1891, I, pag. 471; Salomon, 1897, II, pag. 167 und pag. 84 dieser Arbeit.

²⁾ Zum Beispiel in der Val Paghera = Valle Aviolo bei Vezza, wo die Stufe etwa 450 m Höhe hat. Das alte Seebecken darüber liegt etwa 1920 m hoch. Die Beziehung zum Gesteinswechsel ist hier trotz der Rückwärtsverlegung noch ganz ausgesprochen.

³⁾ Auch die harten, widerstandsfähigen Bänke des Grödener Sandsteines können Riegel bilden. (Vergl. pag. 234.)

auf jedem oberen Rand einer Stufe einen Endmoränenwall zu finden¹⁾. Erfahrungsgemäß ist das nur selten der Fall, obwohl die dort vorhandenen Felsriegel ihre Politur und Glättung sehr oft vorzüglich bewahrt haben und auch nach der ganzen Lage eine nachträgliche Entfernung solcher Moränenriegel ausgeschlossen ist. Ferner müßte unter der Baltzerschen Voraussetzung eine Beziehung zwischen der Zahl der Stufen und der nachweisbaren Rückzugsstadien der letzten Vereisung vorhanden sein. Sie stimmen aber weder in der Zahl, noch in der Lage überein. Die Moränenriegel des Bühl-, Gschnitz- und Daunstadiums haben gewöhnlich eine von den Stufen gänzlich unabhängige Lage. Hätte Baltzer recht, so müßten benachbarte Paralleltäler unter sich gleiche Anordnung und Zahl der Stufen haben, was nicht zutrifft. Endlich basiert Baltzers Hypothese ganz und gar auf der Annahme, daß die Gletscher konservieren statt zu erodieren, eine Annahme, die ich, wie schon oft erläutert, für falsch halte. Auch Richter hat sich in seinen „Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen“ (pag. 49) gegen Baltzer ausgesprochen.

Eine Anschauung, die auf den ersten Blick Ähnlichkeit mit der Baltzerschen zu haben scheint, ist von Brückner und Penck (l. c. pag. 621) entwickelt worden. „Manche Riegel mögen auch Stellen markieren, an denen in einer Phase der Eiszeit der Gletscher während längerer Zeit endigte, so daß das Becken oberhalb des Riegels als Zungenbecken entstand. Auch beim Kirchet bei Meiringen und beim Riegel von St. Maurice dürfte das mitgespielt haben; heute noch liegen auf diesen Riegeln Moränen. In Fällen, wo ein späterer Gletschervorstoß die Endmoräne vernichtete, ist eine solche Entstehung nicht mehr zu erweisen.“

Man sieht, daß es hier den Autoren nur darauf ankam, die Bildung des Beckens und des unterhalb des Beckens folgenden Riegels zu erklären, nicht aber die eigentliche Stufenbildung am Außenrand des Riegels. In Wirklichkeit ist die Ähnlichkeit mit der Baltzerschen Hypothese also nur rein äußerlich. In der vorsichtigen, auf Spezialfälle beschränkten Form, wie ich sie hier zitiert habe, scheint mir nichts dagegen einzuwenden zu sein.

Brückner und Penck untersuchen an dem angegebenen Orte ganz eingehend die Bildung der Stufen und Riegel. Außer dem bereits mitgeteilten Passus, der sich nur auf die letzteren bezieht, haben sie drei Erklärungen für Stufen²⁾.

Auch sie führen ebenso wie Baltzer und ich einzelne Stufen und Riegel auf Gesteinsverschiedenheiten zurück. Sie erklären das Kirchet bei Meiringen, den Riegel von St. Maurice im Rhonetal und den von Mauvoisin im Bagnesttal durch das Auftreten besonders widerstandsfähiger Gesteine. Weiter heißt es: „Becken mit dahinterliegenden Stufen finden sich oft dort, wo mehrere große Gletscher sich vereinigten, so das Becken von Chermontane im Hintergrund des Bagnestales“ usw.

Auf pag. 302 aber wird hervorgehoben, daß „die Stufenmündung eines Nebentales in der Regel auch mit einer Stufe des Haupttales verbunden ist, welche gewöhnlich etwas talaufwärts gerückt ist“. Die Erklärung für diese Beobachtungen wird auf pag. 303 gegeben: „Alle diese Fälle lassen aufs neue erkennen, daß die beträchtlichste Erosion dort ausgeübt worden ist, wo ein Zusammenfließen großer Eismassen stattgefunden hat. Diese Erosion hat sich im Haupttale ein Stück weit aufwärts erstreckt, an der Mündung der Nebentäler macht sie halt. Man meint zu sehen, wie der Haupttalgletscher oberhalb der Seitengletschermündungen eintaucht, um letztere zu unterschieben.“

¹⁾ Baltzer nimmt allerdings, wie man in seiner zitierten Originalarbeit nachlesen wolle, für die tieferen Stufen eine stets um gleiche Beträge erfolgende Erniedrigung durch in die Breite gehende Wassererosion an. Dabei würden auch die Endmoränen verschwinden. Dem widerspricht aber die glaziale Rundung der Riegel.

²⁾ Von den Stufenmündungen der Hängetäler sehe ich hier ab.

Bei dieser Anschauung wird also die Haupttalstufe auf die infolge Zuströmens von Seitengletschern vermehrte Erosionskraft des Eises zurückgeführt. Die Eintiefung des Tales ist im gewissen Sinne als Funktion der Masse des Gletschers gedacht. Untersuchen wir mit Hilfe der italienischen und der Aegerter'schen Karten an einigen Beispielen aus der Adamellogruppe, ob dort die Penck-Brücknersche Erklärung, sei es immer, sei es wenigstens für einen Teil der Stufen, anwendbar ist.

In dem von mir 1900 beschriebenen Aviotal münden oberhalb der Caldeastufe rechtsseitig im Gebiete des dort etwas geneigten Talbodens mehrere, wenn auch unbedeutende Tälchen ein. Unterhalb mündet rechtsseitig die bedeutendere Val di Salimmo. Der Caldeaboden liegt aber ganz wenig unter der ersten Cascata. In deren Gebiet fehlen Seitentäler. Unmittelbar darüber folgt der Laghetto (1866 *m*), gegen den linksseitig nach *A* sich ein Seitentälchen öffnet. Im Gebiete des großen Lago d'Avio (1881 *m*) sind nur unbedeutende Seitentälchen vorhanden; wohl aber mündet in der Mitte des aufgefüllten Sees von Malga di Mezzo von rechts die bedeutende Valle dei Frati, von links das weite zum Passo delle Gole larghe führende Gabeltal. Im Gebiete des alten Sees von Malga Levedole vereinigt sich die Valle del Venerocolo mit dem oberen Hauptzweige des Aviotales.

Im Borzagotal mündet wenig unterhalb der steilen, etwa 400 *m* hohen Stufe von Niscli (vergl. pag. 307) die bedeutende Val Conca. Im oberen Valentinotal liegt gleich unter der steilen Stufe des Coël di Vigo der Seitenzirkus der Malga Stracciola, der die Eismasse des Haupttales wesentlich verstärkt haben muß.

Unmittelbar unter der riesenhaften Stufe, über die der Mandronegletscher seine vorderste schmale Zunge als Gletscherfall in die Val di Genova stürzen läßt, münden Lobbiagletscher und -Bach in das Haupttal.

Fast alle diese Beispiele sind der Penck-Brücknerschen Auffassung mehr oder minder günstig; und die Zahl der ihr günstigen Fälle läßt sich leicht stark vermehren. Es gibt aber doch auch viele Beispiele, in denen sie, wie die beiden Forscher selbst bereits hervorgehoben haben, nicht anwendbar ist. Sie sagen: „Zahlreiche Riegel entsprechen keinem der erwähnten Typen. So liegen die Riegel und Becken im Aaretal zwischen der Handegg und dem Unteraargletscher alle im Gneisgranit“ usw. . . „In diesen Fällen ist meist ein Unterschied in der Festigkeit des Gesteins nicht zu erkennen. Aber auch größere Seitengletscher, deren Vereinigung mit dem Hauptgletscher die Erosionskraft des letzteren gesteigert haben könnte, fehlen. Für diese Stufen und Riegel müssen Differenzen in der Erosionskraft des Gletschers als Ursache angenommen werden, die in der Längsrichtung auftraten und sei es durch Änderungen des Gefälles, sei es durch solche des Querschnittes, bedingt waren. Ein Riegel wurde herausgebildet, wo die Erosionskraft talabwärts kleiner war als talaufwärts. Wo dagegen die Erosionskraft lokal eine Steigerung erfuhr, entstand ein Becken und oberhalb einer solchen Stelle starker Erosion konnte sich eine Stufe ausbilden“.

Richter hat in seinen Hochalpenuntersuchungen 1900 das Problem der Stufenbildung gleichfalls behandelt und kommt dabei, auch auf Grund einer mir nicht zugänglichen Arbeit von Mac Gee im Journal of Geology (II, 350, „Glacialcañons“), zu der Annahme, „die Gletscher hätten die Eigenschaft, die in einem Tale vorhandenen Gefällsungleichheiten zu steigern, in dem sie stärker geneigte Stücke noch steiler, die weniger geneigten nahezu horizontal machen oder gar in Gruben verwandeln“. „Der darüber ziehende Gletscher hat die Tendenz, die Ungleichheiten des Talgefälles zu steigern“ (pag. 48—49)¹⁾.

¹⁾ Vergl. auch das kurze, aber sehr klare Referat von Hettner, Geogr. Zeitschrift, 1901, pag. 451.

Ich selbst habe noch 1900 die Bedeutung der Talstufen nicht richtig erkannt, stehe aber jetzt ebenfalls auf dem Standpunkt von Penck, Brückner und Richter, daß sie durch die Tätigkeit der Gletscher erzeugt werden. Ich möchte es dabei mit Richter für möglich halten, daß die schwachen Gefällsknicke des alten praeglazialen Talbodens die erste Veranlassung zu ihrer Herausbildung waren. Denn wenn in eine flache, gleichmäßig nach außen geneigte Gefällslinie eines Flußtales ein steileres ebenfalls nach außen geneigtes Stück eingeschaltet ist, so werden bei Gletscherbedeckung wenigstens am Anfang und am Ende dieses Zwischenstückes Oberflächen-, beziehungsweise Grundspalten im Eise aufreißen, wenn nicht gar die ganze Strecke von Spalten durchzogen sein wird. Mit der Bildung, der Wanderung und der Schließung der Spalten treten aber am Grunde des Gletschers die der Gletschererosion so günstigen Druckschwankungen auf, und es wird also hier, wie auf pag. 445 auseinandergesetzt, das Ausfrieren und der Transport von Platten und Blöcken beginnen. Ist das Gestein günstig zerspalten, beziehungsweise hat es eine der Erosion günstige Anordnung und Stellung der Klüftbarkeitsebenen, so wird am Ende des steileren Gefällsstückes ein Becken entstehen und allmählich rückwärts schreiten. Dabei wird das steile Stück der Gefällslinie immer steiler und immer kürzer, das Becken immer länger und tiefer. Der das Becken abwärts begrenzende Fels wird zum Riegel, die es aufwärts begrenzende schräg geneigte Fläche wird allmählich zur Steilwand, über die in postglazialer Zeit der Bach als Wasserfall stürzt. Ich halte es aber nicht nur für möglich, sondern sogar für wahrscheinlich, daß beim Rückgang der Gletscher das Eis und in postglazialer Zeit der Winterfirn in den Wannern längere Zeit liegen bleibt als an anderen Stellen. Es muß dann das von Richter aus den Karen beschriebene Phänomen der Wandrückwitterung einsetzen und wird sehr wesentlich dazu beitragen, die Wand steiler zu machen und eventuell ein Stück weit rückwärts zu verlegen. Ist das Gestein der Gletschererosion ungünstig, wobei es, wie ich ausdrücklich hervorhebe, nicht auf die Härte, sondern auf die Klüftbarkeit ankommt, so wird sich der Vorgang nur sehr langsam vollziehen, und es braucht überhaupt nicht zur Bildung deutlicher Stufen zu kommen. Umgekehrt halte ich es für wahrscheinlich, daß auch ohne merkliche Gefällsknicke Stufen und mit ihnen Becken und Riegel dadurch verursacht werden können, daß sich die Klüftbarkeitsebenen der Gesteine auf einer bestimmten Strecke des Talgrundes günstig, darüber und darunter ungünstig verhalten. Die geologische Karte verrät das nicht. Die Beobachtung im Freien aber zeigt, wie in dem Abschnitt über die Klüftung des Tonalites ausführlich besprochen werden wird, daß in dieser Hinsicht oft auf kurze Strecken große Unterschiede vorhanden sind. Sie beruhen im allgemeinen weniger auf einem raschen Wechsel in der Orientierung der Klüftbarkeitsebenen, als darauf, daß in einem Gebiet das eine, im anderen ein anderes Klüftsystem vorherrscht oder doch deutlicher entwickelt ist. Die klare und einleuchtende Formulierung des Problems, wie sie Penck und Brückner 1904 gegeben haben (vergl. pag. 470 dieser Arbeit), bedarf also meiner Meinung nach nur einer kleinen Erweiterung. Es sind nicht bloß Differenzen in der Erosionskraft des Gletschers, sondern auch Differenzen der Klüftbarkeit und der Anordnung ihrer Ebenen im homogenen Gestein, welche die für die Stufen-, Riegel- und Beckenbildung charakteristische Lokalisierung, die Selektion der Gletschererosion hervorbringen. Das hat denn auch Penck (l. c. pag. 836) 1907 bereits erkannt. Er sagt: „Ich muß Salomon in der Würdigung der Klüftbarkeit des Gesteins für die ausbrechende glaziale Erosion durchaus beipflichten. Letztere ist in der Tat auch im homogen erscheinenden Gesteine dank dessen verschiedener Klüftbarkeit eine selektive, so wie dies seither auch von Gilbert für die Sierra Nevada gezeigt worden ist. Der Einfluß der Klüfte auf den Formenschatz des Aviotales ist ein ganz augenfälliger“ usw. . . . „So erscheinen mir denn nicht bloß die Wannern im Aviotale,

sondern auch deren Stufen als Werke glazialer Erosion, welche durch die Klüftbarkeit des Gesteins gefördert ist.“

Fassen wir alle diese Betrachtungen zusammen, so zeigt es sich, daß die Bildung einzelner Stufen, Wasserfälle und Stromschnellen in glazialen und nicht glazialen Gebieten durch einen Wechsel des Gesteins bedingt sein kann. Die große Mehrheit der wohl so gut wie ausschließlich auf Glazialgebiete beschränkten Stufenreihen, besonders in der Form der Seetreppen und Kartreppen, erklärt sich aber entweder durch einen Wechsel in der Erosionskraft des Gletschers oder durch Unterschiede in der Klüftbarkeit der von dem Gletscher erodierten Gesteine. Der erstere Fall, eine Vermehrung der Erosionskraft des Gletschers, ist häufig durch das Einströmen von Seitengletschern bedingt. Er kann aber auch dadurch hervorgerufen sein, daß in dem Gefälle des prae-glazialen Gletscherbodens Knicke vorhanden waren, die an bestimmten Stellen Spaltenbildung und damit intensivere Erosion hervorriefen.

Der Wechsel in der Zahl der Stufen selbst unmittelbar benachbarter Täler, die große Zahl der Stufen in manchen Tälern, die in völlig einheitlich erscheinendes Gestein eingeschnitten sind, erklären sich so ungezwungen, während sie mit den älteren Anschauungen unvereinbar sind.

ε) **Längsleisten (= Terrassen, Trogböden, Trogschultern, Reste alter Talböden).**

Ich will im folgenden den Ausdruck Terrasse nur für diese der Längsrichtung der Täler entsprechenden Leisten am Gehänge, und zwar für ihre flache Oberseite gebrauchen, um so einen Unterschied gegenüber den quer zur Talrichtung verlaufenden „Stufen“ zu haben. Für den Steilabfall der Terrassen nach unten will ich die Bezeichnung „Terrassenwand“ gebrauchen. Im lokalen Teile sind an sehr vielen, aus dem Register ersichtlichen Stellen Beobachtungen über solche Terrassen mitgeteilt. Hier handelt es sich mir hauptsächlich darum festzustellen, welche Bedeutung wir ihnen zuzuschreiben haben.

Wandert man im Reußtale von Amsteg nach Göschenen, so sieht man vortrefflich, wie sich der Fluß in den alten glazialen Talboden eine tiefe Schlucht eingeschnitten hat. Die Verbindung der beiden seitlichen Talbodenstücke ist so wenig unterbrochen, daß niemand über die Bedeutung dieser sehr breiten Terrassen im Zweifel sein kann. Schwieriger wird es natürlich eine einwandfreie Deutung zu geben, wenn statt breiter, wenig unterbrochener Terrassen, schmale, nur auf kurze Strecken verfolgbare Leisten oder gar nur kleine Plateaustücke an einem Gehänge vorhanden sind. Die Frage, ob es sich da wirklich um einen lange Zeit als Talbodengrund funktionierenden Trogboden oder um unbedeutende Seitenerosions-Einschnitte handelt, ist schwer, oft wohl gar nicht zu entscheiden, wenn auch jeder derartige Einschnitt einen Teil eines alten Trogbodens darstellen kann. Worauf es aber bei diesen Gebilden ankommt, ist die Dauer und Bedeutung ihrer Existenz. Würde ein jeder wirklich, wie Heß annimmt, einer besonderen Eiszeit entsprechen, dann hätten wir in ihnen außerordentlich bedeutsame Marken der Gletscherstände und -Erosionstiefen der einzelnen Vergletscherungen. Sehen wir nun, wie es sich damit im Oglotale verhält, also gerade in dem Gebiet, das Heß als hervorragend günstiges Beispiel für seine Theorie zur kartographischen Darstellung benutzt hat.

Der Boden des Richterschen Troges¹⁾ ist unmittelbar oberhalb Edolo und Mü prachtvoll erhalten und auf weite Strecken aufgeschlossen. (Vergl. pag. 109, besonders 122 u. 123; Fig. 33 auf pag. 113.) Er liegt dort etwa 800 m hoch und steigt seitwärts flach bis über 850 m an. Der

¹⁾ Vergl. Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen. Ergänzungsheft 132. Petermanns Mitteil., pag. 149.

Oglio hat sich vielleicht zum Teil schon subglazial oder erst postglazial eine tiefe Schlucht in ihn eingeschnitten und springt aus ihr im Orte Edolo über ein Wehr in den alluvialen Talboden des Aprica- oder richtiger Fiumicellotales hinunter (690 *m*). In diesem ist aber, wie auf pag. 117 und 126 beschrieben, eine ausgesprochene Terrasse bis über Cortenedolo zu verfolgen¹⁾. Lombro (870), Cortenedolo (907), Vico (912) und eine Anzahl isolierter Häuser stehen auf ihr. Auf dem Südufer des Fiumicello liegt Santicolo (905 *m*) darauf. Der Bach hat sich etwa von Cortenedolo an tiefer darein eingeschnitten, aber schon weit oberhalb Edolo ist die Schlucht von alluvialen Ablagerungen erfüllt, so daß sich bei Edolo ein fruchtbarer breiter Talboden ausdehnt. Weiter talaufwärts, oberhalb Santicolo, liegen die beiden Orte Corteno und Galleno auf einem alten, etwa 1000 *m* hohen Talboden, der nur durch eine tiefe Erosionsschlucht zerschnitten ist (vergl. pag. 126). Ich möchte auch diesen Talboden trotz seiner größeren Höhe als ein Stück des Richterschen Troggrundes ansehen. Vermutlich hatte dieser bei Corteno eine Steilstufe und enthielt oberhalb der Stufe ein Seebecken.

Unterhalb Edolos sind Reste des Richterschen Troggrundes auf dem westlichen Ogliaufer vom Ponte di Dazza an bis etwa zu Casa Regore in Höhen von etwa 640 bis 700 *m* erkennbar (Blatt Sonico von *J* 25). Die Kirche von S. Andrea steht darauf.

Der alte Talboden der gegenüber mündenden Val Malga liegt dagegen etwa 800 *m* hoch, so daß der Torrente Remulo sich eine tiefe Ausgleichungsschlucht in ihn eingegraben hat.

In derselben Gegend, in der wir so den Grund des Richterschen Troges an vielen Stellen genau erkennen können, sind auch höhere Terrassen vortrefflich nachweisbar. Wie auf pag. 117 beschrieben, gehören die Wiesen von Fontana Nassa bei Edolo, von Fletta di sopra gegenüber Sonico, von Laudò und Fludena bei Malonno, von Plazzo und Lezzavone sowie von Baita Daone und Baite Felici zu einem höheren System, das Lagen von etwa 1000—1150 *m* über dem Meere aufweist. Es liegt also etwa 200—250 *m* höher als das erste und entspricht wohl zweifellos dem oberen Trogrand Richters, d. h. der Schulter des Troges.

Vermutlich spielen die auf pag. 96 erwähnten Terrassen von Pareclo und Fregadè im Malgatal dort dieselbe Rolle gegenüber dem Talgrunde (vergl. Sonico von *J* 25). Denn sie liegen in 1200 *m* Meereshöhe, etwa 200 *m* über dem Remulobache.

Etwa 700 *m* über dem Richterschen Troggrunde liegen am Hange des Monte Aviolo die sehr deutlichen Terrassen von Preda (1536 *m*), Pozzolo (1567 *m*) und Parto (1507 *m*) (vergl. pag. 113). In 1820 *m* Meereshöhe aber, 1000 *m* über dem Troggrunde, steht man am Eingange der Foppa, eines ausgesprochenen, in der Mitte schwach gestuften Kares.

Vergleichen wir mit diesen Verhältnissen bei Edolo südlichere Teile der Val Camonica. Wir finden bei Capo di Ponte den durch Aufschüttung offenbar stark erhöhten Talboden des Haupttales in 360 *m* Meereshöhe. Der Grund des Richterschen Troges ist hier verschüttet, die Gletscherschliffe reichen an der Terrassenwand bis zum Talboden hinunter. Etwa 340 *m* höher, nämlich in 700—770 *m* Meereshöhe breitet sich unterhalb Cimbergo die ausgesprochene Terrasse des Pian di Carè aus (vergl. pag. 62 u. 66), also ein Stück des zweituntersten Trogbodens, vermutlich die Schulter des Richterschen Troges. Nicht sehr viel höher, aber von der Terrasse des Pian di Carè durch einen steilen Anstieg getrennt, liegt Cimbergo am Rande einer etwa von 870 bis 950 *m* deutlich verfolgbaren Terrasse und dieser entspricht unverkennbar, nur durch eine tiefe Erosionsschlucht getrennt, die etwa 950—1000 *m* hohe Terrasse von Paspardo. Aber freilich fällt diese nach

¹⁾ Man vergl. Blatt Lovero Valtellino von *J* 25.

Süden geneigte Terrasse, wie aus G ersichtlich, sehr genau mit dem Auftreten der leicht zerstörbaren Werfener Schichten über dem widerstandsfähigen Perm zusammen und auch ihre tiefere Lage bei Cimbergo erklärt sich aus der Neigung der Schichten. Wir werden sie also von vornherein nicht mit anderen Terrassen parallelisieren dürfen.

Noch etwas höher am Gehänge treffen wir die auf pag. 65 beschriebene moränenbedeckte Hochfläche von Raculo, Varecola, Redole, deren Hauptbereich zwischen 1000 und 1100 *m* liegt, wenn sich auch nach oben und unten keine scharfen Grenzen ziehen lassen.

Ferner sind nördlich des Zumellabaches in etwa 1450—1550 *m* und in 1700—1800 *m* Höhe flache Terrassen stellenweise nachweisbar; südlich des Baches aber ist nur eine Abflachung in etwa 1400—1500 *m* deutlich.

Ein Teil dieser Terrassen steht offenbar in Beziehung zum Auftreten des sehr leicht zerstörbaren Zellenkalkes der unteren Trias, insbesondere dürfte sich der allmähliche Übergang der Cimbergoterrasse in die von Redole daraus erklären.

Jedenfalls aber scheint es mir nicht möglich zu sein, schon jetzt die Terrassen des Gebietes von Capo di Ponte auch nur einigermaßen ungezwungen mit denen von Edolo zu parallelisieren.

Wir hatten:

	Grund des Richterschen Troges	Seine Schulter	Höhere Terrassen	Höchste Terrasse
in Edolo	800—850 <i>m</i>	1000—1150 <i>m</i>	1500—1570 <i>m</i>	1820 <i>m</i> (Karrand)
im unteren Apricatal. . .	870—912 „	—	—	—
unterhalb Edolo beim Ponte di Dazza	640—700 „	ähnlich wie oben	—	—
bei Capo di Ponte . . .	weniger als 360 <i>m</i>	700—770 <i>m</i>	$\left. \begin{array}{l} 1. 870—1000 \text{ „} \\ 2. 1000—1100 \text{ „} \\ 3. 1400—1550 \text{ „} \end{array} \right\}$	1700—1800 <i>m</i>

Vergleichen wir jetzt auch die Verhältnisse am linken Ogloufer südlich der Val Pallobia (siehe Niardo und Breno von *J* 25). Der Grund des Richterschen Troges hat oberhalb Breno in der Gegend von Niardo und Braone jedenfalls Beckenform (vergl. pag. 27). Der Talboden dürfte also bei Niardo bis tief hinunter aus alluvialen Aufschüttungen bestehen, so daß wir den Trogrund jedenfalls wesentlich tiefer als das Niveau des Talbodens, das heißt wesentlich tiefer als 300 *m* voraussetzen müssen. Die Schulter dürfte in dem auf pag. 43, 47 und 49 beschriebenen Terrassensystem von Dosso Nigula (639 *m*), Case Plagne (750 *m*)¹⁾, Case Salimna (620 *m*) und Case Plagne bei Breno (752 *m*, nahe dem Dosso Argai) zu suchen sein. Auf pag. 49 habe ich auch noch den nur 550 *m* hohen Terrassenvorsprung unmittelbar nördlich von Val Cobello zu diesem Terrassenzuge gerechnet, bin aber jetzt doch im Zweifel, ob das berechtigt ist.

Höher an den Hängen dieser Berge finden sich Andeutungen, beziehungsweise Reste von Terrassen nördlich der Val di Cobello bei Casa Servile, 850 *m*, und C. Mignone, 1250 *m*, südlich bei den Case Casigola, 900—1000 *m*, und (?) Dosso Cucchetto, 1400—1500 *m*²⁾. Südlich der Valle del Re ist eine deutliche Abflachung bei den Case Bisone in 1150—1200 *m*.

Auch bei diesen Terrassen kann ich mich nicht davon überzeugen, daß eine nur einigermaßen einwandfreie Parallelisierung mit den Terrassen der mittleren und oberen Val Camonica

¹⁾ Vielleicht besser die tiefere Terrasse von C. Splasmorto (637 *m*).

²⁾ Auf der Südseite des Monte Alta Guardia liegt die sehr ausgeprägte moränenbedeckte Terrasse von Nempláz in derselben Höhe (1454 *m*).

durchführbar ist. Nur der Richtersche Trog ist im allgemeinen klar erkennbar, aber schon bei ihm unterliegt die Differenz zwischen Grund und Schulter starken Änderungen. Nun hat allerdings Penck meiner Ansicht nach in der Hauptsache mit Recht hervorgehoben, daß das obere Oglitotal jedenfalls ursprünglich über den Apricapaßweg zum Addatal entwässert wurde und „erst spät durch Zerstörung eines Sattels zwischen dem M. Colombè (2135 *m*) und M. Elto (2148 *m*) mit dem unteren Val Camonica verknüpft wurde“¹⁾. Ich möchte nur glauben, daß der Sattel zwischen Monte Elto und Piano della Regina (2628 *m*) gelegen hat. Die Orientierung der kristallinen Schiefer in der Antiklinale des Piano della Regina, das auffällige und bisher unerklärte Knie des Oglio nordwestlich Cedegolo, die Richtung des Aglionetales und der auffällige Sattel zwischen den Malghe Forcola (1183 *m*) und dem M. Colombè²⁾ scheinen mir dafür zu sprechen. Ich vermute, daß der Torrente Pogleia ursprünglich über diesen jetzt 1130 *m* hohen Sattel nach SW hinwegfloß und der Hauptbach des unteren Oglitales war. Die von mir angenommene Richtung des Ur-Pogliatales liegt sehr genau in der Fortsetzung des heutigen Salarnotales.

Unter diesen Umständen ist es, wie schon Penck hervorgehoben hat, wohl möglich, daß die Terrassensysteme im oberen und unteren Oglitotal einander nicht entsprechen. Aber selbst wenn wir das berücksichtigen, sehe ich dennoch, wenigstens bisher, keine Möglichkeit, die Hesssche Hypothese durch die natürlichen Verhältnisse im Oglitotal zu stützen. Dazu kommt, daß die italienischen Karten in 1:25.000 und 1:50.000 trotz vieler Vorzüge nicht genau genug sind, als daß man sich meiner Ansicht nach auf sie allein basieren dürfte. Das war Hess, der, wie mir aus seinem Text hervorzugehen scheint, die Gegend wohl nicht besucht hatte, unbekannt; und so unternahm er es lediglich auf Grund der Karte in 1:50.000 die Trogränder festzulegen und danach seine Karten des Ogligletscher in den vier Eiszeiten zu entwerfen. Berücksichtigt man die Ergebnisse der vorher beschriebenen Terrassenvergleiche in der Val Camonica, so scheint mir klar zu sein:

1. daß die Zahl der als Terrassenreste deutbaren Längsleisten stellenweise viel größer ist, als Hess annahm;
2. daß sie sich, selbst wenn man ein und derselben Terrasse ziemlich stark verschiedene Höhen zuschreibt, meist auf ganz kurze Strecken nicht mehr entsprechen;
3. daß sie zum Teil durch Gesteinswechsel verursacht, also dann Denudationsterrassen sind, und daher in den Höhen liegen, in denen dieser Wechsel eintritt;
4. daß infolgedessen ihre Bedeutung nur durch Untersuchung an Ort und Stelle, nicht aber lediglich durch Studium topographischer Karten erkannt werden kann;
5. daß die einzigen bisher mit einiger Sicherheit auf größere Strecken verfolgbaren Terrassen des Oglitales dem Grunde und der Schulter des Richterschen Troges entsprechen.

Aus diesen Ergebnissen schließe ich ferner, daß es eigentlich wenigstens bis jetzt nicht berechtigt sein dürfte, die Terrassen, wie es auch in der vorliegenden Arbeit noch zum Teil geschehen ist, ohne weiteres als Trogböden oder Trogränder zu bezeichnen.

Zu ganz ähnlichen Ergebnissen bin ich übrigens auch im Sarcatale gekommen. Man vergl. die Ausführungen über die Terrassen bei Pinzolo auf pag. 160—161. Pinzolo selbst liegt etwa 770 *m* hoch auf einem alluvialen Talboden, dessen Aufschüttung ich für sehr mächtig halte. Der

¹⁾ L. c. pag. 835. Taramelli (Di alcune delle nostre valli epigenetiche. Atti III. Congresso Geografico Italiano 1898, pag. 8 des Sonderabdruckes) war im Gegensatz dazu der Meinung, daß das obere Addatal mit dem Poschiavotal in allerdings noch älterer Zeit in der mittleren Val Camonica seine Fortsetzung gehabt habe.

²⁾ Vergl. Blatt Tirano von *J* 100 oder Blatt Capo di Ponte von *J* 25.

Richtersche Trogggrund liegt darunter. Nördlich von Carisolo findet sich in 1200—1350 *m* Höhe die sehr ausgesprochene Terrasse von Campo. Dieser könnte westlich von Pinzolo die Terrasse von Plagna in 1100—1250 *m* und östlich die mittlere Terrasse des Sabbione in 1165—1280 *m* entsprechen. Höher am Gehänge liegen Terrassen westlich bei Niaga (1445—1550 *m*) und Campo, beziehungsweise Campostril (1744, beziehungsweise 1835 *m*), östlich die von Vacek beschriebene Terrasse von Fosadei (1400 *m*) am Sabbione. Außerdem aber zieht sich wenig über dem Talboden an diesem die Terrasse von Massimeno (im Norden 1020 *m*, im Süden 864 *m*) entlang.

Auch hier kann man natürlich durch geeignete Interpretierung jeder Eiszeit eine bestimmte Terrasse zuschreiben. Ich vermag mich aber, wenigstens bei dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnis, noch nicht von der Richtigkeit der Hess'schen Annahmen zu überzeugen, sondern stehe in dieser Hinsicht etwa auf dem in Pencks und Brückners Werke begründeten Standpunkt.

Sehr viel schöner als in den Haupttälern ist der Richtersche Trog oft in hohen Seitentälern erhalten. So ist der letzte Abschnitt des obersten Lenotales bei der Malga del Gelo nichts anderes als der Trogboden, die auf pag. 256 erwähnte, auf O 25 sehr deutlich gezeichnete steile Hinterwand des Terminezirkus der Trogschluß und die auf pag. 257 erwähnte Terrasse am Fuße der Cima di Blumone die Schulter des Troges. Diese Schulter läßt sich um den ganzen Trogschluß herum bis in die Gegend von Malga Predòn und weiter verfolgen.

Ähnlich verhält sich das Adametal bei der Malga Adamè. Der alluviale Seeboden bei der Malga verhüllt den dort beckenförmig ausgekolkten Grund des Richterschen Troges. Auf beiden Talseiten aber und besonders schön auf der rechten Talseite zieht sich etwa 2—300 *m* über der Talsohle eine nach unten steil abfallende, oben flache Felsleiste entlang, deren Kante der Schulter des Richterschen Troges entspricht. (Vergl. Blatt Monte Adamello von J 25.)

§) Übertiefung und Hängetäler.

In unlösbarem Zusammenhange mit dem im fünften Abschnitte behandelten Problem der Terrassenbildung steht auch die Frage nach den Ursachen und dem Mechanismus der Übertiefung. Da ich auch hier auf dem Boden der Penck-, Brückner- und Davis'schen Darlegungen stehe und kein wesentlich neues Material beizubringen habe, so beschränke ich mich auf wenige Bemerkungen¹⁾.

Wie im lokalen Teile eingehend von vielen Stellen beschrieben, ist die Adamellogruppe ein außerordentlich deutliches Beispiel für die Übertiefung der größeren Täler. Eine große Anzahl von landschaftlichen Charaktermerkmalen ist nur durch sie verständlich und zum Teil bereits von Penck erläutert. Penck hat auch mit Recht die großen Verdienste Cozzaglios um die richtige Auffassung des Phänomens hervorgehoben (pag. 834—836). Oglio-, Sarca- und Chiesetal sind im allgemeinen im Verhältnis zu ihren Nebentälern stark übertieft. Aus ihrem Grunde führt der „Schinder“ steil im Zickzack neben einem Wasserfall oder einer jungen Wassererosionsschlucht empor. Oben angelangt geht es schwach ansteigend im Nebental weiter. So muß man vom Felsgrunde des Haupttales bei Cedegolo (400 *m*) etwa 200 *m* emporsteigen, um den Pogliatalboden zu erreichen. Dieselbe Differenz beträgt:

bei Capo di Ponte (362 *m*) beinahe 600 *m* (Brücke zwischen Paspardo und Cimbergo),

bei Rino gegen die Val Malga mehr als 200 *m*,

¹⁾ Man vergl. auch die Angaben auf pag. 443.

bei Vezza d'Oglio wohl auch mehr als 200 m (Val Paghera),
 bei Stadolina mehr als 200 m (Val di Vallaro),
 zwischen Val Seniciaga und Val di Genova mehr als 500 m,
 zwischen Val Lares und Val di Genova mehr als 700 m,
 zwischen Sarca (bei Pelugo) und Val di Borzago 280 m über dem Haupt-
 talboden,
 zwischen Sarca (bei Villa) und Val di S. Valentino über 300 m über dem
 Haupttalboden,
 zwischen Chiese (bei Vermungoi) und Valbuona etwa 600 m,
 zwischen Chiese (bei Pracul) und Valle della Nuova etwa 500 m,
 zwischen Chiese (bei Boazzo) und Val di Leno etwa 300 m.

Ähnlich sind auch wieder die größeren Nebentäler gegen ihre Seitentäler übertieft. So steigt man aus der Val di Breguzzo etwa 200 m empor, um in die eigentliche Val d'Arnò zu gelangen, aus dem Pogliatal aber gar 940 m, um den Lago d'Arno zu erreichen.

Umgekehrt sind einige Seitentäler vorhanden, die im Niveau des Haupttales münden. Penck (pag. 836) hat das bereits für Val Narcane und Val d'Avio hervorgehoben und meiner Ansicht nach mit Recht damit erklärt, daß sie „dem Ogliogletscher Hauptzuflüsse zuführten, deren Erosion mit der des Hauptgletschers Schritt zu halten vermochte“.

Ja, in einigen Fällen sind die Täler, welche wir heute als Nebentäler auffassen, stärker übertieft als unsere „Haupttäler“. Bei Edolo ist das Fiumicello- oder Apricatal wesentlich tiefer eingegraben als das obere Ogliotal¹⁾. (Penck, l. c. pag. 835.) Die Val di Genova bricht bei Carisolo mit einer Steilstufe gegen den doch erst alluvial so hoch aufgefüllten Talboden von Pinzolo ab. Dasselbe gilt vom Chiesetal bei Daone gegenüber dem Talboden von Creto, nur daß hier die Ausgleichungsschlucht („gorge de raccordement“) schon das Niveau des übertieftesten Tales erreicht hat (vergl. auch pag. 193). Das erklärt sich aber in allen drei Fällen daraus, daß der Gletscher unseres jetzigen Nebentales der Hauptgletscher war. Über den Apricapaß kam ein mächtiger Arm des Addagletschers, über Campiglio des Sulzberggletschers²⁾ und über die Wasserscheide von Roncone des Rendenagletschers.

Wohl den allergroßartigsten Eindruck von der landschaftlichen Bedeutung der Übertiefung erhält man, wenn man, wie auf pag. 202 angegeben, auf der Terrasse der unteren Trias dem linken Gehänge der Val Daone folgt. Man sieht von hier oben prachtvoll, wie die Seitenbäche über geradezu furchtbare Abstürze hinweg in das Haupttal hinunterspringen müssen. Bei der Standfestigkeit des die Wände bildenden Grödener Sandsteines ist es hier stellenweise sogar unmöglich gewesen, den gewohnten Schinder neben dem Wasserfall anzulegen, so daß die oben gelegenen Almen nur auf weiten Umwegen zu erreichen sind. Dabei sind aber diese Seitentälchen vielfach so unbedeutend, daß in ihnen unmöglich beim Rückgang der Vereisung die Gletscher längere Zeit erhalten bleiben konnten als im Haupttal. Und dennoch verlangt das zum Beispiel die Kiliansche Erklärung³⁾ der Übertiefung. Man vergleiche in dieser Hinsicht die Tälchen der Malga Rolla oberhalb Vermungoi.

¹⁾ Natürlich immer am Grunde des Richterschen Troges gemessen.

²⁾ Vergl. pag. 437.

³⁾ Ich kann der geistreichen Hypothese meines hochverehrten Freundes Kilian auch aus den von Penck (pag. 730) angeführten Gründen im allgemeinen nicht beistimmen.

7) **Gabelung der Gletschertäler nach unten (Seegabelung, Diffluenz)** ¹⁾.

Diese auch für die topographische Gestaltung so vieler Alpenrandseen ungemein wichtige Erscheinung habe ich bereits seit langer Zeit in derselben Weise aufgefaßt, wie ich sie von Penck und Brückner in ihrem Fundamentalwerk dargestellt finde (besonders pag. 809 u. f.). So habe ich schon 1903 bei Gelegenheit einer Unterrichtsreise nach den oberitalianischen Seen die Gabelungen des Comer-, des Luganer-, des Iseo- und Gardasees meinen Schülern gegenüber mündlich durch Zerstörung von Wasserscheiden zwischen ursprünglich getrennten Tälern erklärt. Auch auf pag. 86 der vorliegenden Arbeit ist in einem lange vor Kenntnisnahme des Penck- und Brücknerschen Werkes niedergeschriebenen Kapitel die Gabelung des Coppotales so aufgefaßt und ausdrücklich gesagt: „Es ist derselbe Vorgang im kleinen, der im großen die sonderbare Gabelung der Täler des Comer-, des Luganer-, Iseo- und Gardasees bewirkt hat, wie im allgemeinen Teile der Arbeit begründet werden wird.“

Ich hebe die selbständige Auffindung der von Penck und Brückner vor mir publizierten Auffassung natürlich nicht hervor, um den beiden hochverdienten Forschern die ihnen unzweifelhaft zustehende Priorität der Veröffentlichung zu bestreiten, sondern nur, weil sie mir eine gewisse Wahrscheinlichkeit mehr für die Richtigkeit der Hypothesen zu gewähren scheint. Übrigens sehe ich jetzt nachträglich auch, daß Früh in einem wichtigen Vortrage von 1906 die Diffluenz (Gabelung) gleichfalls bereits im Sinne von Penck und Brückner verwertet hat. (Über Form und Größe der glazialen Erosion. Verhandl. d. Schweizer. Naturforsch. Gesellsch. in St. Gallen 1906, pag. 40 u. f.) In vielen Fällen von Diffluenz der Glazialtäler bleibt von dem ursprünglich die beiden Täler trennenden Gebirgskamme, der nun, wie Früh sehr bezeichnend sagt, zum Diffluenzsporn wird, vorn ein größeres oder kleineres Stück als Inselberg, beziehungsweise wenn die betreffenden Talabschnitte als See funktionieren, als Insel stehen, zum Beispiel Monte Isola im Iseosee, Bürgenstock im Vierwaldstätter See, Hügelchen bei Sargans an der Gabelungsstelle des Rheintales, Trichico im Coppotal, pag. 86 dieser Arbeit usw.

Außer diesen Diffluenz-Inselbergen gibt es, wie bekannt, noch Riegelinselberge; die letzteren sind, wie es auf pag. 26—27 dieser Arbeit für den Schloßberg von Breno beschrieben ist, Reste alter Querriegel, die an mehr als einer Stelle durchsägt worden sind ²⁾. In der Existenz der Inselberge pflegen die Antiglazialisten ein ihnen schwerwiegend erscheinendes Argument gegen starke Glazialerosion zu sehen. Sie argumentieren so: „Wenn der Gletscher wirklich imstande wäre, sein Bett hunderte von Metern tief in festem Gesteine auszukolken, warum hat er dann diesen unbedeutenden Berg (beziehungsweise Hügel oder Insel) stehen lassen?“ ³⁾

Es wird dabei stillschweigend vorausgesetzt, daß die betreffenden Inselberge vor der Vereisung bereits annähernd dieselbe Höhe und Form besessen hätten wie heute. Das ist nach der Auffassung, die wir Glazialisten haben, natürlich ganz unzutreffend. Für uns sind diese Inselberge nur die bei der Zerstörung der ganzen Bergkette übrig gebliebenen, meist sehr unbedeutenden Reste

¹⁾ Die Gabelung der oberitalianischen Seetäler nach unten ist selbst von so ausgesprochenen Antiglazialisten wie Sacco schon als ein charakteristisches Merkmal aufgefaßt, aber nicht befriedigend erklärt worden. (Sull'origine delle Vallate e dei Laghi alpini: Separatabdruck aus den (?) Atti Accademia di Torino 1885, pag. 659.).

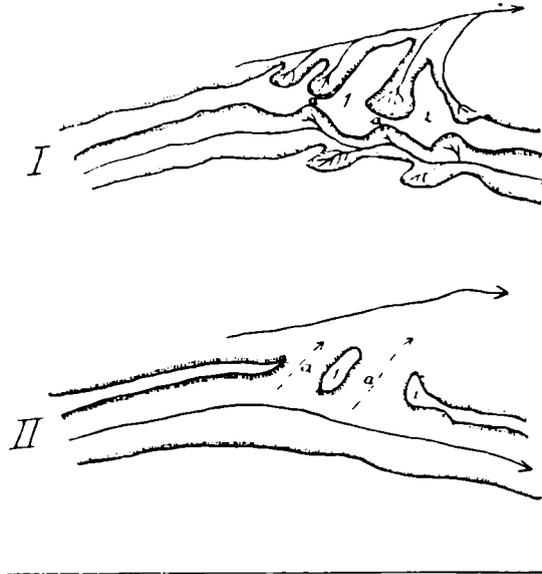
²⁾ Davis (Glazial Erosion in the Valley of the Ticino, pag. 143) hält die Inselberge für Reste seitlicher Bergsporne. Ich gebe zu, daß das lokal zutreffen mag. Für die hier angeführten Beispiele muß ich es ausschließen.

³⁾ Ich hörte diese Deduktion vor einigen Jahren von zwei bedeutenden Geologen deutscher Zunge gerade auf das Hügelchen bei Sargans anwenden. Übrigens ist sie oft genug gedruckt zu lesen.

einer ursprünglich viel größeren Masse¹⁾. Eine neue Vergletscherung wird die meisten dieser Zeugen einer älteren Topographie ganz vernichten, dafür aber durch Abtragung anderer Wasserscheiden an Stelle von heutigen Bergkämmen neue entstehen lassen.

Der Vorgang vollzieht sich also so, wie ich das schematisch in der beistehenden Doppelfigur Nr. 93 klar zu machen versucht habe.

Fig. 93.



Schema der Entstehung eines Diffluenzspornes und Diffluenzinselberges durch Gletschererosion.

1 Inselberg. — 2 Diffluenzsporn. — a Die vom Gletscher überflossenen Sättel. — I Präglaziales, II postglaziales Stadium.

Man denke sich zum Beispiel Fig. II als Comer See, dann fehlt das Inselchen. Der Diffluenzsporn ist die dreieckige, bei Bellagio endende Halbinsel. Im Falle des Iseosees²⁾ ist die große Insel, M. Isola, der Hauptrest des dort auch talwärts zum Teil unterbrochenen Diffluenzspornes. Aber bergwärts zeigt das Loretoinselchen und die von Salmojrighi gelotete Untiefe an der NW-Ecke die alte Verbindung mit dem Ostufer des Sees bei Marone, talwärts das Inselchen von S. Paolo die Verbindung mit der Halbinsel von Montecolo an. Östlich der jetzigen Insel und der Halbinsel von Montecolo befand sich präglazial ein selbständiges Tal, das erst durch glaziale Zerstörung des trennenden Bergkammes ein Teil des Iseoseetales wurde. Penck sagt denn auch sehr richtig: „Das Inselchen Loreto erhebt sich aus einer Untiefe, die sich vom rechten Seeufer nach Isola zieht. Die Untiefe erscheint als der letzte Überrest eines gänzlich niedergeschliffenen Sattels, durch den Isola einst mit dem Ostufer zusammenhing.“

Salmojrighi selbst (pag. 43—45) hatte ursprünglich die Idee, daß die Inseln und Vorsprünge „segnino i punti di una cresta, che staccandosi dalla rupe di Covelo fiancheggiava nel preglaciale una valle affluente al bacino principale da sud a nord“. Auf Grund seiner Lotungen gab er sie aber auf, und zwar hauptsächlich, weil diese zeigten, daß der Seeboden zwischen Loreto und

¹⁾ Davis (l. c. pag. 143) sagt: „Instead therefore, of pointing to such knobs as surviving preglacial forms which glacial erosion could not destroy, they may have to be interpreted as the remains of much larger forms which the glaciers could not entirely destroy in the period of time allowed to them“.

²⁾ Man vergl. am besten die Isobathenkarte von Salmojrighi in dessen: Contributo alla Limnologia del Sebino. Atti Soc. Scienze natur. Milano, 1897, 37, sonst Blatt Breno von J 100.

Mont' Isola die Form eines gebogenen Tales hat und Loreto „un protendimento del poggio di S. Piero“ ist, nicht aber direkt mit der Hauptinsel zusammenhängt.

Ich kann darin keinen Gegen Grund gegen Pencks und meine Auffassung erblicken, glaube aber allerdings nicht, daß das östlich von Mont' Isola gelegene alte Tal nach Norden entwässert wurde. Es liegt vielmehr näher, anzunehmen, daß der Abfluß nach Süden in das Gebiet der jetzigen Torflager von Iseo gerichtet war. Auf jeden Fall steht es durch die schönen Untersuchungen Cacciamalìs¹⁾ fest, daß während des Pliocäns im mittleren Seegebiet zwei, im ganzen Seegebiet sogar drei etwa NNW—SSO gerichtete Täler existierten. Die beiden Täler des mittleren und oberen Gebietes waren die Vorläufer der jetzigen Seearme westlich und östlich des Mont' Isola. Cacciamalì zitiert und bespricht auch die älteren Ansichten Amighettis und Cozzaglios über den Gegenstand und zeigt, daß in vorpliocäner Zeit der Mella aus der Gegend der jetzigen Valtrompia unterhalb Inzino über die Conca und S. Maria zwischen Sulzano und Montecolo in das Gebiet des jetzigen Iseosees eintrat (pag. 19).

δ) Fjordformen der Haupttäler.

Eine in älterer Zeit viel diskutierte Frage war die, ob die Täler der großen oberitaliänischen Randseen während des Pliocäns oder des Diluviums Fjordcharakter besessen hätten. Wir wissen heute, daß zwar zur Zeit des Pliocäns das Meer hoch genug stand, um in diese Täler weit eindringen zu können. Damals aber waren die Täler nicht annähernd so weit vertieft. Sie besaßen jedenfalls ganz abweichende Formen und wenn wir auch vom Lago Maggiore und vom Gardasee marine Pliocänvorkommnisse zum Teil in erheblicher Höhe über dem jetzigen Seespiegel kennen, so wäre es doch ganz verfehlt, deswegen die heutigen Täler als pliocäne Fjorde zu bezeichnen. Zur Zeit des Diluviums aber war das Meer verschwunden. Dessenungeachtet ergibt die Untersuchung des Längsprofils der Randseetäler, daß ihre Form jetzt mit der der typischen Fjordtäler übereinstimmt. Gerade der Wechsel von normalem und rückläufigem Gefälle, das Auftreten von manchmal steilen Bodenschwellen als unterer Abschluß der einzelnen Becken ist bei ihnen deutlich erkennbar. In der Val Camonica selbst schließt die Enge von Cedegolo das breite Becken von Malonno ab. Die nicht sehr weit voneinander entfernten Felsen der beiden Talseiten bei Capo di Ponte sind wahrscheinlich unterirdisch zu einer das Becken von Sellero abschließenden Schwelle verbunden. Der Burghügel von Breno begrenzt die weite Talung von Niardo-Losine. Im Iseosee selbst aber zeigen Salmojraghis Isobathen auf das deutlichste, daß das felsige Becken des nördlichen und mittleren Sees nach Süden ansteigt und daß zwischen Montecolo und dem Corno di Predore nicht bloß lockere Aufhäufungen des Diluviums und Alluviums, sondern offenbar auch fester Fels das Becken abschließen. Wer also das Wesentliche des Fjordbegriffes in der Versenkung des Tales unter den Meeresspiegel erblickt, der wird das Oglital und die übrigen Randseetäler nicht als Fjorde bezeichnen dürfen. Wem es aber beim Fjord nur auf die Gestalt des Tales ankommt, der wird anerkennen müssen, daß hier Fjorde vorliegen. Wer den ersteren Standpunkt einnimmt, der wird auch die von Drygalski²⁾ so anschaulich beschriebenen supramarinen, nämlich nicht bis unter den Meeresspiegel versenkten typischen Fjordtäler Grönlands nicht als Fjorde bezeichnen dürfen, obwohl sie sich lediglich durch etwas größeren Abstand vom Erdmittelpunkt von ihren im Meere versenkten Nachbarn unterscheiden.

¹⁾ Rilievi Geo-Tectonici tra il Lago d' Iseo e la Valtrompia. Brescia 1906. Commentari del R. Ateneo, pag. 19—23.

²⁾ Man vergl. E. v. Drygalski, Richthofen-Festschrift, pag. 41 und an anderen in einer früheren Arbeit von mir (N. Jahrb. f. Miner., 1900, II, pag. 119, Fußn. 1) zitierten Stellen.

II. Alluvium.

Was ich von der kartographischen Darstellung des Diluviums auf pag. 435 gesagt habe, gilt ebenso von dem Alluvium. Immerhin möchte ich die geologische Rolle dieses jüngsten Zeitabschnittes denn doch kurz besprechen, weil sie für die landschaftliche Physiognomie der Adamellogruppe von Bedeutung ist.

1. Erosion und Verwitterung während des Alluviums.

Ich habe schon an mehreren Stellen der Schilderung des Diluviums hervorgehoben, daß der Betrag der alluvialen Flußerosion im allgemeinen sehr gering ist. Nur die tiefen Ausgleichungsschluchten, welche die Bäche der Hängetäler an deren Ausgang in den Fels eingengt haben, stellen eine erhebliche Leistung dar. Aber auch von ihnen ist auf pag. 452 gezeigt worden, daß es nicht berechtigt ist, sie ohne weiteres als postglaziale Bildungen anzusehen. Ein nicht unwesentlicher Teil der Arbeit kann schon subglazial, also diluvial, verrichtet worden sein; und es ist bis jetzt nicht genügend untersucht, wie hoch dieser diluviale Teil der Erosionsleistung zu veranschlagen ist. Innerhalb der eigentlichen Täler aber haben sich selbst die gewaltigen Wassermassen des Chiese und der Sarca meist nur ganz wenige Meter in den glazial geglätteten Grund des Richterschen Troges eingeschnitten. Das Oglital oberhalb Edolo ist nur eine scheinbare Ausnahme von dieser Regel; denn dieser obere Talabschnitt verhielt sich während der Vereisung zu dem unteren und dem Apricatal wie ein Seitental und hat daher Hängetalcharakter bekommen. Die in den Grund des Richterschen Troges eingengte Schlucht oberhalb Edolo ist eben auch eine Ausgleichungsschlucht. Sie ist genau analog der Pogliaschlucht bei Cedegolo, der Remuloschlucht bei Rino, den Schluchten am Ausgang des Borzago- und Valentinales.

Unleugbar entfaltet aber der Oglio gerade bei Edolo heute noch eine erhebliche Erosionskraft. Man vergleiche darüber die Angaben auf pag. 109 und berücksichtige auch die auf pag. 129 mitgeteilte Beobachtung über den Transport eines 150 Doppelzentner schweren Tonalitblockes durch das Hochwasser.

Sehr viel energischer ist die Arbeit der kleinen Wildbäche an den steilen Seitenhängen der Neben- und Haupttäler. Sie haben in der Tat das glaziale Relief vielfach umgestaltet und ganz neue Seitenfurchen geschaffen. Aber auch ihre zerstörende Wirkung tritt ganz außerordentlich hinter der der Verwitterung zurück. Diese ist im allgemeinen der Hauptfaktor der Gesteinszerstörung geworden. Ihr ist es im wesentlichen zuzuschreiben, daß die glaziale Glättung der Oberflächen auf weite Strecken vernichtet ist. In den tieferen Teilen der Felshänge ist sie jetzt meist nur noch da zu erkennen oder gar gut erhalten, wo eine Vegetationsdecke den Untergrund schützend verhüllt hat. Wo aber diese Vegetationsdecke abgeräumt wird, da geht die Politur und Ebnung der Oberflächen meist in wenigen Jahren verloren, am raschesten wohl auf den kristallinen Schiefen und den Kalksteinen, Dolomiten, und Mergeln der Trias, langsamer auf dem Tonalit, den Grauwacken und Sandsteinen des Perms.

a) Verwitterung durch Frostsprengung.

Ganz besonders intensiv ist die Verwitterung an den freien Felswänden der Hochregion tätig, wirkt aber hier fast ausschließlich durch Frostsprengung¹⁾. So beobachtet man an den

¹⁾ Man vergleiche die Bemerkung auf pag. 94 und 95.

hohen Tonalitwänden fast überall vereinzelt, aus der Ferne wie Marmor aussehende helle Stellen, die in Wirklichkeit von besonders frischen Sprengungen herrühren. Sie zeigen deutlich, daß es unberechtigt wäre, diese ausgedehnte Felszerstörung der Diluvialzeit zuschreiben zu wollen. Stein- schlag ist vielmehr wie in allen Teilen der Hochalpen so auch in der Adamellogruppe ein sich regelmäßig vollziehender Vorgang, den jeder erfahrene Bergsteiger berücksichtigt und der alljährlich Verletzungen und Todesfälle bei Mensch und Vieh hervorbringt.

Wie wenig die chemische Verwitterung in der Hochregion im allgemeinen wirksam ist, das zeigt die schon an anderer Stelle von mir hervorgehobene Tatsache, daß selbst Cordierit und Andalusit in den Trümmermeeren der höheren Hänge oft in vollständiger Frische erhalten sind. Cordierit ist aber bekanntlich eines der in der Natur am leichtesten zersetzbaren Silikate.

Wo freilich der Zellenkalk in die Hochregion emporsteigt, da vereinigt sich mit der Frost- sprengung die chemische Auflösung des Gesteines und bewirkt eine außerordentlich rasche Zer- störung der Felsen. Der Forcel rosso im Adametal verdankt seine Gefährlichkeit diesem Um- stande (vergl. pag. 81).

Vielleicht ist es bis jetzt noch nicht genügend beobachtet und nützlich an dieser Stelle hervorzuheben, daß das Richtersche Phänomen der Wandrückwitterung auch in den jetzt all- sommerlich schneefreien Karen und Nischen eine nicht zu unterschätzende Rolle spielt. In der guten Jahreszeit bleibt an solchen Stellen der Schnee wesentlich länger liegen und bedingt darum an seinem Oberrande eine regelmäßig wiederkehrende und oft bis weit in den Sommer hinein- reichende tägliche Temperaturschwankung um 0°. Ein gewisser, wenn auch nicht weiter Transport des abstürzenden Gesteinsmaterials findet gleichfalls statt und entfernt so die Schuttschicht, die sonst den Fuß der Felswand sehr bald bis hoch hinauf schützend verhüllen würde.

b) Chemische Verwitterung.

Wenn die chemische Verwitterung in der Hochregion ganz gegen die mechanische Ver- witterung zurücktritt, so kehrt sich das Verhältnis am Grunde der größeren Täler um. So kommt es, daß die Diabase und die diesen verwandten in Gängen auftretenden Gesteine in den Tälern sehr selten aufgeschlossen und oft bis zur Unkenntlichkeit zersetzt sind¹⁾. Aber auch in den sehr viel widerstandsfähigeren kristallinen Schiefen trifft man unter dem Schutze überhängender Felsen große Gesteinsflächen ganz von Eisenvitriol überzogen an. Wie auf pag. 129 und 322 beschrieben ist, rühren diese Effloreszenzen von der Zerstörung fein verteilten Pyrites oder Markasites her und deuten wohl stets eine ziemlich weitgehende Zersetzung der Gesteine an.

c) Chemische Auflösung (Höhlen).

Im Gebiete des Zellenkalk-Horizontes spielt chemische Auflösung, wie auf pag. 381 u. f. eingehend dargestellt, eine große Rolle. Es kommt dort zur Bildung von großen und kleinen Hohl- räumen, von Erdfällen und Erdfallseen. Ähnliche Erscheinungen haben sich aber wahrscheinlich auch im Gebiete der Raibler Schichten, wenn auch in kleinerem Umfange vollzogen. Höhlenbildungen sind ferner gelegentlich auch im Esinokalk der Umgebung von Breno beobachtet worden. Eine kurze Schilderung hat Putelli in seinem Aufsatz „Una capitale geologica“ (Il Secolo XX, August- heft 1907, Nr. 8, pag. 670) gegeben.

¹⁾ 1890, pag. 552 beschrieb ich zwei solche Gänge aus der Val Finale, die fast ganz aus Chlorit und Kalkspat bestehen.

Die chemische Auflösung bestimmter Schichtbestandteile des Zellenkalkes und in geringerem Maße des Raibler Horizontes, die dadurch bewirkte unterirdische Zirkulation erheblicher Wassermengen und das Zusammenbrechen der so unterspülten Stellen der Oberfläche hat offenbar nicht bloß in der geologischen Gegenwart, sondern ebenso im Diluvium, ja schon im Pliocän eine erhebliche Bedeutung gehabt, ohne daß es möglich wäre jetzt den Anteil dieser einzelnen Zeitabschnitte quantitativ zu bestimmen. Es erklärt sich aber dadurch der unleugbare und auch bereits an vielen Stellen der Lokalbeschreibung hervorgehobene Zusammenhang zwischen der Lage des Zellenkalkes, beziehungsweise der Raibler Schichten und vieler Paßlücken und Talstücke.

Eine Anzahl von solchen Beispielen für den Zellenkalk ist auf pag. 382 aufgeführt. Außerdem erinnere ich aber noch daran, daß wie auf pag. 26 und 27 beschrieben ist, der ganze Durchbruch des Ogljo westlich des Burghügels von Breno durch das Auftreten der ursprünglich wohl gipsführenden Rauchwacken der Raibler Schichten zu erklären sein dürfte. Auch auf die Gefährdung des Ortes Prestine, wie sie auf pag. 29 u. 383 geschildert wurde, sei noch einmal verwiesen. Man vergleiche ferner die durch Moränenverstopfung und die leichte Zerstorbarkeit des Zellenkalkes bedingte Talumbiegung des Degnabaches (pag. 34, 283 und 440).

Nur indirekt ist auf die Auflösungserscheinungen im Zellenkalk die auffällige Talweitung im Muschelkalk der Valdarda zurückzuführen (pag. 243). Bei der flachen Unterlagerung des Muschelkalkes durch gipsführenden Zellenkalk ist der untere Teil des Muschelkalkes so zerrüttet, daß er der Erosion keinen stärkeren Widerstand zu leisten vermochte.

Eine merkwürdige Beobachtung über Umkehrung der Verwitterungsgeschwindigkeiten der tonigen und kalkigen Schichten des Muschelkalkes ist schon auf pag. 278 mitgeteilt. Ich beobachtete nämlich in der Tiefe gewöhnlich, daß die kalkigen Lagen bei der Verwitterung vertiefte Rillen, die tonigen vorspringende Rippen bilden. Die Kalklagen werden offenbar dort hauptsächlich durch die auflösende Wirkung des Regenwassers zerstört. Auf dem Gipfelkamm des Monte Bazena aber und auch noch an anderen hochliegenden Punkten ragen gern die Kalklagen als Rippen hervor; die tonigen Lagen werden rascher zerstört. Die Erscheinung ist allerdings wohl kaum konstant.

d) Einfluß selektiver Verwitterung auf Paßbildung und Kammstufen.

Sehr auffällig ist es, wie oft Paßeinschnitte und Kammstufen mit der Grenze von Tonalit und rascher verwitternden Gesteinen, insbesondere den leicht auflösbaren Marmoren, zusammenfallen. Die Beobachtung bedarf wohl keiner besonderen Erklärung. Ich erinnere hier nur an einige Beispiele. Der Passo del Gelo liegt auf der Grenze des Tonalites und des Triasmarmors (pag. 256). Der Einschnitt des Terminepasses (pag. 258) fällt ziemlich genau mit derselben Grenze zusammen. Der Kamm des Monte Piccolo bei Edolo steigt an der Tonalit-Schiefergrenze plötzlich steil an (pag. 115, Fig. 34 und Taf. 29 in Salomon 1890). Der Grat des Corno Pornina fällt an der Tonalit-Schiefergrenze um 410 m ab (vergl. Textbild auf pag. 133).

Zahlreiche andere Beispiele sind aus der Lokalbeschreibung zu entnehmen.

e) Unterirdische Zirkulation des Wassers.

Auf diese wichtige Erscheinung ist schon im vorhergehenden und an zahlreichen Stellen der Lokalbeschreibung hingewiesen worden. Sie findet sich hauptsächlich in den Gebieten des Zellenkalkes, gelegentlich aber auch in anderen Horizonten. So ist auf pag. 274 erwähnt, daß der Cadinobach spurlos in dem Talboden von Cadino di sopra verschwindet, und zwar offenbar in

Marmor, der dem Esinohorizont angehört. Im Lepsius- und Benecke-Kar versickern die Gewässer im Esinomarmor, beziehungsweise in den Raibler Schichten (pag. 208 und 232).

f) Riesentöpfe.

Nur wegen seiner sonderbaren Lage sei hier auf den pag. 304 kurz beschriebenen Riesentopf in der Wand des Cornisellofalles hingewiesen.

g) Erdpyramiden.

Die Bildung typischer großer Erdpyramiden habe ich in der Adamellogruppe nirgendwo gesehen¹⁾, obwohl die vom Regen in scharfe Kämme zerschnittenen Grundmoränen von Boscavegno bei Edolo (pag. 437) sich vielleicht im Laufe der Zeit dazu entwickeln könnten. Dagegen möchte ich wenigstens kurz erwähnen, daß im Schutt der kristallinen Schiefer gelegentlich, ebenso wie im Buntsandsteinschutt des Odenwaldes und Schwarzwaldes kleine, nur wenige Zentimeter hohe Pfeilerchen entstehen, deren Kappe von einem Schieferstückchen gebildet wird (Vergl. pag. 123, Fußnote 3).

2. Accumulation während des Alluviums.

Auf weite Strecken ist in den Nebentälern, beinahe in ihrer ganzen Ausdehnung aber in den Haupttälern der felsige Untergrund von mächtigen alluvialen Aufschüttungen verhüllt. Nach meiner in dem Abschnitt über Glazialerosion näher begründeten Meinung würde die Entfernung dieses Schuttes fast überall Reihen von Becken zum Vorschein bringen. Ich stimme in dieser Hinsicht vollständig mit Penck und Brückner überein, wenn ich auch zugebe, daß es im Einzelfalle schwer oder unmöglich sein kann, die Richtigkeit unserer Anschauung zu beweisen. Wie aber will man sonst die Tatsache erklären, daß in so außerordentlich vielen Tälern der Alpen weite, fast ebene Alluvialstrecken stets wieder von Felsriegeln, beziehungsweise steilwandigen Erosionsschluchten abgelöst werden? Auch in der Schweiz ist dieser Bau die Regel. Das Haslital, das Maderaner Tal zeigen ihn auf das deutlichste; und der auf pag. 437 besprochene Einbruch des Lötschbergtunnels findet nach meiner Auffassung noch immer seine einfachste und wahrscheinlichste Erklärung durch dieselbe Annahme. Er zeigt auch, daß man in der Schätzung der Tiefe, bis zu der die alluvialen Aufschüttungen hinunterreichen, sehr vorsichtig sein muß und am besten tun wird, keine Prognosen zu stellen, sondern Probebohrungen anzuraten.

Es ist klar, daß ein Teil der Ausfüllungsmassen diluvialer Becken schon diluvialen Alters sein kann. Die Hauptmasse dürfte aber wohl erst im Alluvium zur Ablagerung gekommen sein. Unter diesen Umständen stellen die heute noch in den Alpen erhaltenen Seen jedenfalls nur einen außerordentlichen kleinen Prozentsatz der am Ende der Diluvialzeit noch wassererfüllten Becken dar.

a) Schuttkegel und -Halden.

Außer den flach ausgebreiteten Alluvionen der Talböden besitzen die sich an den unteren Teilen der felsigen Talhänge entlang ziehenden Schutthalden eine außerordentliche, aus G keineswegs zur Genüge hervorgehende Bedeutung. Sie bedecken in den Haupt- und Seitentälern ein riesiges

¹⁾ Die großen Erdpyramiden des Iseosees liegen außerhalb unseres Gebietes.

Areal und verleihen den Talstrecken mit ebenem Boden mitunter einen U-förmigen Querschnitt, der aber natürlich gar nichts mit der U-Form des felsigen Talquerschnittes zu tun hat. Typisch ist in dieser Hinsicht zum Beispiel die Val Daone, wo unterhalb Pracùl diese alluvialen Schutthalden sehr große Horizontal-Ausdehnung und zum Teil auch erhebliche Höhe erreichen.

Wo Wildbäche bei der Einmündung in die Haupttäler das mitgebrachte Material zum größten Teil fallen lassen oder wo Rinnen steiler Wände den Steinschlag größerer Felsflächen sammeln, da häuft sich der alluviale Schutt zu Schuttkegeln an; und diese erreichen in der Val Camonica zum Teil riesenhafte Dimensionen. Der weitaus großartigste von allen ist der Schuttkegel von Cerveno, dessen Entstehung auf pag. 54 dieser Arbeit genauer besprochen ist. Er ist ebenso wie der gleichfalls bedeutende, wenn auch schon wesentlich kleinere Schuttkegel von Rino-Sonico von Cozzaglio zum Gegenstande einer besonderen Untersuchung gemacht worden (1893). Ich hebe hier nur nochmals hervor, daß ich mit Cozzaglio, Penck und Brückner (Alpen im Eiszeitalter, pag. 592) glaube, daß der Rückzug der Würmgletscher an vielen Stellen der übersteil gewordenen Talhänge Bergstürze oder Störungen veranlaßt hat (vergl. pag. 41 dieser Arbeit). Ich vermag aber dennoch nicht, wie mein verehrter Kollege Cozzaglio die Bildung der regelmäßig geböschten Schuttkegel von Cerveno und Sonico allein derartigen Zusammenbrüchen zuzuschreiben.

Auch vermitteln alle möglichen Übergänge zwischen den beiden genannten riesenhaften Schuttkegeln und kleineren¹⁾, ja ganz kleinen Vorkommnissen, bei denen niemand außergewöhnliche Ereignisse zur Erklärung ihrer Bildung heranziehen wird.

Auch heute noch ist auf weite Strecken in den Adamellotälern ein Gleichgewichtszustand nicht erreicht. Wie Cozzaglio in der zitierten Arbeit eingehend schildert, ist oberhalb des Schuttkegels von Rino-Sonico der Oglio wiederholt in historischer Zeit zum See gestaut worden. Wie auf pag. 141 dieser Arbeit angeführt, drohen auch im Vermigliotale Moränen-Muhren den Hauptbach aufzustauen. Der Bergsturz der Zurla südlich Capo di Ponte (vergl. pag. 54) kann in historischer Zeit stattgefunden haben: und neue Bergstürze werden sicherlich noch an anderen Stellen erfolgen. Das ganze Gebiet trägt noch deutlich den Charakter glazialer Erosion und Übertiefung und der Zeitraum der alluvialen Periode ist bisher viel zu kurz, als daß ein Ausgleich der wirksamen Kräfte hätte stattfinden können.

Die noch immer zahlreichen wassererfüllten Seen, die steilwandigen Klammern und die Wasserfälle am Ausgang der Hängetäler, die übersteilen Talgehänge²⁾ und viele andere Merkmale zeigen übereinstimmend den unreifen Charakter der Täler. Das ganze Relief steht noch immer unter dem unmittelbaren Einfluß der Gletschertätigkeit. Es ist, wenn ich so sagen darf, weniger „postglazial“ als „epiglazial“.

b) Firnmoränen.

Betritt man den Hintergrund der hohen Seitentäler oder das Innere der typischen Kare, so findet man sie sehr häufig von Blockmeeren bedeckt, die die Begehung außerordentlich unbequem machen. Als typische Beispiele zitiere ich die schon 1890 (pag. 462 und diese Arbeit pag. 115)

¹⁾ Zum Beispiel Schuttkegel der Val Finale, pag. 123. Muhrgänge können natürlich auch hier eine Rolle gespielt haben.

²⁾ Sehr auffällig ist das Fehlen von Bergstürzen an den sehr steilen Nordhängen des Apricatales bei Edolo. Es erklärt sich wohl daraus, daß die Schieferungsflächen steil bergwärts einfallen.

von mir beschriebenen Trümmerfelder der Foppa bei Edolo, die Trümmermeere des Lago gelato del contatto und des Lago bianco, die scharfbegrenzte Firnmoräne des Lago lungo-Kares im Baitonegebiet, die auf pag. 91 beschrieben ist und eine modellartige Firnmoräne im Feronetal bei Breno (vergl. pag. 91, Fußnote 2). Über ihre Entstehung habe ich mich auf pag. 91 ausgesprochen. Bemerkte sei, daß sie schon von Payer (1865, pag. 19) eingehend und gut beschrieben worden sind.

Auf pag. 89 dieser Arbeit ist die eigentümliche Erscheinung erwähnt und zu erklären versucht worden, daß an den Rändern der Adamello-Hochseen¹⁾ die großen plattenförmigen Gesteinsstücke der Firnmoränen überraschend oft flach liegen, „so oft, daß man meinen könnte, sie seien künstlich gelegt worden“. Hier sei nur noch einmal darauf hingewiesen, daß vermutlich gleitende Bewegungen des Firnes die Veranlassung bilden²⁾.

c) Sinter und Sinterbreccien.

Innerhalb der aus Kalkstein und Dolomit aufgebauten Teile des Gebirges setzen die Quellen häufig erhebliche Mengen von Kalksinter ab. Diese Sinter können von den Hängen herunterfallende Gesteinstrümmer verkitten, liefern dann förmliche Breccien und werden stellenweise den Breccien des Zellenkalkhorizontes so ähnlich, daß ohne eingehende Untersuchung Verwechslungen nicht zu vermeiden sind. Beispiele dafür sind auf pag. 184 von der Val d'Arnò, auf pag. 185 und 186 von der Val Bondone, auf pag. 202 von Rolla in der Val Daone, auf pag. 432 vom Iseosee und noch an vielen anderen Stellen angeführt. Gewöhnliche Kalksinterbildungen sind zum Beispiel auf pag. 40 von Losine beschrieben.

¹⁾ Zum Beispiel Lago Bianco, Lago di Cacciamaali.

²⁾ Ich hatte ursprünglich auch mit dem „Tischen“ der „Firtische“ als einer möglichen Ursache gerechnet. Ich hatte mich nämlich zum Beispiel auf der Vedretta di Fargorida davon überzeugt, daß auch auf unbedeutenden Firnfeldern Firtische genau analog den Gletschertischen entstehen und ebenso wie diese durch Unterschmelzung ihre Blöcke abgleiten lassen. Die Firtischbildung ist aber doch wohl zu selten, als daß sie die Ursache für ein so weit verbreitetes Phänomen sein könnte.

II. Intrusivgesteine.

A. Tonalitmassiv.

Wie schon in der Einleitung (pag. 4) begründet, beabsichtige ich an dieser Stelle nur eine geologische Schilderung des Tonalitmassives zu geben und vernachlässige daher alle petrographischen Einzelheiten, soweit sie nicht für den geologischen Zweck in Frage kommen. Hinsichtlich der Verwendung des Namens „Tonalit“ im Text wolle man pag. 5 vergleichen. — Ich hielt es aber für wünschenswert, die Abschnitte über die Tonalitfazies, die Lazerationssphäroide (vulgo „Schlierenknödel“) und die Aplitgänge durch eine Anzahl makroskopischer Bilder zu erläutern. Man wolle daher bei den betreffenden Erörterungen Taf. IX, Fig. 2 und Taf. XI, Fig. 1 und 2 berücksichtigen. Leider findet man derartige makroskopische Bilder auch in rein petrographischen Darstellungen nur sehr selten, obwohl sie gerade bei grobkörnigen Gesteinen dem Leser oft viel mehr als mikroskopische Bilder eine Vorstellung von dem Habitus des Gesteines vermitteln.

1. Nebengesteinseinschlüsse im Tonalit.

Bei der Bedeutung, die das Auftreten und die Beschaffenheit der Nebengesteinseinschlüsse für die Bestimmung der Lagerungsform haben, zähle ich die mir bekannten Vorkommnisse in der im ersten Teile für die Lokalschilderungen benützten geographischen Reihenfolge auf.

a) Aufzählung von 46 Örtlichkeiten mit Tausenden von Einschlüssen.

1. Val di Fa (nordöstlich von Breno) Scholle, wenige Meter breit; besteht aus weißem Marmor mit Granat und Epidot, letztere in streifenförmiger Anordnung (? Muschelkalk).
2. Val del Re. Marmorscholle in hornblendefreiem Tonalit.
3. Val Cobello. Scholle von Marmor mit großen Granaten (? unterer Muschelkalk) im normalen Tonalit.
4. Val Pallobia.
 - a) Kleine Schollen von Marmor des unteren Muschelkalkes in Tonalitgängen. Letzterer feinkörnig, hornblendefrei. Sicher keine Resorption!
 - b) Große Muschelkalkmarmorscholle im zusammenhängenden feinkörnigen, hornblende-reichen, stellenweise fast biotitfreien Tonalit.
 - c) Scholle von Marmor des unteren Muschelkalkes im Tonalit westlich Piazza.

Die Zahl der Schollen in Val Pallobia ist noch sehr viel größer; sie konnten auf G nur schematisch dargestellt werden.
5. Auslauf des Lago d'Arno. Schollen von Werfeuer Schichten mit Glaseinschlüssen. (Vergl. Salomon 1891. I. pag. 472.)
6. Schollen von Trias (? Muschelkalk und Esinokalk?) auf der Nordseite des Passo delle Basse und der Cima Berbignaga.
7. Ebenso (Muschelkalk), Marmor mit Hessonit, Südseite.
8. Esinomarmorschollen im Tonalit des Badile bei Malga di Marmo.

9. Ebenso auf der NW-Seite des Berges. (Vergl. G.)
10. Westlich des Passo del Campo Permschollen und nördlich des Lago di Campo Muschelkalkschollen.
11. Esinomarmorschollen bei Ervina di sotto (Fumotal).
12. Schollen von kristallinen Schiefen in mächtigen Tonalitapophysen südöstlich des Ignaga-Passes.
13. Schollen von Werfener Schichten oberhalb Macesso di sotto im Salarnotal (mit Glaseinschlüssen. Vergl. Salomon, 1891. I. pag. 471).
14. Monte Marsèr.
 - a) Große Scholle von Esinomarmor im Tonalitstock, an einer Stelle gegen die aus kristallinen Schiefen bestehende Bassinwand stoßend.
 - b) Kleine Permschollen im hornblendefreien Tonalit auf der Salarnoseite des Passo del Coppo. Resorptionserscheinungen sehr ausgesprochen.
 - c) Kleine Esino-Marmorscholle im normalen Tonalit auf der Westseite des Passo del Coppo.
15. Corno Calcinai. Trias-Marmorscholle im Tonalitstock.
16. Campanone del Coppo. Einschlüsse von cordieritreichen Phyllithornfelsen.
17. Rundhöcker des Rifugio del Baitone. Scholle von Werfener Schichten.
18. Weg unterhalb des Rifugio del Baitone. Schollen von Rendaschiefern.
19. Lago bianco (Baitone) $1\frac{1}{2}$ —2 dm langer Quarzknauer (offenbar aus kristallinen Schiefen) im Tonalit ohne makroskopisch wahrnehmbare Resorptionserscheinungen.
20. Zwischen Lago lungo und Lago gelato del contatto (Baitone) in Gängen von saurem, hornblendefreien Apophysentalit zahlreiche Einschlüsse von Hornfelsen der Rendaschiefer.
21. Am Lago gelato di contatto scheinbare Permbreccien, in Wirklichkeit Zement von hornblendefreiem Tonalit, größtenteils vom Charakter des Apophysentalites, mit zahlreichen Fragmenten von Rendaschieferhornfelsen.
22. Südlich des Lago gelato di contatto Einschlüsse von gangförmigem Porphyrit im Apophysentalit.
23. Foppa des Monte Aviolo bei Edolo. Einschlüsse von kristallinen Schiefen im hornblendefreien Granattonalit. Resorptionserscheinungen. (Vergl. Salomon 1890, pag. 480 und 525—526.)
24. Val Gallinera-Nordseite. Verflössung von Edoloschiefern als Einschlüssen im hornblendearmen Tonalit nahe der Grenze.
25. Valle Aviolo, Ostseite. In einem mehrere Meter mächtigen Tonalitlagergange viele Einschlüsse von Hornfelsen wohl der Werfener Schichten, jedenfalls der Trias. Resorption und Injektion.
26. Nordseite des Presenapasses, in etwa 2500 m Höhe kleiner Einschluß.
27. Val Stavèl. An einer Reihe von Stellen Einschlüsse von Hornfelsen kristalliner Schiefer.
28. Val Piana. Einschlüsse im Tonalitgneiß.
29. Val San Valentino, oberhalb Praino. Scholle von Rendaschiefer in Tonalitgang.
30. Cima Val Agosta. Schollen von Triasmarmor.

31. Uza.
- a) Gegen Maggiasone. Wohl mehr als 30 große Schollen von Esinomarmor. Vergl. Fig. 48, pag. 180.
 - b) Gegen die oberste Valbuona. Wenigstens 20 große Esinomarmorfetzen und -Schollen.
32. Val Cadino. Zahlreiche (mehr als 30) große und kleine Schollen von Esino- und (?) Hauptdolomitmarmor. Vergl. Abbildungen Taf. VII, Fig. 1 und 2, sowie Fig. 67 und 79 auf pag. 253 und pag. 281. Keine Resorption.
33. Malga del Gelo. Scholle von dünnem Silikatmarmor des unteren Muschelkalkes und Scholle von Granathornfels (Trias. ? Stufe).
34. Abstieg vom Passo del Termine nach Blumone. Vertikal stehende Scholle von Hornfels der Wengener Schichten.
35. West- und Südseite des Monte Cadino. Mehrere große und viele kleine Schollen von Esinomarmor (? zum Teil Hauptdolomit. (Vergl. Nr. 32 dieser Aufzählung.)
36. Beim Abstieg vom Passo di Riva nach Malga Val Fredda zwei Marmor-schollen (offenbar Esinomarmor) in dem fast oder ganz hornblendefreien, aber Schlierenknödel führenden Tonalit.
37. In der Erosionsentblößung von Tonalit bei Malga Valbuona di Campolaro weiße Marmorschollen.
38. Kessel von Stabio. Einschlüsse von rostbraun verwitternden Hornfelsen der (?) Wengener Schichten. Ebenso zwischen Cima Innominata und Alta Guardia auf der Nordseite von Stabio Einschlüsse von (?) Esino-) Marmor in Apophyse von normalem Tonalit.
39. Silter di Stabio. In einer Tonalitapophyse viele Einschlüsse von metamorphen Triasgesteinen.
40. Oberhalb der Santella di Degna. Scholle von Marmor mit undeutlich kristallinen Silikaten.
41. Zwischen Val di Genova und dem Kontakt in Val Stavèl im zentralen Presanella-gebiet kleine Einschlüsse von metamorphen kristallinen Schiefen an zahlreichen, aber meist weit von einander entfernten Stellen.
42. Zwischen Cornisello und Passo di Scarpaccò im östlichen Presanellagebiet nicht gerade selten kleine Einschlüsse von metamorphen kristallinen Schiefen.
43. Untere Val di Genova. Vereinzelt kleine Einschlüsse von Hornfelsen kristalliner Schiefer.
44. Zwischen Casa Bolognini in der Val di Genova bei der Traversierung des Adamello bis zum Kontakt in Val d'Avio nicht gerade selten, aber doch nur vereinzelt und kleine Einschlüsse von Hornfelsen kristalliner Schiefer. (Häufiger als in der unteren Val di Genova.)
45. Lobbia alta. Kleiner Einschluß von Hornfels-Aviolit. (Biotit-Cordierit-Hornfels, von kristallinem Schiefer herrührend.)
46. Cima Pozzoni. Kleine Einschlüsse von Hornfelsen kristalliner Schiefer.

b) Allgemeine Ergebnisse.

Die aufgeführten Fälle der übrigens keineswegs vollständigen Liste beziehen sich auf viele Tausende von makroskopischen Einschlüssen und Schollen, die teils nur wenige Kubikzentimeter, teils Tausende von Kubikmetern umfassen. Die ganze Schichtserie ist von den Rendenaschiefern

sicher bis zum Esinomarmor, vielleicht sogar bis zum Hauptdolomit in den Einschlüssen vertreten. Am häufigsten und größten sind diese naturgemäß nahe den Kontakten und in Apophysen des Tonalites. Die zentralen Regionen sind viel ärmer daran und ihre Einschlüsse sind meist sehr klein. Dennoch fehlen sie, wie die Nummern 41—46 zeigen, auch da durchaus nicht.

Resorptionerscheinungen sind nur sehr selten, manchmal aber ganz sicher nachgewiesen. Eine größere Bedeutung erreichen sie nicht. Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung der Einschlüsse und der des einschließenden Tonalites sind daher nur ganz selten vorhanden.

An einer Reihe von Stellen (Val Pallobia, Coppo d'Arno, Uza, Passo del Coppo usw.) zeigte sich die Erscheinung, daß die sehr zahlreichen großen und kleinen „Schollen“ im Streichen und Fallen mit dem benachbarten Sedimentgebirge übereinstimmen. Offenbar handelt es sich in diesen Fällen nicht um echte, völlig aus dem Zusammenhang mit dem anstehenden Sediment gerissene „Schollen“. Die betreffenden Aufschlüsse stehen vielmehr unterirdisch noch in Verbindung damit; oder sie hingen ursprünglich in den jetzt bereits abgetragenen Gebirgstteilen damit zusammen. Sie sind dann also nur in der Anschnittfläche durch die in die Schichtfugen eingedrungenen Tonalitmassen isoliert. Die Isolierung ist aber nur scheinbar.

Die Esinomarmorschollen des Monte Marsèr, die anisische oder ladinische Marmorscholle des Corno Calcinaiò und die Werfener Scholle des Rifugio del Baitone liegen im Verhältnis zu dem benachbarten Sedimentgebirge so tief, daß man zu der Annahme gezwungen ist, sie seien in der flüssigen Tonalitmasse versunken. Zu einer ähnlichen Annahme zwingen auch die Lagerungsverhältnisse und die Lückenhaftigkeit der Schichtfolge auf der Nordseite des Berbignagakkammes (Passo delle Basse). Man muß dort voraussetzen, daß ein Teil der im Profil fehlenden Schichten als losgelöste Schollen in der Tiefe verborgen sind. Umgekehrt habe ich nirgendwo Anzeichen für ein Emportragen von Schollen durch das aufsteigende Magma beobachtet¹⁾.

2. Tonalitapophysen im Nebengestein.

Aufzählung von 63 Örtlichkeiten mit vielen Hunderten von Apophysen.

Ich gebe auch hier zunächst ein Verzeichnis in geographischer Anordnung.

1. Südlich der Val di Fa, im anstehenden Muschelkalkmarmor.
2. Nördlich der Val di Fa, mehrere Apophysen in einer Scholle von Muschelkalkmarmor, die im Tonalit schwimmt.
3. Tonalitsporn im Muschelkalk zwischen Val Cobello und Val del Re. Ebendort höher förmliche Verzahnung von unterem Muschelkalk und Tonalit. Dieser bildet zahlreiche, teils 1 m, teils etwas mächtigere, teils etwas schmalere Gänge, die untereinander ziemlich parallel sind und auch den Schichten meist annähernd, aber freilich nicht genau parallel laufen. Der Muschelkalk ist in Silikatmarmor verwandelt. (Vergl. Fig. 6, pag. 44.)
4. Gabelgang im schwach metamorphen unteren Muschelkalk der Pallobia-Nordseite. (Vergl. Fig. 7 auf pag. 46.) Der 4 m mächtige Hauptstamm des Ganges hat Lagergangcharakter. Die nur 1 m mächtige Apophyse schneidet die Schichten schräg.

¹⁾ Die obenstehenden Ausführungen waren ohne Kenntnis von Dalys „Stoping Hypothesis“ niedergeschrieben, bilden aber offenbar eine Bestätigung seiner Annahmen. Man vergl. Geol. Rundschau, I, 1910, pag. 12—13 der Besprechungen.

5. Val Pallobia-Südseite.

- a) Bei Val Negra ein den Schichten des unteren Muschelkalkes ungefähr paralleler Gang von feinkörnigem Quarzglimmerdiorit. Er schwillt an einer Stelle seitlich an und schneidet die Schichten ab.
- b) ? mit a) identisch. (Man vergl. die Figuren 8 und 9 auf pag. 48.) Die Gänge lösen kleinere Stücke ab. Sie sind hornblendefrei. Nebengestein metamorpher unterer Muschelkalk.
- c) Zahlreiche, meist mächtige lagergangartige Apophysen im unteren Muschelkalk taleinwärts von b).
- d) 1 dm breite Hornblendetonalit-Ader im metamorphen unteren Muschelkalk auf dem oberen Weg.
- e) Zahlreiche lagergangartige Apophysen in demselben Muschelkalk, taleinwärts von d).

Der Tonalit der Apophysen ist zum Teil als Nadeltonalit entwickelt, zum Teil hornblendefrei. Ein 1 m mächtiger Gang am „Doss Michele“, der in grauem, durch dichte Silikatlagen gebändertem Muschelkalkmarmor aufsetzt, ist hornblendefrei und glimmerarm. Er schneidet die am Kontakt stark gebogenen Schichten schräg ab.

Resorptionserscheinungen wurden an keinem der Gänge des Pallobiatales beobachtet. Ihre Mächtigkeit schwankt von 1 dm (vergl. d) bis zu über 100 m. Gelegentlich war es nachweisbar, daß die Gänge eine besondere Kontaktmetamorphose des umgebenden Kalksteines bewirkt haben.

6. Zwischen Malga Coppo d'Arno und dem Lago d'Arno.

- a) Mächtiger Gang von feinkörnigem Tonalit in Phyllithornfelsen.
- b) Unregelmäßig begrenzt erscheinende Aufschlüsse von Tonalit im Perm, zweifellos von Apophysen herrührend.

7. Nordhang des Passo delle Basse. Tonalitapophysen in Marmorschollen (anisische oder ladinische Trias), zum Teil den Schichten parallel. (Vergl. Fig. 12, pag. 58.)

8. Nordhang des Colombè. Mächtige Apophyse, wohl Lagergang unter dem Niveau der Werfener Schichten.

9. Badile gegen Malga del Marmo. Sehr mächtige, mehrfach verzweigte Apophyse von Tonalit im Esinomarmor. (Vergl. die Fig. 15—17 auf pag. 63—64.)

10. Westlich der Häuser Parnaval auf der Nordseite des Pallobiatales mehrere Tonalitgänge im schwach metamorphen Muschelkalk.

11. Bei den Baite Colomba Aufschlüsse von Apophysentonalit zwischen Wengener Schichten und Esinokalk.

12. Mächtiger Tonalitgang des Badile („fasa“) im Esinomarmor, von Breno aus zu sehen. (Vergl. Fig. 19, pag. 68.)

13. Mächtiger Tonalitgang der Cima Sablunera im Esinomarmor (Fig. 18, pag. 67).

14. Mächtige Tonalitzunge der Val di Pradello (Badile).

15. Werfener Schichten (metamorph) bei der Casa della Finanza am Lago d'Arno, von zahlreichen, ganz unregelmäßigen Tonalitadern injiziert. Keine Resorption! Tonalit hornblendefrei, beziehungsweise -frei.

16. Ostende des Lago d'Arno und Gegend östlich davon: Tonalitapophysen in metamorphen Werfener Schichten.

17. Mächtige, stockartige Tonalitapophysen westlich und nordwestlich des Passo del Campo im Perm, hornblendereich, die westliche mit Permschollen.
18. Tonalitapophysen im Perm nordwestlich des Lago di Campo, nur aus Blöcken erschlossen.
19. Forcel rosso. Fumoseite, Tonalitgänge in metamorphen Wengener Schichten.
20. Zwischen Ervina di sopra und Passo d'Ignaga mehrere beträchtliche Tonalitmassen in den metamorphen kristallinen Schiefeln.
21. Großer Tonalitstock des Monte Marsèr mit Schollen von Perm und Esinomarmor. (Vergl. *G.*)
22. Großer Tonalitstock des Corno Calcinaio mit Triasmarmorscholle. (Vergl. *G.*)
23. Tonalitsporn des Campanone del Coppo mit Einschlüssen von Phyllithornfels. (Vergl. *G.*)
24. Schieferkeil südlich Malga Frino, stellenweise ganz von Tonalitadern durchdrungen. (Vergl. *G.*)
25. Große Tonalitzunge nördlich des Lago Grande del Baitone, im metamorphisierten Rendaschiefer. (Vergl. *G.*)
26. Tonalitadern in den Rendaschiefern zwischen 25 und dem Rifugio del Baitone.
27. Rendaschiefer mit Tonalitadern zwischen Lago rotondo und Lago lungo. Am rechten Ufer des Baches ein Gang von 1 m Mächtigkeit mit Aggregaten von Biotit, die vermutlich Pseudomorphosen nach Hornblende sind.
28. Mächtige, auch horizontal weit verfolgbare Gänge von saurem Apophysentonalit, zum Teil aplitähnlich, hornblendefrei, biotitarm, in der Rendaschieferwand westlich des Lago lungo. (Man vergl. das Bild Taf. III, Fig. 1.)
29. Anstieg vom Lago lungo zum Lago gelato del contatto. Umgebung dieses letzteren und Gegend südlich davon. Die Rendaschiefer sind dort stellenweise ganz von Tonalitadern und -Gängen durchdrungen und injiziert. Die meisten Gänge bleiben unter 1 m Dicke. Sie gabeln sich unregelmäßig (vergl. Bild Fig. 29, pag. 92), anastomosieren miteinander und bestehen gewöhnlich aus saurem, zum Teil aplitähnlichem Apophysentonalit. Doch wird dieser mitunter so glimmerreich, daß er sich dann in nichts vom hornblendefreien Massivtonalit unterscheidet. Übergänge vom ganz sauren Apophysentonalit zu diesem letzteren sind innerhalb derselben Gangspalte, zum Beispiel in dem in dem Bilde Fig. 29 dargestellten Gange zu beobachten. Hornblende habe ich allerdings nie darin gesehen, wohl aber nicht ganz selten die charakteristischen hohen Biotitprismen des Massivtonalites. Die Injizierung der Rendaschiefer geht am Lago del contatto so weit, daß förmliche Breccien von Schiefer mit Tonalitzement entstehen.
30. 2 helle Gänge, offenbar von Apophysentonalit, im Perm der Campanili delle Granate, nur aus der Ferne gesehen!
31. Unterhalb des Bombiäkessels Gang von feinkörnigem Tonalit im Rendenagneis.
32. Monte Aviclo. Mehrere Gänge von hornblendefreiem, einer von hornblendehaltigem Tonalit in den kristallinen Schiefeln. (Vergl. auch Salomon, 1890, pag. 480—481.) Außerdem je ein kleiner Stock von hornblendefreiem Quarzglimmerdiorit in der Val Moja und bei Rino, beide mit besonderen Kontakthöfen. (Vergl. Salomon, 1890, pag. 469 u. 546, 1896, pag. 13, 1897, II, pag. 117—119. Riva, 1896, II.)

33. Val Gallinera.

- a) Nordhang 2 m mächtiger, steiler Tonalitgang in den Hornfelsen der Edoloschiefer.
- b) Auf der Westseite des Gallinerapasses unten Tonalitgänge, zum Teil den Schichtfugen parallel in den metamorphen Werfener Schichten.
- c) Nördlich des Paßeinschnittes, in dem die Valle Aviolo und Val Gallinera trennenden Kamme, ein Gang von Tonalit und einer eines glimmerarmen, hornblendefreien Apophysentonalites in den Hornfelsen der Edoloschiefer.
- d) Gallinerapaß-Ostseite, unten im Aviolotale. Mehrere Tonalitgänge, gern den Schichten folgend, in den Hornfelsen der Edoloschiefer.

34. Valle Aviolo-Ostseite. In den Triashornfelsen (jedenfalls Werfener Schichten) ein mächtiger Tonalitlagergang und weitgehende Injektion durch unbedeutende Tonalitadern, so daß man stellenweise im Zweifel sein kann, ob man Tonalit mit Einschlüssen oder Schichten mit Tonalitadern vor sich hat. Resorptionserscheinungen deutlich!

35. Val Narcane. Apophysen des Tonalitgneisses in den Edoloschiefern. (Vergl. Salomon, 1891, III. pag. 411.)

36. Val Piana. Apophysen des Tonalitgneisses (!) von zum Teil nur $1\frac{1}{2}$ —2 dm Dicke, gern parallel der Schieferung in den Edoloschiefern.

37. Westlich Pinzolo. Adern von Tonalit in den Rendaschiefern.

38. Val di Borzago. Kontakt. Kleine Tonalitgänge in Hornfelsblöcken, nicht anstehend.

39. Im Rendaschieferkeil der Val San Valentino oberhalb Coël zahlreiche Gänge und Adern von Tonalit. Resorption!

40. Valbuona di Daone. Linkes Ufer. Im metamorphen *Trinodosus*-Kalk 2 Lagergänge von Tonalit, 70—90 cm mächtig, 1 Transversalgang etwa $\frac{1}{2}$ m mächtig. Einer der Lagergänge ist horizontal ziemlich weit verfolgbar.

41. Hintergrund der Valbuona di Daone. Der Tonalit greift in mehreren schmalen Zungen in den Esinomarmor ein.

42. Weg von Malga Valbuona di Daone zum Fratepaß. Von dem Baud des *Trinodosus*-Kalkes an bis zur Paßhöhe Tonalitgänge in allen Niveaus bis zum Esinomarmor.

43. Am Westgehänge des Monte Bagolo ragt durch den metamorphen Muschelkalk, die Reitzi- und Wengener Schichten ein Rücken von Tonalit quer zur Schichtung heraus. Er ist offenbar ein gangartiger Vorsprung der in der Tiefe verborgenen zusammenhängenden Tonalitmasse.

44. Tonalitsporn der Cima di Curioni. Schiebt sich zwischen die Raibler Schichten und den Muschelkalk und keilt sich nach Osten rasch aus. Der Esinokalk dazwischen fehlt. (? in die Tiefe gesunken?)¹⁾

45. Im Esinomarmor von Lajone di sopra Lagergang eines fast dichten Hornblende-Glimmerdiorites, wohl einer Tonalitapophyse.

46. Zungenförmige Tonalitapophyse im metamorphen Muschelkalk bei Malga del Gelo.

47. In der gegen den Terminekessel gekehrten Wand der Cima di Blumone sieht man schon von fern helle, netzartig verlaufende, mächtige Gänge. Nach unten gefundenen Stücken bestehen sie teils aus echtem Tonalit, teils aus saurem Apophysentonalit. Sie setzen in metamorpher anisischer und ladinischer Trias auf.

¹⁾ Vergl. Dalys „Stoping Hypothesis“. (Nachträglicher Zusatz vom Jänner 1910.)

48. In den metamorphen Wengener Schichten südlich des Terminepasses finden sich zahlreiche schneeweiße Gänge von fast glimmerfreiem Apophysentonolit, daneben aber auch glimmerhaltige Gänge und den Übergang zwischen beiden vermittelnde Typen.

49. In den metamorphen Wengener Schichten südlich des Casinetto di Blumone mehrere Tonalitgänge.

50. Gobba und Monte della Rossola. Flache Gänge von Apophysentonolit im vertikal gestellten metamorphen Muschelkalk. (Vergl. Bild Fig. 75, pag. 267.)

51. Obere Val Cadino. In Scholle von dolomitischem Kalkmarmor (Esinokalk oder Hauptdolomit) mehrere Apophysen der zusammenhängenden Tonalitmasse. Sie sind auffällig arm an dunklen Gemengteilen. Resorptionserscheinungen scheinen ganz zu fehlen. Eine in Fig. 77, pag. 273, dargestellte Apophyse hat Kreuzform, was wohl auf Schichtung und senkrecht dazu stehender Klüftung des ursprünglichen Kalksteines beruht. Jetzt, nach vollzogener Metamorphose, sind aber in dem Marmor keinerlei Fugen erkennbar.

52. Passo di Teller. Gang von hornblendefreiem Tonalit mit Quarzadern in der metamorphen Trias. Schneidet den oberen Muschelkalk ab. Neben ihm Reitzschichten.

53. Tonalitapophyse in Vajuga im Muschelkalk, von kleinem, eigenem Kontakthof umgeben. Form nicht sicher bekannt.

54. Bei Malga Valbuona di Campolaro scheinbarer Tonalitstock in dem Muschelkalk; in Wirklichkeit Erosionsentblößung, die den unter dem Muschelkalk verborgenen Tonalit sichtbar macht.

55. Monte Trabucco. Tonalitstock, mächtig, im Muschelkalk. Besteht aus Normaltonalit mit viel Schlierenknödeln. Ebendort eine etwa 12 cm mächtige Apophyse von normalem hornblendehaltigem Tonalit im Muschelkalkmarmor. Weiter oben ein nur 1 cm mächtiger, ganz scharf abgegrenzter Gang von etwas feinkörnigem, aber sonst normalem Tonalit im metamorphen Muschelkalk.

56. Pallone del Forcellino di Valbuona. In der auf Taf. VI, Fig. 2, sichtbaren Wand im stark gefalteten metamorphen Muschelkalk zwei helle Gänge, die nach Analogie mit anderen Vorkommnissen nur aus Apophysentonolit oder echtem Tonalit bestehen können. Die Gänge sind nicht mitgefaltet, also jünger als die Faltung!

57. SO-Wand des Frerone. Mächtige, in Bild Taf. VII, Fig. 1 und Fig. 80, pag. 288 sichtbare Tonalitapophyse, die einen kolossalen Keil von gefaltetem unteren Muschelkalk aus dem Zusammenhange mit den höheren Muschelkalkmassen herausschneidet.

58. Nordseite von Stabio. Kleine, gang- oder stockförmige Masse von normalem Tonalit in den Hornfelsen der Wengener Schichten.

59. Zwischen Cima Innominata und Alta Guardia Apophyse von normalem Tonalit in (? Esino-) Marmor. Umschließt auch Bruchstücke des Marmors.

60. Kessel von Stabio. Apophysen von anscheinend hornblendefreiem Tonalit in einem eigentümlichen, rostbraun verwitternden Gestein von Hornfelscharakter (? Wengener Schichten).

61. Fuß des Pallone del Forcellino di Valbuona, in Stabio. 25—30 cm mächtige Apophyse von mittelkörnigem, etwas verwittertem, normalem Tonalit wird nach oben bis etwas über einen halben Meter mächtig. Nebengestein: Marmor und Granathornfels des Muschelkalkes mit ONO-Streichen, ganz steilem N-Fallen. Der Gang streicht SO und fällt äußerst steil nach SW.

In derselben Gegend sind zwischen die Schichtflächen des Muschelkalkes nicht selten mächtige Platten von normalem Tonalit als Lagergänge eingeschaltet.

62. Oberhalb des Silter di Stabio ist in einem Hügel Tonalit mit viel Triasschollen aufgeschlossen. Er bildet dort eine wohl stockförmige Apophyse in der Trias.

63. Runse neben dem Silter di Stabio. 3 m mächtiger Gang von Tonalit im metamorphen Muschelkalk. Tonalit arm an Biotit, reich an Hornblende und Schlierenknödeln.

b) Ergebnisse.

Aus der vorstehenden Zusammenstellung, die sich nur auf die von mir selbst beobachteten Vorkommnisse bezieht und nicht einmal ganz vollständig ist, ergeben sich eine Reihe von Tatsachen.

Die Zahl der Apophysen ist außerordentlich groß, an manchen Stellen, zum Beispiel im Baitonegebiet, so groß, daß eine Zählung unmöglich wird. Sie treten aber nicht in gleichmäßiger Verteilung längs der Primärgrenze des Massives auf, sondern bevorzugen bestimmte Stellen, können auch lokal ganz fehlen. Dennoch ließen sie sich im großen und ganzen rings um das gesamte Gebiet herum verfolgen. Nur an der von mir wenig begangenen und weithin von Diluvium bedeckten Grenze zwischen Val Piana und Dimaro ist eine größere Lücke in meinem Verzeichnis und naturgemäß fehlen sie an dem Sekundärkontakt längs der Judikarienlinie südlich von Dimaro.

Die Natur des Nebengesteines spielt, wie zu erwarten, eine gewisse Rolle, insofern als dünnblättrige Schiefer (Baitone Nr. 29) und sehr dünnschichtige Ablagerungen (Werfener Schichten Nr. 15 und 34) offenbar das Eindringen der Apophysen begünstigen. Andererseits machen sich andere Faktoren in noch höherem Maße geltend: und das sind wahrscheinlich die Temperatur und Dünnflüssigkeit des Magmas, sowie der von der ersteren mit abhängige Durchwärmungsgrad des Nebengesteines. Wir finden nämlich auch weite Strecken von Schieferkontakten fast apophysenfrei. Endlich spielt auch die Orientierung der Schicht- und Schieferungsflächen im Verhältnis zur Kontaktfläche eine nicht zu unterschätzende Rolle.

Wo sich die günstigen Faktoren vereinigen, da kommt es tatsächlich, so wie es die französischen Autoren schon seit langer Zeit beschrieben haben, zu weitgehenden Durchänderungen und Injektionen des Nebengesteines. In dem Baitonegebiet entsteht so an einer Stelle (Nr. 29) eine scheinbare Permbreccie, die in Wirklichkeit ein Zement von Tonalit hat. Solche Stellen sind in der Adamellogruppe seltene Ausnahmen; sie zeigen aber sehr klar, daß sie unter bestimmten Verhältnissen auch als Regel auftreten könnten. Vermutlich dürfte das bei größerer Tiefe des Intrusionsniveaus, also bei höherer Primärwärme des Nebengesteines der Fall sein. Auch an den Kontakten der Sabbionedioritmassive treten intensive Injektionserscheinungen in ähnlicher Weise wie am Rande des Adamellotonalites auf, das heißt nur als lokale Ausnahmen.

Was das stratigraphische Niveau der von Apophysen durchsetzten Nebengesteine betrifft, so sind in dem Verzeichnis alle größeren Schichtgruppen von den Rendena- und Edoloschiefern bis zum Esinokalk enthalten. Vermutlich werden sie sich auch noch in den Raibler Schichten und dem Hauptdolomit nachweisen lassen.

Die Form und Mächtigkeit der Apophysen wechselt sehr stark. Von 1 cm dicken Adern (Nr. 55) bis zu dem kolossalen Tonalitstock des Monte Marsèr finden sich alle möglichen Übergänge. Stockförmige Apophysen (zum Beispiel Nr. 21, 22, 32 zum Teil) sind selten, Gänge die Regel. Dabei ist in allen deutlich geschichteten und nicht stark im kleinen gefalteten Schichtkomplexen eine ganz ausgesprochene Neigung zur Lagergangbildung vorhanden. Untersucht man aber diese von Stache und Reyer daraufhin für echte Lager gehaltenen Gebilde genauer, so findet man stets, daß sie stellenweise die Schichtung schief schneiden (Fig. 6, 8, pag. 44 und 48).

Haken schlagen oder Sekundärapophysen schräg zur Schichtung entsenden. (Fig. 3, 4, 7, 77, pag. 39, 46, beziehungsweise 273.) Die meisten Gänge bilden regelmäßige planparallele Platten, seltener sind unregelmäßige Adern; bei den feineren Injektionen aber, wie sie zum Beispiel in Nr. 15, 29 und 34 beschrieben wurden, sind diese unregelmäßig gestalteten an- und abschwellenden, netzartig anastomosierenden Adern die Regel. Ein leidliches Beispiel dafür ist in dem Bild Fig. 29, pag. 92 wiedergegeben.

Die meisten Tonalitgänge stehen steil, was sicherlich auch, wenigstens zum Teil, von der steilen Aufrichtung der dem Massiv benachbarten Sedimente herrührt. Dennoch wurden auch eine Anzahl fast schwebend oder doch flach fallender Gänge in steil gestellten Sedimenten beobachtet. Ich erinnere an die flachen Gänge von Apophysentonalit im vertikalen Muschelkalk des Monte della Rossola (Nr. 50, Bild Fig. 75, pag. 267).

Die Tonalitapophysen entfernen sich horizontal meist nur unbedeutend von der Grenze des zusammenhängenden Massives und liegen daher im allgemeinen noch im Gebiet des Kontakthofes oder sogar der inneren Kontaktzone. Den größten Abstand erreicht der kleine von mir aufgefundene, von Riva genau beschriebene Quarzglimmerdioritstock von Rino (Nr. 32) mit etwa 3 km. Er sowie die stock- und gangförmigen Apophysen, die außerhalb des Massivkontakthofes oder doch seiner inneren Kontaktzone liegen, lassen oft eine sehr deutliche selbständige Kontaktmetamorphose erkennen. An dem kleinen Stock der Val Moja (Nr. 32) ließen sich sogar zwei Kontaktzonen unterscheiden.

Sehr wichtig ist die Tatsache, daß nicht nur die schon zur Zeit des Karbon gefalteten kristallinen Schiefer, sondern auch die im Zickzack gefalteten Schichten des unteren Muschelkalkes von gradlinig verlaufenden Tonalitgängen durchschnitten sind. (Nr. 56.) Das beweist das im Verhältnis zur Faltung der Trias jüngere Alter der Gangintrusion.

Wie noch bei der Untersuchung der Lagerungsform des Tonalites eingehend besprochen werden wird, hat ein Teil der großen Apophysen des Massives nicht gang-, sondern sporn- oder zungenförmige Gestalt. (Zum Beispiel Sporn von Malga Premassone in Val Malga, Zunge von Val Pradello am Badile. Vergl. G!)

Nicht alle isolierten Aufschlüsse von Tonalit im Sedimentgebiet sind wirklich Apophysen. Ein Teil von ihnen ist als Erosionsentblößung aufzufassen. Die unregelmäßig wellige Oberfläche der zusammenhängenden Tonalitmasse ist dort unter einer dünnen Kruste von Trias verborgen und kommt an geeigneten Punkten durch Denudation oder Erosion zum Vorschein. (Zum Beispiel Nr. 54.)

Auf die Gesteinsbeschaffenheit der Tonalitapophysen wird bei der allgemeinen petrographischen Besprechung des Tonalites genauer eingegangen werden. Hier sei nur kurz erwähnt, daß sowohl echter hornblendeführender Tonalit wie hornblendefreie und zum Teil sogar biotitarmer Fazies in den Gängen beobachtet wurden. Die letzteren vermitteln dann zum Teil schon den Übergang zu den echten Apliten. Das Korn der Gänge ist oft, aber keineswegs immer feiner als das des Massivtonalites. Resorptionserscheinungen wurden nur als seltene Ausnahmen beobachtet. (Zum Beispiel Nr. 34 und 39.) Sie treten gelegentlich in den Gebieten intensiver Injektionen auf und sind ebenso wie diese selbst durch Zusammenwirken mehrerer günstiger Faktoren zu erklären. (Vergl. pag. 495 und die Auseinandersetzungen bei der petrographischen Besprechung des Tonalites.)

3. Die Fazies des Tonalites in dem Massive.

In dieser ganzen Arbeit ist, wie bereits auf pag. 5 angegeben, das Wort „Tonalit“ meist nicht in dem strengen petrographischen Sinne gebraucht worden, sondern als allgemeine Bezeichnung für das in petrographischer Hinsicht sehr wechselnde, das ganze Massiv und seine Apophysen zusammensetzende Tiefengestein. In Wirklichkeit geht schon aus dem ersten Teile der Arbeit hervor, daß dies seine Zusammensetzung und seine Textur in ziemlich weiten Grenzen ändert. Wenn es mir nun auch erst in einer späteren Arbeit möglich sein wird, eine petrographische Beschreibung der einzelnen Fazies, welche es innerhalb der Adamellogruppe annimmt, zu geben, so kann ich doch nicht umhin, schon an dieser Stelle einige meist schon makroskopisch hervortretende Tatsachen zu erwähnen, weil sie für die Auffassung des geologischen Baues der Gruppe von Bedeutung sind. Ich gebrauche dabei absichtlich nicht das Wort „Varietäten“, sondern den in der Stratigraphie üblichen Ausdruck „Fazies“, weil nur ein Teil dieser letzteren sich so wenig von der anerkannten Definition des „Tonalites“ entfernt, daß man von „Varietäten“ im petrographischen Sinne sprechen kann.

Ich hebe ausdrücklich hervor, daß ich, nachdem Becke in seiner Rieserfernerarbeit eine wirklich mustergültige petrographische Beschreibung eines Tonalitmassives gegeben hat¹⁾, nur mit Widerstreben an die Veröffentlichung der folgenden Ausführungen herangehe. Denn da es mir bisher infolge meines äußeren Lebensganges nicht möglich war, das sehr umfangreiche, von mir im Adamello seit 1888 gesammelte Material petrographisch ganz durchzuarbeiten, muß ich mich notgedrungen darauf beschränken, die folgenden Auseinandersetzungen zu einem erheblichen Teile auf makroskopische Beobachtungen zu basieren²⁾.

a) Kerntonalit = Normaltonalit.

Den weitaus größten Teil des ganzen Massives, und zwar nicht bloß seine zentralen Teile, sondern oft auch ziemlich randlich gelegene Gebiete, setzt das normale, von Becke (a. a. O. pag. 383) in den Rieserfernern mit Recht als Kerntonalit bezeichnete Gestein zusammen. Becke definiert es kurz und treffend mit den folgenden Worten: „Hellgefärbtes mittelkörniges Gestein, in dem schneeweißer Feldspat mit etwas perlmutterglänzenden Spaltflächen und hellgrauer Quarz den Grund abgeben, von dem sich die dicksäulenförmigen Biotitkristalle und die schlankeren rabenschwarzen Hornblendesäulen grell abheben.“ Von dem makroskopischen Aussehen des normalen Kerntonalites werden die Fig. 2 auf Taf. IX und die Fig. 1 und 2 auf Taf. XI eine Vorstellung geben.

Der Kerntonalit des Adamello unterscheidet sich wohl nur dadurch etwas von dem der Rieserferner, daß, wie schon G. vom Rath³⁾ hervorhob, die Hornblende „meist in kurzen dicken, selten in längeren prismatischen Kristallen vorhanden“ ist. Doch gilt dies nicht von allen Teilen des Massives, sondern, wenn mich meine Erinnerung nicht täuscht, hauptsächlich nur von den wirklich zentralen Gebieten. Gegen die Ränder und in den vorgeschobenen, wenn auch breiten Zungen dürften im allgemeinen schlankere Hornblendesäulchen und auch nicht mehr so dicke und hochsäulenförmige Biotitprismen, sondern dünnere Blätter entwickelt sein.

¹⁾ Petrograph. Studien am Tonalit der Rieserferner. Tschermaks Mitt. Bd. XIII, pag. 379 u. f.

²⁾ Einige bei dem damaligen Stande der Feldspat-Bestimmungstechnik natürlich sehr primitive mikroskopische Beobachtungen habe ich schon 1890 mitgeteilt. (Salomon 1890, pag. 542–545)

³⁾ 1864, pag. 254.

Die beiden Gesteinsvarietäten sind indessen durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden und würden kartographisch nicht getrennt werden können. Aber auch auf ganz kleine Abstände, ja vielfach in demselben Aufschluß oder Block findet man saure, normale und basische Varietäten des Kerntonalites miteinander schlierig verwebt. (Man vergl. zum Beispiel auf Taf. XI, Fig. 1 den großen Block ganz oben in der Mitte.) Dabei verhält sich nach meinen Erfahrungen die basischere Varietät fast stets oder stets, als ob sie älter wäre, das heißt die saure Varietät durchdringt sie manchmal in Adern und Gängen, umschließt rundliche oder gerundeteckige Massen von ihr. Die einzige Ausnahme, die ich notierte, ist auf pag. 305, Fußnote 3 angegeben. Und dort hatte ich keine Zeit, genauere Untersuchungen vorzunehmen und weiß daher nicht, ob nicht eine andere Erklärung möglich ist.

In sehr wechselnder, manchmal erheblicher Entfernung gegen die Kontakte des Massives ändert der Kerntonalit sein Aussehen, indem er wohl fast überall ein etwas feineres Korn annimmt, insbesondere die Größe der dunklen Gemengteile verringert und an einem sehr großen Teile der Kontaktlinie seinen Hornblendegehalt vermindert oder ganz einbüßt. Wir haben also auch hier genau, wie das Becke für den Reinwaldkern nachweist, gewöhnlich saurere

b) Randfazies.

die zum Teil die Bezeichnung „Randtonalit“ verdienen, meist aber als „Quarzglimmerdiorite“ zu bezeichnen sind. Auch ein Teil der Apophysen gehört in diese beiden Kategorien. Ob im Adamello auch Beckes „Randgranite“ vorhanden sind, das wage ich in dem jetzigen Stadium meiner Untersuchungen weder zu bejahen, noch zu verneinen.

Eine gewisse Beachtung dürfte die Tatsache verdienen, daß die hornblendefreien Quarzglimmerdiorite an manchen Stellen neben dem normalen Kerntonalit auftreten und dann mit diesem schlierig verwebt sind. Ja, auch unter ihnen sind wieder saurere und basischere biotitreiche Varietäten zu unterscheiden; und diese letzteren dürften im allgemeinen wohl den saureren Fazies gegenüber ein etwas höheres Alter besitzen. So zeigt der Block ganz rechts in der zweiten Reihe der Fig. 1 auf Taf. XI gangartige Durchsetzung des basischen Diorites durch den sauren. Der Block links davon aber zeigt Schlieren von noch zu besprechendem Biancotonalit in einem Gestein, das ich oben als Quarzglimmerdiorit, unter der Schlieren aber als Kerntonalit bezeichnen möchte.

Besonders wichtig und interessant scheint mir die Tatsache zu sein, daß die saurere Randfazies ohne jede erkennbare Beziehung zu dem chemischen Charakter des Nebengesteines auftritt. Ich zitiere eine Reihe von Beispielen dafür.

1. Val del Re. Quarzglimmerdiorit um Marmorscholle.
2. Monte Piccolo, Finaleseite. Quarzglimmerdiorit am Permkontakt.
3. Zwischen Malga Preda und Val Gallinera. Quarzglimmerdiorit, selten hornblende-führend, am Kontakt der kristallinen Schiefer.
4. Val Gallinera, Südseite. Hornblendearmer, feinkörniger Randtonalit nahe den kristallinen Schiefen.
5. Aviolotal (Val Paghera auf G). An dem Steilabsturz gegen die kristallinen Schiefer anscheinend wesentlich Quarzglimmerdiorit. Der vom Baitone stammende Schutt des Talgrundes oberhalb der Malga ist hornblendehaltig.
6. Aviototal, Ostseite, feinkörniger, etwas schieferiger Quarzglimmerdiorit im Kontakt mit kristallinen Schiefen.

7. Coël in Val San Valentino. Am Kontakt mit kristallinen Schiefen Quarzglimmerdiorit mit Fluidalstruktur. Schon in 20 Schritt Entfernung stellt sich hier Hornblende ein.

8. Zwischen Passo und Lago della Nuova. Quarzglimmerdiorit gegen Esinomarmor.

9. Cima di Suess. Sehr heller, fast aplitischer Quarzglimmerdiorit gegen Raibler Schichten (sehr basischer Natur).

10. Schmugglerpaß am Monte Madrene. Quarzglimmerdiorit gegen Marmor der Raibler Schichten.

11. Kontakt nördlich der Cima di Curioni. Quarzglimmerdiorit gegen Marmor der Raibler Schichten.

12. Val Cadino. Quarzglimmerdiorit gegen Esinomarmor.

13. Passo di Hörich. Ebenso.

14. Passo di Riva. Ebenso.

15. Sabbione di Croce. Mittelkörniger, hornblendearmer Tonalit gegen Marmor der Raibler Schichten.

16. Südseite des Alta Guardia. Quarzglimmerdiorit gegen Esinomarmor.

17. Oberhalb der Santella di Degna. Ebenso gegen metamorphen Muschelkalk.

Die Zusammenstellung ergibt, daß die saure Randfazies ebensowohl neben sehr basischen wie neben sehr sauren Kontaktgesteinen auftritt. Aber nicht immer ist sie entwickelt, sondern es gibt einige, wenn auch nicht gerade sehr zahlreiche Stellen, an denen normal hornblendehaltiger, wenn auch wohl fast stets ein etwas feineres Korn besitzender Tonalit die Kontakte erreicht. Ich zitiere als Beispiele die folgenden Punkte:

1. Val Pradello. Normaler, feinkörniger Tonalit gegen Muschelkalkmarmor.

2. Val di Breguzzo, bei Triveno. Normal hornblendehaltiger, aber etwas feinkörniger Tonalit neben weißem (? anischem) Triasmarmor.

3. Ert in der Val di Daone. Normaler, etwas feinkörniger Tonalit gegen basische Hornfelse der Werfener Schichten.

4. Valbuona di Daone. Talhintergrund. Normal hornblendehaltiger Tonalit gegen Esinomarmor.

5. Tal westlich der Cresta di Finkelstein. Ziemlich hornblendereicher Tonalit, nicht sehr weit vom Kontakte des Esinomarmors, aber auch in größerem Abstände davon gegen den Lago della Vacca.

6. Nördliche Talseite bei Stabio di sopra. Tonalit mit auffällig wenig Biotit, viel Hornblende und ziemlich viel makroskopisch erkennbarem Titanit in nicht sehr großer Entfernung von Marmor der Trias (? Raibler Schichten).

7. Costone in Val Stabio. Normaler Tonalit in dem im Muschelkalk steckenden mächtigen Stock.

8. Zwischen Lincino und Malga Adamè ziemlich nahe dem Kontakt mit Marmor des Zellenkalkes Kerntonalit mit dicken, gedrungenen Hornblenden, genau wie in größerer Entfernung.

Alle diese Stellen liegen am Kontakt mit basischen Triasgesteinen. Bevor ich aber auf die Frage eingehe, ob diese Tatsache etwa auf Resorptionserscheinungen beruhen kann, möchte ich zunächst noch die anderen Tonalitfazies besprechen und beginne mit der im ersten Teile der Arbeit (pag. 89) bereits als

c) Biancotonalit

bezeichneten Fazies. (Vergl. Taf. IX, Fig. 2 und Taf. XI, Fig. 1.) Diese ist, wie auf pag. 89 angeführt, „durch die ungewöhnlich große, geradezu auffällige Zahl von gedrungenen, dicken, dicht gedrängten Hornblendekristallen“ von dem gewöhnlichen Kerntonalit unterschieden, enthält aber ebenso wie dieser Biotit, wenn auch nur in geringen Mengen.

Mitunter bildet sie eine Art Füllmasse zwischen den gewöhnlichen Schlierenknödeln des Tonalites. (Vergl. Fig. 26 auf pag. 89 und den Block mit dem Aplitgang auf Taf. IX, Fig. 2.) Andererseits tritt sie auch selbst als Schlierenknödel oder in Form unregelmäßig schlierig ausgezogener Partien im Kerntonalit auf, ist also älter als dieser. (Vergl. Fig. 27 auf pag. 89 und Taf. XI, Fig. 1.) Wegen des häufigen Auftretens dieser Varietät in den Blockmeeren des Lago Bianco in der Baitonegruppe habe ich sie als „Biancotonalit“ bezeichnet. Sie ist im Baitonegebiet weit verbreitet, tritt aber auch an vielen anderen Stellen der Adamellogruppe auf.

Eine genauere petrographische Beschreibung werde ich erst bei einer späteren Gelegenheit geben können.

d) Pyroxenführender Tonalit.

Varietäten des normalen Kerntonalites, die reich an einem noch nicht näher untersuchten, diallagähnlichen Pyroxen sind, habe ich schon 1897¹⁾ auf Grund von Stücken, die ich dem verstorbenen Riva verdanke, aus der Cornonegruppe angeführt. Sie sind offenbar an mehreren Stellen der Triaskontakte, zum Beispiel auch am Monte Mattoni entwickelt. Doch kann ich jetzt noch keine genaueren Angaben über sie machen. Man vergl. übrigens auch Salomon, 1899, I, pag. 34.

e) Riesentonalit.

Schon im Jahre 1891²⁾ hatte ich darauf hingewiesen, daß in der Val di Doi eine Tonalitvarietät auftritt, in der „bei ungefähr normaler Proportion zwischen den Dimensionen der verschiedenen Gesteinskomponenten einzelne Hornblendekristalle bis 29 cm Länge erreichen“. 1899³⁾ kam ich wieder auf diese Varietät zurück und sagte: „An vielen Stellen des Tonalitmassives treten Gesteinsvarietäten auf, die ungewöhnlich reich an Hornblende sind und keinen oder doch nur verschwindend wenig Biotit führen⁴⁾. Dabei bildet in einzelnen dieser Varietäten die Hornblende nur ganz kurze gedrungene Individuen, in anderen, wie in dem früher von mir beschriebenen Riesentonalit der Val di Doi und in manchen Gesteinen beider Flanken des Cornone di Blumone, lang nadelförmige, ja in der Val di Doi bis 29 cm Länge erreichende Kristalle. Ich habe nun an einer Reihe von Aufschlüssen mit Sicherheit nachweisen können, daß diese Varietäten in Form von Schlieren oder Schlierengängen in dem Hauptgestein auftreten. An einzelnen Stellen ergab es sich aber merkwürdigerweise, daß die langen Hornblendenadeln senkrecht auf der begrenzenden Fläche des Schlierenganges stehen, wodurch es wahrscheinlich gemacht wird, daß ein Teil dieser Bildungen überhaupt vielleicht besser zu den Pegmatiten zu stellen wäre. Bemerkenswert ist, daß der früher von mir beschriebene Pyroxen⁵⁾ einzelner Tonalitvarietäten auch in diesen hornblendereichen Bil-

¹⁾ 1897, II, pag. 173.

²⁾ 1891, III, pag. 415.

³⁾ 1899, I, pag. 34.

⁴⁾ Dabei hatte ich damals allerdings nicht nur den Riesentonalit, sondern auch den Biancotonalit im Auge.

⁵⁾ Vergl. oben.

dungen auftritt. Ich fand ihn in einem im letzten Sommer gesammelten Stück mit kurzen Hornblendekristallen vom Monte Mattoni (Val Buona).“

Ich habe nun mittlerweile noch eine Anzahl neuer Beobachtungen über den Riesentonalit gemacht, die mir zusammen mit den alten ein wesentlich vollständigeres Bild zu geben scheinen. An den Hängen des Cornone hat der Tonalit, wie schon im ersten Teile angeführt, ungewöhnlich schlierige Beschaffenheit, und zwar wird er von zahlreichen gangartigen Massen von Riesentonalit durchsetzt. Doch bildet dieser letztere auch rundliche „Ausscheidungen“ in ihm und umgibt seinerseits wieder feinkörnige runde Schlierenknödel wie eine Art Zement, so daß förmlich Schlierenknödelkonglomerate entstehen. Insofern stimmt also sein Auftreten genau mit dem des auf pag. 500 geschilderten Biancotonalites überein. Die Hornblenden erreichen bei derartigen Vorkommnissen nur einige Zentimeter Länge. In einer gangartigen Masse standen die 4—5 cm langen, fast das ganze Gestein zusammensetzenden Hornblenden fast alle untereinander parallel und senkrecht zum Salband. Sie setzten scharf an dem gewöhnlichen Tonalit ab.

In einem anderen, in meinem Besitz befindlichen Stück von der Ostseite des Cornone zieht sich mitten durch feinkörnigen, wohl ganz glimmerfreien Tonalit eine gegabelte Hornblendeader. Die einzelnen Kristalle erreichen bis 2 cm Länge und bilden große Winkel mit dem Salband. Fremde Mineralien fehlen in der Ader fast ganz; doch springt die Grenze zackig ein und aus und ist nicht scharf zu nennen.

Über das Auftreten des Riesentonalites in der Val di Dois sind auf pag. 265 dieser Arbeit Mitteilungen gemacht worden. Ich hebe hier daher nur noch einmal hervor, daß die Hornblenden dort sogar stellenweise bis über 30 cm Länge bei 5 cm Dicke erreichen. Das Gestein schien mir nur selten planparallele, gangartige, meist rundliche oder unregelmäßig verlängerte, gelegentlich auch eckige Massen zu bilden. Eine wirklich scharfe Abgrenzung gegen das Nebengestein habe ich nicht wahrgenommen. Dagegen fiel mir auch dort wie am Cornone in den gangartigen Gebilden parallele Anordnung der Hornblenden (? senkrecht zum Salband) auf.

Fassen wir diese Beobachtungen zusammen, so ergibt sich unzweifelhaft, daß sicher ein erheblicher Teil des Riesentonalites ebenso wie der Biancotonalit eine ältere Tonalitfazies darstellt, die von dem jüngeren Kerntonalit in Fetzen zerrissen und vielfach zu schlierigen Massen ausgezogen wurde. Die normalen, feinkörnigen Schlierenknödel sind aber noch älter als der Riesentonalit, da sie gelegentlich von diesem zu konglomeratähnlichen Massen verkittet werden.

Andererseits sprechen die angeführten Beobachtungen über die Stellung parallel angeordneter Hornblenden senkrecht zum Salband, die riesenhaften Dimensionen der Mineralien und das aderartige Auftreten einzelner von diesen in gewissen Vorkommnissen für pegmatitische Entstehung aus dem Magmasaft. Tatsächlich sind denn auch analoge Vorkommnisse aus dem Odenwald von Chelius als Dioritpegmatite aufgefaßt worden. Mir liegen selbst zwei schöne derartige Stücke aus der Lindenfesler Gegend vor, deren Ähnlichkeit mit den Riesentonaliten der Adamellogruppe überraschend ist, wenn auch die Dimensionen der Gemengteile geringer sind¹⁾.

Chelius²⁾ sagt darüber: „Dioritpegmatite sind in kleinen Adern und linsenförmigen Verbreiterungen im ganzen Dioritgebiet zu treffen, am häufigsten am Buch bei Laudenu und in der

¹⁾ Die längste Hornblende erreicht 5 cm Länge bei 1 cm Dicke.

²⁾ Erläuterungen zu Blatt Neunkirchen der hessischen geolog. Karte in 1:25.000. Darmstadt 1901. Vergl. auch die ähnlichen Ausführungen im Notizblatt d. Vereines f. Erdk., Darmstadt IV, 1897. Heft 18. pag. 20—21 und Taf. I, Fig. 1—2. Auf pag. 20 ist es allerdings noch zweifelhaft gelassen, ob es sich hier wirklich um pegmatitische Bildungen oder um „gangartige Nachschübe“ handelt.

Gemarkung Obergumpen. Die Hornblende dieser ist rundlich, etwa haselnußgroß und tritt mit schillernden Spaltflächen dicht gedrängt oder in einzelnen, wie Tupfen aussehenden Kristallen auf. Viele pegmatitische Adern führt auch der Diorit am Felsberg gegen Balkhausen mit lang gestreckten oder nadelförmigen Hornblenden“. Als Kieselsäuregehalt führt er a. a. O. pag. 18—19 für den Diorit vom Buch bei Lindenfels 45·11 ‰, für den des Felsberges 44·23 ‰, für den „Dioritpegmatit“ vom Buch bei Lindenfels 43·58 ‰, für den „pegmatitischen Diorit“ von der Güttersbach bei Nonrod 46·51 ‰ an.

In den Erläuterungen zu Blatt Lindenfels (Darmstadt 1901, pag. 28—29) sagt er: „Groß ist der Wechsel in der Ausbildung der Dioritgemengteile da, wo dioritpegmatitische Sonderung auftritt, die zu gangartigen Dioritpegmatiten führt. Hier werden die Hornblenden in ihrer Form selbständig, bald als gedrungene, rundliche Kristalle, bald nadelförmig“. Endlich spricht er in seinen „petrographischen Untersuchungen im Odenwald“¹⁾ von „Dioritpegmatiten mit fingerlangen Hornblenden mit viel Glimmer, mit Magnetkies, Schwefelkies und Titanit“.

Genauere Angaben darüber, warum Chelius diese Gesteine als Pegmatite aufgefaßt hat, habe ich nicht gefunden, sei es, daß sie mir entgangen sind, sei es, daß er nicht mehr zu ihrer Veröffentlichung kam. Ich muß aber bekennen, daß mir noch immer mehrere Gründe dagegen zu sprechen scheinen. So ist ihr Kieselsäuregehalt, wie aus den zitierten Zahlen hervorgeht, nicht von dem der normalen Diorite verschieden; eine Schriftgranitstruktur ist aus keinem der Vorkommnisse bisher bekannt geworden, was ich, ohne diesem negativen Merkmal zu viel Gewicht beizulegen, doch immerhin hervorheben möchte. Vor allen Dingen aber treten im Adamello unzweifelhaft zum Tonalit gehörige echte Pegmatite auf, die gar keine Hornblende führen und auch nicht durch Übergänge mit den Riesentonaliten verbunden sind²⁾.

Berücksichtigt man nun außerdem die vorher³⁾ erörterte Tatsache, daß der Riesentonalit zum Teil sicher älter als der Kerntonalit ist und von diesem in Fetzen zerrissen und zu schlierigen, gangähnlichen Massen ausgezogen wurde, so erscheint es höchst zweifelhaft, ob es berechtigt ist, auch nur einen Teil dieser Gebilde als „Pegmatit“ aufzufassen. Dabei sehe ich ganz davon ab, daß es doch recht gesucht wäre, einen Teil des Riesentonalites als alte Fazies, einen anderen als junge Pegmatitbildung zu deuten.

Obwohl demnach ein Teil der vorher aufgeführten Beobachtungen zugunsten der Pegmatithypothese zu sprechen scheint, vermag ich mich wenigstens vorläufig nicht dazu zu entschließen, die Riesentonalite des Adamello auch nur zu einem Teile als Pegmatite aufzuführen und zweifle auch an der Pegmatitnatur der entsprechenden Odenwaldgesteine.

Nachtrag.

Erst lange nach Vollendung der vorstehenden Ausführungen fand ich Zeit (1908), die Cheliusschen „Dioritpegmatite“ vom Buch bei Lindenfels an Ort und Stelle zu untersuchen. Sie treten auch dort offenbar genau unter denselben Verhältnissen wie in der Adamellogruppe auf und sind scharf von den echten Pegmatiten geschieden. Diese, am Buch durch kolossale Granaten und Schörle ausgezeichnet, lassen petrographisch keine Beziehungen oder gar Übergänge zu den

¹⁾ Centralblatt d. Neuen Jahrbuchs f. Mineralogie, 1907, pag. 6.

²⁾ Auch in den Rieserfernern treten nach Becke und Löwl, am Iffingermassiv bei Meran nach Grubenmann echte hornblendefreie Pegmatite im Zusammenhang mit dem Tonalit auf.

³⁾ pag. 501.

„Riesendioriten“, wie ich nun sagen will, erkennen. Die letzteren treten zwar manchmal in langgestreckten, auf den ersten Blick gangähnlichen Gebilden im normalen Diorit auf. Im allgemeinen aber ergeben sie sich sofort als ältere Schollen, die von dem Diorit umschlossen, injiziert und vielfach wohl auch resorbiert wurden. Ihre abnorme Gemengteilsgröße verdanken sie offenbar nur einer besonders langsamen Kristallisation in größerer Tiefe.

f) Nadeltonalit.

In Val Pallobia, zwischen Malga del Coppo d'Arno und der Forcella delle Basse, am Passo di Hörich (Monte Mattoni) und an anderen Orten treten teils im Tonalit selbst, teils in seinen Nebengesteinen gangartige¹⁾ Massen eines meist recht feinkörnigen Tonalites auf, den ich als Nadeltonalit bezeichnen will. Er ist nämlich sehr hornblendereich; die Hornblenden aber sind dünn nadelförmig entwickelt, durchspießen das Gestein in allen Richtungen und geben ihm ein so eigentümliches Gepräge, daß ein besonderer Name wohl angebracht ist.

4. Aplite und Pegmatite.

a) Gegenseitiges Verhältnis von Aplit und Pegmatit.

Bevor ich auf die Apophysenfazies des Tonalites eingehe, will ich zunächst aus später zu erläuternden Gründen seine sauren Tochtergesteine, die Aplite und Pegmatite, besprechen.

G. vom Rath (1864, pag. 260) führt nur ganz kurz „schmale gangförmige Bildungen“ an, die aus einer „dichten Masse von triclinem Feldspat“, beziehungsweise „aus einem Gemenge von Orthoklas, Quarz und einer triclinen Feldspatspezies“ bestehen. „Beide Feldspatarten sind zum Teil von Quarz durchwachsen“. Die erstere Gesteinsart entspricht offenbar unseren Apliten, die letztere den Pegmatiten.

Curioni (1872, pag. 347) fand in der Gegend von Ert in der Val di Fumo Trümmer von Turmalinpegmatit²⁾ und sammelte bei der Malga Nudole Feldspatkristalle, die offenbar aus Pegmatitgängen stammen.

Lepsius (1878, pag. 215) fand in den Triasschichten des Lago di Campo „zahlreiche Quarzgänge, in denen reiner Quarz vorwiegt, durchspießt von vielen schwarzen Turmalinnadeln, zuweilen 10—12 cm lang, daneben Kaliglimmer, oft in fußgroßen Tafeln und sehr viel Orthoklas: diese scheinbaren Turmalin granite sind nichts als Minerallager“. Nach den Ergebnissen meiner Untersuchung derselben Gesteine wird man diese Bildungen heute Pegmatite zu benennen haben.

Reyer³⁾ beschrieb wohl als erster das geologische Auftreten der von ihm stets als „Kluftblätter“ bezeichneten und nicht näher unterschiedenen Pegmatite und Aplite der Adamellogruppe. Er vermutete, daß „man es hier mit Klüften und Rissen zu tun hat, welche in den halberstarrten Massen entstanden und durch Exsudate gefüllt wurden“. „Es macht entschieden den Eindruck, als ob aus einer Masse, in welcher noch einige Gemengteile beweglich waren, gerade diese in die entstandenen Klüfte vorgeschoben (ausgeschwitzt) worden seien“. Er weist darauf hin, daß die Kluftblätter „oft einen ganz kurzen Verlauf haben, ringsum von kontinuierlicher Gesteins-

¹⁾ ? Schlierengänge.

²⁾ Die Angabe von „Orthit“ beruht nach einer freundlichen Mitteilung von Prof. Artini in Mailand wohl auf einer Verwechslung mit Turmalin.

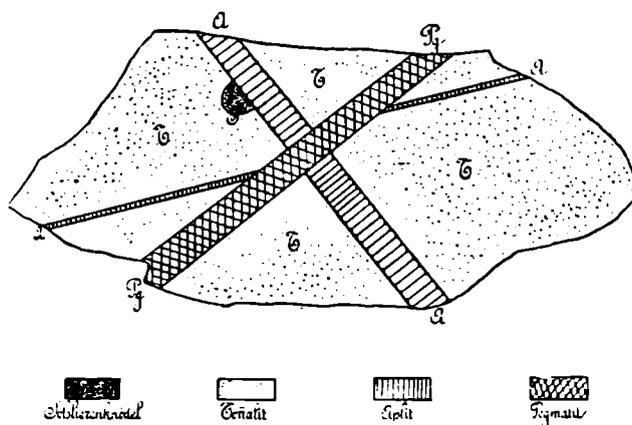
³⁾ 1881, pag. 419 u. f.

masse umschlossen“ und von ihr nicht scharf getrennt seien. Ihre Entstehung präzisiert er auf pag. 429 noch schärfer, indem er sagt: „Entstehen in halbstarren Massen Risse und werden diese durch mineralische Sekretionen ausgefüllt, so entstehen Kluftblätter.“

Ich selbst habe diese Reyersche Auffassung 1890¹⁾ an Apliten des Monte Aviolo als im wesentlichen zutreffend anerkannt. Ich hob hervor, daß sie „makroskopisch deutlich von dem Nebengestein abgegrenzt“ erscheinen, daß aber die Betrachtung mit der Lupe erkennen läßt, daß „die Grenze keine so scharfe ist wie bei echten Gängen“. Ich gab damals auch bereits die erste kurze mikroskopische Beschreibung und wies auf das Fehlen der Hornblende, die schwache Beteiligung des Biotites, die starke von primärem Muskovit hin.

Eine vortreffliche und eingehende mikropetrographische Beschreibung der Pegmatite des Rieserferner-Tonalites gab Becke in seiner bereits zitierten Arbeit (pag. 422 u. f.). Auch Löwl verdanken wir einige Angaben über diese Gesteine. Becke (pag. 424) hebt hervor, daß „man die ganz zutreffende Bezeichnung eines Exsudates aus dem Massengestein auf sie anwenden kann (Reyer)“. Endlich gab Riva (1897, pag. 26) eine kurze, aber gute mikropetrographische Be-

Fig. 94.



Oberfläche eines Tonalitblockes in der unteren Val di Breguzzo.

schreibung einiger Adamelloaplite, in der er auf das häufige Auftreten von Orthit in 0.1—0.2 mm langen Prismen hinweist. Fragen wir uns zunächst nach dem gegenseitigen Verhältnis von Aplit und Pegmatit in der Adamellogruppe, so ist hervorzuheben, daß reine, das heißt nur aus dem einen oder dem anderen Gesteine bestehende Gänge sehr häufig auftreten. Das ist bekanntlich nicht überall so. In den zahllosen Gängen zum Beispiel, welche den Granit am Schlosse und Valerienweg in Heidelberg durchsetzen, ist es meist, wenn auch nicht immer unmöglich, Handstücke zu schlagen, welche nur aus Aplit oder nur aus Pegmatit bestehen. Die beiden Gesteine durchdringen sich vielmehr gewöhnlich in der unregelmäßigsten Weise und müssen dort unbedingt als gleichzeitige Bildungen angesehen werden²⁾. Aber schon in dem nur 10 km nördlicher liegenden Schriesheimer Tale treten reine Gänge der beiden Gesteine in großer Zahl auf. Ähnlich

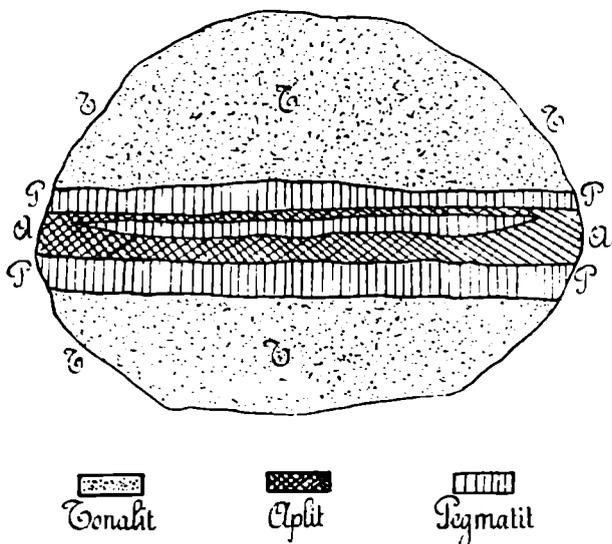
¹⁾ Salomon, 1890, pag. 546.

²⁾ G. Leonhard war allerdings der Meinung, daß dort der Aplit älter sei als der Pegmatit. Beiträge zur Geologie der Gegend von Heidelberg. 1844. Heidelberg bei Mohr. Man vergl. aber auch meine mittlerweile erschienene Beschreibung des geologischen Auftretens dieser Gesteine in den „Berichten des Oberrhein. Geol. Vereines“. 1909, 42, pag. 9—10.

ist es auch in der Adamellogruppe, wo man nicht selten Gelegenheit hat, Gänge der einen Gesteinsgruppe von denen der anderen verworfen zu finden. Sehr schön sieht man zum Beispiel in der vorstehenden Skizze (Fig. 94) der Oberfläche eines von mir 1900 im unteren Breguzzotal an der Straße angetroffenen Tonalitblockes, wie ein Gang eines biotitführenden Pegmatites zwei Aplitgänge durchschneidet, beziehungsweise verwirft. Der mächtigere Aplitgang schneidet seinerseits wieder ein Schlierenknödel ab. Es ergibt sich also hier die Altersfolge: 1. Schlierenknödel, 2. Tonalit, 3. Aplit, 4. Pegmatit.

Andererseits sah ich auch in einer Anzahl von Fällen Aplit und Pegmatit in derselben Gangspalte. Auf pag. 301 wurde bereits aus der Val di Genova ein 12 cm mächtiger Aplitgang angeführt, der nach den Salbändern hin in einen glimmerarmen Biotitpegmatit übergeht. Ebenso wurde auf pag. 264 ein Tonalitblock der Val Pallobia beschrieben und in Fig. 73 abgebildet, der von zwei parallelen Pegmatitaplitgängen durchsetzt ist. In dem einen der Gänge bekleidet der Pegmatit die Salbänder, während die Mitte aus Aplit besteht. Vermutlich ist der andere Gang analog gebaut. In beiden Fällen muß der Pegmatit also älter als der Aplit sein.

Fig. 95.



Block zwischen Tione und dem Fluße am Wege nach Zuclò.

Noch komplizierter gestaltet sich das Verhältnis in der obenstehenden Zeichnung eines Blockes, den ich zwischen Tione und dem Arnò auf dem Wege nach Zuclò sah.

Man erkennt, daß auch hier die Salbänder von Pegmatit, die Mitte von Aplit eingenommen wird, in den Aplitgang aber schaltet sich eine im Anschnitt lang linsenförmig erscheinende Masse von Pegmatit ein, die erst nach der Erstarrung des Aplites gebildet sein kann.

Aus den angeführten Beobachtungen geht hervor, daß die beiden Gesteine zwar lokal einen Altersunterschied besitzen, daß dieser sich aber an verschiedenen Stellen umkehrt und daß somit die Aplite und Pegmatite der Adamellogruppe im ganzen als gleichalterige Bildungen aufzufassen sind.

b) Mächtigkeit.

So weit meine Beobachtungen reichen, sind die Aplite und Pegmatite der Adamellogruppe im Gegensatz zu denen der Ortlergruppe (Tonaleschiefer) meist als sehr schmale Gänge entwickelt. Gewöhnlich haben sie nur wenige Zentimeter oder Dezimeter Dicke. Der mächtigste mir in Erin-

nerung gebliebene Gang ist der oberhalb Malga Valbuona (di Daone) in Muschelkalk aufsetzende Aplitgang. (Vergl. pag. 204—205). Er scheint eine größere, wenn auch nicht genau bestimmbare Anzahl von Metern mächtig zu sein. Umgekehrt finden sich dagegen gar nicht selten Gänge, die nur einen oder weniger als einen Zentimeter dick sind.

c) Die Grenze gegen den Tonalit

erscheint, wie schon hervorgehoben, nur bei flüchtiger Betrachtung scharf. (Vergl. die Figuren 2 auf Taf. IX und auf Taf. XI.) Die Untersuchung mit der Lupe ergibt wohl stets, daß einzelne Mineralindividuen zackig in das Nebengestein eingreifen; doch sind Übergänge von den Ganggesteinen zum angrenzenden Muttergestein nicht vorhanden. Salbandverdichtungen der ersteren fehlen. Ebenso sind kontaktmetamorphe Veränderungen des einschließenden Muttergesteines nie wahrnehmbar. Es kann nur ein sehr kurzes Zeitintervall zwischen der Bildung des Muttergesteins und der Gänge gelegen haben. Andererseits läßt es sich verschiedentlich nachweisen, daß die Aplite und Pegmatite Schrumpfungsklüfte des Muttergesteins ausfüllen, so daß dieses doch schon erstarrt gewesen sein muß, als die Gänge entstanden. Man vergl. in dieser Hinsicht die Figuren 40 auf pag. 139, 73 auf pag. 264 und die Angaben auf pag. 78. Für dieselbe Annahme spricht auch die Tatsache, daß im Aplit gelegentlich, wenn auch sehr selten Einschlüsse von Tonalit vorkommen.

d) Varietäten.

Die Aplite sind mehr oder minder feinkörnige, oft sogar sehr feinkörnige, meist recht glimmerarme Gesteine. Doch treten gelegentlich etwas dunklere, biotitreichere Glimmeraplite auf. (Vergl. Taf. XI, Fig. 2.) Turmalin findet sich in ihnen wenn überhaupt, jedenfalls nur sehr selten als Gesteinsgemengteil. Außer Biotit führen sie zum Teil Muskovit, nach Riva auch noch Orthit. Die Pegmatite führen zum Teil Muskovit, zum Teil Biotit, beide Mineralien indessen selten in größeren Mengen. Neben dem Muskovit tritt nicht selten auch Schörl auf (Macesso di sotto, Baitone, Lincino, Lago di Campo) und erreicht mitunter ziemliche Größe (5 cm Länge am Forcel rosso, $\frac{1}{2}$ cm Dicke bei Lincino, 10—12 cm Länge nach Lepsius am Lago di Campo). Am Forcel rosso sah ich, wie gelegentlich auch in analogen Schörlpegmatitgängen des Heidelberger Schlosses, daß die Schörl e gern senkrecht zum Salband stehen, eine Erscheinung, die unbedingt für pneumatolytische Bildung spricht¹⁾.

In den Biotitpegmatiten sind die Biotite wie gleichfalls in den analogen Vorkommnissen bei Heidelberg meist ganz auffällig dünn, so daß sie im Querschnitt wie Linien erscheinen. Sehr selten nur verlieren die Muskovit-Schörl-Pegmatite den Muskovit und gehen in reine Schörlpegmatite über. Granat habe ich bisher weder in den Apliten noch in den Pegmatiten des Adamellomassives nachweisen können, während er in den Pegmatitgängen der Tonaleschiefer ganz gemein ist und wohl fast stets neben dem Schörl auftritt.

Eine ganz besonders interessante Pegmatitvarietät tritt im Stabiotal und auf der Ostseite des Zincone in Gängen im metamorphen Triasmarmor auf. Sie ist, wie schon 1899, I, pag. 34, von mir beschrieben; durch 1—3 cm lange, höchstens 4 mm breite Nadeln eines diopsidartigen Pyroxenes ausgezeichnet. Dieser ist von {100}, {010} und {110} begrenzt, besitzt eine vorzügliche Teilbarkeit

¹⁾ Vergl. Salomon, Geolog. Spaziergang auf das Heidelberger Schloß. 42. Bericht des Oberrhein. Geol. Vereines. 1909, pag. 10.

nach der Basis, läßt auf dieser die eine optische Axe ziemlich zentral, auf {100} die andere deutlich schräg austreten und hat einen Winkel *c:c*, der 40° zu übersteigen scheint.

Über die Stellung der Riesentonalite, deren Analoga von Chelius im Odenwald als „Dioritpegmatite“ aufgefaßt wurden, ist bereits auf pag. 502 gesprochen worden. Hier sei nur noch einmal hervorgehoben, daß absolut keine Übergänge zwischen ihnen und den echten Pegmatiten des Tonalites zu beobachten sind.

e) Schmale Wülste und Leisten auf angewitterten Felsflächen.

Eine eigentümliche Erscheinung, die in der Adamellogruppe weite Verbreitung hat, ist das Auftreten schwach vorspringender schmaler Wülste oder Leisten auf den angewitterten Tonalitfelsflächen. Schlägt man diese für die Begehung der Felswände oft sehr nützlichen und daher auch dem Touristen auffallenden Leisten ab, so scheinen sie aus demselben Gestein zu bestehen, das daneben den Felsen zusammensetzt. Es muß aber ein Unterschied vorhanden sein, und es liegt nahe, anzunehmen, daß die Wülste reicher an Quarz und Feldspat sein werden als ihre Umgebung, daß sie also vielleicht durch sehr feine, makroskopisch nicht erkennbare Pegmatit- oder Aplitadern bedingt seien. Eine mikroskopische oder chemische Untersuchung, die den Beweis dafür erbringen könnte, habe ich aber noch nicht ausgeführt.

An einigen Stellen (zum Beispiel obere Val Gallinera) beobachtete ich in dem Tonalit Quarzadern, wage aber nicht zu entscheiden, ob sie als feldspatfreie Pegmatite oder als postintrusive Absätze vadosen Wassers aufzufassen seien.

Steinmarkähnliche Adern, die stellenweise auftreten, sind möglicherweise auf Quetschzonen zu beziehen. Ich habe sie aber nicht untersucht und kann daher keine näheren Angaben über sie machen.

f) Erzführung.

Der Aplitgang der Valbuona di Daone ist, wie auf pag. 205 mitgeteilt, von einem angeblich goldhaltigen Pyritgang begleitet.

Durch Herrn Geheimrat Steinmann erhielt ich ferner leihweise ein Tonalithandstück vom Alta-Guardia-Berge oberhalb Astrio. In diesem Stücke umschließt ein $\frac{1}{2}$ cm mächtiger Pegmatitgang ein paar Kupfererzkörnchen von covellinartiger Anlauffarbe. Auch das Vorkommen der aus der Val di Dois auf pag. 265 dieser Arbeit beschriebenen grünen Schlacken könnte möglicherweise das Auftreten von Erzen in pegmatitisch-aplitischen Gängen andeuten. Doch ist näheres über dies Vorkommnis nicht bekannt.

Hinsichtlich der in weiterer Entfernung vom Tonalit in dessen Nachbargesteinen auftretenden Erzgänge vergl. man den Abschnitt über Val di Breguzzo (pag. 177) und die wenigen Angaben über Erze bei Verdesina (pag. 173).

g) Nebengesteine und Abstand der Gänge vom Massiv.

Als Nebengesteine der Pegmatite und Aplite beobachtete ich den Kerntonalit, seine saure Randfazies, Biancotonalit, Schlierenknödel, Tonalitgneiß sowie metamorphe Gesteine der Edolo- und Rendaschiefer, des Perm, der Werfener Schichten, des Muschelkalkes und wohl auch noch höherer Triashorizonte. An mehreren Stellen sah ich die Gänge in Triasmarmor, ohne daß sich deshalb ihre mineralogische Zusammensetzung von der anderer Vorkommnisse unterschiede. Doch ist immerhin hervorzuheben, daß die allerdings seltenen Diopsidpegmatite nur im Triasmarmor beob-

achtet wurden. Niemals traf ich Aplit- oder Pegmatitgänge außerhalb des Kontakthofes, meist sogar nur in ganz geringer Entfernung vom Kontakte, so daß im Nordwesten der Gruppe zwischen ihnen und den Pegmatiten der Tonaleschiefer eine pegmatitfreie Zone vorhanden ist. Das zeigt deutlich, daß die Pegmatite der Tonaleschiefer in genetischer Hinsicht von denen des Tonalitmassives zu trennen sind und mit ihnen nicht das geringste zu tun haben.

h) Geologische Orientierung.

Was die geologische Orientierung der in den Sedimenten aufsetzenden Gänge betrifft, so habe ich kein regelmäßiges Verhalten beobachten können. An derselben Stelle (zum Beispiel in den Hornfelsen der Edoloschiefer von Lincino) finden sich der Schieferung parallele und sie durchkreuzende Gänge. Auch im Tonalitmassiv selbst ließ sich nur feststellen, daß sie den Schrumpfungsklüften des Muttergesteines zu folgen bestrebt sind und somit gewöhnlich deren Orientierung haben.

5. Apophysenfazies des Tonalites.

Eine der auffälligsten Erscheinungen mehrerer Stellen des Tonalitkontakthofes ist das Auftreten mächtiger heller Gänge in den metamorphen Gesteinen. So sieht man im Baitone in der auf Taf. III, Fig. 1, dargestellten Wand von Rendaschieferhornfelsen auf der Westseite des Lago lungo langgestreckte, auf Hunderte von Metern verfolgbare flache weiße Bänder durch die dunklen Hornfelse ziehen. Die metamorphen Marmor- und Kalksilikathornfels-Schichten des vertikal aufgerichteten Muschelkalkes des Monte und der Gobba della Rossola sind von ebensolchen flachen Gängen durchzogen. (Vergl. Fig. 75, pag. 267.) Die gegen den Terminekessel gekehrte, aus metamorpher Trias bestehende Wand der Cima di Blumone zeigt schon aus weiter Ferne helle, netzartig verlaufende Adern. Wo es mir möglich war, diese hellen Gänge zu untersuchen, da ergab es sich, daß sie meist aus einem sauren, glimmerarmen und hornblendefreien Gestein bestehen, das ich zuerst als Aplit aufzufassen geneigt war. Indessen bleibt nach meinen Erfahrungen das Korn wohl stets gröber als das der normalen Tonalitaplite, und es stellen sich manchmal in derselben Gangspalte Übergänge ein, die zu der normalen Quarzglimmerdiorit-Randfazies des Massivtonalites hinüberführen. Am besten läßt sich unsere im Text des lokalen Teiles vielleicht nicht sehr glücklich als „Apophysentonalit“ bezeichnete Fazies des Massivtonalites im Baitonegebiet, und zwar besonders in der näheren und weiteren Umgebung des Lago gelato del contatto studieren. Wie auf pag. 92 geschildert, sind dort die Hornfelse der Rendaschiefer in einer kaum glaublichen Weise von zahllosen Gängen und unregelmäßigen Adern unseres Gesteines injiziert. Die Gänge erreichen dort zum Teil mehr als 1 m Mächtigkeit, bleiben aber meist erheblich darunter. Die Adern verzweigen sich und fließen wieder miteinander zusammen. Sie umschließen auch zahlreiche Bruchstücke der Schiefer, so daß mitunter Gesteine entstehen, die bei flüchtiger Betrachtung täuschend an Permbreccien erinnern, nur daß in ihnen das Zement von Apophysentonalit gebildet wird. Gewöhnlich bestehen diese Gänge aus dem normalen mittelkörnigen sauren Gestein. Daneben treten aber auch biotitreiche Varietäten auf; ja stellenweise bildet der Biotit die charakteristischen hohen Prismen des echten Massivtonalites. Diese Varietäten können in ein und demselben Gange schlierenartig nebeneinander vorkommen und durch Übergänge verbunden sein. Das beweist also deutlich, daß es sich hier nicht um echte Aplite, sondern um eine Apophysenfazies des Tonalites handelt.

Auch auf dem Wege vom Passo del Termine zum Casinetto di Blumone treten in den Wengener Hornfelsen neben fast glimmerfreien Gängen auch solche auf, die Biotit in nicht un-

beträchtlichen Mengen enthalten, und dabei deutlich erkennen lassen. daß zwischen beiden Typen Übergänge vorhanden sind.

Fragen wir nach dem Verhältnis des Apophysentonalites zu den echten Apliten und Pegmatiten, so erhalten wir aus folgenden Beobachtungen Aufschlüsse.

Im Baitonegebiet werden, wie im lokalen Teile erwähnt, die Apophysentonalite stellenweise von Pegmatit durchsetzt, sind also älter als dieser. Umgekehrt bildet, wie auf pag. 258—259 beschrieben und ebendort in Fig. 70 dargestellt, der Apophysentonalit gegabelte, weithin verfolgbare Gänge im Kerntonalit. In dem Apophysentonalit scheinen auch hier Ausscheidungen von Pegmatit aufzutreten. „Der Apophysentonalit spielt also hier trotz seines groben Kornes dieselbe Rolle, die gewöhnlich die Aplite haben. Er ist ein saurerer, mit Pegmatit vergesellschafteter Nachschub des Muttermagmas.“ Zeitlich ist er wohl stets etwas älter als die Pegmatite. Über sein Verhältnis zu den Apliten habe ich nichts Sicheres ermitteln können; doch vermute ich auf Grund seines gröberen Kornes, der beschriebenen Übergänge zum biotitreichen Massivtonalit und seines Verhaltens zu den Pegmatiten, daß er sich zwischen die Intrusion des Kerntonalites und die der Aplite einschleibt. Sehr wichtig ist die schon vorher (pag. 490) an zahlreichen Beispielen erörterte Tatsache, daß in den metamorphen Gesteinen mitunter neben Gängen von Apophysentonalit auch unabhängige echte Tonalitgänge auftreten. An Zahl stehen diese aber weit hinter den Gängen des Apophysentonalites zurück. Man kann daraus schließen, daß entweder die Durchwärmung der Ethmolithwände durch die Hauptintrusion die Spaltenbildung im Nebengestein und damit seine Durchtrümmung begünstigte oder daß die sauren Nachschübe leichter flüssig waren als das Muttermagma und daher leichter in das Nebengestein eingepreßt werden konnten. Die erstere Annahme scheint mir physikalisch wenig für sich zu haben.

6. Schlierenknödel (= »basische Ausscheidungen« = »basische Konkretionen« - allochthone Lazerationssphäroide¹⁾).

Einige kurze und sehr unvollständige Angaben über die Zusammensetzung und das Korn dieser Gebilde habe ich bereits 1890²⁾ gemacht. Ich hebe davon hervor, daß das Korn der Schlierenknödel in der Regel deutlich feiner als das der umgebenden Tonalitmasse ist und daß in bekannter Weise die dunklen Gemengteile vorherrschen. Erwähnen will ich aber jetzt noch, daß nicht gerade selten in der feinkörnigen Masse einzelner dieser Körper große Hornblenden liegen, die in ihren Dimensionen nicht hinter denen des einschließenden Gesteines zurückstehen und sich wie Riesen aus ihrer Pygmäenumgebung abheben. Es entsteht dann eine Struktur, die derjenigen vieler durch große Feldspatkristalle porphyrartig erscheinender Granite gleicht. Ob diese „Übereinsprenglinge“, wie man dafür vielleicht sagen kann, wirklich zum normalen Bestande der Schlierenknödel gehören oder etwa durch Injektion in sie hineingelangt sind, lasse ich bis zu genauerer Untersuchung dahingestellt. In den Graniten (Karlsbad, Heidelberg usw.) sind sie ja sicher normale, wenn auch wohl etwas ältere Gemengteile.

a) Formen.

Was die Formen der Schlierenknödel betrifft, so sind sie in der weitaus überwiegenden Zahl rundlich gestaltet. (Taf. IX, Fig. 2 und Taf. XI, Fig. 1.) Wird die Form länglich, dann erkennt

¹⁾ Neuer Name. Vergl. weiterhin.

²⁾ Salomon. 1890. pag. 545.

man sehr oft, daß die einzelnen Körper eine mehr oder minder ausgesprochene Tendenz zur Parallelstellung haben. (Vergl. Fig. 41, pag. 146, Fig. 46, pag. 172, Fig. 83 u. 84, pag. 298—299, Taf. XI, Fig. 2.) Neben den rundlichen Schlierenknödeln findet man aber auch mehr oder minder unregelmäßig gestaltete oder eckig begrenzte Gebilde¹⁾, die sich in der mineralogischen Zusammensetzung, im Korn und in der Struktur als echte Schlierenknödel erweisen und durch alle Übergänge mit den deutlich gerundeten Vorkommnissen verbunden sind. (Man vergl. die Figuren 85—89 auf pag. 300—301 und Taf. IX, Fig. 2, Taf. XI, Fig. 1.) Zwei dieser Körper, nämlich die in Fig. 85 u. 86 dargestellten, zeigen, daß ein ursprünglich größeres Gebilde an Ort und Stelle in dem noch beweglichen Tonalit zerrissen wurde.

In bestimmten Gegenden sind sehr langgestreckte, an den Enden gewöhnlich zugespitzte, seltener gerundete Schlierenknödel häufig, die dann mehr oder minder deutlich parallel gestellt sind. Man vergl. die schon vorher angeführten Fig. 41, 46, 83 und 84 sowie Taf. XI, Fig. 2. Ja, manchmal zeigen die Querschnitte dieser Körper, daß sie fast blattartig dünn werden können (zum Beispiel Val Piana, Val di Genova). Diese gestreckten Schlierenknödel finden sich gewöhnlich in flaserigen Tonaliten oder echten Tonalitgneissen. Doch steht der Grad ihrer Streckung und Zuspitzung in keinem erkennbaren Verhältnis zur Stärke der Flaserung des Hauptgesteines. Obwohl ich früher geneigt war, die Streckung der Schlierenknödel auf Gebirgsdruck zurückzuführen, muß ich also jetzt behaupten, daß sie jedenfalls sehr oft bei oder noch vor der Erstarrung des Hauptgesteines stattgefunden hat²⁾. In Fig. 46 ist denn auch ersichtlich, daß die Fluidalstruktur des umgebenden, nicht eigentlich flaserigen Tonalites mit der Anordnung der Schlierenknödel, nicht aber mit der Richtung der Schrumpfungsklüfte übereinstimmt. Die Anordnung der Schlierenknödel war vollendet, bevor die Schrumpfung eintrat.

b) Begrenzung.

Was die Begrenzung gegen das umgebende Gestein betrifft, so erscheinen sie dem Auge bei einer Betrachtung aus wenigen Fuß Entfernung oft genug, aber nicht immer scharf. Ein wirklich allmählicher Übergang ist wohl niemals vorhanden, wenn auch Resorptionen der Schlierenknödel vorkommen und dann mitunter Übergänge anzudeuten scheinen. Bei der Betrachtung in der Nähe und insbesondere mit der Lupe ist eine wirklich scharfe Grenze im Gegensatz zu echten fremden Einschlüssen nie wahrnehmbar.

In einigen, aber freilich nicht häufigen Fällen schiebt sich zwischen das Schlierenknödel und das Hauptgestein eine saure helle Grenzzone³⁾, die zu dem letzteren gehört und gegen den dunklen Körper scharf, gegen den normalen Tonalit unscharf begrenzt ist. (Man vergl. Fig. 88 auf pag. 301 und den rechten unteren Eckblock auf Taf. IX, Fig. 2.)

Bei anderen, aber gleichfalls nicht oft beobachteten Vorkommnissen besitzt das Schlierenknödel selbst eine dunkle Grenzzone. Das zeigt sehr schön Fig. 89 auf pag. 301. Doch ist dort ein erheblicher Teil der dunklen Zone wieder durch Resorption zerstört, und der Tonalit dringt in einer

¹⁾ Auch Petrascheck beschreibt eckige „basische Ausscheidungen“ aus dem Granitit der Brixener Masse.

²⁾ Im Heidelberger Granit treten ebenfalls langgestreckte, stark ausgezogene Schlierenknödel in dem nicht erkennbar parallel struierten Gestein der Neckarklippen am Valeriewege auf.

³⁾ Dieselbe Beobachtung machte schon Petrascheck „an basischen Ausscheidungen“ der Brixener Masse. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, Bd. 54, pag. 57. — Auch von L. Milch wurde sie an analogen Körpern des Striegauer Granites in Schlesien gemacht. N. Jahrb. f. Min. 1910, Beil.-Bd. 29, pag. 374. (Erst während des Druckes erhalten. W. Sal.)

unregelmäßigen Ader mitten in den dunklen Körper ein. Derartige Resorptionserscheinungen bewirken es mitunter, daß der Tonalit in der Umgebung des Schlierenknödels basischer wird, indem er sich an Biotit anreichert. (Val di Genova. pag. 302.) Weniger selten, wenn auch gleichfalls nicht häufig, ist die Erscheinung, daß in ein normal begrenztes Schlierenknödel unregelmäßig verzweigte Gänge von Tonalit eindringen.

Eine sehr interessante Erscheinung stellt ferner Fig. 83 auf pag. 298 dar. Ein mittelbasisches gestrecktes Schlierenknödel mit unscharfer äußerer Grenze enthält einen stark basischen scharfer abgegrenzten, ebenfalls verlängerten Kern. In geringer Entfernung schwimmen in gleicher Orientierung in dem Tonalitgneis mehrere stark basische, sehr deutlich gestreckte Schlierenknödel mit größtenteils scharfen, zum Teil aber auch unscharfen Grenzen ohne Außenzone. Auf die Bedeutung des „doppelten Schlierenknödels“ werde ich noch eingehen.

c) Die Häufigkeit und Verteilung

der Schlierenknödel ist sehr wechselnd. Es gibt im Adamello allerdings wohl kaum Gegenden, wo sie ganz fehlen. Doch sind sie in bestimmten Gebieten immerhin nicht häufig. In anderen Gebieten treten sie dagegen in einer kaum glaublichen Zahl auf. An der Forcella delle Basse und an einer Reihe von anderen Punkten schätzte ich sie geradezu auf Millionen. Dabei ist ihre Verteilung auch in solchen Gebieten sehr wechselnd und jedenfalls kaum jemals so, daß auf je einen Kubikmeter Tonalit eine auch nur im entferntesten ähnliche Zahl, beziehungsweise ein gleiches Volumen oder Gewicht Schlierenknödelsubstanz käme. Es sind vielmehr umgekehrt schon in dem lokalen Teile mehrere Beispiele erwähnt worden, wo förmliche Schlierenknödelskonglomerate entwickelt sind (Baitone, Corno Bianco im Cadinotal, Val di Fumo). (Man vergl. Fig. 26 auf pag. 89 und den Aplitgangblock in der Fig. 2, Taf. IX.) Reyer war der erste, der eine derartige Stelle beschrieb und durch eine Abbildung erläuterte. (1881, pag. 430, Fig. 5.)

d) Altersverhältnis.

Wo Aplite und Pegmatite in Kontakt mit Schlierenknödeln kommen, durchschneiden sie diese ohne Rücksicht auf ihre Form und Anordnung, sind also stets ausgesprochen jünger als sie. (Vergl. Fig. 94, sowie pag. 302 und Fig. 2 auf Taf. IX.)

Als Umgebungsgestein dienen den Schlierenknödeln nicht immer die gewöhnlichen Tonalitvarietäten, sondern gelegentlich auch der Biancotonalit. (Vergl. Fig. 26 auf pag. 89, pag. 93 und Fig. 2 auf Taf. IX.) Doch bildet dieser stellenweise auch seinerseits Schlierenknödel im gewöhnlichen Kern-tonalit. (Vergl. Fig. 27 auf pag. 89.) Wenn wir also zunächst einmal die noch zu beweisende Voraussetzung machen, daß die Schlierenknödel älter als ihre Umgebungsgesteine sind, so ergibt sich als Altersfolge: 1. Normale dunkle Schlierenknödel; 2. Biancotonalit; 3. gewöhnliche Tonalitvarietäten.

e) Entstehung.

Wenn wir alle Entstehungsmöglichkeiten der Reihe nach auf ihre Wahrscheinlichkeit prüfen wollen, so haben wir es mit folgenden Annahmen zu tun:

1. Die Schlierenknödel sind echte fremde Einschlüsse — „Exogene Einschlüsse“ (Sauer, Zirkel) — „Enallogene Einschlüsse“ (Lacroix).

2. Sie sind in größerer Tiefe aus demselben Magma auskristallisierte und bei der Intrusion schon als feste oder halbfeste Körper mit heraufgerissene, also allochthone Einschlüsse. (Eudogene

Einschlüsse Sauer's, Urausscheidungen Zirkels, homöogene Einschlüsse Lacroix.) In diesem Falle können sie in der Tiefe *a*) zusammenhängende größere Gesteinsmassen gebildet haben, die erst bei der Intrusion zerstückelt wurden, oder aber *b*) sie bildeten von vornherein isolierte in dem Magma schwimmende rundliche Zusammenballungen (Primärsphäroide = Konkretionäre Schlieren Zirkels).

3. Sie sind in dem Magma an der Stelle entstanden, wo wir sie heute finden, also autochthon, und zwar als von vornherein isoliert im Magma schwimmende Primärsphäroide (= Konkretionäre Schlieren Zirkels)¹⁾.

Weitere Entstehungsmöglichkeiten scheinen mir nicht vorzuliegen. Wir hätten also:

1. Exogene (= fremde) Einschlüsse.
2. Endogene Einschlüsse oder Urausscheidungen, und zwar:
 - a*) Zerrissene Stücke größerer Gesteinsmassen oder Lacerationssphäroide, wie ich dafür sagen will.
 - b*) Primär isolierte Massen oder allochthone Primärsphäroide.
3. Autochthone Primärsphäroide.

Den Ausdruck Konkretion möchte ich im Gegensatz zu meinem verehrten Freunde Milch, dem wir wohl die besten, wenigstens mir bekannten petrographischen Studien über diese Gebilde verdanken, für 2*b* und 3 lieber nicht anwenden, weil man doch allgemein unter „Konkretion“ Bildungen versteht, die in einem bereits verfestigten Gestein nachträglich entstanden sind, also „Sekundärsphäroide“. Die Bezeichnung „Konkretionäre Schliere“ möchte ich vermeiden, weil man über die Entstehung der Schlieren bekanntlich sehr verschiedener Ansicht ist. Der indifferente Ausdruck „Primärsphäroid“ scheint mir daher vorzuziehen zu sein.

Für welche der vier Annahmen sprechen nun die aufgeführten Beobachtungen?

Annahme I.

Echte fremde, exogene Einschlüsse verschiedenartigster Natur kommen im Tonalit in nicht unbeträchtlicher Anzahl, wenn auch im Verhältnis zu den Schlierenknödeln in verschwindender Zahl vor. Sie sind, soweit meine Erfahrungen reichen, stets mit Leichtigkeit von den echten Schlierenknödeln zu unterscheiden, wenigstens, wenn man sie mikroskopisch untersuchen kann. Obwohl sie meist hochgradig metamorphosiert und stellenweise auch injiziert sind, obwohl sie mitunter weitgehende Resorptionserscheinungen aufweisen, konnte doch nirgendwo ein allmählicher, sei es struktureller, sei es mineralogischer oder chemischer Übergang zwischen ihnen und den Schlierenknödeln entdeckt werden.

Wären die Schlierenknödel umgewandelte exogene Einschlüsse, so sollte eine Beziehung zwischen ihrer Verteilung im Tonalit und der Distanz von den Kontakten zu beobachten sein. Eine solche, bei den exogenen Einschlüssen nachweisbare Beziehung fehlt bei ihnen aber gänzlich. Sie sind oft gerade an den Kontakten unternormal oder selten, in weiter Entfernung davon häufig.

Ihr mineralogischer Bestand zeigt eine deutliche Beziehung zu dem Tonalit, der der exogenen Einschlüsse wechselt ganz unregelmäßig und läßt fast stets die Bestimmung des Urgesteins zu.

¹⁾ Das wird von Petrascheck (l. c. pag. 57) für die „basischen Ausscheidungen“ der Brixener Masse angenommen; und auch Milch kommt für seine „basischen Konkretionen“ in den schlesischen Graniten zu derselben Auffassung. *Verh. Deutscher Naturforscher und Ärzte*. 73. 1901. (Leipzig 1902). Bd. II. pag. 290 und l. c. 1910, pag. 374. Die an ersterer Stelle von Žiška gegen Milchs Auffassung erhobenen Einwände sind unhaltbar.

Aus allen diesen Gründen muß ich es als ganz ausgeschlossen erklären, daß die Schlierenknödel des Adamello als veränderte exogene Einschlüsse aufgefaßt werden könnten. Ich komme also in dieser Hinsicht zu genau demselben Ergebnis wie Milch für die schlesischen Granite¹⁾ und Petrascheck (l. c.) für die Brixener Masse.

Dasselbe behaupte ich übrigens auch von einer großen Anzahl anderer mir bekannt gewordener Tiefengesteinsmassive (zum Beispiel Odenwald, Schwarzwald, Erzgebirge, Mont' Orfano²⁾ bei Baveno, Cima d'Asta). Ja, ich kenne überhaupt bisher kein solches Massiv, wo mir die entgegengesetzte Behauptung wahrscheinlich wäre.

Annahme 3. Autochthone Primärsphäroide.

Die Besprechung der Hypothesengruppe 2 behalte ich mir bis zuletzt vor. Meiner Ansicht nach sollte man, wenn die Annahme 3 richtig wäre, ein einigermaßen konstantes Verhältnis zwischen der Masse des einzelnen Schlierenknödels und der des umgebenden, schlierenknödelfreien Tonalites erwarten. Man sollte um die basischen Schlierenknödel herum stets einen an basischen Bestandteilen armen, sauren Hof antreffen oder der Übergang vom Umgebungsgestein zum Schlierenknödel sollte sich ziemlich allmählich vollziehen. Schlierenknödelkonglomerate mit ganz wenig Zement von normaler, ziemlich scharf geschiedener Tonalitsubstanz könnten nicht vorkommen. Das Gegenteil ist aber nach meinen Beobachtungen der Fall. Die in Fig. 88, pag. 301 und Fig. 2 auf Taf. IX abgebildete und nur relativ selten zu beobachtende saure Grenzzone des Tonalites setzt scharf an dem dunklen Körper ab und trägt den Charakter einer endogenen Kontaktmodifikation. Auch die nicht gerade selten auftretenden eckig gestalteten Schlierenknödel sprechen gegen 3, wenn auch die Fig. 85 und 86 auf pag. 300 zeigen, daß Zerreißen auch noch an Ort und Stelle gelegentlich vorkamen und zur Bildung eckiger Gestalten führen konnten.

Die einige Male beobachtete Resorption von Schlierenknödeln durch den umgebenden Tonalit spricht gegen 3.

Die einzige Beobachtung, die im Adamellogebiet zugunsten von 3 verwertet werden kann, ist das Auftreten des in Fig. 83, pag. 298 abgebildeten doppelten Schlierenknödels. Es liegt nahe, bei einem solchen Körper an Zusammenballungserscheinungen in situ zu denken, wobei die erste Phase der Bildung durch irgend einen Vorgang plötzlich unterbrochen und durch schwächere Konvektion basischer Materie abgelöst wurde. Vielleicht hat auch R e y e r (1881, pag. 430) etwas Ähnliches beobachtet: aber jedenfalls ist das Phänomen sehr selten und läßt auch eine abweichende Erklärung zu. Ferner spricht auch das Auftreten anderer einfacher Schlierenknödel von der Natur des inneren Kernes unmittelbar neben dem doppelten Individuum der Fig. 83 gegen die Annahme der Entstehung dieses letzteren in situ.

Endlich ist das Auftreten von Schlierenknödeln normaler Beschaffenheit im Biancotonalit gänzlich unverständlich, wenn man die ersteren als autochthone Primärsphäroide auffassen will. Man müßte dann vielmehr erwarten, daß die Zusammenballungen im Biancotonalit einen anderen petrographischen Charakter haben würden als im normalen Kerntonalit. Geradezu unvereinbar mit der Annahme 3 wäre es auch, daß, wie angeführt, Schlierenknödel von Biancotonalit im normalen Kerntonalit auftreten³⁾.

¹⁾ Verh. d. Ges. Deutsch. Naturf. u. Ärzte. 73. Hamburg II. Leipzig 1902, pag. 230.

²⁾ Auf diese Fundstelle zahlreicher dunkler Sphäroide wurde ich zuerst von Herrn Dr. R o m b e r g-Berlin aufmerksam gemacht.

³⁾ Ich komme also in dieser Hinsicht zu einem anderen Ergebnis als Milch in seiner eben erscheinenden Arbeit (l. c.) über den Striegauer Granit, will aber gewiß nicht verkennen, daß Milchs interessante Ausführungen manches für sich haben.

Annahme 2. (Vergl. pag. 511.)

Wir sind also gezwungen, die Schlierenknödel als endogene Einschlüsse oder Urausscheidungen aufzufassen. Es erklärt sich dann ungezwungen der konstante petrographische Charakter der weitaus überwiegenden Mehrzahl der Schlierenknödel. Die bald leidlich scharfen, bald ganz unscharfen Grenzen, die meist rundliche, oft genug aber eckige Form, das gelegentliche Auftreten von Resorptionen durch den Tonalit, das, wenn auch seltene Vorkommen saurer Randzonen um die Schlierenknödel, alle diese Tatsachen stimmen aufs beste mit der Annahme 2 überein. Aber auch über die Frage, ob es sich um Lazerationssphäroide oder allochthone Primärsphäroide handelt, geben einige Beobachtungen Aufschluß. Würden unsere Körper allochthone Primärsphäroide sein, so müßten sie einerseits überall im normalen Kerntonalit denselben petrographischen Charakter haben und müßten andererseits, soweit ihre Charaktere konstant bleiben, stets in derselben Nebengesteinsgrundmasse eingebettet liegen. Statt dessen fanden wir stellenweise normale Schlierenknödel im Biancotonalit und Biancotonalit-Schlierenknödel im normalen Tonalit eingebettet.

Auch das Auftreten der Schlierenknödel-Konglomerate ist mit der Annahme 2b kaum vereinbar. Eine derartige Zusammenschwemmung ursprünglich getrennter runder Körper ist so gut wie unmöglich.

Sobald wir dagegen unsere Schlierenknödel als Lazerationssphäroide betrachten, verstehen wir ihre unregelmäßige Verteilung im selben Massiv, zum Beispiel ihr fast gänzlich fehlendes bei Baveno, ihre Häufigkeit in dem unmittelbar benachbarten Mont'Orfano. Wir verstehen das Auftreten förmlicher Konglomerate von ihnen. Die bald eckige, bald rundliche Form, die Art der Begrenzung wird selbstverständlich.

Die einzige Schwierigkeit, für die ich noch keine mich ganz befriedigende Erklärung gefunden habe, ist die im Verhältnis zum Umgebungsgestein geringere Korngröße der Schlierenknödel, die Milch auch für die schlesischen Granite hervorhebt¹⁾. Jedenfalls scheint mir aber dennoch beim gegenwärtigen Stande unserer Erkenntnis keine andere Auffassung möglich zu sein als die, daß die Schlierenknödel der Adamellogruppe und fast aller, wenn nicht aller übrigen Tiefengesteinsmassive der Welt als endogene Einschlüsse, Urausscheidungen, und zwar als allochthone Lazerationssphäroide aufzufassen sind.

Damit kommen wir aber zu der Vorstellung, daß wenigstens in den saureren Tiefengesteinsmassen schon am Urort, also vor der Intrusion, eine Differenzierung in wenigstens zwei Massen stattfand, in die basischen Muttergesteine der Schlierenknödel und in die Normalgesteine. Die ersteren müssen sich trotz ihres größeren spezifischen Gewichtes an der Decke des Urortes angesammelt und eine zusammenhängende halb oder ganz verfestigte Kruste gebildet haben²⁾. Bei der Intrusion wurde die Kruste zerrissen, zerstückelt und in isolierten Fetzen mit emporgetragen. Je nach dem Grade ihrer Verfestigung und der Temperatur und Viscosität der aufdringenden Masse wurden die Fetzen völlig gerundet, gestreckt, abgeschmolzen und mehr oder weniger resorbiert; oder sie behielten ihre eckige Form bei und konnten bei hinreichendem Temperaturunterschied sogar die Veranlassung zur Bildung saurer Randzonen im Umgebungsgestein werden.

¹⁾ Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Neues Jahrb. für Miner. Beil.-Bd. 12, 1898 und 15, 1902.

²⁾ Man vergl. die Fig. 97 in II C 7 e am Ende dieses Heftes.

Nur zweimal sah ich im Tonalit des Adamellogebietes Gebilde, die vielleicht als unvollkommene autochthone Primärsphäroide aufgefaßt werden können. Ich selbst fand nämlich im Jahre 1899 zwischen dem Rifugio Nardis und dem Nardisgletscher ein Tonalitstück mit einem fast kreisförmigen Hornblendekranz. Ein ähnliches Stück erhielt aber auch das Heidelberger mineralogisch-petrographische Institut von meinem verstorbenen Freunde Riva. Beide Stücke erinnern, wenn auch in sehr unvollkommenem Maße etwas an die aus anderen Tiefengesteinsmassiven bekannt gewordenen Kugelbildungen. Ich zitiere hier nur die bekannten und in allen Sammlungen verbreiteten Kugeln des sogenannten „Korsites“ und die des Granites von Wirvik¹⁾. Diese Gebilde halte ich in der Tat für autochthone Primärsphäroide. Sie besitzen aber auch in ihrem zonaren Bau und in ihrer mineralogischen Zusammensetzung Merkmale, die sie auf das deutlichste von den echten sogenannten Schlierenknödeln unterscheiden. Die letzteren sind, wie ich für den Adamello und zahlreiche andere Tiefengesteinsmassive nun wohl fast mit Sicherheit behaupten darf, allochthone Lagerationssphäroide.

7. Tonalitgneis.

(Taf. XI, Fig. 2.)

Die Anschauungen über die Entstehung und das Auftreten der unter diesem Namen zuerst von Lepsius²⁾ beschriebenen Gesteine haben im Laufe der Zeit starke Wandlungen erfahren. Lepsius selbst glaubte auf Grund seiner Beobachtungen ein scharfes Abschneiden des Tonalitgneisses am Tonalit annehmen zu müssen und stellte den ersteren zu den kristallinen Schiefen der Umgebung des Massives. Stache³⁾ glaubte sowohl zu diesen letzteren wie zum Tonalit Übergänge festgestellt zu haben und schloß daraus auf ein „hochprimäres Alter des Tonalitstockes“. Später aber wurde er doch wieder zweifelhaft und ließ die Frage in der Schwebe. Ich zeigte 1891⁴⁾, daß tatsächlich Übergänge vom Tonalitgneis zum Tonalit vorhanden sind, andererseits aber eine scharfe Grenze zwischen dem Tonalitgneis und den kristallinen Schiefen außerhalb des Massives besteht. Ich fand Gänge des Tonalitgneisses in ihnen, beobachtete normale Kontaktmetamorphose der Schiefer an dem Gneis und wies mikroskopisch prachtvolle Kataklaserscheinungen in diesem letzteren nach. Ich zeigte ferner, daß das Auftreten des Gneisses in einem Zusammenhang mit dem Verlaufe der Tonalelinie und der Judikarienlinie zu stehen scheint, und schloß aus allen diesen Beobachtungen, daß der Tonalitgneis nur eine durch jüngere Gebirgsbewegungen an einem Teile der Ränder des Massives entstandene Umformungsfazies des normalen Tonalites sei.

Meine Auffassung wurde von Futterer⁵⁾ auf Grund der Untersuchung meiner Schiffe bestätigt, von Löwl aber wieder als unwahrscheinlich angesehen⁶⁾. Ich gab daraufhin zu, daß „auch im Adamellotonalite fluidale Bewegungen des nur zum Teil erstarrten Magmas lokal oder auf größere Strecken eine parallele Anordnung einzelner Gesteinselemente hervorgerufen haben können“. Ich entschied mich aber doch dafür, daß die echten „Tonalitgneisse der Presanellagruppe“ von

¹⁾ Frosterus. Tschermaks Mitteilungen. 1893, XIII, pag. 177.

²⁾ 1878, pag. 28, 192—194, 196 usf.

³⁾ 1879, pag. 303.

⁴⁾ 1891, III, pag. 410—413.

⁵⁾ Neues Jahrbuch f. Miner. B.-B. IX, pag. 547—548.

⁶⁾ 1893, pag. 12. Anm. 3.

diesen fluidalen Tonaliten verschieden und lediglich kataklastisch geschieferte Tonalite seien¹⁾. In späteren Jahren stiegen mir allmählich Zweifel an der allgemeinen Richtigkeit dieser Annahme auf, und zwar auf Grund des im folgenden aufgeführten Beobachtungsmateriales, so daß ich allmählich zu einem abweichenden Standpunkt kam. Ich hebe zunächst meine wichtigsten Beobachtungen hervor.

In Val Piana beobachtete ich 1899²⁾ Apophysen des Tonalitgneisses in den Schiefen und Einschlüsse von diesen im Gneis. Die Apophysen haben zum Teil nur $1\frac{1}{2}$ —2 cm Dicke und gehen gern der Schieferung des Nebengesteines parallel. Der Tonalitgneis enthält Lazerationssphäroide (Schlierenknödel), die teilweise ganz flach blattartig ausgezogen sind. An einer Stelle durchsetzt ein Aplitgang den Tonalitgneis, und zwar schräg zur Schieferung. Er ist selbst parallel mit ihr geschiefert. Es liegt also hier unzweifelhaft eine kataklastische Schieferung vor.

An der Ausmündung des Nambronetales³⁾ enthält der Tonalitgneis eine Anzahl Pegmatitgänge, die meist spitzwinklig zur Flaserung des Gneisses, manchmal wohl auch dieser parallel verlaufen. Einer aber durchbricht sie rechtwinklig und ist im gleichen Sinne wie der Tonalitgneis geschiefert. Auch hier also liegt unzweifelhaft kataklastische Schieferung vor.

In der unmittelbaren Nähe der Tonalinie oberhalb der Malga Fulgorida im Meledriotal und ebenso bei den Case Fagogne im obersten Meledriotal hat der Tonalitgneis vollständig den Charakter eines Zerreibungsproduktes, also eines echten kataklastischen Mylonites, geht aber am ersteren Punkte nach Westen allmählich in normalen flaserigen Hornblendetonalit über. Diese Beziehung zu der Verwerfung zeigt hier auf das deutlichste, daß es sich nicht um Protoklase handeln kann. (Beobachtungen von 1899, beziehungsweise 1901. Vergl. pag. 149 u. 151 dieser Arbeit.)

Die Bankung des Tonalitgneisses geht an vielen Stellen der Flaserung parallel. Ich zitiere nur den Aufstieg zur Val Seniciaga von der Val di Genova und den Aufstieg von der Glasfabrik bei Pinzolo nach Niaga (pag. 159 und 160 dieser Arbeit). Es ist mir daher sehr wahrscheinlich, wenn auch wohl nicht streng beweisbar, daß Klüftung und Flaserung hier beide wesentlich jünger als die Erstarrung des Gesteines sind; denn es ist eine bekannte Tatsache, daß die Schrumpfungsklüftung unabhängig von der Primärfaserung aufzutreten pflegt. Ein Beispiel dafür ist in dieser Arbeit auf pag. 172 in Fig. 46 dargestellt. Umgekehrt ist es sehr wahrscheinlich, daß der Gebirgsdruck in einer bereits gefaserten oder sich eben zu flasern beginnenden Gesteinsmasse Verschiebungen parallel der Flaserungsebene hervorbringen und damit sei es direkt eine dieser parallele Klüftung, sei es die Prädisposition zu ihr erzeugen wird.

Auch die häufig gemachte Beobachtung, daß die Aplit- und Pegmatitgänge im Tonalitgneis dessen Flaserung schräg oder sogar quer schneiden (zum Beispiel Lago del Malghetto, Nambronecke) und ihr nur relativ selten parallel gehen (Val Piana, gegenüber Termenago, vergl. Fig. 41, pag. 146), scheint mir mit Bestimmtheit dafür zu sprechen, daß zur Zeit des Aufreißen der Gangspalten die Flaserung an jenen Stellen noch nicht entwickelt war.

Unsicher erscheint mir die Deutung der folgenden Beobachtungen. In der Runse oberhalb Palù, westlich der Straße Campiglio-Pinzolo und an dieser Fahrstraße oberhalb der Nambronebrücke, ist der Tonalitgneis in der Nähe der Schiefergrenze zerdrückt, zerklüftet, geschiefert, stellenweise auch völlig vergrust. Da die Grenze hier wohl auch den Charakter einer Verwerfung hat, kann man

¹⁾ 1897, II, pag. 131—132.

²⁾ Vergl. pag. 145 dieser Arbeit.

³⁾ Vergl. pag. 154 dieser Arbeit. Beobachtung von 1899 und später.

in diesen Erscheinungen einen ähnlichen Zusammenhang erblicken wie er auf pag. 516 für die Stelle oberhalb Fulgorida und bei den Case Fagogne festgestellt wurde. Doch ist es natürlich nicht ausgeschlossen, daß hier an der Gesteinsgrenze die Verwitterungserscheinungen besondere Stärke erreichen und darum die Zerstörung des Gesteines begünstigen. Einer der Hauptgründe für meine alte Auffassung ist und bleibt aber doch die Tatsache, daß der Tonalitgneis fast ganz auf die Nähe der beiden großen tektonischen Grenzlinien des Massives beschränkt ist. An der Süd- und Westgrenze, wo große Störungen ganz fehlen, ist nirgendwo ein Gestein entwickelt, das dem Tonalitgneis ähnlich ist. Ich füge hinzu, daß auch die Orientierung der Tonalitgneisflaserung an einer Reihe von Örtlichkeiten dem Verlauf der Störungen entspricht und hebe aus den im lokalen Teile aufgeführten Beobachtungen einige zum Beweise dafür heraus.

In Val Piana streicht der Tonalitgneis am Kontakte N 70—80 O, also sehr genau wie die Tonalelinie.

An der Nambroneecke streicht er N 10—35 O, also ziemlich genau parallel der Schiefergrenze, die dort wohl eine Nebenspalte der Judikarienlinie ist und dieser im großen und ganzen parallel verläuft. Nordoststreichen zeigt er auch im untersten Teile der Val di Genova.

Die aufgeführten Beobachtungen zusammen mit den hier nicht zu diskutierenden über die mikroskopische Kataklasstruktur auch des jüngsten Gemengteiles des Tonalitgneisses liefern den wohl kaum anfechtbaren Beweis dafür, daß die Flaserung dieses Gesteins in ausgedehntem Umfange auf Kataklase beruht, also auf Einwirkungen des Gebirgsdruckes, die erst lange Zeit nach der Erstarrung des Gesteins und ganz unabhängig von seiner Intrusion eingetreten sind.

Die folgenden Beobachtungen zeigen aber, daß auch primäre Parallelstrukturen in viel weiterem Umfange, als ich sie noch 1897 anzunehmen geneigt war, vorhanden sind.

Gegenüber Termenago im Sulzberg beobachtete ich 1899 einen in der Fig. 41 auf pag. 146 dargestellten Block eines sehr flaserigen Tonalites mit flach ausgezogenen und parallel gestellten Lazerationssphäroiden (Schlierenknödeln). Die großen Hornblenden des Gesteines zeigen keine Spur von Zerquetschung. Ein saurer aplitischer Gang geht der Verflöbungsrichtung der Schlierenknödel parallel. Würden die Flaserstruktur, die Ausziehung und Parallelstellung der Lazerationssphäroide auf kataklastisch wirkendem, jüngerem Gebirgsdruck beruhen, dann müßten auch die Gesteinsgemengteile entsprechende Zerdrückungen aufweisen. Überhaupt besteht, wie schon auf pag. 510 hervorgehoben, sehr oft ein Mißverhältnis zwischen der „Ausquetschung“ der Schlierenknödel und der Stärke der Kataklase. In ganz schwach flaserigen Gesteinen treten gelegentlich blattdünn ausgezogene Schlierenknödel auf. Unter solchen Umständen ist die Flaserung natürlich unbedingt als eine Strömungserscheinung der viskosen oder halb erstarrten Masse aufzufassen.

Ein hier nicht abgebildeter Block der oft genannten Straßenmauer von Tione besteht aus einem deutlich parallel struierten, etwas feinkörnigen Randtonalit mit annähernd parallel verflöbten kleinen Hornblenden, die etwa 3—4 mal länger als breit sind. Parallel der Flaserung des Gesteines liegen vier langgestreckte und spitz ausgezogene Lazerationssphäroide. Eines von diesen ist von einem ganz normalen Pegmatitgang offenbar etwa in der Mitte schräg abgeschnitten. Die Parallelstellung der Hornblenden und Lazerationssphäroide sowie deren Ausziehung muß vor der Bildung des Pegmatitganges vollendet gewesen sein.

Auch das topographische Auftreten des Tonalitgneisses entspricht nicht immer meiner früheren Anschauung. So trifft man ihn auf der Wanderung durch das Genovatal nicht bloß in der Nähe der großen Störung der Val di Rendeua, sondern weit talaufwärts, und zwar mit deutlich aus-

gesprochener, wenngleich in der Stärke wechselnder Flaserung bis zur Osteria del Ponte Lares. Von da bis zur Brücke wird die Flaserung undeutlich und fehlt hinter der Brücke eine Strecke weit ganz. Dann aber tritt sie noch einmal sehr ausgesprochen auf. Die westliche Tonalitgneiszone ist also mehr als acht Kilometer von der großen Störungslinie entfernt und außerdem von den östlichen Tonalitgneissen durch eine ungeflaserte Tonalitzone getrennt. Man kann ja nun natürlich auch hier annehmen, daß mitten in dem Tonalit eine Störung entlang gehe und die isolierte Gneiszone erzeugt habe. Näher liegt es aber doch wohl, hier an Protoklase zu denken.

Auch das Auftreten der Quetschzonen scheint mir für diese Auffassung zu sprechen. Sie finden sich nämlich im Tonalitgneis und im Tonalit, im letzteren aber viel häufiger als im Tonalitgneis und in diesem wieder ganz ohne Beziehung zur Stärke der Flaserung.

Auf Grund aller der aufgeführten Beobachtungen komme ich zur folgenden Schlußfolgerung. Der Tonalit des Adamellomassives ist an seinem Nord- und Ostrand auf weite Strecken durch die Gebirgsbewegungen längs der Judikarien- und Tonalelinie geflasert und geschiefert worden, so daß er eine als „Tonalitgneis“ bezeichnete, durch mechanische Deformation des erstarrten Gesteines entstandene Randfazies besitzt. Außerdem aber sind in ihm vielfach primäre Parallelstrukturen vorhanden, die teils als Fluktuationserscheinungen der viskosen oder halberstarrten, teils als Deformationen der eben erstarrten, aber noch sehr plastischen Masse aufzufassen sind¹⁾. Zum Verständnis derartiger protoklastischer Deformationen trägt die vom Eise und vielen anderen Substanzen längst bekannte, von den gesteinsbildenden Silikaten besonders durch Dölter's Schmelzpunktbestimmungen erhärtete Beobachtung bei, daß die festen Körper schon unterhalb ihres Schmelzpunktes eine allmähliche Erweichung durchmachen. Dölter²⁾ unterscheidet deshalb bei seinen Bestimmungen die Temperatur T_1 , bei der „die Erweichung des feinen Pulvers konstatiert“ wird, und T_2 , bei welcher „die Schmelze flüssig ist und sich in Fäden ausziehen läßt. Der Schmelzpunkt liegt zwischen beiden“. T_1 und T_2 zeigen oft Differenzen von 30°.

Es scheint mir nun klar zu sein, daß die in die Nähe der seitlichen Kontakte gelangten Teile des Schmelzflusses sich dort rascher abkühlen und verfestigen müssen als die zentralen Teile. Der Druck aber, der die Intrusion bewirkt, wird vermutlich noch lange nach dieser Verfestigung anhalten und die zwischen T_1 und dem Schmelzpunkt befindlichen erstarrten, aber plastisch weichen Massen längs der Wandflächen in Bewegung setzen, pressen und quetschen. Wir bekommen durch diese Annahme eine mir brauchbar erscheinende Erklärung der Protoklase von Tiefengesteinen. Ist aber bereits die ganze Masse auf dem Temperaturintervall zwischen T_1 und dem Schmelzpunkt angelangt und wirkt jetzt der Intrusionsdruck weiter, so kann er je nach den besonderen Umständen entweder die gesamte Gesteinsmasse protoklastisch schiefern oder einen frischen Magmanachschub zwischen die älteren Massen einpressen. Auf diese Weise werden die vorher mitgeteilten Beobachtungen über die Verteilung des Tonalitgneisses in der Val di Genova ohne weiteres verständlich.

Ich hebe übrigens hervor, daß die Ausdehnung des Temperaturintervalles zwischen der Erweichung eines Mineralen und seinem eigentlichen Schmelzpunkt unter hohem Druck noch wesentlich größer sein könnte als bei Atmosphärendruck.

Die Unterscheidung der protoklastisch entstandenen Tonalitgneisse von den kataklastischen ist nicht leicht durchführbar. Es macht mir den Eindruck, als ob die Protoklasagneisse eine besondere

¹⁾ Ähnlich wie es Becke schon in seiner Altvaterarbeit ausgesprochen hat. (Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss., mathem.-naturw. Klasse. Bd. 101, Abt. I, 1892, pag. 299.)

²⁾ Die Silikatschmelzen. Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss., Bd. 113, Abt. I, 1904, pag. 204.

Disposition zur Kataklyse besessen hätten, so daß an vielen Stellen wohl beide Erscheinungen superponiert sind. An gewissen Punkten (Malga Fulgorida, Case Fagogne) herrscht aber die kataklastische Zertrümmerung so stark vor, daß sie den Habitus des Gesteines vollständig beherrscht.

Bevor ich die Besprechung des Tonalitgneisses beschließe, möchte ich wenigstens noch kurz darauf hinweisen, daß die stark geschieferten Varietäten meist sehr arm an Hornblende sind. Es scheint das darauf zu beruhen, daß bei der Schieferung die Hornblende zerstört und Biotit gebildet wird. Tatsächlich beobachtete ich an mehreren Stellen, zum Beispiel auf dem in die Val Seniciaga hineinführenden Wege Biotitanhäufungen, die wie Pseudomorphosen nach Hornblende aussehen.

8. Die Klüftung und Bankung des Tonalites.

Wo größere Aufschlüsse von Tonalit vorhanden sind, da erkennt man, daß die Gesteinsmasse von mehr oder minder dicht stehenden, regelmäßig angeordneten Klüftsystemen zerspalten wird. Und zwar herrscht oft ein Hauptklüftsystem so stark über alle anderen vor, daß eine förmliche Bankung entsteht.

Das Phänomen ist in der Adamellogruppe zuerst von Reyer¹⁾ eingehend untersucht und durch Abbildungen erläutert worden. Reyer, der ja auch andere granitische Massen nicht als Tiefengesteine anerkennen wollte, sah in dem Adamellotonalit zur Eruption gekommene und oberflächlich aufgekuppelte riesige Lavafladen²⁾. Die von den Klüften begrenzten Platten des Gesteines hielt er für primär beim Akt der Eruption entstandene Bänke, nicht etwa für Absonderungsformen. Er stützte sich dabei auf den angeblich stets von ihm beobachteten Parallelismus zwischen den Klüften, der Anordnung der Lazerationssphäroide (= Schlierenknödel), hellen Schlieren und Sedimentschollen sowie der Orientierung der Kontaktflächen des Massives. Daher zog er auch aus ihrer Anordnung Schlüsse auf die ursprüngliche Gestalt der Massen. Da er nun in der Val di Fumo die Klüfte von beiden Seiten her gegen die Talfurche einfallen zu sehen glaubte, so schloß er auf eine Entstehung dieses Tales als primäre Depression zwischen getrennt gebildeten und aufgestauten Eruptivkuppen.

Ich pflichtete 1899³⁾ Reyer insofern bei, als auch ich eine gesetzmäßige und in Beziehung zu der Form des Massives stehende Anordnung der Klüfte zu erkennen glaubte. Da ich indessen den Tonalit für ein Tiefengestein hielt und halte, so mußte ich die Klüftung anders auffassen und erklärte sie teils als Schrumpfungerscheinung der erstarrten, noch heißen Masse, teils als Wirkung des Gebirgsdruckes. Dementsprechend unterschied ich zwischen „Strukturfugen“ und „Druckfugen“. Die primäre Natur der ersteren, sei es nun als wirkliche Klüfte, sei es als zur Zerklüftung prädisponierte Flächen im Gestein wurde schon damals aus verschiedenen Gründen behauptet. Ich sagte wörtlich: „Es besteht also in dem Tonalit auch, wo er ganz frisch ist, eine „Klüftbarkeit“, die sich zu den Klüftflächen verhält, wie die Spaltbarkeit eines Kristalles zu den Spaltflächen. Die Klüftbarkeit und Spaltbarkeit sind nur die Prädisposition zur Trennung; die Ebenen, parallel zu denen sie gehen, sind hier wie dort Ebenen der maximalen Kohäsion. Sie können vorhanden sein, ohne daß wirkliche Spalten da sind. Zur Bildung der letzteren bedarf es noch eines besonderen Anlasses, der bei der Klüftbarkeit in der Natur sehr häufig von der Verwitterung gegeben wird.“

¹⁾ 1881, pag. 420 u. f.

²⁾ Vergl. die Abbildungen 7 und 13 auf pag. 434 und 450 in Reyer, 1881.

³⁾ 1899 (I), pag. 30.

„Bei dem Tonalit glaube ich nun, wieder in Übereinstimmung mit R e y e r, beobachtet zu haben, daß ein deutlicher, wenn auch keineswegs im einzelnen genauer Parallelismus zwischen der Bankung und dem Verlaufe der Grenzflächen der Eruptivmasse besteht. Es scheint also, als ob sich die Klüfte wesentlich parallel zu der abkühlenden Fläche ausbilden.“ (usw.)

Diese Anschauungen habe ich auch bei den späteren Aufnahmen im wesentlichen bestätigt gefunden. Da man indessen auch mit der Möglichkeit rechnen könnte, daß die Klüfte reine, nicht in der Struktur des Gesteinskörpers begründete Verwitterungssprünge sein könnten, so will ich zunächst einmal die Gründe anführen, die mich bestimmen, die nicht vom Gebirgsdruck erzeugten Fugen für Kontraktionsrisse zu halten¹⁾.

a) Gründe für die Auffassung der meisten Tonalitklüfte als primäre Kontraktionsfugen.

Auf pag. 62, Fig. 14 dieser Arbeit ist ein im Tredenüstal gefundener Tonalitblock beschrieben und abgebildet, der in Abständen von etwa 12 cm von drei dunklen parallelen Porphyritgängen durchsetzt wird. Zweifellos war der Tonalit zur Zeit ihrer Intrusion noch nicht entblößt und gänzlich frisch. Ebenso wenig sprechen Anzeichen dafür, daß die Gangfugen durch Gebirgsdruck entstanden sein könnten. Wir haben also hier entweder Schrumpfungsrisse vor uns, die von dem Porphyritmagma direkt benützt werden konnten; oder aber das Gestein hatte bei der Schrumpfung die Prädisposition zur Klüftung längs der drei Flächen erhalten und wurde durch den Intrusionsdruck des Porphyrites längs dieser Flächen zersprengt.

Auf pag. 139, Fig. 40 ist ein aus Tonalit hergestellter Straßen-Prellstein der Tonalestraße beschrieben und abgebildet, der von zwei parallelen Aplitgängen in geringem Abstand durchsetzt ist. Bei der sicher nur geringen Größe des Zeitintervalles, welches die Festwerdung des Tonalites

¹⁾ Mittlerweile hatte ich Gelegenheit, 1907 die von C. Schmidt geleiteten Exkursionen der Deutschen geolog. Gesellschaft in der Schweiz mitzumachen. Bei dieser Gelegenheit sprach mir gegenüber Herr Prof. C. Schmidt die Ansicht aus, daß gewisse, den Gehängen des Haslitals annähernd entsprechende Klüfte des Finsteraarhorngranites nicht als Struktur- oder Druckfugen, sondern als Verwitterungsrisse aufzufassen seien. Sie entstünden gern parallel zur Gesteinsoberfläche, unabhängig von der ursprünglichen Form des Gesteinskörpers. (Ich hoffe seine Anschauung so richtig wiedergegeben zu haben.) Demgegenüber habe ich zu bemerken, daß ich keinen Grund sehe, warum die Verwitterung derartig dicke und frische Gesteinsplatten von der Oberfläche ablösen sollte, wenn nicht schon vor der Rißbildung im Gestein eine Prädisposition dazu parallel den betreffenden Flächen vorhanden wäre. Mit der von Schmidt ausgezeichnet beschriebenen Absprengung knallender Gesteinsplatten in Tunneln und Bergwerken infolge von Spannungserscheinungen hat das Phänomen nichts zu tun. Die Abschuppung dünner Gesteinsblätter, wie sie in Wüsten wohl hauptsächlich infolge rascher Temperaturschwankungen auftritt, ist ebensowenig vergleichbar. Freilich kommt auch in kalten Gegenden ein Abplatzen von Platten parallel der Oberfläche infolge von Temperaturschwankungen vor. Das beschreibt zum Beispiel v. Drygalsky sehr anschaulich von Grönland. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, 1892, 27. pag. 7.) Aber auch dort sind die dicksten abgesprungenen Platten nur 30 cm stark, und wenn sie auch vielleicht noch etwas stärker werden mögen, so ist ihre Bildung doch sicher ganz verschieden von der der mächtigen Platten- und Banksysteme, in die das Gestein im Haslital gegliedert ist. Hier handelt es sich meiner Meinung nach um Risse, die auch tief unter der Oberfläche bereits vorhanden oder wenigstens prädisponiert sind. Übrigens ersehe ich aus der Drygalskyschen Arbeit (pag. 7), daß Ussing „den ehemaligen Eisdruck im Bunde mit der Lage der Spaltflächen im Feldspat (sc. des grönländischen Gneisses) als die Ursache der plattenförmigen Zertrümmerung der Felsflächen“ ansah. Im Tonalit kann diese Annahme schon aus dem einfachen Grunde nicht zutreffen, weil da die Feldspäte nicht parallel angeordnet sind. Nachträglich sehe ich, daß Hornstein schon 1883 darauf hingewiesen hat, daß die Gesteinsoberflächen und -Klüfte im oberen Haslital Absonderungsflächen entsprechen. Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1883, pag. 647—649. Man vergl. auch die in der Fußnote auf pag. 451 wiedergegebenen Ausführungen Brückners über das obere Haslital und meine Bemerkungen dazu.

von der Bildung der Aplitgänge trennt, können diese hier nur schon existierende oder prädisponierte Schrumpfungsfugen benützt haben. Auf pag. 78 dieser Arbeit ist ein Tonalitblock aus dem Adamental beschrieben, der in Abständen von je $1\frac{1}{2}$ —1 m von 4 parallelen, 1—2 dm dicken Pegmatitgängen durchsetzt wird. Auch hier ist derselbe Schluß wie bei dem vorigen Beispiel zu ziehen.

Auf pag. 264, Fig. 73 ist ein Tonalitblock von Faëtto im Pallobia-Pagheratal abgebildet, der zwei parallele Aplit-Pegmatitgänge in nur 1 cm Abstand enthält. Offenbar handelt es sich hier um eine einzig sich gabelnde Schrumpfungskluft.

Endlich ist in Fig. 82 (pag. 297) der Aufschluß abgebildet, auf den ich mich schon 1899¹⁾ bezog. Es ist eine Stelle im Hange des Monte Alta Guardia nordöstlich der Malga Nemplaz. Ich schrieb damals: „Das Gestein besteht dort aus jetzt deutlich gebanktem Tonalit, in den ein dunkler Dioritporphyritgang eingedrungen ist. Dieser folgt erst der einen Kluft des Tonalites, durchschneidet dessen darüberliegende Bank in schräger Richtung und dehnt sich dann in der nächsten der ersten parallelen Kluft nach allen Seiten flach aus. Der Parallelismus zwischen der Hauptausdehnung des Ganges und den Bänken des Tonalites ist außerordentlich deutlich. Da nun die Intrusion des Ganges sicher lange vor der Entblößung des Aufschlusses stattgefunden hat, so muß schon damals in dem Tonalit die Prädisposition zur Klüftung längs den später von der Verwitterung benützten Flächen vorhanden gewesen sein.“

Ich glaube, daß die angeführten Beispiele genügen, um zu zeigen, daß aller Wahrscheinlichkeit nach der größte Teil der Tonalitklüfte auf die Schrumpfung der in Abkühlung begriffenen Gesteinsmasse zurückzuführen ist.

Daß daneben aber auch echte Druckfugen auftreten, das zeigen die im lokalen Teile²⁾ angeführten zahlreichen Stellen, an denen Klüfte der kataklastischen Schieferung mancher Tonalitgneisozonen entsprechen. Die Strukturfugen sind nämlich nach meinen Beobachtungen im Gegensatz zu Reyer von der Anordnung der primären Fluidalstrukturen und der damit übereinstimmenden Scharungsrichtung der Lazerationssphäroide (Schlierenknödel) ganz unabhängig. Mit den sekundären Schieferungsstrukturen bestehen natürlich erst recht keine Beziehungen. In der ersteren Hinsicht verweise ich darauf, daß zum Beispiel am Auslauf des Lago d'Arno die sehr dünnbankige Klüftung der Tonalitrundhöcker mit der Anordnung der Schlierenknödel nicht stimmt, sondern deren Ebenen schräg schneidet. Auch die Fig. 46, pag. 172, die die Tonalitgrenze bei Coël in der Val San Valentino darstellt, zeigt das sehr deutlich.

Wir haben also tatsächlich Druckfugen von Strukturfugen zu unterscheiden, wenn es auch im einzelnen recht schwierig sein mag, die ersteren als solche zu erkennen.

b) Die Dicke der Tonalitbänke

schwankt zwischen sehr weiten Grenzen. Bei Malga Predòn sah ich steilstehende, nur $1\frac{1}{2}$ —3 dm dicke Platten; auf der Westseite des Nardistales erreichen sie 20—40 m Dicke. Doch sind das sehr extreme Fälle. Im allgemeinen schwanken die Plattenmächtigkeiten wohl zwischen $1\frac{1}{2}$ m und wenigen Metern. Starke Frostsprengung in der Nähe der Felsoberfläche begünstigt natürlich die Bildung dünner Platten.

¹⁾ 1899, I. pag. 30.

²⁾ Vergl. auch pag. 516.

c) Kombinierung mehrerer Kluftsysteme.

Während in vielen Gegenden ¹⁾ ein Kluftsystem vorherrscht, treten an anderen Stellen zwei, drei, ja mitunter selbst vier Systeme nebeneinander auf. Sie zerlegen dann die Gesteinsmasse in Pfeiler ²⁾ oder, was viel häufiger ist, in unregelmäßig parallelepipedische Stücke ³⁾. Aus den zahlreichen im lokalen Teile aufgeführten Beispielen greife ich das folgende heraus.

Oberhalb der Malga Nardis in der Presanellagruppe beobachtete ich auf der linken Talseite 4 Systeme.

1. Mittel NO-fallende Klüfte.
2. 80° oder mehr WNW-fallende Klüfte.
3. 70—80° SSO-fallende Klüfte.
4. Mittel bis steil SW-fallende Klüfte.

Das dritte System ist am undeutlichsten entwickelt. 1 und 4 entsprechen Bankungen, die in tieferen Teilen des Tales beim Aufstieg beobachtet wurden. Je nach der Beleuchtung und Lage der Beobachtungsstelle scheint das eine oder das andere der vier Systeme vorzuherrschen.

d) Konstanz der Orientierung.

An manchen Stellen ließ sich der Nachweis führen, daß die Stellung eines Kluftsystems sich allmählich ändert. So scheinen zum Beispiel in der Region des Cornisellobaches (Presanellagruppe) die O-fallenden Klüfte in den hohen Bergkämmen flacher zu stehen, nach unten aber bogenförmig eingekrümmt zu sein und steiler einzuschießen.

Ich sehe dabei ganz von der schon von Reyer hervorgehobenen Tatsache ab, daß die Klüfte sehr häufig auch im kleinen buckelig gebogen sind und dann überhaupt keine exakte Messung ihrer Orientierung gestatten.

Andererseits läßt es sich gar nicht verkennen, daß in weit ausgedehnten Arealen der Gruppe ein und dasselbe Kluftsystem mit überraschend konstanter Orientierung vorherrscht. Das Bild des Südhanges des Alta-Guardia-Berges (Taf. VIII, Fig. 2) zeigt das zum Beispiel sehr deutlich. All die in dem Bilde oben und unten, rechts und links erkennbaren, obwohl doch aus weiter Ferne photographierten Felsflächen sind infolge gleicher Anordnung hell beleuchtet und gehören einem einzigen Kluftsystem an.

In dem ganzen riesigen Gebiete zwischen Canavacia und Val Piana herrscht eine steil ONO-, beziehungsweise NO-fallende Klüftung deutlich vor. (Vergl. pag. 303—304.)

Die ganze kolossale Tonalitmasse der Busazza und der Monticelli des Tonale ist von einer steil NO-fallenden Klüftung durchzogen.

e) Verhalten der Klüftung zur primären Grenzfläche des Etmolithes.

Die objektive Feststellung dieses Verhaltens läßt bald einen ausgesprochenen Parallelismus, bald eine anscheinend ganz regellose Orientierung erkennen.

Ich zitiere zunächst Beispiele für Parallelismus. In dem Textbilde Nr. 63 (pag. 232) sieht man, daß die Tonalitmasse von Klüften durchzogen ist, die der Kontaktfläche mit den Raibler

¹⁾ Man vergleiche zum Beispiel die Felsbänke zur Linken (auf der rechten Talseite) der untersten Zunge des Mandronegletschers und viele andere Stellen.

²⁾ Ostwand des Gabbiolotales zwischen Ago di Nardis und Monte Gabbio.

³⁾ Rundhöcker beim Rifugio Garibaldi, Foppa bei Edolo usw.

Schichten gut entsprechen. Man beachte dabei nicht nur die Form der Tonalitblöcke und ihre Risse, sondern auch die grasbewachsenen Kehlen zwischen den Tonalitfelsen.

Bei der Malga del Gelo setzt eine Tonalitapophyse im Muschelkalk auf. Sie besteht aus N 20 W-streichenden, ganz steil nach O-fallenden Platten, deren Streichen annähernd der Form der Apophyse entspricht.

Umgekehrt könnte ich aber auch zahlreiche Beispiele anführen, bei denen das vorherrschende Kluftsystem mehr oder minder große Winkel mit der Kontaktfläche bildet.

In den südlichen, gegen das Gallineratal gekehrten Teilen des Monte Aviolo sind riesige N 75 W-streichende, steil S-fallende Bänke im Tonalit entwickelt. Sie bilden nördlich des Passo Gallinera etwa einen Winkel von 45° mit der Grenzlinie.

Zwischen dem Casinetto di Lajone und Malga Lajone di sopra ist der Tonalit nahe der Grenze in starke, steil S-geneigte Bänke zerspalten. Der Esinomarmor, der annähernd der Grenzfläche parallel orientiert ist, streicht ziemlich genau O-W und steht saiger oder fällt steil unter den Tonalit, also nach N ein. Die Tonalitklüfte dürften hier einen ziemlich spitzen Winkel mit der Kontaktfläche bilden und sind nach außen geneigt.

Die sehr ausgesprochene und unzweifelhaft vorherrschende Klüftung der Monticelli und der Busazza fällt steil nach NO ein, streicht also nordwestlich. Die primäre Grenze des Massives zieht in ONO-Richtung an dem N-Abfall der Berge entlang.

Wollte man lediglich auf Grund dieser und der übrigen im lokalen Teile aufgeführten Beobachtungen das Verhalten der Strukturfugen des Tonalites zu seinen Grenzflächen diskutieren, so würde man wohl zu dem Ergebnis kommen, daß keine Beziehung vorhanden sei.

Berücksichtigt man aber die schon angeführte Tatsache, daß fast stets mehrere Kluftsysteme zusammen vorkommen und je nach Beleuchtung und Beobachtungsstelle schärfer hervortreten, so wird man einen derartigen negativen Schluß für unberechtigt halten. Mein Gesamteindruck ist vielmehr nach wie vor der, daß eine Beziehung besteht, und zwar, daß sich gern ein Kluftsystem parallel zur abkühlenden Fläche entwickelt, andere annähernd senkrecht zu ihr entstehen.

f) Entstehung der Klüftbarkeit und der Klüftung.

Iddings¹⁾ hat eine ausgezeichnete Studie über die Klüftungen in Laven veröffentlicht, deren wichtigste Ergebnisse auch in Rosenbusch's „Elementen der Gesteinslehre“ (II. Aufl. 1901, pag. 27—29) wiedergegeben sind. Er geht dabei von der Erwägung aus, daß der Kontraktion der erstarrten und sich weiter abkühlenden Kruste im Innern der Gesteinsmasse ein immer größer werdender Widerstand entgegentrete. Daher müßten die nahe der Oberfläche der Masse dichtstehenden, ihr parallelen Klüfte gegen das Innere immer größere Abstände erhalten, während die außen nur schwach entwickelten senkrecht zur Abkühlungsfläche gestellten Klüfte gegen innen bedeutsamer würden. So ginge die plattige Absonderung der äußeren Teile nach innen in eine prismatische über. In der Arbeit sind auch ältere Studien von Poulett Scrope, Mallet und Bonney über Absonderungsformen zitiert. Unter voller Anerkennung von Iddings Ergebnissen will es mir aber doch scheinen, als ob die Anordnung der Klüfte sowohl in Laven wie in Tiefengesteinen sehr häufig nicht der von Iddings aufgestellten Regel entspreche. Maßgebend für die Anordnung der Klüfte wird vor allen Dingen weniger die Form der Abkühlungsfläche selbst, als die der Flächen gleichen Wärme-

¹⁾ The columnar structure in the igneous rock on Orange Mountain, New Jersey. American Journal of Science, 3. Serie, Bd. 31. 1886. pag. 321—331 mit 6 Figuren und einer Tafel.

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe. Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. XXI. Band, 2. Heft.

verlustes, also der isothermalen Flächen, im Inneren der Gesteinsmasse sein. Bei einfacher Gestalt der abkühlenden Fläche werden die isothermalen Flächen dieser im allgemeinen parallel gehen; bei komplizierterer Form werden sie aber abweichende Gestalten annehmen, ebenso wie ja die geothermischen Flächen¹⁾ unter einem Gebirge auch nicht den vielgestaltigen Unebenheiten der Oberfläche folgen. Eine erstarrende, beziehungsweise bereits erstarrte Lava- oder Tiefengesteinsmasse kann man sich durch die isothermalen Flächen in eine beliebig große Anzahl von Schalen zerlegt denken. Eine jede von diesen hat infolge der mit der weiter fortschreitenden Abkühlung verbundenen Schrumpfung zunächst einmal das Bestreben, sich parallel zur Schalenoberfläche, also in sich selbst allen Seiten her zu kontrahieren. Dies Bestreben muß eine je nach der Intensität der Schrumpfung mehr oder minder große Anzahl von Klüften oder Klüftbarkeitsflächen senkrecht zu den isothermalen Flächen liefern. Die Kontraktion parallel zu den Schalenoberflächen kann aber in zwei benachbarten Schalen während der Abkühlung nie gleich weit fortgeschritten sein, sondern ist in der äußeren Schale stets etwas stärker entwickelt als in der nächst inneren. Daher wird bei genügendem Temperaturunterschied zwischen zwei Schalen die durch die Schrumpfung bewirkte Verschiebung der Gesteinselemente parallel zur Schalenfläche die eine Schale etwas an der anderen entlang gleiten lassen oder bei nicht genügendem Ausmaß der Schrumpfung wenigstens eine Spannung zwischen den Gesteinselementen erzeugen. Die Tendenz zur Klüftung wird natürlich auch von der Schrumpfung senkrecht zu den isothermalen Flächen unterstützt und so entstehen auch parallel zu ihnen Klüfte oder Klüftbarkeitsflächen. Es ist klar, daß es, wie ja auch die Erfahrung bestätigt, dem Steinbrecher leichter sein wird, das Gestein parallel zu diesen Klüftbarkeitsflächen zu spalten als schräg dazu.

Man wird gegen diese Betrachtungsweise vielleicht geltend machen, daß die Wärmeabnahme von innen nach außen ganz allmählich stattfindet und daß also zwischen zwei radial angeordneten benachbarten Teilen der Gesteinsmasse immer nur ein minimaler Temperatur- und Kontraktionsunterschied vorhanden sein kann. Das ist richtig, bewirkt aber nur, daß die Erstarrungsgesteine in der Natur durch die Schrumpfung nicht in papierdünne oder doch nur die Dicke ihrer Korngröße besitzende Platten zerfallen. Vielmehr haben die Klüftbarkeitsflächen infolgedessen einen wesentlich größeren, wenn auch von Gesteinskörper zu Gesteinskörper, ja sogar innerhalb desselben Gesteinskörpers wechselnden, manchmal recht erheblichen Minimalabstand. Schieferungsebenen können sich dagegen in Abständen folgen, die der Korngröße des Gesteines entsprechen.

Ist diese Betrachtungsweise richtig, so werden Zahl und Bedeutung der Klüftbarkeitsflächen von dem Wärmegefälle innerhalb der sich abkühlenden Gesteinsmasse, natürlich aber auch von der chemischen und mineralogischen Beschaffenheit des betreffenden Gesteines abhängen. Denn die Kontraktionsgröße ist bei verschiedenen Gesteinen verschieden.

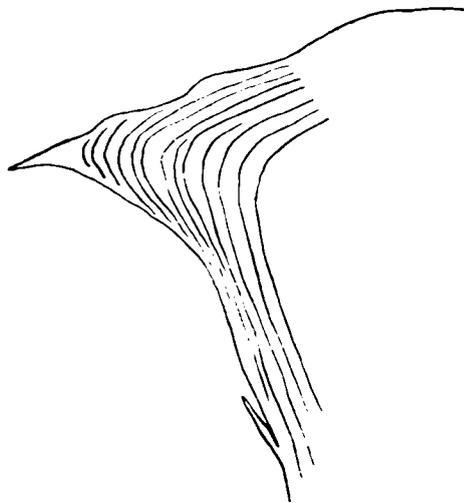
So erklärt es sich, warum in Baveno aus dem Granit Telegraphenstangen gemacht werden können, warum bei Esine in der Val Camonica dünne Pfeiler für Rebenlauben aus dem Tonalit gespalten werden, während der Besitzer der Malga Nemplaz (vergl. pag. 297 dieser Arbeit) sich in einem einzigen großen Tonalitblock ganze Zimmer aussprengen lassen konnte. Untersuchen wir die Anordnung der isothermalen Flächen noch etwas genauer, so möchte ich vor allen Dingen auf eine wohl hauptsächlich bei Laven, in geringerem Maße aber auch bei Tiefengesteinen in Betracht kommende Ursache von Unregelmäßigkeiten hinweisen. Die Abgabe der in den Magmen gelösten Gase erfolgt bei den ersteren nicht gleichmäßig durch die ganze Gesteinsaußenfläche hindurch,

¹⁾ Bischofs chthonisotherme Flächen.

sondern vielfach in isolierten Fumarolen der Oberseite. An diesen Stellen wird sich aber der Wärmeverlust der Gesteinsmasse viel rascher vollziehen als an anderen. Die isothermalen Flächen werden dichter und anders liegen. Ähnliche Verhältnisse, wenn auch wohl in geringerem Maßstabe, können an den Außenflächen von Tiefengesteinsmassiven durch Spalten im Nebengestein, durch wechselnde Orientierung von Schichtflächen, bei verschiedenartigen Nebengesteinen durch starke Unterschiede in den Porenvolumina bedingt sein¹⁾. So kann es uns nicht wundernehmen, wenn die Klüftbarkeitsflächen sowohl in ihrer Zahl und Dichte wie in ihrer Anordnung große Unregelmäßigkeiten erkennen lassen.

Bei der ethmolithischen Form des Adamellomassives kommt in diesem noch die folgende schon auf pag. 524 implicite angedeutete Überlegung in Betracht. (Man vergl. Fig. 96.) Hat die Abtragung des Gebirges die obersten Teile des Ethmolithen entfernt, so daß an den Rändern bereits die trichterförmig einfallenden Grenzflächen zum Vorschein kommen, so wird man Umbiegungen der

Fig. 96.



Schema der Anordnung der den isothermalen Flächen entsprechenden Klüfte in einem Ethmolithen.

den isothermalen Flächen entsprechenden Klüfte beobachten müssen. Die umbiegenden Klüfte aber können die Grenzflächen unter spitzen, ja manchmal wohl auch stumpferen Winkeln schneiden. Die auf pag. 523 zitierte Stellung der Tonalitklüfte bei der Malga Lajone und daß auf pag. 303 mitgeteilte Steilerwerden der Klüfte nach unten bei der Malga Cornisello lassen sich wohl auf diese Weise erklären.

Ursprünglich hatte ich auch damit gerechnet, daß bei steiler Stellung der Grenzflächen eine Diskordanz zwischen diesen und den isothermalen Flächen im Tiefengestein dadurch entstehen muß, daß das Wärmegefälle hier nie ganz senkrecht gegen die Grenzfläche gerichtet sein kann. Es wird nämlich das Nebengestein in der Tiefe wärmer sein als in der Höhe. Daher müssen theoretisch die isothermalen Flächen oben einen anderen Abstand haben als unten. Indessen über-

¹⁾ Bei Laven führt Iddings als Ursache von Unregelmäßigkeiten in der Säulenstellung „Unregelmäßigkeiten der Oberfläche, örtliche Porosität oder Hohlräume in der Gesteinsmasse“ an und fügt hinzu: „An other source of irregular cooling may be found in the loss of heat by convection in the atmosphere, but more especially in water where the flow has been subaqueous.“

zeugte mich mein verehrter Kollege Herr Prof. Joh. Königsberger (in Freiburg) davon, daß diese Diskordanz klein genug ist, um in der Praxis vernachlässigt werden zu können.

Ich bin aber weit davon entfernt, zu behaupten, daß ich in der Adamellogruppe genügend Beobachtungen zur Verfügung hätte, um meinen Eindruck von der gesetzmäßigen Anordnung der Strukturfugen wirklich streng beweisen zu können. Dazu müßten eine sehr große Anzahl von speziell dazu bestimmten Begehungen der Tonalitmasse und nicht tausende, sondern zehntausende von Messungen der Kluforientierungen vorgenommen werden.

g) Zusammenhang zwischen Klüftung und Talbildung.

Wie auf pag. 519 angeführt, glaubte Reyer auf beiden Seiten der Val di Fumo ein Einfallen der Tonalitbänke gegen die Talfurche beobachtet zu haben. Er schloß daraus, daß dieses Haupttal einer primären Depression zwischen zwei ursprünglich getrennten, östlich und westlich besonders aufgekippten „Lava“-Fladen entspräche. Ich habe auf pag. 200 dieser Arbeit ausgeführt, daß ich die von Reyer beobachtete Anordnung „an einigen Punkten sehr deutlich, an anderen nur undeutlich und auf großen Strecken gar nicht erkennen“ konnte. „Das mag aber erstens an der Beleuchtung liegen, zweitens daran, daß der Tonalit eben nicht bloß durch ein Kluftsystem, sondern gewöhnlich durch drei durchschnitten wird. Und je nach dem Vorherrschen, beziehungsweise der Sichtbarkeit des einen oder des anderen Systemes wird die Bankung im einen oder im anderen Sinne einzufallen scheinen.“ Jedenfalls glaube ich auch, daß sehr häufig eine Beziehung zwischen der Richtung der Tonalitklüfte und derjenigen der in dieses Gestein eingeschnittenen Täler besteht. Insbesondere für Val di Genova, Val di Fumo und Val Pallobia halte ich es, wie noch zu erörtern, für ungemein wahrscheinlich, daß hier die Erosionsfurchen alten tief eingesenkten Sedimentzonen oder -Mulden der Tonalitoberfläche entsprechen und daß sich das auch in der Anordnung der Klüfte ausdrückt. So beobachtete ich zum Beispiel auf dem aus der Val di Genova in das Nardistal hinaufführenden Wege eine N 85 O streichende, steil S-fallende Klüftung, die also annähernd der Haupttalfurche parallel geht, während am Ausgang des Genovatales anders gerichtete Druckfugen vorherrschen. In den Corni del Pallone streichen die steilstehenden Tonalitbänke der Furche des Doistales parallel und sind etwas gegen sie geneigt. (Vergl. pag. 265.)

Natürlich bedarf es aber zur Erklärung dieses Zusammenhanges nicht der von Reyer gemachten Annahme primär getrennter Lavakuppen. Die Kluftsysteme zeichnen eben überall der Erosion den Weg vor.

9. Resorption und Injektion.

Bei der Bedeutung, die die Frage nach dem Ausmaß dieser beiden Phänomene in neuerer Zeit immer mehr gewinnt, halte ich es für richtig, an dieser Stelle noch einen kurzen Überblick über das Ergebnis der in der ganzen Arbeit verstreuten Einzelbeobachtungen zu geben.

In der Adamellogruppe sind Resorptionen und Injektionen unzweifelhaft an einigen Stellen nachweisbar; es sind aber seltene, nur ausnahmsweise einmal eine etwas größere Bedeutung erreichende Erscheinungen¹⁾.

Auf Resorptionen wurde ich schon 1888 aufmerksam, als ich in der Foppa des Monte Aviolo die Entstehung der Granattonalite untersuchte. Es ergab sich nämlich dort, daß der Tonalit seine

¹⁾ Man vergl. darüber auch pag. 490 und 495.

abnorme Zusammensetzung der Auflösung von Hornfelseinschlüssen verdankt¹⁾. Außer dieser Stelle wurden ganz unzweifelhaft Resorptionen an den vom hornblendefreien Tonalit des Passo del Coppo umschlossenen Permschollen nachgewiesen. Ebenso sind sie auf der Ostseite der Valle Aviole an Einschlüssen der Werfener Schichten deutlich erkennbar. In der Val San Valentino verbindet sich oberhalb des Coël Injektion der Rendenaschiefer mit Resorption.

Die Injektionen der Nebengesteine durch Tonalit, beziehungsweise Apophysentonalit erreichen in der Gegend des Lago gelato del contatto im Baitonegebiet ihren höchsten Grad. Dort ist, wie auf pag. 92 eingehend beschrieben wurde, tatsächlich eine kaum glaubliche Durchdringung der Rendenaschieferhornfelse zustande gekommen und zwar nicht bloß an einem engbegrenzten Aufschluß, sondern auf einem ziemlich großen Areale. Aber freilich ist dort offenbar kein normaler Seiten- oder gar Hangendkontakt entblößt, sondern es tritt das Bett der Tonalitmasse, ihre Unterlage hervor. In dieser aber dürfte die Durchwärmung des Nebengesteins und die Dünflüssigkeit des Magmas einen ungewöhnlich hohen Grad erreicht haben.

Auch von mehreren anderen Stellen sind im lokalen Teile Injektionen beschrieben worden. Ich erinnere an das Westende des Lago d'Arno, an die Malga Frino im Malgatal, an die Ostwand der Valle Aviole, an die eben erst zitierte Stelle in der Val San Valentino. An allen diesen Punkten aber handelt es sich um räumlich sehr beschränkte Vorkommnisse, um Ausnahmen von der Regel. Immerhin zeigen sie aber, wie auf pag. 495 gesagt, daß „sie unter bestimmten Verhältnissen auch als Regel auftreten könnten. Vermutlich dürfte das bei größerer Tiefe des Intrusionsniveaus, also bei höherer Primärwärme des Nebengesteines der Fall sein“. Mir selbst sind derartige weitgehende und großartige Injektionsphänomene zum Beispiel vom Südrande des Finsteraarhornmassives an der Straße zwischen Oberwald und Gletsch bekannt. Es ist also nicht gerechtfertigt, wenn man die an einem Tiefengesteinsmassiv gewonnenen Erfahrungen ohne weiteres auf jedes andere überträgt.

B. Sabbionediorit.

(Taf. IX. Fig. 2.)

Im Jahre 1878 führte Lepsius einen „kleinen Granitstock oder Gang“ aus der Gegend der „Malga Mondifra“ bei Campiglio an²⁾. Er erkannte bereits, daß er „gänzlich verschieden von dem Tonalit“ ist. Es handelt sich hier um das auf pag. 150 dieser Arbeit beschriebene Vorkommnis von Casine Fagogne im obersten Meledriotal.

Die Aufnahmen der Wiener geologischen Reichsanstalt und insbesondere die ausgezeichneten Untersuchungen Tellers (1886) und Vaceks (1898) zeigten, daß westlich und östlich von Pinzolo ähnliche, vom Tonalit verschiedene Tiefengesteinsmassen auftreten. Sie kulminieren in dem isolierten, rein orographisch sich der Brentagruppe anschließenden M. Sabbione und in dem landschaftlich mit der zentralen Adamellogruppe verschmolzenen Corno alto. Ich fasse diese drei Vorkommnisse ebenso wie die unbedeutenderen Intrusionen der unmittelbaren Umgebung von Campiglio als „Sabbionediorit“ zusammen. Ich kann an dieser Stelle von ihnen ebensowenig wie von dem Tonalit eine petrographische Charakteristik geben, sondern beschränke mich auf eine Schilderung der geologisch

¹⁾ Salomon. 1890. pag. 480 und a. a. O.

²⁾ Lepsius. 1878. pag. 152 und 193.

in Betracht kommenden Tatsachen. Aber schon bei der Betrachtung der Fig. 2 auf Taf. IX wird sich der Leser davon überzeugen, daß der Sabbionediorit ein petrographisch völlig von dem Tonalit und dessen Quarzglimmerdiorit-Randfazies verschiedenes Gestein ist.

1. Gänge in den Nebengesteinen.

Daß auch der Sabbionediorit ebenso wie der Tonalit jünger als die ihn umgebenden Rendenaschiefer ist, geht vor allen Dingen daraus hervor, daß er stellenweise Gänge in ihnen bildet. Derartige Vorkommnisse sind im lokalen Teile von den folgenden Örtlichkeiten angeführt: Umgebung der Hotels bei Campiglio, Elviraweg, Panoramaweg ebendort; Rundhöcker im Seniciagatal unterhalb des Germanicabaches; Runse SW von Pinzolo; Ausgang der Val di Borzago. An der letzteren Stelle sind die Schiefer durch Kontaktmetamorphose in Hornfelse mit Andalusit, Staurolith und Sillimanit umgewandelt. Einer der Gänge SW von Pinzolo läßt deutliche Salbandverdichtung erkennen.

2. Schollen der Rendenaschiefer im Sabbionediorit.

Einschlüsse der Schiefer im Diorit sind im lokalen Teile von folgenden Stellen beschrieben: Val Seniciaga unterhalb des Germanicabaches; zwischen Campo und Caladino; Block in der Grundmoräne oberhalb des Ortes Borzago; Ausgang der Val di Borzago.

3. Injektion und Resorption.

Ebenso wie wir es schon bei dem Tonalitmassiv kennen gelernt haben, sind diese beiden Phänomene auf vereinzelte Stellen der Massivränder beschränkt. Sie erreichen nur selten eine größere Bedeutung. Wie im lokalen Teile ausführlich beschrieben wurde, sind es vor allen Dingen ein Aufschluß und ein Block am Hange oberhalb Caderzone, die weitgehende Injektionen aufweisen. Die Rendenaschiefer sind in dem Aufschluß „in einer kaum glaublichen Weise vollständig von Sabbionediorit injiziert und durchdrungen“. Aber auch die aus Rendenaschiefer und Hornblendegesteinen bestehenden Schollen, die in dem Diorit zwischen Campo und Caladino schwimmen, „sind von einem fast unglaublich komplizierten Netze von unregelmäßigen Adern des Sabbionediorites durchzogen. Umgekehrt scheint dieser stellenweise sehr viel Material der anderen Gesteine resorbiert zu haben. Doch ließ sich das letztere mangels guter Aufschlüsse nicht sicher nachweisen“ (pag. 165 dieser Arbeit).

Die Hornblendegesteine zeigen nun an dieser Stelle, in dem Block oberhalb Caderzone und in anderen Blöcken SW von Pinzolo nicht selten die Eigentümlichkeit, daß in Ermangelung von zusammenhängenden Adern des Diorites doch noch scheinbar isolierte, dem Schollengestein sonst fehlende große Feldspäte auftreten. Offenbar rühren auch sie von der Injektion her. Es ist natürlich eine Verbindung dieser isoliert erscheinenden Kristalle unter- oder oberhalb der Anschnittfläche mit dem Diorit anzunehmen. Dies, wenn ich mich recht entsinne, zuerst in der französischen Literatur beschriebene Phänomen zeigt besonders deutlich, wie dünnflüssig das injizierte Magma gewesen sein muß.

Hinsichtlich der Bedeutung, welche die Injektions- und Resorptionsphänomene beanspruchen können, verweise ich auf die bei der Besprechung des Tonalites (pag. 526 dieser Arbeit) gemachten Feststellungen.

4. Schlierenknödel -- Lazerationssphäroide ¹⁾.

Der Sabbionediorit ist ganz unverhältnismäßig ärmer an Schlierenknödeln als der Tonalit. Doch treten sie auch hier auf und sind im lokalen Teile ausdrücklich vom Lago di Lamola und von dem Wege zwischen Malga Caladino und Campostril zitiert.

5. Aplite und Pegmatite.

In dem Sabbionediorit treten normale Aplite und Pegmatite in Gängen auf. Im lokalen Teile sind einige Beispiele aufgeführt, ein Biotitpegmatitgang SW von Pinzolo; eine Reihe von Aplit- und Pegmatitgängen im Diorit des Sabbione-Gipfelkammes, darunter ein 1 dm mächtiger Aplitgang, der von einem dunklen Porphyritgang abgeschnitten wird; ferner ein 7 cm mächtiger Aplitgang beim Abstieg von der Malga di San Giuliano zum Campo Trentino; eine ganze Anzahl von Aplit- und Pegmatitgängen zwischen Caladino und Campostril.

Einen etwas anderen Charakter tragen die feinkörnigen, wohl auch aplitischen Gänge, die zwischen den beiden Malgengebäuden in der Val Seniciaga sowohl die Rendaschiefer wie den normalen Sabbionediorit durchbrechen. Ganz wesentlich verschieden aber ist das weiße bis hellgraue Gestein, „das auf der Südseite des Sabbione in so mächtigen Gängen vorkommt, daß ich mich im Felde erst nicht recht von seiner Aplitnatur überzeugen wollte. Ich halte ihn (sc. den Aplit) jetzt für eine Apophysenfazies des Sabbionediorites, möchte aber ein definitives Urteil über ihn erst nach Vollendung der mikroskopischen und chemischen Untersuchung abgeben“ ²⁾.

Dies Gestein tritt, wie im lokalen Teile eingehend geschildert ist, nicht bloß auf der Südseite des Sabbione, sondern auch zwischen Fogojard und S. Antonio an der Landstraße Campiglio-Pinzolo sowie auf der Westseite des Sabbione zwischen Fosadei und Cioca auf. Es umschließt an einer Stelle des Tälchens von Giustino eine Scholle von Rendaschiefer und bildet an einer anderen Gänge in ihm. (Vergl. Fig. 42, pag. 155). Seine intrusive Natur ist dadurch sicher bewiesen. Auffällig ist aber seine Mächtigkeit und Häufigkeit. In den südlichen Hängen des Sabbione tritt, wie auf pag. 155 beschrieben, der Rendaschiefer stellenweise ganz zurück, so daß man nicht mehr den Eindruck hat, als ob es sich um Gänge handle, sondern an ein Aplitmassiv denken möchte. Allerdings beruht das zum Teil sicher darauf, daß die Schiefer viel rascher verwittern und daher weniger hervortreten als der mechanisch wie chemisch sehr widerstandsfähige Aplit.

Das Auftreten größerer Massen dieses Gesteins am Westhange des Sabbione zwischen dem Hauptgebiet des Rendaschiefers und dem des eigentlichen Diorites legt übrigens die Vermutung nahe, daß es sich dort als Grenzfazies des Dioritmassives einschleibt. Doch reichen meine Beobachtungen nicht zur sicheren Entscheidung der Frage aus.

6. Dunkle Ganggesteine.

Dunkle porphyritische Ganggesteine sind schon von Teller ³⁾ in sehr großer Zahl im Sabbionediorit des Corno alto nachgewiesen und von Foullon ⁴⁾ als Quarzglimmerporphyrite beschrieben worden. Ich selbst sammelte, 1891, nahe der Malga San Giuliano den von Riva ⁵⁾ be-

¹⁾ Vergl. über diesen Ausdruck und über die Entstehung dieser Gebilde pag. 512.

²⁾ Diese Arbeit pag. 154.

³⁾ 1886, pag. 717—723.

⁴⁾ 1886, pag. 758—764.

⁵⁾ 1896, I, pag. 195.

schriebenen Gang und habe im lokalen Teile dieser Arbeit zahlreiche Vorkommnisse aus dem Corno alto-Massiv und dem eigentlichen Sabbionegebiet angeführt. In diesem hatte schon Vacek Porphyrite erst in Blöcken ¹⁾, später auch ausstehend ²⁾ nachgewiesen. Die drei von ihm beobachteten Gänge treten aber im Bereiche der Schiefer, nicht des Diorites selbst auf. Ich fand Gänge auch in diesem und habe bereits angeführt, daß einer von ihnen auf dem Gipfelkamm des Sabbione einen Aplitgang abschneidet, also deutlich jünger ist.

Es hätte keinen Sinn, die Porphyrite des Sabbione und Corno alto getrennt von denen des Tonalitmassives zu behandeln, da sie mit diesen petrographisch gut übereinstimmen. Ich verweise also hier nur auf den besonderen Abschnitt über sie.

7. Klüftung.

Der Sabbionediorit besitzt ebenso wie der Tonalit eine ausgesprochene Absonderung; und es würde hier jedenfalls bei der geringen Ausdehnung der Massen viel leichter als bei jenem sein, das Gesetz der Klüftanordnung zu erkennen. Indessen reicht die Zahl meiner Begehungen nicht annähernd dazu aus. Einzelne Beobachtungen sind im lokalen Teile angeführt. (Vergl. pag. 161.)

8. Schieferung.

Südlich von Niaga ist der Sabbionediorit stellenweise schieferig entwickelt, so daß ein dem Tonalitgneis entsprechender Dioritgneis entsteht. Nähere Untersuchungen über die Natur dieser Schieferung stehen noch aus.

9. Das Verhalten des Sabbionediorites zum Tonalit.

Der abweichende petrographische Habitus unseres Gesteines im Verhältnis zum Tonalit ist schon von Lepsius, Teller und Vacek richtig erkannt worden. Es sind vor allem das gänzliche Fehlen der Hornblende, die geringen Dimensionen der Biotitkristalle, die starke Beteiligung des Quarzes und die Größe der Feldspatkörner, die makroskopisch den Diorit von dem Tonalit unterscheiden. Dazu kommt an vielen Stellen das Auftreten von Muskovit, sei es nun als primärer, sei es als sekundärer Gemengteil ³⁾. Übergänge zwischen den beiden Gesteinen scheinen ganz zu fehlen, auch wo sie, wie in Val Seniciaga und am Ausgange der Val di Genova, in geringer Entfernung von einander auftreten. Im obersten Meledriotale grenzen sie sogar unmittelbar aneinander, sind aber wohl nicht in primärem Kontakt, so daß dort das Fehlen von Übergängen, Einschlüssen oder Apophysen nichts beweist ⁴⁾.

So schloß ich 1901 meine Betrachtungen über diese Frage mit dem Satze: „Ich glaube infolgedessen, daß die beiden Gesteine nicht in einem syngenetischen Verbande zu stehen brauchen und halte einen beträchtlichen Altersunterschied für möglich. Vielleicht wird es noch bei den Revisionstouren gelingen, durch weitere Begehungen des Südhänges der Val di Genova zwischen Pinzolo und Val Seniciaga Gänge oder Einschlüsse des einen Gesteines im anderen zu entdecken ⁵⁾).

¹⁾ Vacek bei Teller. 1886. pag. 722. v. Foullon, l. c. pag. 773.

²⁾ Vacek. 1895, pag. 202.

³⁾ Man vergl. darüber auch Salomon. 1901, pag. 731.

⁴⁾ Vergl. Salomon. 1901. pag. 181.

⁵⁾ L. c. pag. 731—732.

1904 gelang es mir nun, südwestlich von Pinzolo an mehreren im lokalen Teile genau beschriebenen Stellen zahlreiche große und kleine Schollen von Hornblendegestein als echte, von Apophysen injizierte Einschlüsse im Sabbionediorit des Corno alto aufzufinden (pag. 164—165). Diese Hornblendegesteine sind am Wege nach Niaga gut zu studieren und ähneln dort zwar nicht dem typischen Kerntonalit, wohl aber bestimmten anderen Tonalitvarietäten, die im Adamellogebiet gar nicht selten große Massen zusammensetzen. Die Ähnlichkeit wird stellenweise so groß, daß man sie vielleicht als identisch ansehen darf. „Das Korn der Schollengesteine wechselt in weiten Grenzen. Sehr feinkörnige Varietäten sind ebenso vertreten wie sehr grobkörnige, mit Hornblenden von 3—4 cm Länge. Meist sind die Hornblenden lang prismatisch, beziehungsweise nadelförmig entwickelt, aber zwischen Campo und Caladino sammelte ich auch Varietäten mit kurzen, gedrungenen, dicken Hornblenden, wie sie im typischen Kerntonalit aufzutreten pflegen. Doch kann ich nicht sagen, daß die betreffenden Gesteine völlig mit dem Kerntonalit übereinstimmen.“ Was die Größe dieser Schollen betrifft, so fand ich sie zum Teil faustgroß und kleiner, zum Teil aber mehrere Kubikmeter umfassend, ja häusergroß.

Über die Deutung der Schollen ist bereits auf pag. 164 dieser Arbeit verhandelt worden. Es können wohl nur drei Deutungen in Frage kommen. Entweder es handelt sich hier um Einschlüsse von Tonalit, der dann als das ältere Gestein aufzufassen wäre. Oder es sind Urausscheidungen des Sabbionediorites selbst; oder endlich es sind fremde, exogene Einschlüsse, die einem dritten unbekanntem, noch in der Tiefe verborgenen Gestein entnommen sind.

Die erste Annahme scheint mir zurzeit am meisten für sich zu haben. Für sie spricht nicht nur die petrographische Beschaffenheit der Gesteine, sondern auch ihr Auftreten in der Nähe der Tonalitgrenze, ihr Fehlen an dem vom Tonalit entfernten Sabbione. Freilich stimmt aber der petrographische Habitus der Schollengesteine nicht völlig mit dem des normalen Tonalites überein.

Gegen die zweite Annahme spricht die zum Teil riesige Größe der Schollen, ihre petrographische Beschaffenheit, die sie von den Schlierenknödeln desselben Gesteines scharf unterscheidet und ihre ganz unregelmäßige Verteilung innerhalb der Massive.

Die dritte Annahme erscheint, wie ich schon auf pag. 164 (unten) ausgeführt habe, „sehr gesucht, hat aber eine kleine Stütze in dem Auftreten von Geröllen ähnlicher Hornblendefeldspatgesteine in dem Permkonglomerat der Val di Breguzzo“.

Wir sehen also, daß bis zum heutigen Tage eine sichere Entscheidung darüber, ob der Tonalit älter oder jünger als der Sabbionediorit ist, noch nicht gefällt werden kann, wenn auch das erstere recht wahrscheinlich ist.

Über die Lagerungsform des Sabbionediorites wird in dem tektonischen Kapitel des dritten Heftes gesprochen werden.

C. Gangförmige dunkle Eruptivgesteine (= „Porphyrite“¹⁾).

Es liegt außerhalb des Rahmens dieser Arbeit, eine petrographische Charakteristik der ungeheuer zahlreichen und zu einem erheblichen Teile noch nicht genauer untersuchten Vorkommnisse dieser Gesteine zu liefern. Dagegen dürfte es angezeigt sein, eine Übersicht über ihr Auftreten zu geben und auch kurz die einschlägige Literatur anzuführen. Der erste, der porphyritische Gänge aus der Adamellogruppe beschrieb, dürfte G. vom Rath gewesen sein (1864). Später wurden Beobachtungen über sie hauptsächlich von Raggazoni (1875), Lepsius (1878), Stache (1879—1880) und Guembel (1880) mitgeteilt. Aber erst die geologische Veröffentlichung Tellers (1886) zusammen mit der petrographischen Bearbeitung v. Foullons (1886) gab ein vollständigeres Bild von der Mannigfaltigkeit der innerhalb der Gruppe vertretenen Typen und von der Art ihres Auftretens. Dies Bild wurde durch die Aufsammlungen und Beschreibungen des Verfassers (1890) Cozzaglios (1894), R. Montis (1894) und namentlich durch die Veröffentlichungen Rivas (1896, I und 1897) noch sehr wesentlich erweitert. Eine gute tabellarische Übersicht des bis 1896 erreichten Beobachtungsstandes findet sich bei Riva, 1896, I pag. 223 u. f. Aber seitdem habe ich auf zahlreichen Begehungen soviel neues und auch wichtiges Material gesammelt, daß eine neue zusammenfassende Bearbeitung wohl angebracht wäre und auch demnächst von mir in Angriff genommen werden soll. An dieser Stelle gebe ich ähnlich wie Riva in tabellarischer Form eine möglichst vollständige Übersicht über die mir bekannten und die von anderer Seite beschriebenen Vorkommnisse. Die Anordnung entspricht, soweit wie möglich, der Reihenfolge der lokalen Beschreibungen im ersten Teile der Arbeit, das heißt sie beginnt im SW in der Gegend von Breno, geht Oglio-aufwärts bis zum Tonale, über diesen hinüber nach Dimaro, Pinzolo, an der Judikarielinie entlang bis in die Gegend von Creto und dann quer über das Gebirge nach Breno zurück. Unter der Rubrik „Bezeichnung“ sind die Namen angegeben, welche von den Autoren der betreffenden Untersuchungen benützt wurden, außerdem aber gelegentlich auch Angaben über den Erhaltungszustand, die Farbe usw. Unter „Literatur“ ist bei allen im lokalen Teile dieser Arbeit erwähnten Vorkommnissen die Seitenzahl angegeben, außerdem aber möglichst vollständig die ältere Literatur. Die genaueren Titel ergeben sich auch hier aus dem Literaturverzeichnis auf pag. 9—14.

Wo es möglich war, habe ich in der vorletzten Abteilung auch die Nummer der betreffenden Stücke auf meinen Sammlungsetiketten angegeben, damit es bei der petrographischen Bearbeitung mir oder im Falle meines Todes anderen möglich sei, die Stücke zu identifizieren.

¹⁾ Hinsichtlich der Bezeichnung „Porphyrite“ vergl. man das auf pag. 5 Gesagte. Auch der Ausdruck „dunkel“ ist insofern nicht ganz korrekt, als dadurch nur die Aplit- und Pegmatitgänge ausgeschlossen werden sollen. Einige der Vorkommnisse sind aber ziemlich hell in der Farbe.

Tabellarische Übersicht

**über die mir bekannten und die von anderer Seite
beschriebenen Vorkommnisse.**

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bzw. Nummer meiner Sammlung ¹⁾	Bemerkungen
1. Nahe Breno.	—	? Lagergang (? flach NNW-fallend).	Esinokalk.	Salomon.	pag. 28 dieser Arbeit. ? Cozzaglio 43 (dort als NNW-streichend aufgeführt).	98. IX. 1. (Heidelberg.)	¹⁾ Diejenigen Stücke, welche vor 1897 gesammelt sind, befinden sich in Pavia, die später gesammelten Stücke vorläufig noch in meinem Besitz.
2. An der Straße Breno—Bienno, oberhalb Breno.	—	NNW-Streichen.	Esinokalk.	Cozzaglio.	Cozzaglio 43. Riva 96. I. 226.	Pavia.	Identisch mit dem vorhergehenden?
3. Westlich von Breno.	—	Mehrere Gänge, die wie die Schichten NO streichen.	?	Cozzaglio.	Cozzaglio 39.	Pavia.	—
4. Halbwegs zwischen Bienno und Prestine.	Stark verwittert.	Steil, NNW-streichend, durch Verwerfung verschoben, nicht ganz $\frac{1}{2}$ m.	Unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 28, von Riva nicht beschrieben.	98. IX. 6. (Heidelberg.) 95. IX. 4. (Pavia).	—
5. Colombera, Oglital.	Quarzhornblende-porphyr. (Riva 96. I.)	Lagergang mit Gabelung, etwas weniger als 1 m. Flaches NO-Fallen.	Unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 39, Fig. 3. Riva 96. I. 182, 226.	95. X. 6. (Pavia.)	Bei Riva 96. I. als „bei Cogne“ aufgeführt.

6. Ogliobücke bei Esine. (Cozzaglio zitiert mehrere Gänge von hier).	Quarzhornblende-porphyr. (Riva 96. I.) Odinit. (Riva 97.)	Mittel N-fallender Lagergang (nach Cozzaglio die Schichten ganz spitzwinklig schneidend) mit einem Haken. Schmal.	Unterer Muschelkalk.	Cozzaglio. Salomon.	pag. 39, Fig. 4. Cozzaglio 39. Monti 62. Riva 96. I. 186, 205, 226. 97. 25.	95. X. 7. (Pavia.)	—
7. Oberhalb Pian di Borno.	Grün.	—	In den Raibler Schichten, aber nicht mehr im Hauptdolomit.	Cozzaglio.	Cozzaglio 40 Riva 96. I. 226.	Pavia.	—
8. Malegno.	—	NS-Streichen (?).	—	Cozzaglio.	Cozzaglio 39. Riva 96. I. 226.	Pavin.	—
9. Bei Lozio (der mächtigere Gang bei Sucinva).	—	2 Gänge, 20 und 40 cm. NNW-Streichen. Schneiden Schicht-antiklinalen.	—	Cozzaglio.	Cozzaglio 39 und Taf. I. Riva 96. I. 226.	Pavia.	—
10. Unterhalb des Gipfels von Pratorotondo.	—	—	Esinokalk.	Cozzaglio.	Cozzaglio 39. Riva 96. I. 226.	Pavia.	—
11. Südlich von Losine.	Grün.	Blöcke.	—	Cozzaglio.	Cozzaglio 39 Riva 96. I. 226	Pavia.	—
12. Valle di Losine, zwischen Gibezza und Dosso Croce.	Grün.	Fast parallel den Schichten.	Muschelkalk	Cozzaglio.	Cozzaglio 39. Riva 96. I. 226.	Pavin	—
13. Val Corni Marci bei Losine.	—	NO-streichend, steil NW-fallend.	Wengener Schichten.	Salomon.	pag. 40.	98. XIV. 2. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
14. Val Corni Marci bei Losine, höher.	—	N 85 O-Streichen, steiles N-Fallen, mehrere Meter mächtig.	Wengener Schichten N 85 W streichend, 65° S-fallend	Salomon.	pag. 40.	98. XIV. 3. (Heidelberg.)	—
15. Malgadi Plagne, zwischen Astrio und Niardo.	—	ONO-Streichen?	„Schwarze Kalke“.	Cozzaglio.	Cozzaglio 43. Riva 96. I. 226	Pavia.	Vielleicht identisch mit dem folgenden?
16. Zwischen Astrio und Casa Porcile, nicht hoch über der Santella di Degna.	—	Salbandverdichtung.	Muschelkalk.	Salomon.	Diese Arbeit pag. 42. Fußnote 1.	Heidelberg.	—
17. Val di Fa, rechtes Ufer.	Zur Bestimmung zu zersetzt. (Riva)	N 80 O-Streichen, mittleres N-Fallen, 2 dm mächtig.	Tonalit.	Salomon.	pag. 42. Riva 96. I. 223 u. 226.	95. XIX. 4. (Pavia.)	—
18. Bei Niardo, längs des Weges, der zum Tal führt.	—	—	„Schwarze Kalke“ (offenbar Muschelkalk Salomon).	Cozzaglio.	Cozzaglio 43. Riva 96. I. 226.	Pavia.	—
19. Unterer Teil von Val del Re.	(Hell.)	Steiles NW-Fallen (nicht gefaltet!)	Gefalteter unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 43.	98. XI. 7. (Heidelberg.)	—
20. Val di Cobello oberhalb Case Foppe.	—	60° N-Fallen.	Triasmarmor, N 25 W-streichend, steil O-fallend.	Salomon.	pag. 44.	02. V. 1. (Heidelberg.)	—

21. Case della Nes, nördlich Val di Cobello.	Quarzhornblende-porphyr. (Riva 96. I.) Odinit. (Riva 97.)	2 1/2 m mächtig.	Dipyrrkalke des Muschelkalkes, steil SO-fallend.	Salomon.	pag. 45. Riva 96. I. 181, 226. Dünnschliffbild Taf. IX, Fig. 1. Riva 97. 25.	Pavia.	—
22. Mignone bei Breno.	Quarzhornblende-porphyr.	Lagergang.	Metamorphe Trias.	Salomon.	Riva 96. I. 183, 226.	Pavia.	—
23. „Pallobiatal“.	Quarzglimmer-porphyr (v. Foullon). Quarzhornblende-porphyr (Riva 96. I.)	—	Metamorphe Trias.	Stache.	Teller 722. v. Foullon 758, 776. Riva 96. I. 203, 226.	Wien.	—
24. Val Pallobia, N-Seite, wenig unterhalb der Brücke.	—	N 75 O-Streichen, steil S-Fallen. Etwas über 1 m. Ungefaltet!	Gefalteter unterer Muschelkalk, etwas metamorph.	Salomon.	pag. 46.	02. XIII. 12. (Heidelberg)	—
25. Nigula.	—	N 33 O-Streichen. Saiger, 1 dm.	N 35–45 O-streichender, in steile Zickzack-falten geworfener unterer Muschelkalknarmor.	Salomon.	pag. 47.	02. XIII. 1. (Heidelberg.)	—
26. Nigula.	—	N 5 O-Streichen, ganz steiles W-Fallen, 2 dm.	Ebenso.	Salomon.	pag. 47.	02. XIII. 2. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden. bzw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
27. Untere Val Pallobia, S Seite.	—	N—S-Streichen, saiger, 3 dm.	Unterer Muschelkalk mit N 55 O-Streichen und steilem N-Fallen.	Salomon.	pag. 47.	02. XIII. 3. (Heidelberg.)	—
28. Cedegolo.	—	O—W-Streichen (?)	Glimmerschiefer (Cozzaglio.)	Cozzaglio.	Cozzaglio 31.	Pavia.	—
29. Oberhalb und unterhalb Grevo.	Hornblendeporphyr.	2 Gänge. O—W(?)—Streichen.	Glimmerschiefer (Cozzaglio.)	Cozzaglio.	Cozzaglio 31. Monti 48—49. Riva 96. I. 204, 225.	Pavia.	—
30. 3 Gänge zwischen Grevo und der Chiesa della Deria.	1. und 2. Hornblendeporphyr (Riva.)	1. N 25—30 W-Streichen, mittel W-Fallen, 70 cm. 2. N 55 O-Streichen, 52°—S-Fallen, 1/2 m. Schneidet die Phyllite spitzwinklig.	1. N 80 O-streichende, mittel S-fallende Phyllite. 2. Ebenso.	Salomon. Salomon.	pag. 52. Riva 96. I. 191, 225.	95. XXII. 2. (Pavia.) 95. XXII. 3. (Pavia.)	— —
	3. Zu zersetzt zur Bestimmung.	3. NO-Streichen, anscheinend steil. 2 m. An den Rändern reich an Einsprenglingen, in der Mitte arm daran.	3. Ebenso.	Salomon.		95. XXII. 4. (Pavia.)	—

31. Edoloschiefer, W-Seite der Val Canonica, nördlich Capo di Ponte.	Zu zersetzt zur Bestimmung. (Riva.)	N 65 O-Streichen, saiger. $1\frac{1}{2}$ –2 m.	Stark gefaltete, im Großen N 60 80 W-streichende, steil S-fallende Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 53. Riva 96. I. 222, 226.	94. VI. 10. (Pavia.)	—
32. Oberhalb des Monastero di Capo di Ponte.	—	O—W-Streichen.	Glimmerschiefer (Cozzaglio.)	Cozzaglio.	Cozzaglio 30.	Pavia.	—
33. Mulga Garsonel unterhalb des Lago d'Arno.	Spessartit (Riva.)	O—W-Streichen, 60° S-Fallen. $1\frac{1}{2}$ m mächtig. Lagergang.	Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 61. Riva 97. 22.	94. IX. 12. (Pavia.) 04 XI. 1. (Heidelberg)	—
34. Zwischen Seriobrücke und Mulga Volano (3 Gänge.)		Loser Moränenblock mit 3 parallelen Gängen in ganz geringem Abstand. Vergl. Fig. 14.	Tonalit.	Salomon.	pag. 63. Fig. 14 auf pag. 62.	98. XII. 2. (Heidelberg.)	
35. Mulga del Marmo, am Badile, 2 Gänge, der eine älter, der andere jünger als der Tonalit.	Quarzhornblende-porphyr. (Riva 96. I) Odinit. (Riva 97.)	15–20 cm.	Esinomarmor, der zweite Esinomarmor und Tonalit.	Cozzaglio.	Cozzaglio Taf. I. Riva 96. I. 182, 226. Dünnschliffbild Taf. VI, Fig. 3. Riva 97. 25.	Pavia.	? Identisch mit zwei der folgenden.
36. Badilehang bei der Mulga di Marmo.	— (Grün.)	Schmal, steilstehend.	Tonalit.	Salomon.	pag. 64.	98. XIII. 1. (Heidelberg.)	

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
37. Badilehang bei der Malga di Marmo.	— (Grün.)	Schmal, steilstehend, vielleicht Fortsetzung des vorigen.	Esinomarmor.	Salomon.	pag. 64. Fig. 16 <i>e</i> auf pag. 63.	—	—
38. Ebenso.	— (Rotbraun verwitternd.)	Schmal, etwas weniger steil.	Esinomarmor.	Salomon.	pag. 64, <i>d</i> in Fig. 15 und 16.	98. XIII. 2-3. (Heidelberg.)	—
39. Redole.	Ganz verwittert.	—	Zellenkalk.	Salomon.	pag. 65.	—	—
40. Bei der Brücke von Paspardo—Cimbergo und östlich Paspardo.	Quarzhornblende-porphyr. it.	NNO-Streichen.	Werfener Schichten.	Cozzaglio.	Cozzaglio 43. Monti 52. Dünnschliffbild Taf. III. Fig. 1. Riva 96. I. 205, 226.	Pavia.	—
41. Paspardo. Zwischen dem Ort und den Baite Rovinada.	Zu zersetzt zur Bestimmung. (Riva.)	N 20 W-Streichen, fast sniger.	N 60 W-streichende, SW-fallende Werfener Schichten.	Salomon.	pag. 55. Riva 96. I. 222.	94. VII. 2. (Pavia.)	—
42. Bei Paspardo.	Hornblendeporphyr. it. (Monti.) Riva 96. I. ? Odinit. [Riva 97 ¹⁾]	2 Gänge. NO-Streichen.	Werfener Schichten und Perm, der eine auf über 2 km zu verfolgen	Cozzaglio.	Cozzaglio 43. Nr. 1 und 3. Monti 50—51. Riva 96. I. 205, 226. ? 97. 25.	Pavia.	¹⁾ Es ist fraglich, ob sich die Bezeichnung „Val Zumella“, 97. 25. auf diese Gänge bezieht.

43. Nördlich Paspardo.	—	N 70 W-Streichen. 70° N-Fallen.	N 15 W-streichende, steil W-fallende Werfener Schichten.	Salomon.	pag. 66.	02. XIV. 8. (Heidelberg.)	—
44. Lago d'Arno, zwischen Casa della Finanza und Fischerhütte.	Quarzglimmer- hornblende- porphyrit. (Riva 96. I.)	Nur in Blöcken gefunden.	N 80 W-streichende, fast saigere Werfener Schichten (Nach Riva Perm- sandstein.)	Riva-Salomon.	pag. 71. Riva 96. I. 200. Dünnschliffbild, Taf. VII, Fig. 5.	(Pavia.)	—
45. Zwischen Passo della Porta und Lago d'Arno.	Quarzhornblende porphyrit. (Riva 96. I.) Odinit. (Riva 97.)	Bruchstücke. Gang offenbar sehr schmal.	Tonalit.	Salomon.	pag. 55. Riva 96. I. 183, 225. 97. 25.	94. VII. 4. (Pavia.)	—
46. Ebenso, etwas tiefer.	Ebenso. (Verwittert.) (Riva 96. I.) Odinit. (Riva 97.)	N 40 O Streichen, 2—3 dm mächtig ¹⁾ .	Tonalit.	Salomon.	pag. 55. Riva 96. I. 183, 225. 97. 25.	94. VII. 5. (Pavia.)	¹⁾ Bei Riva aus Verschen „2—3 m“.
47. Südufer des Lago d'Arno.	Dioritporphyrit (Riva.)	Viele lose Blöcke.	Tonalit.	Salomon.	pag. 55—56. Riva 96. I. 225. ? Riva 97. 20. (Analyse.)	94. VII. 6. (Pavia.)	—
48. Südufer des Lago d'Arno	Glimmer-Pyroxen- Dioritporphyrit. (Riva 97.)	Blöcke, von Wild- bach transportiert, unterhalb des Frisozzogletschers.	Tonalit.	Riva.	Riva. 97. 4.	Pavia.	—
49. „Vedretta di Lago d'Arno.“	Quarzhornblende- porphyrit.	—	Tonalit.	Stache.	Toller 722. v. Foullon 772. Riva 96. I. 224, 225.	Wien.	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
50. Sabluneragipfel (größere Anzahl von Gängen).	Hornblendedioritporphyrite, Malchit und Spessartite. (Riva.)	Zum Teil gegabelt.	Zum Teil Marmor, zum Teil zwischen Tonalit u. Marmor, zum Teil Tonalit	Riva.	pag. 71. Riva 97. 4 u. f	— (Pavin.)	—
51. Westlich des Passo del Campo (größere Anzahl von Gängen).	Quarzglimmerhornblendeporphyrite, Malchite. (Riva 96. I.) Spessartite. (Riva 97.)	Schmal	Perm. nach Riva auch Tonalit. (? zum Teil prätonalitisches.)	Riva und Salomon	pag. 72. Riva 96. I. 199. Dünnschliffbild Taf. VII, Fig. 4. Riva 97. 5, 20 (Analyse), 21.	— Pavia.	—
52. Zwischen Lago di Campo und Malga Ervena. Val di Fumo.	Hornblendeporphyrite.	2 Gänge, wenige Dezimeter mächtig.	Tonalit.	Riva-Salomon	Riva 96. I. 192, 225.	Pavia.	—
53. Auf dem Wege zum Passo di Casinelle, oberhalb Malga Bissina. Val di Fumo.	Quarzporphyrit. (v. Foullon.) Quarzhornblendeporphyrit. (Riva 96. I.)	—	—	Stache.	Teller 722. v. Foullon 764, 776. Riva 96. I. 204, 225.	Wien.	—
54. SO-Seite des Ignngapasses (zahlreiche Gänge).	Hornblendeporphyrite. Diabase (?), (Riva 96. I.) Spessartite. ? kontaktmetamorphe veränderte Diabase. (Riva 97.)	Schmal. Ein Gang N 50 O-streichend, zum Teil durch Verwitterung rinnenartig vertieft.	Kontaktmetamorphe Edoloschiefer.	Riva-Salomon	pag. 82. Riva 96. I. 225, 198, 217, 218. Dünnschliffbild eines Diabases Taf. VIII, Fig. 3. Riva 97. 22.	— Pavia.	—

55. Andrista bei Cedegolo. (Bei Riva 96. I.: Zwischen Andrista und Isola.)	Hornblende- porphyrit, sehr zersetzt. (Riva.)	Nicht anstehender Block.	(? wohl Rendena- schiefer.)	Riva-Salomon.	pag. 83. Riva 96. I. 191.	— Pavia.	—
56. Trichero am M. Marsèr. (Bei Riva 96. I. als Passo del Coppo bezeichnet)	Quarzglimmer- porphyrit. (Riva) Quarzglimmer- hornblende Diorit- porphyrit. (Riva 97.)	N 75 O-Streichen, 70–75° N-Fallen, 70–150 cm mächtig. (Nimmt im Streichen Hornblende auf.)	Kontaktmeta- morphie kristalline Schiefer (? Ren- denaschiefer) mit N 26–35 W- Streichen und steilem O-Fallen.	Riva-Salomon.	pag. 86 Riva 96. I. 206, 225. Dünnschliffbild Taf. IX, Fig. 5. Riva 97. 14.	— Pavia.	—
57. N-Seite des Coppettopfes, Kamm westlich des Pfes und Hang des Pfes gegen Val Saviole (zahl- reiche Gänge; vier anstehend).	Quarzglimmer- hornblendepor- phyrite, Horn- blendeporphyrite, Glimmerporphyrite, „Diabase (?)“. (Riva 96. I.)	Ein Gang N 30 W., ein anderer N 40 W- streichend, Rest unbekannt, zum Teil nur in Blöcken	Metamorphe Phyllite. (Riva.)	Riva und Riva Salomon.	pag. 87. Riva 96. I. 198, 211, 217, 225. Dünnschliffbild des „Diabase (?)“ Taf. VIII, Fig. 2.	— Pavia.	—
58. Lago gelato del contutto (Baitone). (4 Gänge)	— Dunkel, sehen wie Glimmerschiefer aus. Schieferung dem Sulband. (Protoklase?)	Im Maximum $\frac{1}{2}$ m mächtig. Trans- versal zur Schie- ferung der Gneisse. Von Apophysen- tonalit durchsetzt. Einschlüsse von ihnen im Apo- physentonalit. Prätonalitisches Kontaktmetamorph	Rendenaschiefer (Gneisse.)	Salomon	pag. 94.	Nr. 510, 512–515. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
59. Bocchetta dei Laghi gelati (3000 m) gegen Vul d'Avio.	Dioritporphyrite s. str.	Mehrere Gänge, ungefähr $\frac{1}{2}$ m mächtig. Einer an der Bocchetta mit N 15 W-Streichen und starker Neigung nach Osten, ein anderer tiefer gegen den Pantano d'Avio mit N—S-Streichen.	Tonalit.	Riva.	Riva 97. 4, 6.	Pavia.	—
60. Ostseite des Corno delle Granate, Schutthalden am Fuße.	(?kontaktmetamorph.)	Nichtanstehend.	Offenbar Perm.	Salomon.	—	Nr. 499. (Heidelberg.)	—
61. Conca Baitone, wenig unterhalb des „Lago Baitone“. (Ist der Lago grande gemeint?).	Quarzglimmerhornblende-Dioritporphyrit. (Riva 97.)	Blöcke.	?Tonalit.	Riva.	Riva 97. 4.	Pavia.	—
62. Conca Baitone, auf dem Wege von der Klubbütte über die Laghi gelati zum Corno di Baitone.	Vintlite (Übergangsform zwischen Dioritporphyrit und Odinit.) (Riva 97.)	Mehrere Gänge.	?Tonalit.	Riva.	Riva 97. 5, 6.	Pavin.	—

63. Wenig oberhalb des Lago lungo di Baitone.	Quarzglimmerhornblende-Dioritporphyrit.	Blöcke.	?	Riva.	Riva 97. 12.	Pavia.	—
64. Lago grande del Baitone.	—	ONO-Streichen, steile Stellung.	Rendenschiefer.	Salomon.	pag. 95.	Nr. 518. (Heidelberg.)	—
65. Westseite der Forcella di Durello. (Zahlreiche Gänge.)	— (?465 kontaktmetamorph.)	Nur in Blöcken gefunden.	Rendenschiefer.	Salomon.	pag. 97.	Nr. 465–469. (Heidelberg.)	—
66. Schutthalden des M. Enrico Magnolo in Val Malga.	Nach Riva (96. I.) Hornblendediorite, Quarzhornblende-porphyrite, Quarzglimmerhornblendeporphyrite, Hornblende-porphyrite, Glimmerporphyrite, nach Riva (97), zum Teil Odinite und Spessartite.	Nur in Blöcken.	Edoloschiefer.	Riva-Salomon und Riva.	pag. 97. Riva 96. I. 224 u. 173, 174, 180, 183, 185, 187, 190, 213; 97. 22 u. 25.	Pavia.	—
67. Val Rabbia bei Rino.	Hornblende-porphyrit (Riva 96. I.) Odinit (Riva 97).	Wenig mächtig.	Kontaktphyllite.	Riva.	Riva 96. I. 197, 224; 97. 25.	Pavia.	—
68. Zwischen Rino und Garda.	Hornblende-porphyrit (v. Foullon und Riva.)	Nicht viel weniger als 3 m. In der Nähe der Salbänder weniger Einsprenglinge als in der Mitte	Permische Serizit-schiefer (gequetschter Quarzporphyr). (Bei Riva „Phyllite“)	Stache, Riva-Salomon.	pag. 98. Teller 722. v. Foullon 772. Riva 96. I. 190 u. 225. Dünnschliffbilder, Taf. VII, Fig. 1 u. 2.	Wien. Pavia.	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bzw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
69. Unterhalb Garda.	—	NO—SW-Streichen.	Glimmerschiefer (Cozzaglio).	Cozzaglio.	Cozzaglio, 31, Riva 96. I. 225.	Pavia.	—
70. Dosso Fobbin (Val Malga).	Quarzhornblende-porphyrith (?) (Riva) sehr zersetzt.	N 50 O-Streichen, 60—70° S-Fallen. Wenige Dezimeter mächtig.	Saigere, N 22—28 O-streichende permische Serizit-schiefer.	Salomon.	pag. 99. Riva 96. I. 222. zitiert zwei Gänge, wohl auf Grund meiner Etiketten. In meinem Tagebuch ist nur einer angegeben.	94. X. 2. Pavia.	—
71. Zwischen Zassa und Malonno-brücke.	Augitführender Hornblendediorit, am Salband in Dioritporphyrith übergehend. (Riva.)	N 12 W-Streichen, steil W-Fallen. Mehrere Meter mächtig.	Phyllite.	Salomon.	pag. 100. Riva 96. I. 173, 175, 225. Dünnschliffbilder. Taf. VI, Fig. 1 u. 2.	94. V. 16—18. Pavia.	—
72. Noch näher gegen Zassa.	—	Scharfkantige Stücke, nicht anstehend.	Offenbar Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 100.	94. V. 15. (Pavia.)	—
73. S. Zenone (Ogliotal bei Cedegolo).	Hornblende-porphyrith. (Monti, Riva.)	N 80 W-Streichen, 45° N-Fallen. 2 m mächtig. Parallel zu dem Gang Klüfte.	Edoloschiefer (? Rendenaschiefer), und zwar in O-streichenden, mittel N-fallenden Phylliten.	Cozzaglio, Salomon.	pag. 100—101. Cozzaglio 28, 31 und Taf. I. Monti 47. Dünnschliffbild, Taf. II, Fig. 2. Riva 96. I. 204, 225.	94. VI. 6. (Pavia.)	—

74. Nordöstlich der Häuser Monte di Berzo.	NO—SW-Streichen.	Glimmerschiefer. (Cozzaglio.)	Cozzaglio.	Cozzaglio 31.	Pavia.	—	—
75. Piano della Regina (viele Gänge). (Westabstürze, Scharte westlich des Gipfels und Monte Enrico Magnolo. Abstieg nach Cevo.)	Porphyrite und Quarzporphyrite (v. Foulton). Hornblendeporphyrat und Quarzglimmerhornblendeporphyrat. (Riva 96. I.)	Teils N—S-, teils NW—SO-Streichen. Sehr steile Stellung. Meist nur wenige Meter mächtig, einer 4 m mächtig.	Edoloschiefer (helle Glimmerschiefer, dunkle Phyllite, Gneisse), mit 50° nach S fallend.	Teller.	pag. 102. Teller 86. 723 - 724. v. Foulton 86. 765, 768, 776, 777. Riva 96. I. 204, 224.	Wien.	—
76. Valletta di Odecla bei der Malonnobritke (Valle di Molbeno).	2 Gänge Hornblendeporphyrat (älter) und Glimmerhornblendeporphyrat (jünger).	1. W—O-streichend (?), 2. den ersten kreuzend.	Glimmerschiefer (Cozzaglio), (wohl identisch mit meinen Quarzlagenphylliten.)	Cozzaglio.	Cozzaglio 31. Monti 45—46. Dünnschliffbild, Taf. II, Fig. 1. Riva 96. I. 204, 224.	Pavia.	
77. Mignola.	Quarzhornblendeporphyrat. (Riva 96. I.)	?	Talkschiefer (Cozzaglio) (wohl gleich meinen Serizitschiefern).	Cozzaglio.	Cozzaglio 31. Monti 47. Riva 96. I. 204, 224.	Pavia.	
78. Monte Campione.	—	Lagerung und außerdem noch ein zweiter Gang von unbekannter Orientierung.	SSO-fallender Kalkstein.	Cozzaglio.	Cozzaglio 33, 38. Riva 96. I. 225.	Pavia.	

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
79. Kamm zwischen Passo Tinerli und M. Elto (3 Gänge).	1 und 3 Hornblendeporphyr. 2. Quarzhornblendeporphyr. (Riva 96. I.)	1. Scharfkantige Stücke. 2. N 50 O-Streichen, schwach S-fallend. 3. Blöcke.	1. Offenbar Gang im Eltodolomit 2. Muschelkalk mit N 70 O-Streichen und schwachem S-Fallen. 3. Sicher im Eltodolomit aufsetzender Gang.	Salomon.	pag. 106. Riva 96. I. 182, 225.	Pavia	—
80. Baite Plaureti e Fontaneti.	—	Blöcke eines offenbar mächtigen Ganges	?	Cozzaglio.	Cozzaglio 38. Riva 96. I. 225. ?Monti 62. „Monte Concarena“.	Pavia.	—
81. Val Clegna, bei Pescarzo und Zeita.	Hornblendeporphyr. .	2 Gänge O—W. (?) Streichen.	Werfener Schichten.	Cozzaglio.	Cozzaglio 37. Monti 50—56. Riva 96. I. 204—205, 225.	Pavia.	—
82. Pescarzo (bei Cozzaglio ist nur der eine vorher aufgeführte Gang genannt).	1. Quarzhornblendeporphyr. 2 und 3. Hornblendeporphyr.	3 Gänge 1. NNO-Streichen.	Werfener Schichten.	Cozzaglio.	Cozzaglio? Monti 54—56. Riva 96. I. 205, 226.	Pavia.	—
83. Forno von Cemmo, nicht weit vom Friedhof.	Hornblendeporphyr.	NO-Streichen.	Werfener Schichten.	Cozzaglio.	Cozzaglio 37. Monti 49. Riva 96. I. 204, 226.	Pavia.	—

84. Bei Cemmo am Friedhof, oberhalb Capo di Ponte.	Hornblende-porphyrith	> 1 m mächtig, WNW-Streichen, fast sniger.	Perm und Werfener Schichten.	Cozzaglio.	Cozzaglio 37. Monti 50. Riva 96. I. 204, 226.	Pavia.	—
85. Westlich von der Kirche von Ono S. Pietro.	„Porphyrit“.	NW-Streichen.	Muschelkalk.	Cozzaglio.	Cozzaglio 38. Riva 96. I. 226.	Pavia.	—
86. Oberster Teil des Tales von Ono S. Pietro im weißen Esinokalk des Concarenn. (4 bei den Felsen von Natone.)	1 Augitporphyrit, 2—4 Hornblende-porphyrith.	4 Gänge O—W-Streichen, fast sniger, 3) mehr als 2 m mächtig. Schlägt einen NW-Haken. Alle sind bis zu 2500 m Höhe zu verfolgen.	Esinokalk.	Cozzaglio.	Cozzaglio 38. Monti 57—62. Dünnschliffbilder, Taf. III, Fig. 2 und Taf. IV, Fig. 1. Riva 96. I. 205, 226.	Pavia	—
87. Valletta di Sonico (6 Gänge).	a) Hornblende-porphyrith und b) Quarzglimmer-porphyrith, zum Teil am Salband b, im Centrum a. (Salomon, Riva 96. I) zum Teil Spessartite (Riva 97).	Meist schmal, zum Teil einige Meter mächtig.	Edoloschiefer, zum Teil Rendenschiefer.	Salomon.	pag. 114 u. 124. Salomon 90. 504, 549, 550. Riva 96. I. 198, 211 Riva 97. 22.	Pavia.	—
88. Val Moja bei Edolo, zwischen Pozzolo und Preda.	Porphyrit (v. Foullon), Hornblende-porphyrith, (Salomon, Riva 96. I.)	—	Rendenschiefer.	Stache, Salomon.	pag. 114. v. Foullon 86. 764, 776. Salomon 90. 461, 550. Riva 96. I. 197, 224. Analyse 197.	Wien, Pavia.	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
89. Mittlere Val Moja, oberhalb des Dioritstockes.	Hornblende-porphyr. Salomon, „Dioritporphyr.“, (? Riva).	—	Edoloschiefer (metamorph).	Salomon.	pag. 114. Salomon 90. 550. Riva 96. I. 224, 222?	Pavia.	—
90. Mittlere Val Moja in den Ilmenitfruchtschiefern des Dioritkontakthofes.	Hornblende-porphyr. Salomon, Riva 96 I. ? Odinit (Riva 97)	Ziemlich mächtig, Salbandverdichtung.	Ilmenitfruchtschiefer (äußere Kontaktzone in den Edoloschiefern).	Salomon.	pag. 114. Salomon 90. 460, 550—551. Riva 96. I. 188, 224. Dünnschliffbilder, Taf. VI, Fig. 4, 5; Taf. IX, Fig. 3. 97. 12, 25?	Pavia.	—
91. Untere Val Moja.	Augitporphyr. bez Diabas (Salomon). Diabas (Riva).	Mächtig.	Phyllite.	Salomon	pag. 114. Salomon 90. 551. Riva 96. I. 217, 224.	Pavia.	—
92 Mittlere Val Moja ¹⁾ (nahe dem Dioritstock)	Augitporphyr. bez. Diabas (Salomon). Uralitporphyr. (Riva).	—	Phyllite.	Salomon.	pag. 114. Salomon 90. 552. Riva 96. I. 220, 224.	Pavia.	¹⁾ Riva (pag. 218 u. 224) führt noch einen weiteren Diabasgang aus der mittleren Val Moja auf Grund meines Materiales an. Ich habe über diesen keine Daten mehr.

<p>93. Monte Colmo (Vorsprung des M. Aviolo) (6 Gänge).</p>	<p>Granatführender Quarzglimmer- porphyrit (Salomon, Riva 96). Odinit (Riva 97.)</p>	<p>Unregelmäßige Gänge, vielleicht Apophysen eines mächtigeren Ganges.</p>	<p>Metamorphe Rendenaschiefer.</p>	<p>Salomon.</p>	<p>pag. 114. Salomon 90. 548. Riva 96. I. 209, 224. Dünnschliffbilder. Taf. VIII, Fig. 1. Taf. IX, Fig. 6. Riva 97. 25. Analyse bei Riva 96. I. 209.</p>	<p>Pavia</p>	<p>—</p>
<p>94. Nordabhang des Monte Colmo, wenig über dem Grunde des Foppa- Kares.</p>	<p>Uralitporphyrit (Salomon)? Camptonit (Zirkel).</p>	<p>Wenig mächtig.</p>	<p>Tonnlit.</p>	<p>Salomon.</p>	<p>pag. 114. Salomon 90. 551. Riva 96. I. 219, 224. Dünnschliffbilder. Taf. VIII, Fig. 4, 5. Analyse ebenda auf pag. 220. Zirkel, Petrographie 2. Aufl II, 698.</p>	<p>Pavia.</p>	<p>—</p>
<p>95. Monte Piccolo (Vorsprung des M. Aviolo). Mehrere Gänge am südlichen Gehänge gegen die Foppa.</p>	<p>Quarzglimmer- porphyrit (Salomon Riva 96 I). Quarzglimmer- hornblende- Dioritporphyrit, Riva 97.</p>	<p>Schmal, zwei auf größere Strecken am S. Hange des Berges gegen die Foppa der Schichtung fast parallel zu ver- folgen, vielleicht Lagergänge (dicht benachbart).</p>	<p>Metamorphe Rendenaschiefer</p>	<p>Salomon</p>	<p>pag. 114. Salomon 90. 549. Riva 96. I. 208, 224. Riva 97. 14.</p>	<p>Pavin</p>	<p>—</p>

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
96 Kamm des Monte Piccolo.	Glimmerhornblendediorit ¹⁾ , (Riva 96. I).	N 20 W-Streichen, W-Fallen.	N 30 W-streichen- des, steil NO-fallendes meta- morphes Perm.	Salomon.	pag. 114 u. 116. Riva 96. I. 178, 177, 224.	Pavia.	¹⁾ Erscheint dem bloßen Auge porphyrisch durch Einsprenglinge von Hornblende und Feldspat.
97. Val Finale bei Edolo (4 Gänge).	Augit- porphyrite, bez. Diabase (Salomon), Diabase (Riva). Sehr zersetzt.	Ein Gang im mittleren Tale 60—70 cm mächtig	Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 114, 123. Salomon 90. 551—552. Riva 96. I. 217, 221, 223.	Pavia.	—
98. Straße zwischen Edolo und Incudine (2 Gänge).	Augit- porphyrite, bez. Diabase (Salomon) 1. Uralit- porphyrit (Riva.) 2. Zur Bestimmung zu zersetzt.	Schmal (wenig von Edolo entfernt), steil aufsteigend.	Edoloschiefer (Quarzlagen- phyllite).	Salomon.	pag. 114, 120. Salomon 90. 551—552. Riva 96. I. 221—223.	Pavia.	--
99. Ebenda, zahl- reiche nach 1889 aufgefunden Gänge.	Diabase, Uralit- porphyrite, Diorit- porphyrito; zur Bestimmung zu sehr zersetzt. (Riva) zum Teil ununtersucht.	Schmal (mehrere Dezimeter), nur einer mehrere Meter mächtig.	Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 120. Riva 96. I. 214, 217, 223.	Pavia.	—

100. Ebenda, am zerstörten Ponte S. Brizio.	Diabas (Riva).	Mehrere Meter mächtig.	Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 129. Riva 96. I. 214, 216, 223.	Pavia.	—
101. Val Gallinera	Dunkel, arm an Feldspateinsprenglingen. Quarzglimmerporphyrith (Foullon).	—	—	Stuche.	Teller 722. v. Foullon 751, 776. Riva 96. I. 203, 224.	Wien.	—
102. Val Gallinera.	Quarzhornblende porphyrith (Foullon).	—	—	Stuche.	v. Foullon 772. Teller 722. Riva 96. I. 204, 224.	Wien.	—
103. Zwischen Preda und Val Gallinera.	Quarzglimmerporphyrith (Riva).	N 70—80 W-Streichen, ziemlich steiles N Fallen; mehrere Meter mächtig. Anscheinend Lagergang. Außerdem noch ein anderer Gang.	Phyllitische Gesteine der Rendenschiefer.	Salomon.	pag. 117. Riva 96. I. 211, 224.	— Pavia	—
104. Tonalitische Moräne des Seitentales von Val Gallinera (vom Nordabhang des Baitonekammes).	Hornblende-porphyrith (Riva).	Nicht anstehend.	Tonalit.	Salomon.	pag. 119. Riva 96. I. 189, 224.	— Pavia.	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
105. Tonalitische Moräne im Avioletal (vom Nordabhang der Baitonewand).	Quarzhornblendeporphyrith (Riva).	Blöcke in solchem Abstand voneinander, daß zwei getrennte Gänge vorliegen müssen.	Tonalit.	Salomon.	pag. 121. Riva 96. I. 186, 223.	— Pavin.	—
106. Osthang der Valle Aviolo, nördlich des Tonalitkontaktes.	Feinkörniger Quarzglimmerhornblendediorit (Riva).	Blöcke zusammen mit Schutt von metamorphen Edoloschiefern.	Offenbar Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 22. Riva 96. I. 173, 177, 223.	— Pavin.	—
107. S. Andren, südlich Edolo. 2 Gänge.	Glimmerporphyrite (Riva 96. I).	1. O—W-Streichen, saiger; $\frac{1}{2}$ m mächtig. 2. N 80 W-Streichen, sehr steil; 1.70 m mächtig. Vielleicht hängen beide unterirdisch zusammen. Andeutungen von Salbandverdichtung.	Phyllite der Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 124. Riva 96. I. 212, 224.	—	—
108. Strada militare bei Edolo (am Monte Faëto).	Zur Bestimmung zu zersetzt; aber porphyrische Struktur (Riva).	Schmal.	Phyllite der Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 125. Riva 96. I. 222, 224.	Pavin.	—

109. Zwischen Edolo und Cortenedolo an der Apricastraße unterhalb Vico.	Zur Bestimmung zu zersetzt. Aussehen aphanitisch. (Riva).	NNO-Streichen, steiles NW-Fallen 40 cm mächtig.	Quarzlagenphyllite der Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 126. Riva 96 I. 221--222, 223.	Pavia.	—
110. Ebenso, noch näher gegen Edolo. Mehrere Gänge.	Zur Bestimmung zu zersetzt. (Riva).	1. Die Schiefer spitzwinkelig durchschneidend.	Ebenso.	Salomon.	pag. 126. Riva 96. I. 222, 223.	Pavia.	—
111. Westlich Galleno an der Apricastraße. 8 Gänge.	5 Diabase, 3 Uralitporphyrite (Riva).	1. Ziemlich mächtig, 3. 1½ m, alle übrigen schmal.	Phyllite der Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 126. Riva. 96. I. 213—214, 220, 223. Dünnschliffbild, Taf. VII, Fig. 3. Eine Diabasanalyse bei Riva. pag. 214.	Pavia.	—
112. Zwischen der Kehre der Belvederechaussée im Veltlin und S. Cristina. 3 Gänge, (1 in 1880, 2 u. 3 zwischen 1450 u. 1590 m Höhe.)	? Diabas (sehr zersetzt). Noch nicht mikroskopisch untersucht.	1. ONO-streichend.	Phyllite der Edoloschiefer mit WNW-Streichen und steilem, seltener flachem N-Fallen.	Salomon.	pag. 127.	Nr. 98. III. 1. (Heidelberg.)	—
113. Valle del Santo (SW des M. Padrio).	? Diabas, wie vorher. Stark geschiefert.	—	Phyllite der Edoloschiefer mit ONO-Streichen und NNW-Fallen.	Salomon.	pag. 127.	Nr. 98. III. 2. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
114. Zwischen Edolo und Mola. Zahlreiche, zum Teil ziemlich mächtige Diabasgänge.	—	—	—	—	stetlich auf pag. 128 dieser Arbeit.	—	—
1. 1/4 Stunde, oberhalb S Clemente	Diabas (Riva).	N 80 O-Streichen, ziemlich steil. Etwa 1 1/2 m mächtig.	Edoloschiefer.	Salomon.	Riva 96. I. 216, 223.	Pavia.	—
2. Unmittelbar hinter den Häusern Monquarti.	Diabas (Riva).	N 50—70 W-Streichen, annähernd senkrecht zum Streichen der Phyllite. 20—30 m mächtig! Offenbar sehr steil oder saiger. Viele der Gangrichtung parallele Harnische.	Edoloschiefer, mit NO-Streichen und NW-Fallen.	Salomon.	Riva 96. I. 213, 216, 223.	Pavia.	—
3. Unmittelbar seitwärts von 2	Diabas (Riva).	Kleiner, den Schichten anscheinend ziemlich paralleler Gang, möglicherweise nur eine Apophyse von 2.	Ebenso.	Salomon	Riva 96. I. 213, 216, 223.	Pavia.	—

4. Unmittelbar hinter den letzten Häusern von Baite Lucia.	Diabas (Riva).	N 70—75 W-Streichen, steilstehend. 2—3 m mächtig.	Ebenso.	Salomon.	Riva 96. I. 213, 216, 223.	Pavia	—
5. Wenig darüber, bei einer Wegteilung.	Diabas, stark zersetzt (Riva).	N 62 W-Streichen. 70° NNO-Fallen. 3—5 m mächtig. Sicher nicht die Fortsetzung von Nr. 4.	Edoloschiefer mit N 65 O-Streichen und 62° NW-Fallen.	Salomon.	Riva 96. I. 214, 216, 223.	Pavia.	—
6. Bald nach den Hütten der Baite Mola.	Diabas (Riva).	O—W-Streichen. 12 m mächtig!	Edoloschiefer (Quarzite mit Phylliteinlagerungen). Auf der einen Gangseite mit N 50 O-Streichen, auf der anderen mit N 60—70 O-Streichen und mit NW-Fallen.	Salomon.	Riva 96. I. 214, 216, 224.	Pavia.	—
115. Val Seria.	? feinkörniger Diabas. Noch nicht mikroskopisch untersucht.	In Schutthalde gesammelt.	Edoloschiefer.	Hörich.	pag. 138.	04. XX. 6. (Heidelberg.)	—
116. Val d'Avio, linkes Ufer.	Hornblende-porphyr (Salomon, Riva 96). Spessartit (Riva 97).	Einige Meter mächtig.	Metamorphe Edoloschiefer.	Salomon.	Salomon 90. 550 Riva 96. I. 198, 223. Riva 97. 22.	Pavia.	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden bzw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
117. Val d'Avio, zweites Vorkommen.	Quarzglimmerhornblende-porphyr. (Riva 96.) Quarzglimmerhornblende-Dioritporphyr. (Riva 97.)	Blöcke.	Ebenso.	Salomon.	Riva 96. I. 201, 223. Dünnschliffbild, Taf. IX, Fig. 4. Riva 97. 14.	Pavia.	--
118. Malga Levedole in Val d'Avio.	Dioritporphyrite. (Riva 97.)	Blöcke.	Tonalit.	Riva.	Riva 97. 12.	Pavia.	—
119. Tonalestraße, östlich der Cantoniera gegen Vermiglio (2 Gänge).	Zur Bestimmung zu zersetzt.	Beide weniger als 1 m mächtig, Lagergänge in N 65 O-streichenden, 80° S-fallenden Tonaleschiefern.	Tonaleschiefer.	Salomon.	pag. 140. Riva 96. I. 221, 223.	Pavia.	--
120. Tonalestraße, oberhalb Fucine, wenig oberhalb Kilometerstein 88.0.	— dunkel.	Steiles ONO-Fallen, 12 cm mächtig.	Snigere, WNW-streichende Schiefer (Tonaleschiefer).	Salomon.	pag. 141.	99. XVIII. 16. (Heidelberg.)	--

121. Tal von Ginstino bei Pinzolo.	Quarzführender Porphyrit (v. John). Mein Stück noch nicht untersucht (dunkel).	OSO-Streichen, steiles S-Fallen. Läßt sich auf mehr als 2 km verfolgen.	SSW-streichende, steil W-fallende Glimmerschiefer der Rendenaschiefer.	Vacek, Salomon.	pag. 155. Vacek 98. 203.	Wien. 99. V. 28. (Heidelberg.)	—
122. Nördlich Pinzolo.	—	Anstehend.	Rendenaschiefer.	Salomon.	pag. 158.	99. XII. 3. (Heidelberg.)	—
123. Unterhalb Fosadei am Sabbione.	—	Eckige Blöcke.	Rendenaschiefer.	Salomon.	pag. 158.	99. XII. 14. (Heidelberg.)	—
124. Zwischen Massimeno (SO von Pinzolo) und Mezzana.	Quarzführender Porphyrit (v. John).	NNO streichend, 2 km weit nachweisbar.	Rendenaschiefer.	Vacek.	Vacek 98. 203.	Wien.	—
1. 5. Östlich von Malga Mowlina. Val d'Algone.	Diabsporphyr (v. John).	N—S-streichend.	Rendenaschiefer.	Vacek.	Vacek 89. 203.	Wien.	—
126 Val d'Algone.	Quarzbornblende-porphyr.	Lose Blöcke, ? aus dem Sabbionegebiet stammend.	—	Vacek.	Teller 722. v. Foullon 204. Riva 96. I. 204, 227.	Wien.	—
127. Westhang des Monte Toff (Brentagruppe).	Porphyrit.	Soll älter als der umgebende Dolomit (wohl Hauptdolomit) sein.	Hauptdolomit.	Vacek.	Vacek 98. 503.	Wien.	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
128. Beim Abstieg von Cioca nach Pinzolo in 1120 m Höhe.	Sehr feinkörniges, noch nicht untersuchtes Gestein.	Vermutlich gangförmig.	Rendenaschiefer.	Salomon.	pag. 158.	99. XII. 21. (Heidelberg.)	—
129. Gipfelkamm des Sabbione, nördlich des Rifugio, 2055 m.	Dunkles, sehr feinkörniges Gestein.	Gang, ? O—W-Streichen.	Sabbionediorit (durchschneidet einen Aplitgang).	Salomon.	pag. 157.	99. V. 10—11. (Heidelberg.)	—
130. Beim Abstieg vom Sabbione nach N, in 1600 m Höhe.	Dunkles, äußerst feinkörniges Gestein mit kleinen Feldspat-einsprenglingen.	Wahrscheinlich flach N-fallend.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 157.	99. V. 19. (Heidelberg.)	—
131. Beim Abstieg zur Val Seniciaga.	Dunkel.	? Gang.	Tonalitgneis.	Salomon.	pag. 159.	99. XIII. 4. (Heidelberg.)	—
132. Weg von Malga di Campo nach dem Lago di Lamola.	—	Viele Blöcke.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 161.	99. VI. 8. (Heidelberg.)	—
133. Noch etwas näher gegen den Lago di Lamola.	—	N 70 O-Streichen, saiger oder steil N-fallend, 70 cm mächtig.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 161.	99. VI. 9. (Heidelberg.)	—

134. Lamolasee (2 Vorkommnisse).	—	Eckige Blöcke an zwei verschiedenen Stellen.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 161.	99. VI. 11, 12. (Heidelberg.)	—
135. Beim Abstieg vom Lamolasee gegen Malga S. Giuliano auf der Westseite des Sees.	—	Eckige Blöcke.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 162	99. VI. 13. (Heidelberg.)	—
136. Ebenda, noch etwas weiter im Lamolatal.		Ebenso.	Sabbionediorit	Salomon.	pag. 162.	99. VI. 14. (Heidelberg.)	—
137. Ebenda, nicht mehr weit von Malga S. Giuliano (2 Vorkommnisse).	—	Ebenso, an zwei Stellen.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 162	99. VI, 15, 16. (Heidelberg.)	—
138. Kurz vor der Hütte von Malga S. Giuliano.	—	N 40 O-Streichen, steiles O-Fallen, annähernd 1 m mächtig.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 162.	99. VI. 17. (Heidelberg.)	—
139. Unterer Weg von Malga S. Giuliano nach Campo.	Hornblende- porphyrit (Riva).	Weniger als $\frac{1}{2}$ m, 30 - 40 m horizontal zu verfolgen.	Wohl Sabbione- diorit.	Salomon.	pag. 162. Riva, 96. I. 195, 227.	Pavia.	—
140. Zwischen Campo u. Caladino.	Stark verwittert.	Gang.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 165.	Nicht gesammelt.	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
141. Corno alto.	Quarzglimmerporphyrit (v. Foulton) Quarzglimmerhornblende- porphyrit (Riva 96. I).	Lose Blöcke.	Sabbionediorit.	Teller.	Teller 721, 722. v. Foulton 758, 776. Riva 96. I. 204, 227.	Wien.	--
142. Lago di Vacarsa.	Quarzglimmerporphyrit (v. Foulton) Quarzglimmerhornblende- porphyrit (Riva 96. I).	1 m mächtig. NNO-Streichen. Schief aufsteigend.	Sabbionediorit.	Teller.	Teller 722. v. Foulton 758, 776. Riva 96. I. 203, 227.	Wien.	--
143. Zwischen Lago di Garzone und Lago di Vacarsa (Hang der Cingla).	Quarzglimmerporphyrit (v. Foulton) Quarzglimmerhornblende- porphyrit (Riva 96. I).	Lose Blöcke.	Sabbionediorit.	Teller.	Teller 721. 722. v. Foulton 758, 776. Riva 96. I. 203, 227.	Wien.	--
144. Kapelle im Borzagotul.	Dicht, dunkel. Noch nicht untersucht.	Gang mit N-Streichen, offenbar steil. Wenige Dezimeter mächtig, rasch auskeilend.	Rendenaschiefer mit O-W-Streichen und mittlerem N-Fallen.	Salomon.	pag. 166.	99. XV. 5. (Heidelberg.)	--

145. Wegteilung, Borzagotal.	--	N 80 O-Streichen, 52° N-Fallen.	Subbionediorit.	Salomon.	pag. 167.	99. XV. 19, 20. (Heidelberg.)	—
146. N-Seite von Val San Valentino, hoher Weg, hinter der zweiten Quelle.	— (große Feldspateinsprenglinge).	N 30 O-Streichen, steil, 180 m mächtig.	Rendenaschiefer mit N 80—W-Streichen und flachem S-Fallen.	Salomon.	pag. 168.	Nr. 293, 296, 297. (Heidelberg.)	—
147. Zwischen Praino und Coël, Val San Valentino. Hoher Weg.	Zahlreiche, große Feldspateinsprenglinge ¹⁾ . Kontaktmetamorph verändert? Prätonalitisches!	--	In metamorphen Rendenaschiefern. Wird von Tonalitgang abgeschnitten.	Salomon.	pag. 169.	Nr. 322, 323. (Heidelberg.)	¹⁾ Ähnlich dem von G. vom Rath von Villa Rendena beschriebenen, noch aufzuführenden Gang Nr. 149.
148. Letzter Vorsprung oberhalb Coël. (Val S. Valentino.)	— Hornfelsartige Grundmasse mit Feldspateinsprenglingen.	? Kontaktmetamorpher Gang (oder injicierter Hornfels.)	Metamorphe Rendenaschiefer.	Salomon.	pag. 169.	Nr. 324, 325. (Heidelberg.)	—
149. Oberhalb Villa Rendena.	Dioritporphyr (v. Rath) Hornblendeporphyr (Riva 96) Sulfenit (Riva 97).	SO(?)-fallender Gang.	Rendenaschiefer.	G. v. Rath Salomon.	pag. 170. v. Rath 64. 265. Riva 96. I. 194. (Analyse) 195, 227. Riva 97. 11.	? Bonn a. Rh. Pavia. Nr. 344—346. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
150. Hintere Val San Valentino.	Quarzglimmerporphyrit (v. Foulton).	—	—	Stache.	v. Foulton 86. 749, 776.	Wien.	—
151. Val di Breguzzo, Lodraniga.	—	Gang mit N 45 W-Streichen. Salbandverdichtung.	Glimmerschiefer der Rendenschiefer mit N 70 O-Streichen und 20° S-Fallen.	Salomon.	pag. 175.	Nr. 349, 350. (Heidelberg.)	—
152. Val Battistella bei Creto (3 Gänge).	Graugrüne stark verwitterte Diabase (?). Noch nicht mikroskopisch untersucht. Mit <i>HCl</i> brausend.	Gänge, 2 u. 3 mit N 95 W-Streichen und beinahe 90° NW-Fallen. (Vielleicht gegabelter Gang.)	Unterste Platten der Werfener Schichten in flacher Lagerung.	Salomon.	pag. 197.	Nr. 188—190. (Heidelberg.)	—
153. Zwischen Varassone u. Rolla. (Val Daone.)	Stark zersetzt, feinkörnig, Diorit (?).	Gang.	Zellenkalk.	Salomon.	pag. 202.	04. XXIX. 1. (Heidelberg.)	—
154. Daone-Talwand oberhalb Vermungoi, 1021 m hoch.	Große Feldspateinsprenglinge, dunkle Grundmasse.	ONO streichender Gang.	Flache Permschichten.	Salomon.	pag. 204.	Nr. 197. (Heidelberg.)	—

155. Malga Stabolon, Val Duone.	Quarzglimmerporphyrit (v. Foullon).	—	—	Bittner.	v. Foullon 749, 776. Riva 96. I. 203, 227.	Wien.	—
156. Zwischen Valbuona und Passo del Frate.	— Sehr feinkörnig.	Transversalung mit Lagergangstrecken.	Reitzschichten.	Salomon.	pag. 207, Fig. 52.	Nr. 243. (Heidelberg.)	--
157. Ebenso, im ersten Aufschluß von Esinokalk.	—	Anstehender Gang.	Esinomarmor.	Salomon.	pag. 206.	Nr. 244. (Heidelberg.)	--
158. Malga Maggiasone (Arnötal).	Porphyrit (v. Foullon) Quarzglimmerhornblendeporphyrit (Riva 96. I).	—	Trias.	Teller.	Teller 725, v. Foullon 764, 776, Riva 96. I. 203, 227.	Wien.	—
159. Hintere Valbuona di Duone.	—	Mächtiger Gang und viele kleinere Gänge.	Oberer, beziehungsweise unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 205.	Nicht gesammelt.	--
160. Valbuona di Duone, linke Seite.	— (Dicht.)	Lagergang.	Unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 206.	Nr. 223, 224. (Heidelberg.)	--
161. Val Bondol (Monte Rema).	Glimmerhornblendeporphyrit (Riva 96. I.) (Mikrodiorit Lepsius.)	2 Gänge und ein „Stock“.	„Knollenkalke der Halobien-schichten“ = Reitzschichten.	Lepsius.	Lepsius 180—181 (Analyse), Riva 96. I. 202, 227.	Darmstadt.	—
162. Cingolo rosso (viele Gänge).	—	--	Perm.	Salomon.	pag. 216.	01. XXIV. 1—4. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bzw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
163. Zwischen Mulga di Bondolo und Passo Bruffione di sopra.	— Feinkörnige Grundmasse mit größeren Hornblende- und Plagioklas-einaprenglingen.	Nicht anstehend.	Jedenfalls Werfener Schichten.	Salomon.	—	Nr. 402. (Heidelberg.)	—
164. Passo Bruffione di sotto.	—	Gang.	Werfener Schichten.	Salomon.	pag. 228.	04. XXIV. 6. (Heidelberg.)	--
165. Aufstieg von Bondolo zum Passo Bruffione di sotto.	—	Gang, mit ungefähr NO-Richtung am Hange in die Höhe streichend. (Offenbar nur Anschnittlinie nicht Streichlinie gemeint.)	Werfener Schichten.	Salomon.	pag. 228.	04. XXIV. 5 (Heidelberg.)	—
166. „Passo Bruffione“.	Hornblende-porphyrith (Riva 96. I), Suldenit (Riva 97).	—	—	Riva.	Riva 06. I. 194, 227 Riva 97. 11.	Pavin.	—

167. „Monte Doja“ (bei Riva: „Monte Boja“).	Porphyrit (v. Foullon), Quarzglimmer- hornblende- porphyrit (Riva 96. I).	—	Trias.	Bittner.	Teller 725, v. Foullon 764, 776. Riva 96. I. 204, 227.	Wien.	—
168. Schutthalde des Monte Doja (viele Vor- kommnisse).	—	Blöcke von Gängen (? Lagern).	Zusammen mit Schutt von Muschelkalk, Reitzschichten, Wengener Schichten, Esino- kalk.	Salomon.	pag. 224.	Nr. 133, 149. (Heidelberg.)	—
169. Gehänge des Monte Doja.	—	Gang. anstehend.	Knollige Brachio- podenschichten.	Salomon.	pag. 225.	Nr. 135. (Heidelberg.)	—
170. Ebenso, weiter talaufwärts.	—	Lagergang.	Esinomarmor.	Salomon.	pag. 226. Vergl. Fig. 61.	Nr. 136. (Heidelberg.)	—
171. M. Rema (Gehänge gegen Valle Aperta).	—	Mächtiger Lager- gang (? oder echtes Lager).	Wengener Schichten.	Salomon.	pag. 220.	Nr. 155. (Heidelberg.)	—
172. Südgrat des Monte Rema.	—	Gang.	Knollenkalke des Muschelkalkes (Fazies der Brachio- podenschichten.)	Salomon.	pag. 221.	Nr. 158. (Heidelberg.)	—
173. Zwischen Bocca frontale und Casinei della Nuova (2 Gänge).	—	— (Beide anstehend.)	1. ? Tonalit oder Esinomarmor. 2. Esinomarmor.	Salomon.	—	Nr. 114, 115. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
174. Casinei della Nuova.	Hell.	Gang.	Oberer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 2.2.	Nr. 119. (Heidelberg.)	--
175. Quelltlächen oberhalb der Hütte Cleabà.	Mikrodiorit (Lepsius).	4 Fuß mächtiger Gang.	„Untere Halobien-schichten“ = oberer Muschelkalk.	Lepsius.	Lepsius 180.	Darmstadt.	—
176. Oberhalb Cleabà, im Passe am Monte Lavaneg (in der vorliegenden Arbeit „Passo di Cleabà“ genannt).	Quarzhornblende-porphyr (Riva 96. 1).	—	—	Lepsius.	Lepsius 180, 181. Riva 96. I. 202, 227.	Darmstadt.	—
177. Ostgehänge des Monte Rema gegen die oberste Val Ribor (2 Gänge).	—	Nicht anstehend.	Muschelkalk.	Salomon.	—	Nr. 126, 127. (Heidelberg.)	—
178. Nordöstlich der Malga Bruffione di sopra.	— Dicht, ohne Einsprenglinge.	Anstehender Gang.	? Esinomarmor.	Salomon.	—	Nr. 403. (Heidelberg.)	—
179. Talabwärts von Malga Bruffione di mezzo.	Gang mit großen Feldspat-einsprenglingen.	—	Werfener Schichten.	Salomon.	pag. 229.	Nicht gesammelt.	—

180. Oberhalb Malgu Bruffione di sotto.	—	—	Zellenkalk.	Salomon.	pag. 229.	Nicht gesammelt.	—
181. Westliche Fortsetzung des Dojakammes.	—	—	Esinomarmor.	Salomon.	pag. 233.	04. XXV. 12. (Heidelberg.)	—
182. Passo Valdi 1.	— Große Feldspat- und Hornblende- einsprenglinge.	Anstehend (?)	Zellenkalk	Salomon.	—	Nr. 401. (Heidelberg.)	—
183. Passo Valdi 2.	— Viele große Feldspateinsprenglinge, vereinzelte Quarze.	Anstehend (?)	Zellenkalk.	Salomon.	—	Nr. 412. (Heidelberg.)	—
184. Zwischen Vaimane und Malghetta. Westhang der Cima di Ragazzoni.	Hell, mit viel Biotiteinsprenglingen.	NNO-Streichen, ganz steiles O-Fallen, Salband verdichtung.	Esinomarmor.	Salomon.	pag. 235.	04. VI. 3—4. (Heidelberg)	—
185. Geländerstelle desselben Weges zwischen Vaimane und Malghetta.	Hell, mit Feldspat- und Hornblende- einsprenglingen.	Lagergang.	Esinomarmor mit N 65 W- Streichen und 55° NNO-Fallen.	Salomon.	pag. 235.	04. IV. 5. (Heidelberg)	—
186. Auslauf des Lago della Vacca.	Dunkel, mit Einsprenglingen von Feldspat und Hornblende.	Schmal, mit N 75 W- Streichen und steilem N-Fallen.	Tonalit.	Salomon.	pag. 252.	98. XVII. 5. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
187. Unterhalb des Lago della Vacca (zahlreiche Gänge).	Dunkel.	Zahlreiche Gänge.	Tonalit.	Salomon.	pag. 252.	Nicht gesammelt.	—
188. Unterstes Blumonetal (unterhalb Blumone di mezzo).	Rostbraun verwittert.	N-Streichen, steile Stellung, 2 m mächtig.	ONO-streichender, in steile Zickzack-Falten geworfener unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 254.	Nicht gesammelt.	—
189. O-Ufer bei Blumone di mezzo.	Ebenso.	— (Nur von unten gesehen, nicht aufgesucht.)	Unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 255.	Ebenso.	—
190. Oberhalb des Casinetto di Blumone (zahlreiche Vorkommnisse).	Ebenso.	Zahlreiche mächtige Massen und dünne Lagergänge.	Vertikal stehender Esinomarmor (? Hauptdolomitmarmor).	Salomon.	pag. 260.	Ebenso.	—
191. Wenig oberhalb Blumone di mezzo (2 Gänge).	1. Grau. 2. Rostbraun.	Gänge.	Metamorpher Muschelkalk.	Salomon.	pag. 262.	1. 98. XVIII. 5. (Heidelberg.) 2. Nicht gesammelt.	—
192. Zahlreiche andere dunkle Gänge in der Sedimentzone oberhalb Blumone di mezzo.	Dunkel.	Gänge.	Trias (Muschelkalk und jüngere Bildungen).	Salomon.	pag. 263.	Nicht gesammelt.	—

193. Passo del Termine (ital. Seite).	— rotbraun verwittert.	Nicht anstehend.	Offenbar Trias.	Salomon.	—	Nr. 581. Heidelberg.	—
194. Val di Dois, gegen den Passo della Rossola und Passo Dernul. (Viele Gänge.)	Dunkel, 2 Quarzfreie Hornblendeporphyrite. (Riva, 96.) (Odinite Riva, 97.)	Zahlreiche Gänge.	Tonalit.	Salomon. Riva.	pag. 265. p. p. Riva 96. I. 193 u. 226. Riva 97. 24.	Nr. 517, 551—553. (Heidelberg.) Pavia.	—
195. Passo della Rossola, Paßhöhe und Ostseite (viele Gänge.)	Quarzfrem Hornblendeporphyrite, (Riva, 96. I.) Dioritporphyrite, Suldenite, Odinite. (Riva, 97.)	1 Gang auf der Paßhöhe zwischen Tonalit und Trias; 1 Gang östlich im Tonalit, 1 dm mächtig. 2, wahrscheinlich durch Gabelung eines Vorkommnisses entstandene Gänge (Nr. 565—566) mit N 45 O-Streichen, der eine sanfter, der andere steil N-fallend im Tonalit der Ostseite	Tonalit, bezw. zwischen Tonalit und Trias.	Salomon. Riva.	pag. 268—269, Riva 96. I. 193 u. 226. 97. 4, 6, 9, 10, 11, 24.	— Pavia. Nr. 565 Mitte des großen, Nr. 566 Salband des kleinen N 45 O streichenden Gabelganges. (Heidelberg.)	—
196. Paßhöhe der Goletta di Gaverio. (Von mir auf der Westseite der Goletta in Blöcken gefunden.)	Hornblendeporphyrit (Riva).	Blöcke, sehr verwittert (Riva). (Nach Guembel Lagergang)	Zellenkalk.	Guembel. Riva. Salomon.	pag. 271. Guembel 1879, 177. Riva 96. I. 194, 227.	München? Pavia. Nr. 410. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
197. Muschelkalk-Schutthalden auf der Nordseite der Goletta di Cadino.	(Größere Feldspat-einsprenglinge.)	Nicht anstehende Stücke.	Offenbar im Muschelkalk.	Salomon.	pag. 272.	98. XVI. 2. (Heidelberg.)	--
198. Passo di Finkelstein.	Graugrün.	Anstehend.	Tonalit.	Salomon.	pag. 274.	98. XVII. 4. (Heidelberg.)	
199. Westseite des Crocc-Domini-Passes.	Feinkörnig, offenbar Diorit.	1-2 m breiter Gang (Streichen und Fallen nicht genau bestimmbar).	Wurfener Schichten.	Salomon.	pag. 275.	98. VI. 1-2. (Heidelberg.)	--
200. Ebenso, höher talaufwärts.	Sehr zersetzter Quarzdiorit (Riva)	2 m mächtig.	Grenzregion von Wurfener Schichten und Zellenkalk. Die ersteren mit N 80 W-Streichen, N-Fallen.	Salomon.	pag. 275. Riva) 96. I. 173, 179, 227.	95. IV. 2. (Pavia.) 98. VI. 3. (Heidelberg.)	¹⁾ Hier irrtümlich als Fundort „Campolaro“ angegeben.
201. Ebenso, noch höher.	Porphyrit mit grünen Hornblendenadeln und dichter Grundmasse.	Unbedeutender Gang.	Zellenkalk.	Salomon.	pag. 275.	98. VI. 4. (Heidelberg.)	--
202. Ebenso, eine gute halbe Stunde unter der Paßhöhe.	Stark zersetzter Hornblende-porphyr.	Streichen und Fallen nicht erkennbar.	Zellenkalk.	Salomon.	pag. 276. Riva 96. I. 193, 227.	95. IV. 3 (Pavia.)	—

203. Schutthalden auf der N-Seite des Croce-Domini-Passcs, westlich der Paßhöhe.	—	Zahlreiche Bruchstücke, zusammen mit Muschelkalk.	Wohl sicher Muschelkalk.	Salomon.	pag. 276.	98. VI. 5 u. 6. (Heidelberg.)	
204. Südgipfel des M. Bazena.	— Zersetzt.	Anstehender Gang.	Unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 277.	98. VI. 7. (Heidelberg.)	—
205. Hang des Monte Cadino gegen Passo di Cadino (zahlreiche Vorkommnisse).	— Rostbraun verwittert.	Zahlreiche parallel und zwar flach verlaufende Gänge.	Tonalit.	Salomon.	pag. 281, Fig. 79	Nicht gesammelt.	—
206. Bei Dalmone, Val delle Valli, westlich Campolaro.	Quarzglimmerdiorit. (Riva)	N 60 W-Streichen (ziemlich parallel dem Schichtstreichen). Mehrere Meter mächtig.	Zellenkalk.	Salomon.	pag. 284, Riva 96 I. 173, 178, 226.	95 IV. 1. (Pavia.) 98. IV. 2. ? Nr. 411. (Heidelberg.)	
207. Case Biorche.	— (Grün.)	Weniger als $\frac{1}{3}$ m.	Zellenkalk.	Salomon.	pag. 285.	98. XVI. 1. (Heidelberg.)	—
208. Cascina Fratta, zwischen Prestine und Campolaro.	—	Steil.	Muschelkalk.	Cozzaglio.	Cozzaglio 49. Riva 96. I. 226.	Pavia.	—
209. Zwischen Dalmone und Kamm d. Monte Trabucco (1900 m).	— Graugrün.	Anstehender Gang.	Muschelkalk, O-W-Streichen, steil S-Fallen.	Salomon.	pag. 285.	98. VII. 2. (Heidelberg.)	

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
210. Weg, der am Nordhang des M. Trabucco nach Stabio di sotto führt. (3 Gänge.)	— 1. Grünlichgrau. 2. hellgrau. 3. Grünlichgrau.	1. 3 m mächtig.	Metamorpher Muschelkalk mit ungefähr O—W-Streichen und steiler Zickzackfaltung	Salomon.	pag. 285.	1. 98. VII. 3. 2. 98. VII. 4. ? = 04. I. 3. 3. 98. VII. 5. (Heidelberg.)	—
211. Ebenso, vielleicht identisch mit Nr. 2 der vorigen Angabe. (1745 m hoch.)	—	NNO-Streichen, annähernd vertikal; mehrere dm breit.	Ebenso.	Salomon.	pag. 285	04. I. 3. (? = 98. VII. 4.) (Heidelberg.)	—
212. Zwischen Cima di Baltzer und Costone.	— { Rotbraun verwitternd.	Die Schichten schräg durchsetzender Gang > 1 m.	Muschelkalkmarmor, vertikal mit ONO-Streichen.	Salomon.	pag. 287.	04. II. 6. (Heidelberg.)	—
213. Ebenso.	— Grau mit rötlichen Punkten.	Lagergang > 1 m.	Ebenso.	Salomon.	pag. 287.	04. II. 7. (Heidelberg.)	—
214. Wand des Pallone del Forcellino di Val Buona (di Campolaro) (2 Gänge).	— Rotbraun verwitternd.	Lagergänge im gefalteten Muschelkalk, beide mitgefaltet!	Muschelkalkmarmor.	Salomon.	pag. 287. Bild, Taf. VI, Fig. 2.	Nur aus der Ferne beobachtet.	—

215. Wand des Monte Frerone gegen Val Cadino	—	Die Schichten schräg durchschneidend, 1—2 dm mächtig.	Ebenso.	Salomon.	pag. 288.	64. II. 8. (Heidelberg.)	--
216. Passo Lajone.	Quarzhornblende-porphyr (Riva 96. I.) Odinit (Riva 97.)	—	Tonalit.	Finkelstein.	Finkelstein. Riva 96. I. 183, 226. Dünnschliffbild Taf. IX, Fig. 2. Riva 97. 25.	? Pavia.	--
217. Schlucht bei Stabio di sotto. (Mehrere Vorkommnisse.)	— Rostbraun verwitternd.	Teils den Schichten parallel (? wirklich eruptiv), teils transversal. Ein Gang NNW-streichend und steil O-fallend.	Muschelkalk (? oberer).	Salomon.	pag. 289.	98. VII. 9. (Heidelberg.)	--
218. Esinomarmor bei Stabio di sopra.	— Rostbraun verwitternd.	Zwischenlager der Schichten, offenbar Lagergänge.	O—W-streichender, steil N-fallender Esinomarmor.	Salomon.	pag. 290.	Nicht gesammelt.	--
219. N-Seite des Stabiotales an der Gemeindegrenze.	— Gelblichgrau.	Ziemlich mächtig.	Etwa Grenze von Reitzi- und Wen-gener Schichten.	Salomon.	pag. 291.	98. XI 1. (Heidelberg.)	--
220. Südhang des Passo Sabbione di Croce. (Mehrere Vorkommnisse.)	—	Schmal, zum Teil nur 1 cm breit.	Tonalit.	Salomon.	pag. 290.	98. VII. 12, 13, 15. (Heidelberg)	--

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
221. Zwischen Cinnominata und M. Alta Guardia.	— Grün.	—	WNW-streichender Marmor (? Esinokalk oder Hauptdolomit).	Salomon.	pag. 292.	98. XI. 3. (Heidelberg.)	—
222. Ebenso.	— Grün.	— (Wohl nur Apophyse des vorigen Vorkommnisses im Marmor.)	Tonalit.	Salomon.	pag. 292.	98. XI. 5 a. (Heidelberg.)	—
223. Campedelli.	— Dunkelgrau mit weißen Feldspateinsprenglingen.	Loses Stück, den ganzen nur 7 cm mächtigen Gang und seine Salbänder umfassend.	Tonalit.	Salomon.	pag. 292.	98. XI. 5 b. (Heidelberg.)	—
224. Zincone.	— Rostbraun verwitternd.	Lagergänge mit Transversal-apophysen.	Marmor des Esinokalkes (? Hauptdolomites).	Salomon.	pag. 292 und Taf. VIII, Fig. 1.	Nur aus der Ferne.	—
225. Wund des Pallone del Forcellino di Val Buona gegen Stabio di sopra.	— Dicht.	Lagergang mit Gabelung. Hauptgang 2—3 dm, Nebentrum 1 1/2 cm mächtig.	Muschelkalkmarmor, steilstehend.	Salomon.	pag. 295.	98. VIII. 9—10. (Heidelberg.)	—

226. Linke Seite des Trockentales oberhalb der Santella di Degna.	— Fast dicht, mit kleinen weißen Einsprenglingen	Anstehender Gang.	Dipyr-Muschelkalk mit Zickzackfaltung.	Salomon.	pag. 296.	98. X. 2. (Heidelberg.)
227. Rechte Seite desselben Tales dicht vor dem Tonalit	— Rostbraun verwitternd. Ziemlich viel große Einsprenglinge von Quarz, Biotit und Feldspat. Fast dichtes, einsprenglingsarmes Salband.	NW-Streichen, N-Fallen. Mehrere Meter mächtig. (Von pegmatitischen Adern durchzogen)	Metamorpher Muschelkalk in der Fazies der äußeren Kontaktzone.	Salomon.	pag. 297.	98. X. 5a, b. (Heidelberg.)
22. 80berhalb Nempláz.		Gegabelter Gang, der Tonalitklüftung folgend.	Tonalit.	Salomon.	pag 297, Fig. 82.	98. X. 7. (Heidelberg.)
229. Abstieg vom Zigolon zur Leipzigerhütte. (5 Gänge.)	— Dunkel (? Diorite).	Anstehend.	Tonalit.	Salomon.	pag. 305.	99. II. 3—7. (Heidelberg.)

Aus den vorhergehenden Tabellen ergibt sich eine Reihe von Schlußfolgerungen, die im folgenden besprochen werden sollen.

1. Zahl der dunklen Gänge.

In den Tabellen ist ein nicht unerheblicher Teil der in der Natur von mir gesehenen Gänge nicht mit angeführt, weil ich aus Mangel an Zeit, Übermüdung, Überlastung, infolge schlechten Wetters oder aus anderen Gründen oft genug keine Messungen, Aufzeichnungen und Aufsammlungen vorgenommen habe.

Eine allerdings sicher nur ganz unbedeutende Anzahl von Vorkommnissen kann doppelt angeführt sein, insofern als die Fundortsangaben einiger Autoren zu einer sicheren Identifizierung zu ungenau sind. Auch ist es sehr wahrscheinlich, daß einzelne Vorkommnisse nur räumlich entfernte Aufschlüsse oder Abzweigungen eines und desselben Ganges darstellen. Eine kleine Anzahl der angeführten Gänge liegt schon außerhalb des eigentlichen Adamellogebietes, wenn auch in seiner unmittelbaren Umgebung. Wo ich in meinen Tagebüchern oder bei anderen Autoren den Vermerk „mehrere“ oder „viele“ Gänge fand, habe ich abgesehen von besonderen Fällen bei der Zählung 3 angesetzt, was natürlich oft nicht richtig ist.

Aus allen diesen Gründen ergibt es sich, daß eine genaue Zählung nicht möglich war. Immerhin aber zeigt die bei der Zählung erhaltene Gesamtzahl 347¹⁾, daß die dunklen Gänge in ungeheurer Verbreitung auftreten. Das ist auch der Grund, warum bei dem kleinen Maßstab von G auf eine kartographische Darstellung der Gänge verzichtet werden mußte. Dabei ist noch zu berücksichtigen, daß nicht unerhebliche Teile der Adamellogruppe bisher weder von mir²⁾ noch von einem anderen Forscher betreten wurden und daß in den tieferen Hängen die rasch verwitternden Gesteine meist von Vegetation bedeckt sind.

Wichtig ist die aus den Tabellen leicht festzustellende Tatsache, daß die Verteilung der Gänge über die einzelnen Gegenden durchaus nicht gleichmäßig ist. Geradezu auffällig ist der auch im lokalen Teile hervorgehobene fast gänzliche Mangel an Porphyriten in der eigentlichen Presanellagruppe von der Val di Genova bis in die Schieferzone der Nordseite hinein und von den Hängen des Zigolon im Westen bis zur Judikarienlinie im Osten. Auch besinne ich mich nicht auf dem Wege von der Mandronehütte über den Adamelloipfel bis zum Kontakt im Aviotal und über die Lobbia alta bis zum Rifugio Lares und dem Kontakt im Borzagotale auch nur einen einzigen dunklen Gang gesehen zu haben. Es sind das im wesentlichen die an Schlierenknödeln, Aplit- und Pegmatitgängen so reichen zentralen Tonalitregionen, während anderseits der Tonalit in gewissen Gebieten von einer nicht unbeträchtlichen Anzahl, die Sabbionedioritmassen aber sogar von sehr zahlreichen dunklen Gängen durchschnitten werden. Freilich hebe ich ausdrücklich hervor, daß ich durchaus nicht den Mangel an Beobachtung als einen Beweis für ein völliges Fehlen der Gänge ansehe. Tritt doch gerade zwischen dem Zigolon und der Mandronehütte gleich eine ziemlich erhebliche Zahl von ihnen hervor.

2. Mächtigkeit der Gänge (und Intrusionsgeschwindigkeit).

Naturgemäß entziehen sich sehr schmale Gänge ($< 1 \text{ dm}$) im allgemeinen der Beobachtung. Ich habe im ganzen nur etwa 6—7 derartige Fälle verzeichnet; und von diesen gehören 3, doch

¹⁾ Riva, 1896, I., hatte etwa 162.

²⁾ Vergl. R.

offenbar nur als Apophysen eines mächtigeren Ganges anzusehende Vorkommnisse dem in Fig. 14. pag. 62 abgebildeten Block an.

Am häufigsten finden sich in den Tabellen schmale Gänge (zwischen 1 und 5 *dm*), nämlich in 58 Fällen verzeichnet, und dazu noch etwa 10 Vorkommnisse von bis zu ungefähr 1 *m* Mächtigkeit¹⁾. Diese Kategorie umfaßt also im ganzen etwa 68 und mit den weniger als 1 *dm* mächtigen Gängen etwa 74—75 Fälle.

Demgegenüber haben wir aber immerhin 43 Gänge, von denen eine Mächtigkeit von mehr als 1 *m* feststeht. Wenn ich bei ihnen von denjenigen Vorkommnissen absehe, bei denen sich in der Literatur, beziehungsweise in meinen Tagebüchern nur die Angabe „mehrere“ oder „einige Meter“ findet, so sind darunter überhaupt nur vier Vorkommnisse von erheblicherer Mächtigkeit, nämlich eines mit 3—5, eines mit 4, eines mit 12 und eines mit 20—30 *m*. Von diesen vier mächtigsten Vorkommnissen gehören drei den Diabasen des Dosso Toricla bei Edolo an, das 4 *m* mächtige ist von Teller beim Abstieg vom Piano della Regina nach Cevo beobachtet worden und dürfte in Foullons Aufzählung entweder als „Quarzglimmerporphyr“ oder als „Quarzporphyr“ bezeichnet sein.

Sehen wir von diesen Ausnahmen ab, so ist die Mächtigkeit so gering, daß man bei langsamer Füllung präexistierender Spalten durch von unten aufdringendes Magma erwarten müßte, daß sich die Gänge seitwärts sehr rasch auskeilen und daß der Magmaherd in sehr geringer Tiefe unter dem jetzigen Aufschluß liege. Das erstere ist offenbar nicht der Fall. Es ist allerdings richtig, daß es in der Adamellogruppe nur sehr selten gelungen ist, einen Gang auf erhebliche Strecken im Streichen zu verfolgen. Wer aber das Hochgebirge kennt, der weiß, daß die Terrainschwierigkeiten es gewöhnlich unmöglich machen, ein langgestrecktes, geologisches Gebilde auf größere Strecken zu begleiten. Wo aber das Terrain günstiger wird, da stellen sich fast stets Vegetation, Schutt oder Eisbedeckung ein und erschweren es außerordentlich, den Zusammenhang zu erkennen oder zu beweisen. Unter diesen Umständen ist es merkwürdig genug, daß es gelungen ist, eine Anzahl von Gängen dennoch auf mehrere hundert Meter, ja stellenweise auf 1—2 *km* zu verfolgen. So gibt Cozzaglio (1894, 43) an, daß sich ein westlich von Paspardo aufsetzender Gang auf über 2 *km* Entfernung bis zur Zurla erstreckt. Einzelne der Gänge auf der SO-Seite des Ignagapasses ziehen sich Hunderte von Metern zum Teil in stark rinnenartiger Vertiefung durch den vegetationsarmen Hang hin. Vacek (1898, 203) wies für einen Gang zwischen Massimeno und Mezzana und für einen zweiten bei Giustino und Bandalors nahe Pinzolo eine Horizontalerstreckung von 2, beziehungsweise sogar mehr als 2 *km* nach. „Einen dritten, etwas kürzeren Eruptivgang im Schiefer“ fand er östlich von Malga Movlina. — In allen diesen Fällen dürfte es sich keineswegs um besonders mächtige Gänge handeln: die des Ignagagebietes sind zum Teil sogar ziemlich schmal.

Untersuchen wir nun die zweite Annahme, daß nämlich der Magmaherd der Gänge in geringer Tiefe unter den jetzigen Aufschlüssen gelegen habe.

Bei der enormen horizontalen Verbreitung, die die dunkle Gangformation, wie wir sie im Adamello entwickelt finden, im ganzen Gebiet der Südalpen, von Piemont bis Kärnten erreicht, müssen wir einen riesigen oder doch eine große Anzahl von immer noch bedeutenden Magmaherden als Urheimat der Gänge voraussetzen. Es ist nicht angängig, die in den Südalpen heute durch

¹⁾ Wo ich in der Literatur oder in meinen Tagebüchern nur die Angabe „schmal“ fand, habe ich den Gang zu der Gruppe „zwischen 1 und 5 *dm*“ gerechnet, obwohl sicher ein Teil davon zwischen 1, *m* und 1 *m* Mächtigkeit haben wird.

Erosion und Denudation angeschnittenen, von Tiefengesteinen erfüllten Intrusionsräume als diese Heimat zu betrachten. Denn es wäre dann nicht verständlich, warum die Gänge nicht bloß in der Nähe, sondern auch in weiter Ferne von diesen Massiven in steiler, oft geradezu vertikaler Stellung aus der Tiefe aufsteigen. Auch finden sie sich gerade in der Umgebung des Adamello-Ethmolithen sehr oft im gleichen oder gar in geringerem Niveau über dem Meere als die tiefsten Aufschlüsse des benachbarten Tiefengesteins, obwohl dessen Kontaktfläche fast überall nach innen einfällt. Wir sind also gezwungen, für unsere Gänge den Magma-Urort, wie ich dafür sagen will, unter den jetzigen Aufschlüssen zu suchen. Bei den gewaltigen Dimensionen, die die Magmaherde der Gänge, wie oben erläutert, gehabt haben müssen, ist eine Kontaktmetamorphose der überlagernden Sedimente wenigstens auf den Maximalabstand anzunehmen, den die Metamorphose im Adamello erreicht. Dieser beträgt aber, wie auf pag. 174 gezeigt wurde, 3750 m¹⁾. Wenigstens um diesen Betrag, wahrscheinlich aber um noch viel größere Beträge müssen die Magmaherde der dunklen Gangformation tiefer liegen als die jetzigen Gangaufschlüsse.

Außer diesen Tatsachen bitte ich zu berücksichtigen, daß die dunklen Gänge zum Teil älter als die benachbarten Tiefengesteinsmassive sind. Für sie liegt also gewiß kein Grund zu der Annahme vor, daß ihre Nebengesteine zur Zeit ihrer Intrusion wärmer gewesen sein sollten, als sie schon infolge ihrer Tiefenlage sein mußten. Aber auch von den jüngeren Gängen läßt sich zeigen, daß eine recht erhebliche Anzahl in so weiter Entfernung von den heute entblößten Tiefengesteinsmassiven liegt, daß auch für ihre Nebengesteine eine besondere Vorwärmung durch die Intrusion der Tiefengesteine ausgeschlossen ist. Das beweist auch der bei zahlreichen dunklen Gängen, sogar in der Nähe des Tonalitmassives gelungene Nachweis ausgeprägter Salbandverdichtung. Wir sind also zu der Annahme gezwungen, daß die Gangmagmen in relativ kalte Nebengesteine intrudierten und dennoch imstande waren, sich in Spalten von meist unter 2, ja meist sogar unter 1 m Breite horizontal und vertikal mehrere Kilometer weit vorzuschieben ohne sich durch rasche Erstarrung selbst den Weg zu verstopfen. Das ist nur denkbar, wenn sich die Intrusion mit ungeheurer Schnelligkeit vollzog.

Zur Erklärung dieser Tatsache müssen wir voraussetzen, daß die Intrusion der Gänge durch einen gewaltigen, radial von innen nach außen, also zentrifugal gerichteten Druck bewirkt wurde.

Auf die Frage nach den Ursachen dieses Druckes und auf die weitere Frage, ob denn die Gangspalten auch wirklich vor der Intrusion bereits klafften, kann ich erst später eingehen.

3. Geologische Orientierung der Gänge.

Es ist von vornherein klar, daß die geologische Orientierung der Schichtfugen und Kluftsysteme der Nebengesteine von erheblichem Einfluß auf die Anordnung der Gangspalten sein muß. Bei steiler Orientierung der Schichtfugen wird zum Beispiel Lagergangbildung leichter auftreten als bei flacher. So ist es von vornherein nicht anzunehmen, daß bei einem Gebiet von der räumlichen Ausdehnung der Adamellogruppe und von so verschiedenartiger Orientierung der Sedimente die Anordnung der Gänge auf weite Strecken gleich bleiben sollte. Ich habe daher, um zu einer Übersicht zu gelangen, zunächst 13 Teilgebiete getrennt behandelt und finde für sie die folgenden Ergebnisse in bezug auf das Streichen.

¹⁾ bei Lodraniga.

- I. Umgebung von Breno. Starkes Vorherrschen der Richtung O—W bis NO (10 auf 13)¹⁾.
 II. Pallobiatal. 3 von 4 zwischen N und N 33 O.
 III. Cedegolo-Capo di Ponte. 7 von 8 zwischen NO und O—W.
 IV. Südseite der Savioerbucht. (Lago d'Arno, Paspardo.) Nur 2 von 8 im NW-Quadranten, 4 ungefähr NO, 5 zwischen NNO und NO.
 V. Nordseite der Savioerbucht. (Baitone, oberstes Aviotal.) 2 von 6 ONO, die übrigen 4 zwischen NW und N. Man berücksichtigt, daß hier auch die Sedimente vielfach NW-Streichen haben.
 VI. Kern der Camonica-Antiklinale. soweit nicht schon in III enthalten (einschließlich M. Elto, Ono S. Pietro). NO-Quadrant ohne N 14, NW-Quadrant ohne N, aber auch mit O-W 13. O-W einschließlich, bis NO einschließlich 13.—OW einschließlich bis NW 13.—N allein 3.
 VII. NW-Ecke der Adamellogruppe und NO-Ecke der Bergamasker Alpen. Vorherrschen von W bis NW, nämlich 7, gegen 4 O bis NO.
 VIII. N-Seite der Presanella. 2 ONO, 1 NNW.
 IX. Sabbionedioritmassive bei Pinzolo. 3 W bis WNW, 3 NNO, 2 ONO.
 X. Krystalline Ostflanke des Tonalitmassives. 2 NO—NNO, 1 NW.
 XI. Ostseite der Val Daone. 3 im NO-Quadranten.
 XII. Blumonezone-Rossola. 2 WNW, 1 N, 3 NO—NNO.
 XIII. Campolaro-Degna. 3 WNW—NW, 1 NNO.

Die Gesamtsumme der Gänge mit bekannter Streichrichtung beträgt 101. Schaltet man O—W mit 18 und N mit 7 Fällen aus, so entfallen auf den NO-Quadranten 45, auf den NW-Quadranten 31 Gänge. Der NO-Quadrant herrscht also etwas vor. Noch deutlicher ergibt sich eine Vorherrschaft bestimmter Richtungen, wenn man die Teile der Quadranten einzeln berücksichtigt, wie das in den folgenden beiden Tabellen geschehen ist.

W—NW (immer einschließlich)	37
NW—N	26
N—NO	32
NO—O	49

W—WNW (immer einschließlich)	30
WNW—NW	19
NW—NNW	19
NNW—N	19
N—NNO	21
NNO—NO	25
NO—ONO	31
ONO—O	38

Die O—W- und die ONO-Richtung sind entsprechend dem Streichen der Bergamasker Alpen am stärksten vertreten. Demnächst folgt das judikarische Streichen (NNO bis NO); WNW bis NNW haben die geringste Bedeutung. Die Unterschiede sind nicht sehr erheblich, aber immer-

¹⁾ Schon von Finkelstein (l. c. pag. 313) richtig erkannt.

hin groß genug, um zu zeigen, daß eine merkliche Beeinflussung der Gangspalten durch die tertiäre Faltung des Gebirges vorhanden ist. Das ist aber nur verständlich, wenn die Faltung der Intrusion voranging oder gleichzeitig mit ihr stattfand. Wir kommen also auch auf diesem Wege zu der Annahme eines tertiären Alters eines großen Teiles der dunklen Gänge.

Ein viel auffälligeres Ergebnis erhält man bei der Untersuchung des Fallens der Gänge. Teilt man die Gänge in

1. flache ($0-29^{\circ}$),
2. mittel-fallende ($30-59^{\circ}$),
3. steile ($60-85^{\circ}$) und

4. ganz steile bis saigere ($86-90^{\circ}$) ein, so finde ich in meiner Tabelle im ganzen nur 4, die bei der ersten und nur 6, die bei der zweiten Kategorie einzureihen sind. 36 sind dagegen als steil und 15 als ganz steil oder saiger aufgeführt. Nun sind diese Zahlen natürlich nicht ganz genau, da die Schätzung der Steilheit eines Ganges ohne Messung sehr verschieden ausfallen wird. Es kann zum Beispiel sein, daß die dritte Gruppe auf Unkosten der zweiten etwas zu groß erscheint. Dennoch ist es zweifellos, daß flache Gänge ganz ungleich seltener sind als steile.

Ein gewisses Interesse verdient auch der Winkel, welchen das Streichen der Gänge mit dem Streichen der einschließenden Sedimente bildet. Ich habe auch da eine Zählung vorgenommen, die allerdings ziemlich ungenau sein kann, aber doch immerhin ein richtiges Bild von der relativen Größe der drei in Betracht kommenden Hauptgruppen geben dürfte.

Ich zähle etwa 21 Lagergänge,

12 Gänge, bei denen der Winkel zwischen 0 und 45° und

16 Gänge, bei denen er zwischen 45° und 90° beträgt. Dabei bemerke ich, daß sich in der zweiten Gruppe eine Anzahl von Gängen befindet, die die Schichten in sehr spitzem Winkel schneidet. Der Einfluß der Schichtfugen auf die Richtung der Gänge ist also unverkennbar. Andererseits zeigt es sich aber auch, daß wenn der Gang der Schichtung nicht annähernd folgt, er dann gern in stumpfem ¹⁾ oder rechtem Winkel die Schichten durchbricht.

Genau analoge Verhältnisse treffen wir auch bei den in den Tiefengesteinen aufsetzenden Gängen an. Wie bei den Sedimenten, beeinflussen auch hier die Fugensysteme den Verlauf der Gänge. Die Fig. 82 auf pag. 297 und Fig. 14 auf pag. 62 zeigen das besser als jede Beschreibung.

Die Fugen der Tiefengesteine sind nun entweder durch Schrumpfung gebildete Struktur-fugen oder durch Gebirgsdruck erzeugte Druckfugen ²⁾; und ich habe schon 1899 ³⁾ zu zeigen gesucht, daß es für Betrachtungen über die Intrusionen von Gängen in Tiefengesteinen gleichgültig ist, ob die Fugen schon vor der Intrusion als solche, d. h. als klaffende Spalten vorhanden oder nur als Klüftbarkeitsebenen, d. h. als Ebenen maximaler ⁴⁾ Kohäsion zur Zerspaltung prädisponiert waren.

Auch in den Sedimenten finden sich ja oft genug derartige außerordentlich bedeutsame regelmäßige Fugensysteme, die, wie man auch ihre Entstehung beurteilt, jedenfalls nichts mit den Schichtfugen zu tun haben. Ich erinnere nur an die Vertikalklüftung des sächsisch-böhmischen Quadersandsteins und des südalpinen Schlerndolomites. Für alle Gänge, die derartigen vor der In-

¹⁾ Hier natürlich nicht im mathematischen Sinne, sondern gleichbedeutend mit $45-89^{\circ}$.

²⁾ Die noch weitergehende Daubréesche Nomenklatur der Fugen ist für meine Betrachtungen unnötig.

³⁾ 1899. I. pag. 30-31.

⁴⁾ Rosenbusch (Elemente der Gesteinslehre. II. Auflage, pag. 29) schreibt: „Wo die Absonderungsflächen nicht als wirkliche Klüftflächen erscheinen, sind sie potentiell als Flächen der geringsten Kohäsion vorhanden.“

trusion bereits vorhandenen oder doch wenigstens prädisponierten regelmäßigen Fugensystemen entsprechen, will ich im folgenden den Ausdruck „Fugengänge“ gebrauchen. Dazu gehören dann als eine besondere Untergruppe natürlich auch die Lagergänge der Sedimente. Der Name „Fugengänge“ soll zur Unterscheidung von den unregelmäßig angeordneten freien Gängen dienen, wie ich für diejenigen sagen will, bei denen sei es durch den Mangel eines anordnenden Faktors, sei es durch die gegenseitige Störung mehrerer solcher Faktoren eine regelmäßige Orientierung im Verhältnis zu dem umgebenden Gesteinskörper nicht zustande kommt.

Innerhalb der Fugengänge ist natürlich noch die Unterscheidung zwischen den Schichtfugengängen = Lagergängen auf der einen, den Struktur- und Druckfugengängen auf der anderen Seite wünschenswert. — Es ist mir völlig klar, daß es in vielen Fällen unmöglich sein wird, zwischen Fugengängen und freien Gängen zu unterscheiden. Wo aber diese Unterscheidung durchführbar ist, da hat sie eine Bedeutung für die Auffassung des Intrusionsmechanismus und sollte daher wenigstens angestrebt werden. Im Adamellogebiet spielen die Fugengänge, wenn man diejenigen der Tiefengesteine mit berücksichtigt, jedenfalls eine sehr bedeutsame Rolle. Besonders interessant ist es aber, den Verlauf der Fugengänge im einzelnen zu verfolgen. Die Abbildungen Fig. 4 auf pag. 39, Fig. 52 auf pag. 207, Fig. 82 auf pag. 297 zeigen nämlich, daß die meisten von ihnen nach oft nur kurzer Strecke ihre Fuge verlassen und durch Hakenschlagen, wie ich hierfür mit dem bergmännischen Ausdruck und nicht in Analogie zu der oft so genannten Gehägebewegung sagen möchte, in eine neue Fuge übergehen. Ich nenne derartige Gänge „Hakengänge“ und bemerke daß sie natürlich durch Übergänge mit den gewöhnlichen Gabelgängen verbunden sind. Bei diesen gabelt sich der Gang, wie es in der Fig. 7 auf pag. 46 dargestellt ist, indem der Hauptstamm seine Richtung beibehält, aber einen schrägen Seitenstamm entsendet. Manchmal entsteht zwischen beiden noch eine Querbrücke (Fig. 3 auf pag. 35). Hört der eine Stamm bald nach der Gabelungsstelle auf und schlägt der andere Stamm einen Haken, um parallel der ersten Fuge weiterzugehen, so ist der Übergang zwischen Haken- und Gabelgang gegeben. (Fig. 82 auf pag. 297.) Ja, es kann derselbe Gang sich mehrmals gabeln und zum Schlusse selbst einen Haken schlagen. (Fig. 70 auf pag. 259.) Sehr häufig ist bei allen Fugengängen der Fall, daß der Gang der Fuge zwar annähernd, aber doch nicht ganz folgt, sondern einen sehr spitzen Winkel mit ihr bildet. (Fig. 6, pag. 44.) — Besonders schön zeigt der in Fig. 52 auf pag. 207 abgebildete Gang in den Reitzschichten des Fratepfades die Erscheinung, daß kurze Lagergangstrecken immer wieder durch ebenso lange oder längere transversale Freigangstrecken abgelöst werden. Dabei ist in der Zeichnung nur eben angedeutet, was in der Natur prachtvoll zu sehen ist, daß nämlich von den Freigangstrecken zahlreiche Trümer fast jede Schichtfuge benützen, um seitwärts wenigstens ein kurzes Stück weit in die Schichten einzudringen. Diese Erscheinung scheint mir eine später noch zu erörternde erhebliche Bedeutung für die Frage zu haben, ob die Intrusionsspalten vor der Intrusion bereits klafften oder erst durch den Intrusionsdruck geschaffen wurden.

4. Nebengestein.

Soweit wie die Nebengesteine bekannt sind, verteilen sich die dunklen Gänge, wie folgt:

I. a) Tonalit 41, b) Sabbionediorit 15. Summe 56.

II. a) Edoloschiefer 69, b) Rendenaschiefer 36, c) Tonaleschiefer 3, d) unbestimmte krystalline Schiefer 5. Summe 113.

III. a) Perm 15, b) Werfener Schichten 22, c) Zellenkalk 13, d) Muschelkalk 39, wovon 14 auf unteren, 2 auf oberen und 23 auf nicht genauer bestimmten oder bezeichneten Muschelkalk entfallen, e) Reitzschichten 5, f) Wengener Schichten 4, g) Esinokalk 19, beziehungsweise 24, h) Raibler Schichten 1, i) Hauptdolomit 6, beziehungsweise 1, k) unbestimmte Schichten der Trias 12. Summe 136.

Bei dieser Zählung wurde ein Gang, der zwei Schichten durchsetzt oder der Grenze zweier Bildungen folgt, bei beiden mitgezählt. Wo nur „mehrere“ oder „einige“ angegeben ist, fand die Zählung je nach den Umständen in verschiedener Weise statt. Will man diese Zahlen für die Untersuchung des Intrusionsmechanismus verwerten, so wird es sich hauptsächlich darum handeln, inwieweit die Gänge in sprödes, inwieweit sie in plastisches Material eingedrungen sind. Als „sprödes“ will ich Tonalit, Sabbionediorit, Perm, Zellenkalk, Esinokalk und Hauptdolomit rechnen, als plastisch die kristallinen Schiefer, die Werfener Schichten, den Muschelkalk, die Reitzi-, Wengener und Raibler Schichten. Das ergibt $56 + 15 + 13 + 19 + 5^1) = 108$ Gänge in sprödem und $113 + 22 + 39 + 5 + 4 + 1 = 184$ Gänge in plastischem Material.

Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß ein nicht sicher bekannter, wenn auch wohl nur kleiner Teil der Gänge prätonalisch ist und daher im Tonalit nicht zur Beobachtung gelangen kann. Es wird also dadurch die Zahl der in spröden Gesteinen aufsetzenden Gänge etwas zu klein erscheinen. Andererseits ist das Gesamtareal der spröden Gesteine so wesentlich größer als das der plastischen, daß umgekehrt die Gangzahl der plastischen Gesteine bei gleicher Arealgröße noch wesentlich umfangreicher erscheinen würde, als es so bereits der Fall ist. Wir kommen daher zu dem Ergebnis, daß die plastischen Gesteine dem Eindringen der Gangmagmen günstiger waren als die spröden.

Ich gebe dabei natürlich gern zu, daß spröde und plastisch in dem Sinne meiner Unterscheidung nur relative Begriffe sind, daß keine scharfe Grenze zwischen den beiden Gruppen existiert und daß es im Perm einige plastische, im Muschelkalk, und zwar besonders im oberen Muschelkalk einige relativ spröde Schichten gibt. Dennoch scheint mir die oben gemachte Gruppierung einen mir wichtig erscheinenden Schluß zu gestatten. Man muß unbedingt voraussetzen, daß die spröden Gesteine für die Bildung und Erhaltung präintrusiver Spalten günstiger sind als die plastischen. Würden daher die Gangmagmen bei ihrer Intrusion im wesentlichen nur vorher gebildete klaffende Spalten benützt haben, so müßten wir eine wesentlich größere Anzahl von Gängen in dem aus spröden Gesteinen bestehenden Areal antreffen. Gerade das Gegenteil ist aber der Fall. Wir sind daher zu der Annahme gezwungen, **daß die Gangspalten erst bei der Intrusion und durch sie aufgerissen und in statu nascendi von dem empordringenden Magma erfüllt wurden.**

Damit stimmt nun vortrefflich die auf pag. 207 beschriebene und durch die Zeichnung Nr. 52 erläuterte Gangform überein. Ich verstehe nicht, wie man den fortwährenden Wechsel von Schichtfugen-Gangstrecken und Freigangstrecken sowie das fast an jeder Seitenschichtfuge neben den letzteren beobachtete Eindringen von kurzen, oft plumpen Apophysen anders erklären kann. Aber auch das in Fig. 4 auf pag. 39, Fig. 52 auf pag. 207, Fig. 82 auf pag. 297 dargestellte Hakenschlagen der Fugengänge überhaupt und die Form der Gänge in den Figuren 3 auf pag. 39 und 70 auf pag. 259 stimmen viel besser zu der hier vertretenen Auffassung. Auch ist es mechanisch schwer verständlich, wie die Bildung und lange Erhaltung ganz flach liegender Fugen

¹⁾ Den von Vacek beschriebenen und von ihm für älter als den umgebenden Hauptdolomit gehaltenen Gang rechne ich hier nicht mit.

in den Nebengesteinen möglich war, da doch diese zur Zeit der Intrusion sicherlich noch von einer mehrere Tausende von Metern dicken Kruste bedeckt waren.

5. Alter der Gänge.

Im Laufe der Zeit sind einige Beobachtungen gemacht worden, welche zwar noch immer nicht ausreichen, um das Alter der dunklen Gänge des Adamellogebietes im einzelnen absolut genau zu bestimmen, die aber doch für die Hauptmasse der Vorkommnisse ziemlich sichere Ergebnisse liefern.

Man wird sich bei der Frage nach dem Alter, meiner Meinung nach vor allen Dingen hüten müssen die bei einem Teil der Vorkommnisse gewonnenen Ergebnisse ohne weiteres zu verallgemeinern. Ein nicht unerheblicher Teil der Gänge durchsetzt den Tonalit und den Sabbionediorit, ist also jünger als das eine dieser Gesteine, beziehungsweise als beide. Von einigen wenigen Vorkommnissen ließ sich indessen ein prätonalitisches Alter mit Bestimmtheit, bei anderen wenigstens mit Wahrscheinlichkeit darlegen. Wie man nun auch immer über das Alter des Tonalites selbst denken mag, das wird mir wohl allgemein zugestanden werden, daß er jünger sein muß als das jüngste von ihm durchbrochene und metamorphosierte Schichtglied, der Hauptdolomit. Da wir ferner für ein Tiefengestein eine Deck-Kruste voraussetzen, so wird der Tonalit wohl selbst von den noch immer zahlreichen Forschern, die alpinen zentralmassivischen Tiefengesteinen a priori ein möglichst hohes Alter zuweisen, als posttriadisch anerkannt werden.

Fragen wir uns zunächst, ob nicht irgendwelche Einschaltungen von Laven und Tuffen in den Schichtkomplexen der Südalpen im Zusammenhang mit den dunklen Gängen stehen können. Wir kennen derartige Einschaltungen im Perm in den Quarzporphyren und den sie begleitenden Tuffen, in den Reitzi-, Wengener und Raibler Schichten. Dagegen ist der ganze Jura und die Kreide von vulkanischen Einschaltungen frei; und erst im Eocän und jüngeren Schichten des Tertiärs treten Effusivgesteine zu Tage. Nun ist vor allen Dingen für die große Mehrheit der dunklen Gänge im Adamello ein permisches Alter schon deswegen unmöglich, weil die betreffenden Gänge permische und postpermische Gesteine durchsetzen. Dann aber weicht ihr mineralogischer und chemischer Charakter so sehr von dem der dortigen permischen Eruptionsprodukte ab, daß ein Zusammenhang zwischen ihnen wohl mit Sicherheit ausgeschlossen werden kann.

Anders steht es mit den triadischen Tuffen, beziehungsweise Laven. Selbst wer meine Auffassung von der Lavanatur des mächtigen Vorkommnisses im Dezzotal und der unbedeutenderen Porphyrite des M. Guglielmo nicht teilen sollte, wird doch allein aus der stellenweise erheblichen Mächtigkeit, dem raschen Wechsel dieser Mächtigkeit und dem örtlich groben Korn der Tuffbildungen auf die an Ort und Stelle oder in geringer Entfernung erfolgte Eruption schließen müssen. Wir sind also von vornherein gezwungen, in unserer Gegend eine Anzahl von Eruptionskanälen vorauszusetzen, die das Material der triadischen Ergußgesteine heraufbefördert haben. Es liegt nahe, die prätonalitischen Gänge mit diesen Bildungen zu verbinden und sie demnach für triadisch zu erklären¹⁾. Doch muß man sich darüber klar sein, daß ein zwingender Beweis für diese Auffassung fehlt.

Von den übrigen Gängen durchsetzen 41 den Tonalit, 19 den Esinokalk, einer die Raibler Schichten und 5 anscheinend sogar den Hauptdolomit. Dazu kommt die sehr wichtige, zuerst von Cozzaglio²⁾ an zwei Gängen gemachte, von mir an einer ganzen Reihe von Vorkommnissen be-

¹⁾ Schon Cozzaglio (1894, pag. 39) hielt einen Teil der Camunischen Porphyrite für triadisch, und zwar für gleichaltrig mit den Wengener und Raibler Schichten.

²⁾ 1894, pag. 39 und Taf. I.

stätigte Beobachtung, daß gefaltete Schichten der Trias, und zwar besonders häufig des Muschelkalkes von ungefalteten Porphyritgängen durchsetzt werden. Ich hebe ausdrücklich hervor, daß es sich hier nicht etwa um tektonische Diskordanzen handelt, daß also hier zweifellos Gänge vorliegen, die erst nach vollendeter Faltung intrudiert sind. Umgekehrt sind mir vereinzelt mit der Trias mitgefaltete Lagergänge bekannt¹⁾. Sehen wir von diesen letzteren, wahrscheinlich wieder prätonalitären Vorkommnissen ab, so zeigen uns die die obere Trias und den Tonalit durchsetzenden Gänge mit Sicherheit, daß es eine aus sehr zahlreichen Gängen bestehende Gruppe gibt, die post-triadischer Entstehung ist. Für die Gänge aber, die die Falten der Trias durchschneiden, hat schon Cozzaglio²⁾ ganz richtig hervorgehoben: „Questa disposizione pone evidentemente il dilemma: o queste ripiegature sono molto più antiche dell'eocene, alla fine del quale avvenne il grande corrugamento delle Prealpi, o queste porfiriti sono molto recenti, e quindi terziarie.“

Wenn wir also diesen offenbar größten Teil der Porphyritformation des Adamello nicht für tertiär halten wollen, sind wir gezwungen, die Faltung des Muschelkalkes und überhaupt der Trias in die Jura- oder Kreidezeit zu verlegen, d. h. in eine Zeit, in der sonst wenigstens westlich der Judikarienlinie in den Südalpen nirgendwo Anzeichen von Gebirgsfaltung bekannt sind. Man könnte nun den Versuch machen, die betreffende Faltung der Trias als unabhängig von der „eigentlichen Gebirgsbildung“ und durch die gleichfalls von einzelnen Autoren für jurassisch, beziehungsweise kretazeisch gehaltene Tonalitintrusion bewirkt anzusehen. Demgegenüber ist aber erstens hervorzuheben, daß, wie noch ausführlich gezeigt werden wird, das tertiäre Alter des Tonalites mit einem an Gewißheit grenzenden Grade der Wahrscheinlichkeit feststeht, zweitens aber befinden sich gerade die von Cozzaglio zuerst beschriebenen Aufschlüsse, in denen Triasfalten von Porphyriten durchsetzt werden, schon in einem Abstände von 7—8 km vom Tonalitkontakt. Das heißt, sie liegen in einer Zone weit außerhalb des Bereiches nicht bloß der Kontaktmetamorphose, sondern auch jeder nachgewiesenen tektonischen Beeinflussung. Berücksichtigt man ferner auch den auf pag. 581 beschriebenen Zusammenhang des Streichens der Gangspalten mit dem Streichen des gefalteten Bergamasker Gebirges, so kommt man schon rein auf Grund der Beobachtungen im Adamellogebiete selbst und seiner nächsten Umgebung für die Hauptgruppe der dunklen Ganggesteine des Adamello, ganz unabhängig von der Altersfrage des Tonalites selbst zu dem Ergebnis, daß sie posttonalitätsch, und zwar tertiären Alters sind. Damit ist aber über die Größe ihres Altersunterschiedes nichts gesagt. Er könnte sehr groß, er kann auch sehr klein sein. Nur das läßt sich beweisen, daß der Tonalit zur Zeit ihrer Intrusion nicht bloß völlig starr, sondern auch bereits ziemlich abgekühlt war. Es geht das aus dem häufigen Nachweis von Salbandverdichtungen in den Gängen im Tonalit, beziehungsweise seiner unmittelbaren Nachbarschaft hervor. Ebenso läßt es sich zeigen, daß die posttonalitätschen dunklen Gänge deutlich jünger als die Aplit- und Pegmatitgänge sind. Denn sie durchschneiden diese mit vollständig scharfen Grenzen.

Sind wir schon so zu befriedigenden Ergebnissen hinsichtlich des Alters der dunklen Gangformation im Adamellogebiet gelangt, so ist es doch nicht zwecklos, nachzuprüfen, inwieweit unsere Resultate mit denen anderer Gegenden übereinstimmen. Es ist schon vorher hervorgehoben worden, daß Gänge, die in allen wesentlichen Zügen mit denen der Adamellogruppe übereinstimmen, sich von Piemont im Westen, bis fast zur ungarischen Grenze im Osten durch das ganze Gebiet der Südalpen hindurch verfolgen lassen. Die Literatur über diese Gänge ist so umfangreich, daß ich

¹⁾ Vergl. pag. 287.

²⁾ 1894, pag. 39.

hier nur einige der wichtigsten Arbeiten aufzähle und von einer Wiederholung der speziellen Adamello-literatur natürlich absehe.

Wohl der erste, der auf die enorme horizontale Verbreitung der Gangformation hinwies, war Teller, der sie in seiner oft zitierten schönen Arbeit (1886) aus dem Adamello, dem Gebiete des Iffinger bei Meran, der Gegend des Brixener Granites, der Rieserferner Gruppe, dem Isel- und Pustertale beschrieb und in anderen Arbeiten ¹⁾ ihr Auftreten im äußersten Osten der Alpen darstellte. Noch viel weiter im Westen, und zwar in der Umgebung des Lago Maggiore, waren sie schon früher von Amoretti ²⁾ und Mercalli ³⁾ aufgefunden und beschrieben worden. Traverso entdeckte eine Reihe von Vorkommnissen am Monte Camoscio und Mont' Orfano, in der Valle Vigezzo und bei Vogogna (westlich des Lago Maggiore) ⁴⁾. Preiswerck ⁵⁾ und Schmidt fanden hierher gehörige Gänge, Malchite und Vintlite, am Lago Mergozzo, in der Valle Cannobbina und bei Gaby im Gressoneytale. Aus dem Sesiagebiete beschrieben Artini und Melzi ⁶⁾ in ihrem schönen Werke „Ricerche petrographiche e geologiche sulla Valsesia“ von mehreren Stellen dunkle Gänge als Spessartite. Über die Gangformation von Gandino-Leffe und anderen Punkten der Val Seriana verdanken wir Artini ⁷⁾ und Tacconi ⁸⁾ wichtige Darstellungen. Vigo ⁹⁾ beschrieb eine Anzahl von Gängen aus der Val di Scalve, Melzi ¹⁰⁾ aus den nördlichen Bergamasker Alpen. Stache und John ¹¹⁾ lehrten uns die große Verbreitung dunkler Gänge im Zwölferspitz- und Cevedalegebiete kennen. Hammer ¹²⁾ machte neue und wie wir sehen werden, wichtige Beobachtungen über das Auftreten dieser Gesteine in der Ortlergruppe.

Eine Fülle von weiteren Beobachtungen lieferten Brugnattelli ¹³⁾, Pichler ¹⁴⁾, Grubemann ¹⁵⁾, Cathrein ¹⁶⁾, Spechtenhauser ¹⁷⁾, Lechleitner ¹⁸⁾, Becke ¹⁹⁾, Salomon ²⁰⁾, Dölter ²¹⁾ und Mojsisovics, Silvia Hillebrand ²²⁾, v. Rosthorn ²³⁾, Tschermak

¹⁾ Erläuterungen zur geolog. Karte d. östl. Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. Wien 1896, pag. 299 u. f. und schon früher in den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 5.

²⁾ R. Accad. d. Scienze di Torino 1784—1801. (Zitiert nach Traverso.)

³⁾ Atti R. Ist. Lombardo Milano. 1885. (Zitiert nach Traverso.)

⁴⁾ Geologia dell'Ossola. Genova. 1895, pag. 143.

⁵⁾ Rosenbusch-Festschrift. Stuttgart. 1906, pag. 322.

⁶⁾ Milano 1900.

⁷⁾ Atti Soc. Ital. Scienze natur. 43. 1904, pag. 21.

⁸⁾ Rend. Ist. Lomb. Ser. II. 36. 1903, pag. 899.

⁹⁾ Rend. Accad. Lincei. Ser. V. 7. 1898, pag. 172.

¹⁰⁾ Rend. Ist. Lomb. Ser. II. 28. 1895, 11 Seiten.

¹¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1877, pag. 143, u. 1879, pag. 317.

¹²⁾ Ebenda 1902, pag. 320, 1903, pag. 65, 1905, pag. 1 u. 541.

¹³⁾ Giorn. di Mineralogia 1891. 2, 7 Seiten.

¹⁴⁾ Neues Jahrb. f. Miner. 1871, pag. 256, 1873, pag. 940, u. 1875, pag. 926.

¹⁵⁾ Tschermak's Mitteilungen XVI, 1896, pag. 185.

¹⁶⁾ Neues Jahrb. f. Min. 1890. I., pag. 71, u. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898, pag. 257.

¹⁷⁾ Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898, pag. 279.

¹⁸⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1892, pag. 277 u. f. und Tschermak's Mitteil. 1892, pag. 1 (bes. 6).

¹⁹⁾ Tschermak's Mitteil. 1893. XIII. pag. 427 u. f.

²⁰⁾ Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898, pag. 590.

²¹⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1874, pag. 146 u. Tschermak's Mitteil. 1874, pag. 89.

²²⁾ Ebenda. XXVI. 1907, pag. 469.

²³⁾ Beiträge z. Miner. u. Geogn. v. Kärnten. Jahrb. d. naturhist. Landesmuseums v. Kärnten. 1853. II, pag. 148, u. 1859. IV, pag. 130. (Zitiert nach Teller und v. Foullon.)

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe. (Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, XXI. Band, 2. Heft.)

mak¹⁾, Hussak²⁾, v. Foullon³⁾, Pontoni⁴⁾, Eigel⁵⁾, und viele andere Autoren, beziehungsweise dieselben in anderen hier nicht aufgeführten Arbeiten.

Was uns an dieser Stelle interessiert, ist das Alter dieser Gänge. Es stehen uns da die folgenden Beobachtungen zu Gebote. Die von Artini und Tacconi beschriebenen, zum Teil sehr basischen Vorkommnisse⁶⁾ in der Val Seriana durchsetzen Kalke des Rhät und haben sie zum Teil in Vesuvianfels verwandelt. Der von Silvia Hillebrand entdeckte Gang, der am Burgfels bei Bruneck im Pustertal auftritt, ein quarzreicher sehr verwitterter Porphyrit, durchsetzt einen obertriadischen Kalkstein von nicht genauer bestimmtem Niveau. Hammers Diorit- und Porphyritgänge durchsetzen in großer Zahl den triadischen Ortlerkalk⁷⁾. Teller⁸⁾ fand, daß am Nordabhang des Ursulaberges im östlichsten Kärnten die Gänge Dolomit der oberen Trias, am Nordosthang sogar „Lias- und Juraablagerungen“ durchsetzen. „Die jüngsten Ablagerungen, welche von ihnen durchbrochen werden, sind aptychenführende Schiefer, die wahrscheinlich dem oberen Jura angehören. Die Intrusion kann also nicht vor Abschluß der Juraperiode erfolgt sein.“

Geyer⁹⁾ endlich beobachtete im Lias des Lienzer Dolomitengebietes einen sich verzweigenden Gang eines von Becke als biotitreicher Kersantit bezeichneten Gesteines, das „etwa als ein basisches Endglied der von F. Teller beschriebenen Reihe porphyritischer Ganggesteine aus dem südöstlichen Tirol angesehen werden könnte“.

Aus den angeführten Tatsachen geht unzweifelhaft ebenso wie aus den analogen Beobachtungen im Adamellogebiet hervor, daß wenigstens ein recht erheblicher Teil der Gänge posttriadisch, ja postjurassisch sein muß; und man hat dann nur noch die Wahl zwischen Kreide und Tertiär. Es gibt nun noch immer in der Geologie eine starke, ja vielleicht vorherrschende Partei, die, wenn es sich um alpine Intrusivgesteine handelt, stets das höchste, überhaupt noch denkbare Alter für wahrscheinlich hält. Mir ist umgekehrt bei der Wahl zwischen Kreide und Tertiär die letztere weitaus wahrscheinlicher. Ich sehe dabei zunächst ganz von dem bereits im Adamello gewonnenen Ergebnis ab, sondern stütze mich nur darauf, daß mir aus der ganzen alpinen Kreide keine Effusivgesteine bekannt sind, wohl aber aus dem Tertiär, und daß es daher naheliegt, anzunehmen, daß die postjurassischen Gänge entweder als die Ausfüllungen der Eruptionskanäle dieser Effusivmassen oder als ihre in der Tiefe steckengebliebenen Äquivalente aufzufassen sind.

Ich sehe es nun kommen, daß man mit einer zwar bequemen, aber unberechtigten Methode mir als dem Anhänger einer neuen Anschauung den Beweis zuschieben wird, mit der Begründung, daß ich eine Hypothese verträte. Demgegenüber betone ich, daß die Annahme von dem möglichst hohen Alter der Gänge ebenfalls eine Hypothese ist, zwar eine alte, aber deswegen um nichts der neuen vorzuziehende. Wir haben also nicht etwa die Wahl zwischen einer Theorie und einer Hypothese, sondern zwischen zwei Hypothesen; und es handelt sich nur darum, welche von beiden mehr Wahrscheinlichkeitsgründe für sich hat.

¹⁾ Die Porphyrgesteine Österreichs. Wien 1869, pag. 162.

²⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1884, pag. 247.

³⁾ Ebenda 1889, pag. 90.

⁴⁾ Tschermak's Mitteilungen XIV. 1894, pag. 360.

⁵⁾ Mitteil. d. Naturw. Verein f. Steiermark. 1894. (Zitiert nach Teller.)

⁶⁾ Artini bezeichnet sein Gestein als einen allerdings in vielen Hinsichten abnormen „Augitkersantit“.

⁷⁾ Vergl. bes. l. c. 1902, pag. 328, 1905, pag. 18 u. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1906. pag. 175.

⁸⁾ Vergl. l. c. pag. 240–241.

⁹⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 191.

Für das tertiäre Alter spricht nun aber außer der eben bereits gewürdigten Tatsache des völligen Fehlens effusiver Gesteine in der südalpiner Kreide vor allen Dingen das für die Adamellogesteine erhaltene Ergebnis von pag. 586. Und so darf man wohl bei dem jetzigen Kenntnisstande mit einem sehr hohen Grade von Wahrscheinlichkeit behaupten, daß ein erheblicher, ja wohl der größte Teil der dunklen Gangformation der Südalpen tertiären Alters ist.

Ich bitte aber unbedingt diese Schlußfolgerung nicht zu verallgemeinern. Wir trafen schon im Adamellogebiet prätonalitische, und zwar vermutlich triadische Gänge, die Äquivalente der Laven und Tuffe des Reitzi-, Wengener und Raibler Niveaus an. Dann ist es sicher, daß auch die Quarzporphyre, Porphyrite und Melaphyre¹⁾ der Permischen Periode gangförmige Äquivalente haben. Eine Anzahl derartiger Gänge sind zum Beispiel am Luganer See zwischen Morcote und Melide seit langer Zeit bekannt und noch jetzt vortrefflich aufgeschlossen. Und endlich lehren die Forschungen Taramellis, Frechs²⁾, Milchs, Geyers, Gortanis³⁾ und anderer, daß in den karnischen Alpen auch präpermische paläozoische Effusivgesteine auftreten⁴⁾. Auch diesen müssen aber intrusive Äquivalente entsprechen, so daß wir also für die Südalpen wenigstens vier verschiedene Intrusionsepochen der Gänge voraussetzen müssen: Tertiär, Trias, Perm und präpermisches Paläozoikum⁵⁾.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich übrigens erinnern, daß ähnliche gangförmige Intrusivgesteine, wenn auch weit seltener, auch im Norden des Alpenhauptkammes nachgewiesen sind. Ich erinnere zum Beispiel an den von Pichler⁶⁾ entdeckten, von Mügge⁷⁾ beschriebenen „Glimmerporphyrit“ vom Steinacher Joch, den Cornet⁸⁾ später als „Glimmerdiabas“ bezeichnete. Die mit dem Flysch der Nordalpen in Verbindung stehenden basischen Eruptivgesteine zeigen uns ferner, daß tertiäre Eruptionen und Intrusionen in weiter Verbreitung, wenn auch nicht gerade häufig stattfanden⁹⁾.

In welchem Zusammenhange diese nordalpiner Vorkommnisse mit den südalpiner stehen, wie sich die einzelnen Altersgruppen auf das Alpengebiet verteilen, inwieweit sie einem oder mehreren getrennten Magmaherden entstammen, das alles sind bis heute und wohl noch auf lange unlösbare Fragen.

¹⁾ Man vergl. v. Wolffs Angaben über das Auftreten von Melaphyren im Perm der Bozener Gegend. (Sitzungsber. d. Berl. Akad. d. Wiss. 1905, pag. 1044.)

²⁾ Karnische Alpen. 1894. pag. 194 u. f.

³⁾ Studi sulle rocce eruttive delle Alpi Carniche. Atti Soc. Toscana Scienze Naturali. Memorie. Bd. 22. 1906, 35 Seiten. Hier auch die übrige Literatur aufgeführt.

⁴⁾ Ob diese, wie Gortani behauptet, wirklich sämtlich oberkarbonisch sind oder wie Frech (pag. 197) annimmt, zu einem Teil unterjurassisch, zum anderen unterkarbonisch sind, ist für meine Zwecke nebensächlich.

⁵⁾ Für das Vicentinische Gebiet hatten schon Lepsius und Tornquist im Gegensatz zu Bittner und Taramelli gezeigt, daß die dortigen Gänge jedenfalls nicht einem einzigen sehr kurzen Zeitabschnitt angehören. Neuerdings unterscheidet Maddalena sogar drei ganz verschiedene Intrusionsperioden, nämlich Perm, Trias und Tertiär. Seine tertiären Gänge bezeichnet er als Basalte. — Man vergl.: Osservazioni riassuntive sulle rocce filoniane dell'Alto Vicentino. (Atti Accademia scientifica veneto-trentino-istriana. 1909. 11 Seiten.) Und: Über Eruptivgesteinsgänge im Vicentinischen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1907, pag. 377—400.

⁶⁾ Neues Jahrb. f. Min. 1880. II., pag. 292.

⁷⁾ Ebenda, pag. 293.

⁸⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1888, 38. pag. 591.

⁹⁾ Man vergl. in dieser Hinsicht die Zusammenstellung bei K. A. Reiser, Über die Eruptivgesteine des Algäu. Tschermak's Mitteilungen. 1889. 10., pag. 1—6 des Sonderabdruckes.

6. Petrographische Stellung der dunklen Gangformation des Adamello.

Obwohl an dieser Stelle, wie schon gesagt, keine petrographische Schilderung der Gesteine gegeben werden kann, möchte ich doch ganz kurz auf die bisherigen Hauptergebnisse der petrographischen Untersuchungen hinweisen.

v. Foullon, d. Verf. Monti und Riva in seiner ersten Arbeit¹⁾ bezeichneten die hierher gehörigen Gesteine als „Porphyrite“, beziehungsweise Diabase und unterschieden innerhalb der ersteren die einzelnen Typen nach dem Mineralbestande. In seiner zweiten Arbeit ging Riva²⁾ dazu über, die mittlerweile in immer größerer Zahl aufgetretenen besonderen Namen für gangförmig auftretende Gesteine auch seinerseits zu verwenden. Er unterschied die Dioritporphyrite im engeren Sinne von den Lamprophyren und identifizierte einen erheblichen Teil der Vorkommnisse mit den Suldeniten, Vintliten, Malchiten, Spessartiten und Odiniten. Hinsichtlich der von Osann³⁾ aus dem Odenwald beschriebenen und als „aplische Vertreter der Dioritreihe“ aufgefaßten Malchite bewies er, daß sie im Adamello basischer als der Tonalit sind, nach der Rosenbuschschen Einteilung dort also gerade umgekehrt zu den Lamprophyren gerechnet werden müssen. Nun zeigte schon Chelius⁴⁾, daß die Malchite im Odenwald nicht zur Gangfolge des Diorites gehören können, da dieser dort älter als der von den Malchiten durchsetzte Granitit ist. Milch⁵⁾ folgerte daraus und aus der chemischen Beschaffenheit der Odenwaldmalchite, daß sie „als basische Spaltungsprodukte granitodioritischer Magmen“ aufzufassen sind. Die von Riva aus dem Adamello beschriebenen „Malchite“ aber trennte er wegen ihres hohen Kaligehaltes von den Odenwaldmalchiten ab und reihte sie mit der von Sauer aus dem Schwarzwald beschriebenen Durbachit-Grenzfazies eines Granititmassives zusammen. Er führt Rivas Gesteine geradezu als „Biotithornblende- und Biotit-Augit-Durbachit“ auf und sieht in den echten Malchiten, den Lamprophyren und den Durbachiten drei verschiedene Tendenzen basischer Spaltung des Stammmagmas.

Worauf es mir an dieser Stelle ankommt, ist nur die auf Grund all dieser Auseinandersetzungen wohl nicht mehr zu bestreitende Tatsache, daß die „malchitischen“ Gänge Rivas aus dem Adamello, mit seinen Spessartiten und Odiniten und natürlich auch den Diabasen zusammen eine im Verhältnis zum Tonalit basischere Gesteinsgruppe darstellen. Die Dioritporphyrite entsprechen dem Tonalit zum Teil ziemlich gut, zum Teil (Vintlite) führen sie in allmählichen Übergängen zu der basischen Gesteinsgruppe über. Die permischen Quarzporphyre sind wesentlich saurer als der Tonalit und seine Apophysen (IV, V der nachfolgenden Tabelle).

Der jedenfalls triadische Porphyrit der Val di Dezzo reiht sich chemisch mitten zwischen die dunklen Gänge ein. Ganz am Ende der Reihe stehen die Diabase.

Um das zu erläutern, gebe ich in der auf pag. 592 und 593 folgenden Tabelle alle mir bekannten Analysen unveränderter Erstarrungsgesteine aus der Adamellogruppe und ihrer nächsten Umgebung. Die zweite Gumbelsche Analyse des Vorkommnisses aus dem Dezzotal und die Dittrichsche Analyse des aus Quarzporphyr hervorgegangenen Serizitschiefers der mittleren Val Camonica⁶⁾ lasse ich weg, weil sie wahrscheinlich, beziehungsweise sicher keinen ganz normalen chemischen Bestand angeben.

¹⁾ 96. I.

²⁾ 1697.

³⁾ Mitteil. d. badisch. geol. Landesanst. 2. 1892, pag. 380.

⁴⁾ Notizblatt Darmstadt, 1897. IV. Folge, Heft 18. pag. 20.

⁵⁾ Zentralblatt des Neuen Jahrb. f. Min. 1902, pag. 679—680.

⁶⁾ Vergl. pag. 365.

In der Tabelle habe ich nur die bereits in der Literatur angegebenen Namen angeführt, mich aber nicht darauf eingelassen, auf Grund der Rivaschen und anderen Beschreibungen, beziehungsweise meines Materiales die Umbestimmung in „Odinite“, „Spessartite“ usw. vorzunehmen. Für den in dieser Arbeit verfolgten Zweck ist es ohnedies gleichgültig, wie die Gesteine heißen; und eine Neubestimmung wäre nicht ohne eine hier zu vermeidende kritische Untersuchung der ganzen Art der Namengebung möglich gewesen.

Wir haben nun schon in dem Abschnitte über das Alter der dunklen Gänge festgestellt, daß es im Adamello prätonalitisches und posttonalitisches Gänge gibt¹⁾. Die ersteren gehören vermutlich der Trias, die letzteren der Tertiärperiode an. Doch ist es nicht einmal auszuschließen, daß unter den prätonalitären Gängen auch präpermische paläozoische Gesteine vertreten sein könnten. Es ist aber bis zum heutigen Tage für einen großen Teil der Vorkommnisse noch gänzlich unbekannt, ob sie überhaupt der ersten oder der zweiten Gruppe zuzurechnen sind. Und ebenso wissen wir nichts über die geologische Lebensdauer von Magmabässins. Es ist vielmehr einerseits denkbar, daß im Adamellogebiet ein und dasselbe Magmabassin von der Trias oder gar vom präpermischen Paläozoikum an bis in die Tertiärzeit bestanden habe. Andererseits ist es möglich, daß ein älterer erschöpfter Magmaherd zur Tertiärzeit infolge einer neuen Tiefenintrusion durch einen zweiten jüngeren abgelöst worden sei. Im südlichen Schwarzwald und dem benachbarten Kaiserstuhl zum Beispiel finden wir zur Tertiärzeit alkalireiche Effusivgesteine von ganz anderem chemischem und mineralogischem Gepräge als die karbonischen Tiefengesteine und archaischen Eruptivgneise. Im einen Falle müssen wir also die permischen Quarzporphyre, die triadischen basischen Laven und Gänge, den tertiären Tonalit und die seiner Intrusion folgenden sauren und basischen Gänge als Spaltungsprodukte eines einzigen Muttermagmas ansehen. Die zweite Annahme wird zwei, drei oder mehr getrennte Muttermagmen als Schöpfer der einzelnen Altersgruppen auffassen. Unter diesen Umständen scheint eine Spekulation über die Frage der Magmadifferenzierung in der Adamellogruppe zurzeit fast aussichtslos zu sein. Immerhin aber können wir zu einem Teilergebnis gelangen, wenn wir uns auf die Betrachtung der Tonalitmasse und der sicher posttonalitären und nur durch einen kleinen Zeitzwischenraum von ihrer Intrusion getrennten Gesteine beschränken. Diese Gebilde werden wir dann mit einer an Gewißheit grenzenden Wahrscheinlichkeit als Spaltungsprodukte eines einzigen Muttermagmas auffassen dürfen. Es sind das nun aber nicht bloß, wie man gewöhnlich voraussetzen scheint, die sauren (aplitisch-pegmatitischen), basischen (lamprophyrischen sensu largo) und chemisch dem Tiefengestein gleichstehenden (dioritporphyritischen) Gänge, sondern es gehören dazu als ein quantitativ äußerst wichtiger, für alle genetischen Erwägungen höchst bedeutsamer Bestandteil die Lazerationssphäroide, vulgo „basischen Ausscheidungen“ oder „Schlierenknödel“ und die mitunter, aber keineswegs immer gangartig gestalteten anderen dunklen und hellen Schlieren. Erst die Gesamtheit dieser Gebilde zusammen mit dem in der Tiefe stecken gebliebenen und daher noch unbekanntem Magma des Urortes und zusammen mit dem sichtbaren Tiefengestein liefert uns das Muttermagma. Es erhellt schon daraus, wie falsch es ist, die Spaltungsprodukte eines Magmas schlechthin als Ganggesteine zu bezeichnen. Ich habe daher schon vor einer Reihe von Jahren in meinen Vorlesungen begonnen statt dieses Ausdruckes die allerdings nie von mir publizierte Bezeichnung „Spaltungsgesteine“ zu verwenden. Dieser Ausdruck ist nun ganz unabhängig von mir von Rinne 1901 in

¹⁾ pag. 585.

<p>I. Quarzporphyr Monte Muffetto. (Val Trompia)</p>	<p>II. Quarzporphyr Malga Serra Caprile (Caffarotal)</p>	<p>III. Tonalit Lago d'Avio</p>	<p>IV. Quarzglimmerdiorit Val Moja</p>	<p>V. Val Rabbia</p>	<p>VI. Granatführender Quarzglimmerporphyr (Salomon, 518. Ebenso Riva, 96. I 209). Monte Colmo.</p>	<p>VII. Hornblendeporphyr (Riva, 96. I. 194). Suldenit (Riva, 97. 11). Dioritporphyr (v. Rath, 1864, 265.) Val San Valentino.</p>
<p>SiO₂ . . . 71.50 TiO₂ . . . 0.25 Al₂O₃ . . . 10.79 Fe₂O₃ . . . 3.52 FeO . . . 2.88 MnO . . . 0.30 CaO . . . 0.15 MgO . . . 0.31 Na₂O . . . 2.76 K₂O . . . 6.87 H₂O . . . 1.00 CO₂ . . . 0.13 P₂O₅ . . . Spur Summe . . . 100.46</p>	<p>71.10 — 15.92 3.17 0.34 — 0.88 Spur 3.17 6.11 0.11 0.45 — 101.25</p>	<p>66.91 — 15.20 6.45 — 3.73 2.35 3.33 0.86 0.16 — — 98.99</p>	<p>66.75 — 15.90 3.73 1.84 — 3.11 1.23 3.38 1.98 1.22 — — 99.14</p>	<p>65.73 — 16.20 2.66 1.68 — 3.12 1.28 4.12 1.89 1.47 — — 98.15</p>	<p>63.62 — 17.72 3.24 3.40 — 4.83 1.49 2.29 1.99 Glühverlust 1.09 — — 99.67</p>	<p>62.22 — 20.17 4.56 0.70 — 6.07 1.20 5.12 2.07 0.10 — — 102.21</p>
<p>Analytiker Guembel.</p>	<p>Riva.</p>	<p>G. v. Rath.</p>	<p>Riva.</p>	<p>Riva.</p>	<p>Riva.</p>	
<p>Alter: Perm.</p>	<p>Perm.</p>	<p>Tertiär.</p>	<p>Tertiär.</p>	<p>? (Tertiär.)</p>	<p>?</p>	

VIII. Malchit (Riva, 97.) Biotit-Hornblende- Durbachit (Milch) Pnasso di Campo (Riva, 97. 19.)	IX. Malchit (Riva, 97.) Biotitaugit- Durbachit (Milch, 1902. 684.) Südufer d. Lago d'Arno. (Riva, 97. 19.)	X. Glimmerhornblende- porphyrit (Riva, 96. I.) Mikrodiorit (Lepsius) Monte Rema. (Lepsius, 181.)	XI. Quarzglimmer- porphyrit Val di Dezzo.	XII. Uralitporphyrit (Salomon, 551.) Uralitporphyrit (Riva, 96. I. 219.) Nordabhäng d. Monte Colmo.	XIII. Porphyrit (v. Foulton, 764.) Hornblende- porphyrit (Salomon, 550.) Hornblende- porphyrit (Riva, 96. I. 197.) Val Moja, zwischen Pozzolo und Preda.	XIV. Hornblende- porphyrit (Riva, 96. I. 188.) Odinit mit Vintlitsalband (Riva, 97, 12, 25.) Mittlere Val Moja. (Ilmenitfrucht- schiefer.)	XV. Diabas (Riva, 96. I. 214.) Westlich Galleno.
<i>SiO₂</i> . . . 57.48	56.77	56.78	55.60	53.82	53.71	51.80	45.98
<i>TiO₂</i> . . .	—	—	—	—	—	—	—
<i>Al₂O₃</i> . . . 16.82	20.02	13.34	22.30	13.12	25.51	19.95	19.93
<i>Fe₂O₃</i> . . . } 8.49	6.40 {	1.07	3.50	15.06	7.19	11.86	8.62
<i>FeO</i> . . .		9.92	4.50	0.07	1.74	1.52	6.04
<i>MnO</i> . . . —	—	—	—	—	—	—	—
<i>CaO</i> . . . 5.45	5.40	9.37	1.75	8.51	4.60	8.10	6.29
<i>MgO</i> . . . 4.64	3.70	4.25	1.65	5.56	1.24	3.53	5.46
<i>Na₂O</i> . . . 2.63	4.01	2.89	1.56	2.73	4.50	3.23	3.41
<i>K₂O</i> . . . 4.57	3.94	1.68	3.42	2.87	1.15	0.99	1.29
<i>H₂O</i> . . . 0.25	0.13	0.86	2.42	0.19	0.20	0.17	Glühverl. 2.40
<i>CO₂</i> . . . —	—	—	2.52	—	—	—	—
<i>P₂O₅</i> . . .	—	—	—	—	—	—	—
Summe . . . 100.33	100.36	100.16	99.22	101.93	99.84	101.15	99.42
Analytiker: Riva.	Riva.	Lepsius.	Guembel.	Riva.	Riva.	Riva.	Riva.
Alter: ?	Tertiär.	?	Trias.	Tertiär.	?	?	?

seiner Gesteinskunde¹⁾, wenn auch in etwas anderer Form und Ausdehnung in die Literatur eingeführt worden. Rinne unterschied nämlich Rosenbusch's „granitporphyrische Ganggesteine“ als „Plutonitporphyre“ oder „Batholithporphyre“ von den sauren und basischen Spaltungsgesteinen als „Schizolithen“ (Spaltgesteinen), beziehungsweise „Schizolithporphyren“. Weinschenk²⁾ spricht 1902 von „Spaltungsgängen“ = „zusammengesetzten Gängen“, meint aber damit das, was von anderer Seite gewöhnlich als „gemischte Gänge“ bezeichnet wird. An einer anderen Stelle (pag. 44) gliedert er „das Gangfolge“ in Pegmatite, „in Gänge von normaler Zusammensetzung, aschiste Gänge (griechisch aschistos, ungespalten) und in Spaltungsgesteine, diaschiste Gänge (griechisch diaschistos, gespalten) oder Schizolithe von aplitischem, respektive lamprophyrischem Charakter“³⁾. Die „basischen Putzen“, meine Lazerationssphäroide, faßt er als „Resorptionsschlieren“ auf, die „durch lokale Auflösung eingeschlossener Fragmente des Nebengesteins entstanden“ seien.

Beide Forscher beschränken also den Namen „Schizolithe“ oder „Spalt-, beziehungsweise Spaltungsgesteine“ auf das, was die Rosenbuschsche Schule als aplitisches-pegmatitisches und lamprophyrisches Ganggesteine bezeichnet. Zu den Spaltungsgesteinen gehören aber nach meiner Auffassung mit demselben Recht auch die basischen Lazerationssphäroide und die Gesamtheit der nicht durch Resorption fremder Einschlüsse entstandenen Schlieren. Ja, auch das Tiefengestein mit den ihm chemisch ähnlichen „Plutonitporphyren“ oder „aschisten Gängen“ und der uns unzugängliche am Urort erstarrte Rest des Muttermagmas werden nicht mehr der chemischen Beschaffenheit des ursprünglichen Muttermagmas entsprechen. Ebensowenig werden das zur Effusion gelangte Ausläufer des Magmaherdes im allgemeinen tun.

Eigentlich werden also wohl alle unserer Beobachtung zugänglichen Erstarrungsgesteine „Spaltungsgesteine“ sein. Es hätte aber gewiß keinen Sinn, den Namen in diesem Sinne zu verwenden, es empfiehlt sich vielmehr, ihn auf diejenigen Bildungen zu beschränken, die gewissermaßen als untergeordneter Zubehör zu dem ja sicherlich im allgemeinen dem Muttermagma noch recht ähnlichen Tiefengestein auftreten, sich aber, sei es strukturell, sei es mineralogisch oder chemisch von ihm wesentlich unterscheiden. Diese Gefolgschaft eines Tiefengesteines besteht wohl nie allein aus Gängen. Fast stets treten zu den Gängen die Urausscheidungen, sehr häufig andere dunkle oder helle Schlieren und nicht weniger häufig saure oder basische Grenzfazies⁴⁾. Der Ausdruck „Ganggefolgschaft“ umfaßt also nur einen Teil der Spaltungsgesteine. Es ist nicht angängig, diesen Teil pro toto zu setzen. Wohl aber kann man bei der hier gewählten Abgrenzung die „granitporphyrischen Ganggesteine“ Rosenbusch's = Rinne's „Plutonitporphyren“ und Weinschenk's „aschisten Gängen“ zu den Spaltungsgesteinen stellen. Denn sie unterscheiden sich strukturell stets von dem Tiefengestein und stimmen auch chemisch keineswegs immer genau mit ihm überein. Der Rinne'sche Ausdruck scheint mir am glücklichsten gewählt zu sein. Die Bezeichnung „Ganggestein“ wird sich auf die Dauer nur für diejenigen Gesteinstypen aufrechterhalten lassen, die wirklich nur oder doch fast nur als Gänge bekannt sind. Derartige Typen bilden aber, wie nicht scharf genug hervorgehoben werden kann, weder durch ihre geologischen noch strukturellen noch chemisch-mineralogischen Eigenschaften eine den Tiefengesteinen und Ergußgesteinen gleichwertige und koordinierbare Gruppe.

Betrachten wir nach dieser nötigen Abschweifung die Spaltungsgesteine des Adamello, so haben wir, abgesehen von unbedeutenden Gebilden, dort folgende gut charakterisierte Typen:

¹⁾ pag. 95 und 107.

²⁾ Grundzüge der Gesteinskunde. I. Freiburg i. Br. pag. 42.

³⁾ Entsprechende Auseinandersetzungen finden sich auch im zweiten Teil. 1905, pag. 142 u. f.

⁴⁾ Z. B. Sauer's Durbachit u. die hornblendefreien Grenzfazies des Adamellotonalites.

1. Aplite und Pegmatite.
2. Plutonitporphyre.
3. Lamprophyre.
4. Gewöhnliche basische Lazerationssphäroide.
5. Andere, meist deutlich als langgestreckte Schlieren, seltener als Lazerationssphäroide auftretende basische Tiefengesteine wie Biancotonalit, Riesentonalit, Nadeltonalit.
6. Saure hornblendefreie Grenzfazies.

Ihre Altersfolge ist klar.

Unmittelbar auf den Normaltonalit und die mit diesem gleichalterige Grenzfazies Nr. 6 folgen die Aplite und Pegmatite (1), darauf 2 und 3 in noch nicht bekanntem gegenseitigem Verhältnis. Älter als der Tonalit sind 4 und 5. Und zwar sind die gewöhnlichen Lazerationssphäroide (4) älter als die gröberkörnigen Spaltungsprodukte (5). Das ergibt das folgende Schema:

I. Alt	-- 4	— 5 —	Tonalit und Grenzfazies 6	--	1	$< \frac{2}{3}$	—	Jung
	basisch	basisch	mittel	sauer	sehr	mittel		
					sauer	basisch		

Es ist nicht unmöglich, wenn auch bisher unwahrscheinlich, daß von den dunklen prätonalitischen Gängen ein Teil der Tonalitintrusion unmittelbar vorausgegangen sei und somit in diese Reihe vor 4 einzuschalten wäre.

Hält man die permischen und triadischen Erstarrungsgesteine für Spaltungsgesteine desselben Muttermagmas, so bekäme man die folgende Reihe:

II. Sehr sauer — basisch — basisch — basisch $< \begin{matrix} \text{mittel} \\ \text{sauer} \end{matrix} >$ sehr sauer $< \begin{matrix} \text{mittel} \\ \text{basisch} \end{matrix}$.

Irgendeine regelmäßige Folge läßt sich in keiner der beiden nur den SiO_2 -Gehalt berücksichtigenden Reihen erkennen. Zwecklos aber scheint es mir bei dem jetzigen Erkenntnisstande zu sein, eine feinere Differenzierung der Spaltungsprodukte nach dem Gehalt an anderen Verbindungen als Kieselsäure vorzunehmen.

Schon auf pag. 514 ist das Altersverhältnis von 4, 5, Tonalit, 1, 2 und 3 zur Ergründung gewisser geologischer Vorgänge verwertet worden. Ich hatte zu zeigen versucht, daß wir am Urt Differentiationen des Magmas annehmen müssen, die eine basische Decke über einem saureren Restmagma erzeugten. Bei der Emporbewegung dieses letzteren zum Erstarrungsort wurde die Decke durchbrochen, zerrissen und lieferte die Lazerationssphäroide. Selbstverständlich lasse ich dabei die Frage offen, ob nicht der „Urt“ eigentlich ein „Zwischenort“ ist.

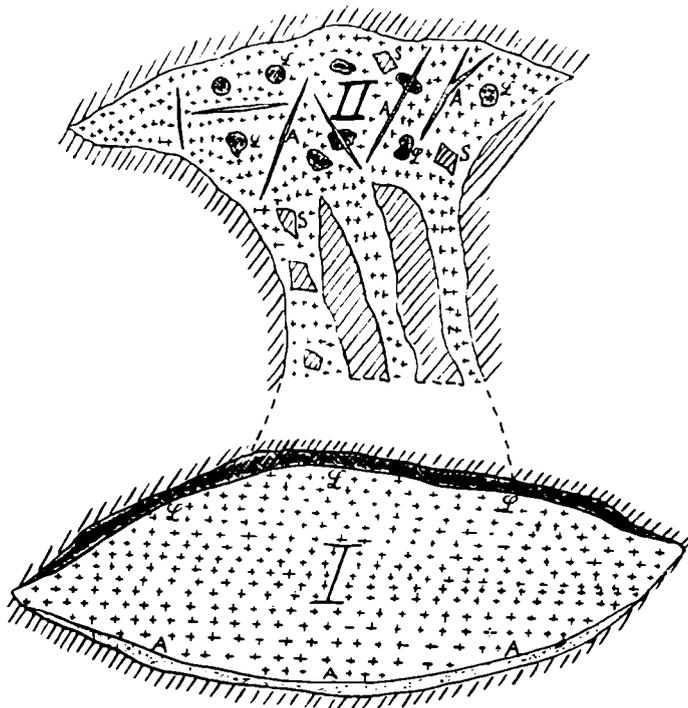
Am Erstarrungsort tritt gewöhnlich wieder eine Differentiation in Kerngestein und Randfazies ein. Es ist bekannt, daß diese letzteren keineswegs immer, wie im Adamello, saurer als das Kerngestein sind. Ich erinnere nur wieder an Sauers basische Durbachtgrenzfazies an dem Schwarzwälder Granit.

Unmittelbar nach vollendeter Erstarrung des Kerngesteins, ja in manchen Fällen (Baveno) vielleicht noch vor völliger Beendigung dieses Prozesses beginnt die Bildung der Pegmatite und Aplite, die sich im Adamellogebiet, wie auf pag. 505 erläutert, gegenseitig durchsetzen und gelegentlich in derselben Gangspalte auftreten. Die Entstehung der Pegmatite aus dem „Magmasaft“, das heißt der nach Ausscheidung der Kerngesteinsminerale noch verbleibenden wesentlich

wässrigen Lösung kann nicht zweifelhaft sein. Auch die Feldspatquarzdrusen des Bavenoer Granites gehören in dieselbe Kategorie wie die Pegmatite und zeigen durch ihre Form, daß in Baveno die Schrumpfrisse noch nicht zur Pegmatitbildungszeit entwickelt waren. Wo dagegen die Zerreißung der erstarrten und sich weiter abkühlenden Masse bereits begonnen hatte, da entstanden Pegmatitgänge, keine Drusen.

Zweifelhaft ist mir die Herkunft des Aplitmaterials. Reyer¹⁾ nahm für die Aplitite wie die Pegmatite die Entstehung als Exsudate aus den „halberstarrten Massen“ an und sagt an einer anderen Stelle: „Es macht entschieden den Eindruck, als ob aus einer Masse, in welcher noch

Fig. 97.



Schema der Differentiation eines Tiefengesteines.

Am Urort (I) basische Decke (L) und aplitische Unterzone (A). Am Erstarrungsort (II) Schollen des Daches (S), Lazerationsphäroide (L) und Aplit-Pegmatitgänge (A). Die Maße dieser beiden letzteren sind außerordentlich übertrieben.

einige Gemengteile beweglich waren, gerade diese in die entstandenen Klüfte vorgeschoben (ausgeschwitzt) worden seien.“ Er nennt die „hellen Blätter“ ohne Unterscheidung der Pegmatite und Aplitite mit dem gemeinsamen Namen „Kluftblätter“. Auf pag. 429 gibt er übrigens für die Kluftblätter an: „Entstehen in starren oder halbstarren Massen Risse und werden diese durch mineralische Sekretionen ausgefüllt, so entstehen Kluftblätter.“

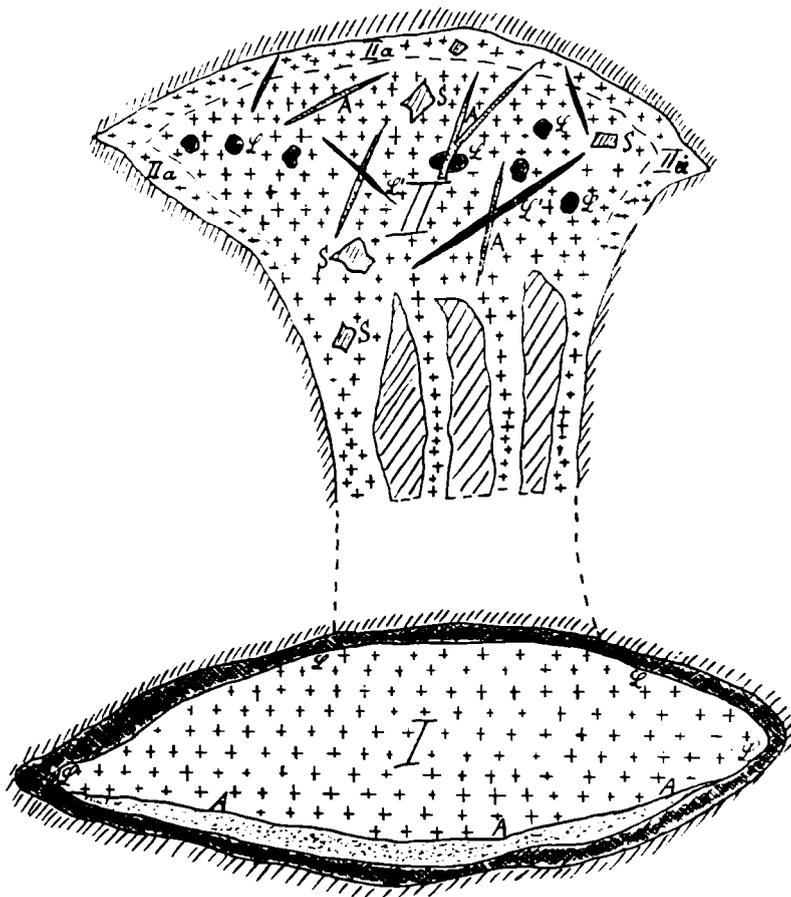
Bei dieser Auffassung bleiben die unlegbar vorhandenen Verschiedenheiten zwischen Apliten und Pegmatiten unerklärt, das grobe, vielfach riesenhafte Korn der Pegmatite, die sogenannte „panidiomorphkörnige“ Struktur der Aplitite, das nach meinen Erfahrungen viel häufigere Auftreten

¹⁾ 1881, pag. 428. Vergl. auch pag. 503 dieser Arbeit.

seltener Übergengenteile in den Pegmatiten und ihr damit in Zusammenhang stehender Reichtum an seltenen Erden, an Bor und Fluor.

Wenn beide wirklich dieselbe Entstehung hätten, warum ist dann kein Aplitanalogon zu den Pegmatitdrusen von Baveno bekannt? Warum fehlt die in in manchen pegmatitischen Gängen angedeutete bilateral-symmetrische Textur der Gemengteile, die in den Pegmatiten wiederholt beobachtete Anordnung langgestreckter Mineralien senkrecht zum Salband, in den Apliten ganz und gar?

Fig. 98.



Vollständigeres Schema der Differentiation eines Tiefengesteines.

Die Bezeichnungen wie in Fig. 97.

Der basischen Decke entspricht hier noch unter der Aplitzone eine basische Bodenmasse, welche die Lamprophyrgänge (L') liefert. Außerdem ist die Bildung einer sauren Randzone (IIa) am Erstarrungsorte angedeutet.

Alle diese Gründe führen mich dazu, es wenigstens vorläufig für wahrscheinlicher zu halten, daß die Aplite als echte Nachschubgänge gebildet wurden, und zwar als Nachschub, welcher der Erstarrung des Kerngesteins so unmittelbar folgte, daß er den Pegmatit-Magmasaft vielfach noch in den Schrumpfungsrissen antraf¹⁾. Er konnte sich mit ihm in den Spalten mischen und dann

¹⁾ Ich habe diese Anschauung mittlerweile auch in den Berichten des Oberrhein. Geolog. Vereines 1909, Heft 42, pag. 10, ausgesprochen.

Gänge erzeugen, in denen beide Gesteine in unregelmäßiger Verteilung auftreten (Heidelberg) oder das eine die Salbänder, das andere die Mittellage bildet.

Machen wir aber diese Annahme, dann sind wir gezwungen, am Urort nicht bloß wie auf pag. 514, eine doppelte, sondern sogar wenigstens eine dreifache Differentiation anzunehmen, wie sie die schematische Figur 97 andeutet.

Die Decke des Magmas am Urort liefert die Lazerationssphäroide, die zentrale Hauptmasse das Kerngestein, die saure Unterzone den Aplit.

Freilich bleibt auch bei dieser Darstellung die Rolle der auf die Aplitintrusionen folgenden dunklen, lamprophyrischen und mittelsauren Gänge unklar. Die Tatsache, daß die Lamprophyre in vielen Fällen chemisch gut mit den Lazerationssphäroiden übereinstimmen, läßt sich aber so deuten, daß noch unter der aplitischen Differentiationsschicht wieder eine basische Grenzschrift folgt, wie das in Fig. 98 dargestellt ist.

Es ist also offenbar am Urort eine peripherische Anreicherung der basischen Bestandteile ohne Rücksicht auf die Gravitation anzunehmen.

Die untere Hälfte der lamprophyrischen Differentiationskruste kann wegen ihrer Lage in größerer Tiefe flüssig bleiben, während die obere infolge rascherer Abkühlung schon halb oder ganz erstarrt ist. Die untere Hälfte kann dann zeitlich als letztes Glied des Urmagmas emporgepreßt werden und wird bei genügendem Zeitabstand die Kerngesteine und ihre Nachbarn hinreichend abgekühlt vorfinden, um verdichtete Salbänder zu bilden, während diese wenigstens nach meinen ziemlich ausgedehnten Erfahrungen den Apliten stets fehlen.

Wer will, mag in der Figur 98 zwischen den Aplit und die untere Lamprophyr-Grenzschrift des Urortes noch eine mittelsaure Übergangsschicht einschalten, um das Auftreten der Plutonitporphyre (Rinne) zu erklären.

Ich betone selbstverständlich, daß ich die in den Figuren 97 und 98 zum Ausdruck kommende Hypothese durchaus nicht als bewiesen ansehe. Sie liefert aber ein nach meinem Dafürhalten mögliches Bild und mag so lange als Arbeitshypothese dienen, bis sie durch eine bessere ersetzt wird.

Nachträge.

Wie schon im ersten Teil auf pag. 6 gesagt, habe ich eine Reihe von Arbeiten, die mir erst nach Vollendung meiner entsprechenden Manuskriptteile vorlagen, im Text entweder nur noch in Fußnoten oder gar nicht mehr berücksichtigen können. Andere sind mir erst nach der Drucklegung zugegangen oder bekannt geworden. So möchte ich hier wenigstens auf einige der wichtigeren kurz eingehen. Vor allen Dingen habe ich zu erwähnen:

„G. B. Trener: Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanellagruppe“, Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt zu Wien, 1906, 56, pag. 405—496 und denselben Autor in „W. Hammer und G. B. Trener: Erläuterungen zur geologischen Karte der Österr.-Ungar. Monarchie, SW-Gruppe Nr. 78, Bormio und Passo del Tonale“, sowie die zugehörige geologische Karte in 1 : 75.000.

Treners Aufnahme umfaßt nämlich auch den bereits von mir kartierten Nordhang der Presanella. Treners und meine Auffassungen stimmen in vielen Punkten überein, weichen aber auch in einigen nicht unwesentlichen Dingen voneinander ab. Bei der Diskussion dieser Punkte ergibt sich für mich eine eigentümliche Schwierigkeit daraus, daß meine Begehungen des betreffenden Gebietes ebenso wie eine Anzahl kurzer darüber von mir veröffentlichter Berichte älter sind als die Trenerschen, daß aber die ausführliche Darstellung dieses Autors vor meiner ausführlichen Veröffentlichung erschienen ist. Ich hatte also nicht mehr die Möglichkeit, die Orte, deren erneute oder erstmalige Begehung mir für die Erörterung unserer Meinungsverschiedenheiten wichtig gewesen wäre, überhaupt oder noch einmal zu besuchen, während er aus meinen vorläufigen Mitteilungen wenigstens über eine Reihe mir bedeutungsvoll erscheinender Punkte Kenntnis hatte.

Da ich nun im Augenblick auch keine Möglichkeit habe, hier eine eingehende Besprechung der strittigen Fragen zu veranstalten, so greife ich nur einige wenige Punkte heraus, um den Leser in den Stand zu setzen, rasch die hauptsächlichsten Unterschiede unserer Auffassungen zu erkennen. Ich behalte mir indessen vor, später einmal ausführlicher darauf zurückzukommen. Von vornherein will ich aber anerkennen, daß Trener sich durch die sehr sorgfältige Aufnahme und Darstellung ein wirkliches Verdienst erworben hat. Er hat offenbar auf den relativ kleinen von ihm untersuchten Gebirgsabschnitt viel mehr Zeit verwenden können als ich. Sein Begehungsnetz dürfte daher viel dichter und vollständiger sein als das meinige. Er hat ferner auch jedenfalls die mir dauernd unzugänglich gebliebene Originalaufnahme der österreichischen Karte in 1 : 25.000 zur Verfügung gehabt, während ich nur sehr viel kleinere und schlechtere Karten benutzen konnte.

Ich bespreche eine Reihe von Punkten in der Anordnung, in der Trener sie in seiner Hauptarbeit behandelt.

Zu pag. 407 und 408 bei Trener. Die Stachesche Originalaufnahme ist mir und wohl ebenso allen anderen Forschern, die außerhalb des Verbandes der k. k. geologischen Reichsanstalt standen, bis 1903 unzugänglich gewesen. Sie wurde mir erst in diesem Jahre durch das freundliche Entgegenkommen der Direktion und des Herrn Bergrates Teller in einer handkolorierten Kopie zugänglich gemacht. Ich habe sie daher für meine erste Karte, die im Original der k. k. Reichsanstalt übergeben wurde, nicht benutzen können. Erst 1904, als ich meine letzte Revision an Ort und Stelle ausführte, hatte ich die Stachesche Karte zur Verfügung und verdanke ihr daher nur eine kleine Zahl in dem ersten Hefte dieser Monographie hervorgehobener Angaben und Anregungen. (Vergl. besonders pag. 25 dieser Arbeit.)

Zu pag. 411. Die Serpentinmasse der Val Ussaja muß ich nach meinen Präparaten noch immer für das Umwandlungsprodukt eines Bronzit-Olivingesteines, nicht aber, wie Trener glaubt, eines Amphibolitzuges halten. (Vergl. pag. 146 dieser Arbeit.)

Zu pag. 415 u. f. „Tonalitgneiß“. Trener will im Gegensatz zu mir und meinen Vorgängern im Adamello, unter diesem Namen nicht mehr den „Tonalit mit paralleler Struktur“ verstehen; „denn dieser ist nach meinen (sc. Treners) Beobachtungen selbst in der äußersten Randzone, wo die parallele Struktur am stärksten hervortritt, immer von einem geübten Auge als Eruptivgestein, und zwar als Tonalit zu erkennen“ usw. Ich muß gestehen, daß ich hinsichtlich der Zweckmäßigkeit dieser Definitionsart auch jetzt noch anderer Meinung bin. Da es sich aber nur um einen Definitionsunterschied handelt, so möchte ich an dieser Stelle eine Diskussion vermeiden.

Zu pag. 417 u. f. „Entstehung des Tonalitgneisses“. Aus meinen Ausführungen auf pag. 515 u. f. dieser Arbeit dürfte hervorgehen, daß Treners und meine Anschauungen nicht mehr so weit voneinander entfernt sind, als es ihm auf Grund meiner früheren Arbeiten erscheinen mußte. Immerhin möchte ich doch auch jetzt noch betonen, daß außer primärer Parallelstruktur des Tonalites sicher auch echte, lange nach der Erstarrung des Gesteines erfolgte kataklastische Zermahlungen eine nicht unerhebliche Rolle spielen. Gesteine, wie die auf pag. 149 dieser Arbeit beschriebenen „zerriebenen“ Tonalite kann ich mir nicht anders entstanden denken; und gerade in diesen Fällen ist die Beziehung zu der in ihrer nächsten Nähe durchstreichenden Judikarienlinie ganz außer Zweifel.

Trener hebt auf pag. 418 hervor, daß im Süden von Pinzolo eine Tonalitgneiszone fehlt, obwohl die Distanz des Tonalites von der Judikarienlinie seiner Ansicht nach ausreichen müßte, um eine Schieferung hervorzurufen, wenn sie im Norden bei Pinzolo die Ursache der Schieferung wäre. Demgegenüber bemerke ich, daß, wie auf pag. 153 beschrieben, bei Pinzolo wahrscheinlich in der Sarca-Ebene ein Seitenast der Judikarienlinie verläuft und daß ferner weiter im Süden die mächtige Rendaschieferzone zwischen der Verwerfung und dem Tonalit sehr wohl die mechanischen Wirkungen der Verschiebung in sich verbraucht haben kann. Das gibt denn auch Trener selbst bereits zu.

Was die Ursache der primären Schieferung des Tonalites betrifft, so wolle man Treners Annahme auf pag. 423 seiner Arbeit mit der meinigen auf pag. 518 dieser Arbeit vergleichen.

Sehr interessant ist Treners Feststellung einer basischen Randfazies des Tonalites. Nicht dagegen kann ich mich seiner Auffassung der „Schlierenknödel“ als magmatischer Ausscheidungen in situ anschließen (pag. 424 bei Trener). Man vergl. darüber meine Ausführungen auf pag. 514.

Zu pag. 426. Kontaktmetamorphose hatte ich nicht nur aus Val Stavèl und Val Piana, sondern auch bereits vom Tonalepaß beschrieben. (Vergl. Salomon, 1891 [3], pag. 414, und 1897 [2],

pag. 170). Ich halte es für möglich, daß Trener mit seiner auf pag. 427 ausgesprochenen Vermutung über die Entstehung der Schieferstruktur in den Kontaktprodukten des Presanellarandes recht hätte. Doch bin ich augenblicklich nicht in der Lage, mein Material daraufhin zu untersuchen und nachzuprüfen.

Zum Abschnitt über die Tektonik (pag. 431 u. f.) Trener faßt im Gegensatz zu mir den Parallelismus zwischen dem Streichen der Schiefer und der Tonalitgrenzfläche „als eine ganz natürliche Folge der Tektonik des Gebirges“ auf. Er berücksichtigt dabei nicht, daß dieser Parallelismus auch dort besteht, wo das Streichen des von dem Tonalit entfernten Schiefergebirges rechtwinklig zu der Tonalitgrenzfläche verläuft (Westseite des Massives). Sollte der von ihm wiederholt angeführte¹⁾ „Quarzitzug, welcher keine Spur von Zerrüttung zeigt und kilometerweit gradlinig zieht“, nicht als Gangquarzit aufgefaßt werden können?

Trener wendet sich gegen die Auffassung der von mir 1891²⁾ beschriebenen Tonalelinie als Bruch und legt dabei besonderen Wert darauf, daß auch noch nördlich von dem Pianagneis meiner Karte eine schmale Phyllitzone auftritt. Als Gegenbeweis kann ich das wirklich nicht anerkennen. Wenn tatsächlich, wie zum Beispiel Termier und Suess annehmen und wie ich 1905 deutlich gezeigt zu haben glaube, an dieser Linie zwei ganz verschiedene Erdkrustenteile aneinandergepreßt und verschoben wurden, so ist es ein Streit um Worte, ob man diese Linie als „Bruchlinie“ bezeichnen will oder nicht. Jedenfalls ist sie weder eine Fläche normaler Übereinanderlagerung von Sedimenten, noch ein normaler Intrusivkontakt. Und auch Trener ist gezwungen, die Existenz einer „Pressungszone“ an derselben Linie anzunehmen³⁾. Haben wirklich längs dieser Linie gewaltige Verschiebungen stattgefunden, so ist die Abquetschung einer schmalen Zone von Phylliten nichts Wunderbares. Außerdem bemerke ich, daß ich ja auch aus dem Gebiet der Tonaleschiefer Phyllite als integrierende Bestandteile dieses Systemes beschrieben habe, so daß man nicht einmal gezwungen wäre, eine solche, mir übrigens ganz normal erscheinende und aus allen Gebieten der Decken längst bekannte Abquetschung anzunehmen.

Was endlich die von Trener gewählte Bezeichnung der von mir als Reibungsbreccie aufgefaßten Gesteine als „Grauwacke“ betrifft, so kann ich mich hier meinem verehrten Kollegen nicht anschließen. Die von ihm zum Vergleiche herangezogenen „Schliffe kambrischer Grauwacken aus Böhmen“ kenne ich nicht, wohl aber Grauwacken aus dem rheinischen Schiefergebirge, dem Harz, den Vogesen, dem Adamello selbst und vielen anderen Gegenden. Ich kann aber nicht die geringste Ähnlichkeit zwischen ihnen und meinen ganz von Rutschflächen durchzogenen Reibungsbreccien des Presanellarandes erkennen.

Zu pag. 441. Trener hebt es als einen Mangel hervor, daß ich 1890 die Plagioklase des Tonalites nicht bestimmt habe. Ich möchte zur Erklärung dieses Mangels darauf hinweisen, daß 1890 die Methoden der Plagioklasbestimmung nicht so entwickelt waren wie jetzt und daß ich den Grund, warum ich eine genauere Bestimmung nicht vornehmen konnte, genau angeführt habe. (Salomon, 1890, pag. 544.) Es ist aber sehr erfreulich, daß Trener jetzt eine sorgfältige petrographische Untersuchung des Tonalites und der anderen Gesteine seines Aufnahmebezirkes mit den seitdem erfundenen und zum Allgemeingut gewordenen Methoden durchgeführt hat.

¹⁾ pag. 414, 432, 469.

²⁾ Ganz unabhängig von der damals noch nicht existierenden oder doch höchstens embryonalen Deckentheorie.

³⁾ Er sagt (pag. 437): „Eine festgestellte Tatsache ist das Vorhandensein einer zerquetschten Zone längs des Vermiglianatales und folglich längs des Verlaufes der fraglichen Bruchlinie“.

Leith, Ch. K. *Rock Cleavage*. Bulletin 239. U. S. Geological Survey. Washington 1905¹⁾.

Becker, G. F. *Current Theories of Slaty Cleavage*. Amer. Journal of Science, Bd. 24, 1907, pag. 1—17.

Die vorstehenden beiden Untersuchungen über Schieferung sind mir leider erst nach dem Erscheinen des ersten Teiles der vorliegenden Arbeit bekannt geworden, die erstere durch freundliche Hinweise der Herren Loewinson-Lessing und Erdmannsdörffer, die letztere dadurch, daß der Verfasser die Freundlichkeit hatte, mir einen Sonderabdruck zu schicken. Leider ist die Leithsche Arbeit in Heidelberg zurzeit (Juli 1910) noch nicht in einer der öffentlichen Bibliotheken vorhanden. Doch sehe ich aus einem mir auf kurze Zeit von außerhalb zur Verfügung gestellten Exemplare, daß Leith schon vor mir „Original“ und „Secondary Cleavage“ genau entsprechend meiner „primären“ und „sekundären Schieferung“ (diese Arbeit, pag. 313 u. f.) unterschieden hat.

Eine genauere Diskussion der beiden Abhandlungen kann ich jetzt, unmittelbar vor meiner Abreise nach Stockholm, auch nicht mehr vornehmen, behalte sie mir aber für die Zukunft vor und werde sie mit der Besprechung der einschlägigen Ergebnisse von Erdmannsdörffers „Eckergneis“ (Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. 1909) verbinden.

Boehm, Georg. *Geologische Ergebnisse einer Reise in den Molukken*. (Congrès géologique International. Comptes Rendu de la IX. Session, Wien 1904. 1. Heft, pag. 657 u. f.)

In dieser kurzen, aber wichtigen Arbeit, an die ich bei der Abfassung meines Abschnittes über die Riff-Frage nicht gedacht hatte, sind Beobachtungen veröffentlicht, mit denen meine Ausführungen gut in Einklang stehen. Der Verfasser führt aus, daß in dem von ihm untersuchten Gebiete die „rezenten Korallen nur dünne Krusten oder Schleier auf allen möglichen Gesteinen“ bilden. Man vergleiche in dieser Hinsicht meine auf Voeltzkows Beobachtungen gestützten Ausführungen auf pag. 416—417 dieser Arbeit.

Böhm hob ferner schon vor mir hervor, daß „die Bezeichnungen »Korallenriffe« und »Koralleninseln« geologisch und übrigens auch zoologisch völlig falsche Vorstellungen erwecken. Man sollte diese Bezeichnungen in der Wissenschaft fallen lassen. Auch sollte man die Ausdrücke »Koralleninseln« und »Atolle« nicht identifizieren.“

Man vergleiche mit diesen Sätzen meine Zusammenfassung auf pag. 418 dieser Arbeit.

T. G. B., offenbar wohl Prof. Bonney, hat in der Nature vom 22. Juli 1909 (Bd. 81, Nr. 2073, London, pag. 102) das erste Heft dieser Arbeit einer zum Teil anerkennenden, zum Teil tadelnden Besprechung unterzogen. Der Tadel bezieht sich auf zwei Punkte.

1. Auf pag. 417 meiner Arbeit steht der Satz: „Die Bohrung auf Funafuti erscheint in demselben Licht“ usw. Dieser Satz wird so gedeutet, als ob ich mit den außerordentlich wichtigen Resultaten der Funafuti-Bohrung nicht näher bekannt gewesen sei. Demgegenüber hebe ich hervor, daß der betreffende Satz bei mir nur ein in Anführungsstrichen stehendes Zitat aus May ist. Meine eigene Anschauung stimmt damit nicht überein, wie auch aus den dem Satze folgenden Ausführungen deutlich hervorgeht.

2. T. G. B. wendet sich dagegen, daß ich die Marmorzonen und einen Teil der sie begleitenden Gesteine in den Tonaleschiefern für triadisch halte und sagt: „the asserted Mesozoic age of the crystalline schists, to which most of the so-called phyllites belong, and with which these marbles are associated, is supported by no better evidence than mistakes in elementary mineralogy and the neglect of important facts, such as the presence of fragments of those crystalline schists in undubitable Triassic rocks.“

¹⁾ Ein kurzes Referat befindet sich im Neuen Jahrb. f. Min., 1906, II, pag. 56.

Demgegenüber muß ich betonen, daß ich es bei aller Anerkennung für Prof. Bonneys wissenschaftliche Verdienste doch für bedauerlich halte, daß er in dieser Weise mit gänzlich unbewiesenen und unbeweisbaren Behauptungen vorgeht. Wo habe ich „mistakes in elementary mineralogy“ begangen?

Und was das zweite von ihm zitierte Faktum betrifft, so bezieht es sich wohl auf die ihm, übrigens aber auch mir recht gut bekannte Schieferzone am Südhang des Gotthardt. Diese steht indessen in gar keiner direkten Beziehung zu meinen Tonaleschiefern. Eine solche Beziehung ist von mir auch niemals behauptet worden. Wohl aber bemerke ich, daß das Alter dieser Gesteine nun einmal von Bonney zur Diskussion gestellt wird, daß ich ebenso wie die Schweizer Kollegen behaupten muß, daß am Südfuß des Gotthardt tatsächlich eine mesozoische Zone von kristallinen Schiefern vorhanden ist. Ich kenne aus ihr nicht nur die längst beschriebenen Belemniten und Cardinien, die ersteren zum Teil in vorzüglicher, jeden Zweifel an ihrer Natur ausschließender Erhaltung, sondern auch einen in meinem Besitz befindlichen recht gut erhaltenen *Arietiten*¹⁾, den ich in einiger Zeit auch abbilden und beschreiben werde. Daß daneben dort auch prätriadische kristalline Schiefer vorkommen, ist mir ebenfalls bekannt. Ja, ich habe selbst Stücke von ihnen in triadischen Gesteinen gesehen. Die Ausführungen von Königsberger²⁾ scheinen mir in dieser Hinsicht die Tatsachen richtig wiederzugeben.

Auf pag. 396 und 397 dieser Arbeit habe ich im Anschluß an Philipp für die untere Abteilung der ladinischen Stufe den Namen „Reitzi-Schichten“ gebraucht und betont, daß „Reitzi-Schichten“ und „Buchensteiner Schichten“ nicht identisch sind. Ich zitierte dabei die Auseinandersetzung Philipps auf dessen pag. 24—34, in der angeführt ist (pag. 26), daß Tornquist³⁾ als erster die Frage aufwarf: „Sind die Knollenkalke mit *Protrachyceras Reitzi* in Iudikarien wirklich die „Buchensteiner Schichten“, welche bei Buchenstein keine Ammoniten geliefert haben?“ Es verdient vielleicht aber noch ausdrücklicher betont zu werden, daß die vor Tornquist allgemein angenommene Parallelisierung den Grund zu Mißverständnissen und unnützen Streitigkeiten gab und daß es ein Verdienst von Tornquist ist, sich als erster gegen sie gewandt zu haben.

Tilmann hat 1907⁴⁾ eine wichtige Darstellung der Val Trompia veröffentlicht, in der er sich dafür ausspricht, daß Baltzers „camunische Überschiebung“ nicht in der Ausdehnung vorhanden sei, wie das Baltzer annahm. Die Arbeit ist für die Auffassung der Tektonik des Gebietes südlich des Adamellomassives von Bedeutung, indem sie zeigt, daß „ein allgemeines Einsinken des Gebirges nach Süden hin statthatte; das Ganze wurde durch Brüche in getrennte Schollen zerlegt, die während der Senkungsvorgänge unter Mitwirkung eines von Norden her kommenden Druckes sich aufwölbten, stauten und teilweise schwach aufeinandergeschoben wurden“⁵⁾. — Mein Profil Nr. 65 auf pag. 244 entspricht wohl ziemlich genau dem ersten südlich des Mella gelegenen Stücke von Tilmanns Profil II auf Taf. II.

¹⁾ Das schöne Stück wurde auf einer von mir geleiteten Unterrichtsreise im August 1907 von meinem damaligen Schüler, dem jetzigen Lehramtspraktikanten Herrn Otto Wurz gefunden und von mir und mehreren Studierenden mit großer Mühe aus dem Gestein herausgeschlagen.

²⁾ *Eclogae geol. Helvetiae*, 1909, Bd. X, pag. 895. Fußn.

³⁾ *Vicentin. Triasgebirge*, pag. 120, 1901.

⁴⁾ *Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia*. Bonn 1907 bei Carl Georgi.

⁵⁾ *L. c.* pag. 58.

Tafel IX.

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe.

Tafel IX.

(NB. In den Hinweisen im Text wurde Tafel IX stets als X bezeichnet.)

Das Mösele (3486 m) vom Schönbichlerborn. (Zillerthaler Alpen.) (Vergl. pag. 463.)

Mit Firn bis zum obersten Kamme erfülltes aktives Kar. „Möselestadium.“

Aufnahme von Würthle und Sohn in Salzburg.



From Punta d. M. Musele

Phot. Würthle & Sohn, Salzburg.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Tafel X.

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe.



Tafel X.

(NB. In den Hinweisen im Text wurde Tafel X stets als Tafel IX signiert.)

Fig. 1. Finsteraarhorn (4275 m) vom Gipfel des Schreckhorns. (Vergl. pag. 463.)

Rechts aktive Kare, deren Rückwände bis hoch hinauf vom Firn verhüllt sind. Über dem Hauptgefällsknick jeweils ein Bergschrund, der die regelmäßige Bewegung des Firnes beweist.

Aufnahme von Oberst von Wundt in Weingarten (Württemberg).

Vergl. auch den Text.

Fig. 2. Frisch erbaute Straßenmauer bei Tione. (Vergl. pag. 173 und pag. 487.)

K = normaler Kerntonalit. — BK = etwas basischer Kerntonalit. — B = Bianco-Tonalit. — L = Lazerations-sphäroide = „Schlierenknödel“. — A = Aplitgang. — S = Sabbionediorit. — H = ? Hornfelseinschluß oder Lazerationssphäroid¹⁾.

Die Blöcke der mittleren Reihe sind etwa 35–40 cm hoch.

Der zweite Block von links in der zweiten Reihe zeigt dichtgedrängte, von einander fast nur durch Biancotonalit getrennte Lazerationssphäroide, von denen eines durch den Aplitgang zerschnitten ist. Die Aplitgrenze ist nicht scharf. Das Lazerationssphäroid des Blockes der rechten unteren Ecke hat in dem basischen Kerntonalit eine saure, durch die Pfeile angedeutete Randzone erzeugt.

Man vergl. auch die pag. 20, 23, 24, 35, 44–48, 51 und 76.

Von Salomon photographiert. 1904.

¹⁾ Ich hatte keine Möglichkeit, ein Stück zu genauerer Untersuchung aus der Blockoberfläche herauszuschlagen.



Phot. Oberst von Wundt, Weingarten.

Fig. 1



Phot. W. Salomon.

Fig. 2

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Tafel XI.

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe.

Tafel XI.

Fig. 1. Frisch erbaute Straßenmauer bei Tione. (Vergl. pag. 173 und 487.)

Maaße ähnlich wie in Taf. X, Fig. 2.

k = Kerntonalit. — *BK* = basischer Kerntonalit. — *SK* = saurer Kerntonalit. — *B* = Biancotonalit. —
D = Hornblendefreie Quarzglimmerdioritfazies des Tonalites. — *SD* = dieselbe, abnorm sauer. —
L = Lazerationssphäroide.

Der Kerntonalitblock rechts oben enthält nur wenige große gedrungene Hornblenden. Die übrigen schwarzen Gemengteile (Hornblenden und Biotite) sind in ihm kleiner als gewöhnlich. — In dem Block links davon enthält sowohl die Schliere von etwas basischem Kerntonalit, wie der sie umgebende sehr saure Kerntonalit die gewöhnlichen gedrungeenen dicken Hornblenden. — In dem mittleren Block erkennt man deutlich die Schlierennatur des Biancotonalites. Der Block links davon ist das durch Spaltung gewonnene Gegenstück. In dem äußersten rechten Block der zweiten Reihe bildet die saure Dioritfazies Gänge in der basischen.

Man vergl. auch die pag. 20, 21, 23, 24, 44, 45.

Von Salomon photographiert. 1904.

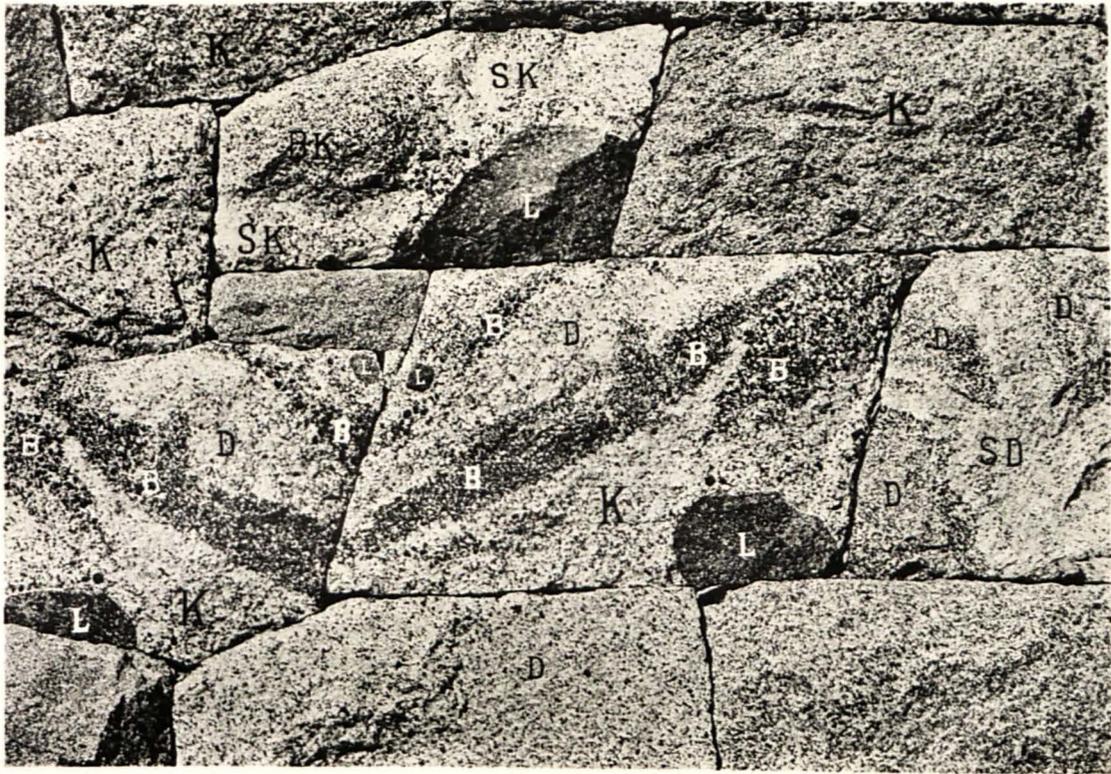
Fig. 2. Frisch erbaute Straßenmauer bei Tione. (Vergl. pag. 173 und 487.)

Maaße ähnlich wie in Taf. X, Fig. 2.

K = Kerntonalit. — *A** = ziemlich dunkler Biotitaplit. — *TG* = Tonalitgneis. — *L* = Lazerationssphäroide. Die Grenzen der Biotitaplitgänge sind nicht scharf. Der Tonalitgneis enthält Hornblende. Die Kerntonalite sind zum Teil etwas basischer, zum Teil etwas saurer, aber doch im Großen und Ganzen normal. — Man beachte den Parallelismus zwischen den ausgezogenen Lazerationssphäroiden und der Flaserung des Tonalitgneises.

Man vergl. auch die pag. 20, 35, 44, 45, 65.

Von Salomon photographiert. 1904.



Phot. W. Salomon.

Fig. 1



Phot. W. Salomon.

Fig. 2

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.