

# Der Mte. Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen.

Von Robert Schwinner.

Mit einer Karte (Taf. III.\*) und einer Figur im Text.

## Einleitung.

Das kristalline Massiv der nördlichen Adamello-  
gruppe (die Presanellagruppe) ist im O von dem meso-  
zoischen Gebirge der Brentagruppe durch jene Tiefenlinie  
getrennt, welche die Straße aus dem Sulzberg in die Val  
Rendena: Dimaro—Campiglio—Pinzolo benützt.  
Die breite Wasserscheide liegt etwas nördlich ober Campiglio  
(Campo Carlo Magno). Von hier fließt der Meledrio  
nördlich zum Noce, das Gebiet südlich gehört den Quell-  
flüssen der Sarca. Schon bei Campiglio lenkt die von W  
aus der Val Nambino kommende Sarca di Nambino  
(auch Sarca di Campiglio genannt) in das Haupttal ein,  
um ca. 4 km weiter südlich, nachdem sie eine tief eingerissene  
Klamm passiert hat, bei Fogojard-Piazza von der Brenta-  
seite her die Sarca di Vallesinella, vereint mit der  
Sarca di Val Brenta, und kurz nachher ebenfalls von  
links die Sarca di Vall'Agola aufzunehmen. Bis hierher  
folgt die tektonische Grenze, die Judikarielinie, unge-  
fähr dem Tal. Während nun die Sarca etwas gegen W ab-  
biegt, zieht die Judikarielinie gerade südlich weiter in die  
Vall'Agola und über den sie abschließenden Sattel östlich  
des Mte Sabbione. Dem Hauptkamme der Brentagruppe  
sind gegen das Tal zu mehrere kurze Seitenkämme vorgelagert,  
und zwar (von N nach S): der Dosson di Vagliana  
(2099 m), ein Ausläufer der Pietra grande NO vom Campo  
Carlo Magno; das breite, von Alpweide bedeckte Plateau des

---

\*) Anmerkung. In der geologischen Karte ist irrtümlich bei P. 1636  
zwischen Campiglio und Campo Carlo Magno die Signatur für Rendena-  
schiefer eingetragen. Richtig ist an dieser Stelle ein einfacher roter Punkt  
als Signatur für isolierte erratisch Tonalitblöcke.

Mte. Spinale (2103 m) gerade ober Campiglio; der von der Cima di Brenta westlich streichende Kamm der Fridolinsspitzen (2151.3 m), mit dem abgeflachten Sporn des Grasso doveno (1802 m), zwischen Vallesinella und Val Brenta; die Fracinglogruppe zwischen Val Brenta und Vall' Agola; und schließlich zwischen Vall' Agola und dem Haupttal der Dioritrücken des Mte. Sabbione (2101 m). Im Hauptkamme kulminiert östlich von Campo Carlo Magno das Rhät in der Pietra grande (2936.1 m, der Nordgipfel, die Cima di Vagliana 2840 m). Südlich von ihr folgt tief eingesenkt das Hauptdolomitplateau des Grostèpasses (2446 m), worauf mit der Cima del Grostè (2897.6 m) wieder ein wild zer-rissener Dolomitgrat beginnt, dessen Hauptgipfel die Cima di Brenta (3150 m) und, weiter südlich, die Cima Tosa (3173 m) sind.

Dieses Gebiet in der unmittelbaren Nachbarschaft des bekannten Höhenkurortes Madonna di Campiglio, ist Gegenstand der folgenden geologischen Besprechung. Als topographische Grundlage dient die ausgezeichnete Karte der Brenta-gruppe von L. Aegerter, herausgegeben vom deutschen und österreichischen Alpenverein als Beilage zur Zeitschrift 1908 (zitiert als A. V.-K.). Eine Karte 1:25.000 ist auch dem Pfeiferschen Führer durch Campiglio beigegeben, die wegen ihrer weiteren Ausdehnung gegen Westen für manches bequemer ist, an die Aegerter'sche jedoch nicht heranreicht. In demselben Führer ist auch ein Orientierungsblatt der Wegmarkierungen enthalten, für den Gebrauch manchmal ganz praktisch. Beschreibung und Zeitangaben der Wege sind in Kunzes „Madonna di Campiglio“ und in dem erwähnten Pfeiferschen Führer zu finden, beide allerdings sehr vom Standpunkte des Kurgastes aus geschrieben.

Meine geologischen Aufnahmen in diesem Gebiete fanden in den Sommern 1909 und 1910 statt. Da sich die Drucklegung verzögerte, konnten auch noch einige Beobachtungen des Sommers 1911 verwertet werden.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Heim, bin ich für mancherlei wertvolle Hinweise und Anregungen bei der Ausarbeitung zu großem Danke verpflichtet. Herrn Dr. Richard Schubert-Wien ferner danke ich bestens für die freundliche Unterstützung, die er mir durch die paläontologische

Bestimmung meiner Foraminiferendünnschliffe hat angeeignet lassen. Dem Hauptausschuß des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereines verdanke ich die Erlaubnis, einen Ausschnitt der von ihm herausgegebenen Brentakarte als topographische Unterlage des beigegebenen geologischen Kärtchens reproduzieren zu dürfen.

#### Literatur.

1878. Richard Lepsius, Das westliche Südtirol, geologisch dargestellt (mit einer geologischen Karte). Berlin W.
1881. Michael Vacek, Vorlage der geologischen Karte der Umgebung von Trient. Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt.
1894. — — Ueber die geologischen Verhältnisse des Nonsberges. Ibid. S. 431 bis 446.
1895. — — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Trient. Ibid. S. 467 bis 483.
1896. — — Ueber die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Brentagruppe. Ibid. S. 200 bis 215.
1902. Josef Blasas, Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck (Wagner).
1903. Michael Vacek, Exkursion durch die Etschbucht. In: Führer für die geologischen Exkursionen in Oesterreich. IX. Internationaler Geologenkongreß 1903. Wien 1903 (Exkursion VII.)<sup>1)</sup>
- — — Geologische Karte der österreichischen Monarchie, Blatt Trient (Zone 21, Kolonne 4). (Zitiert als geol. Sp.-K.) (Erläuterungen dazu sind 1911 erschienen.)
1908. Wilhelm Salomon, Die Adamellogruppe I. Teil. Abhandlungen der k. k. Geol. Reichsanstalt. Bd. 21, Heft 1. (Mit geol. Karte 1:75.000).
- — — Giov. B. Trener, Geologische Karte der österreichischen Monarchie, Blatt Bormio und Passo del Tonale (Zone 20, Kolonne III).
1909. Albrecht Penck, Der Etschgletscher. In: Penck & Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig (Tauchnitz).
1910. W. Salomon, Die Adamellogruppe II. Teil. Abh. der k. k. Geol. Reichsanstalt. Bd. 21, Heft 2.
1912. Robert Schwinner, Kristallines Erraticum in 2650 m Meereshöhe, auf dem Hauptkamm der Brentagruppe (SW Tirol). Verhandl. der k. k. Geol. Reichsanstalt.

Die erste Erwähnung dürfte das Gebiet, in dem für SW-Tirol grundlegenden Werke von Lepsius (S. 283) erfahren haben: „Der Mte. Spinale ist eine Vorterrasse von Hauptdolomit, in NW 15° einfallend, und trägt auf seinem Rücken zerstückelte Partien Lithodendronkalk; die Blöcke des hier ver-

---

<sup>1)</sup> Auf unser Gebiet bezieht sich darin nur Profil III zum Teil, das in Lethaea geognostica II. Teil, 1. Band, 3. Lief. (S. 363) übergegangen ist.

streuten schwarzen Kalkes sind erfüllt mit *Rhabdophyllia clathrata*."

Weiterhin wurde das Gebiet für die Geologische Reichsanstalt von Vacek aufgenommen. Die wichtigsten diesbezüglichen Notizen finden sich in seinem letzten Aufnahme-, beziehungsweise Revisionsbericht von 1898.

Die tiefsten aufgeschlossenen Schichtglieder gehören der Muschelgruppe an. „... bei den Mühlen von Fogojard . . . treten auf kurze Strecke rote Sandsteinschiefer auf vom Aussehen derjenigen, welche die Basis des unteren Muschelkalkes charakterisieren. Aus ihnen entwickeln sich nach oben graue Mergelkalke, die bei der Stauwehre der obersten Mühle von Fogojard . . . steil unter den (Schlern-) Dolomit einschießen, der weiter nordwärts, bis knapp in die Gegend von Madonna di Campiglio die steilen Wände der Bachschlucht bildet“, (S. 206), und dort schließlich ganz ausspitzt (siehe weiter oben). „Ueber dem (Schlern-)Dolomit der Brenta bassa folgt mit scharfer Grenze ein nur 20 bis 30 m mächtiger Wechsel von dunklen Kalken und Mergeln, welche letztere stellenweise einen ziemlich großen Kieselgehalt zeigen . . . und mit dem Hauptdolomit durch allmähliche Uebergänge und Wechsellagerung verbunden sind. Derselbe läßt sich aus der Gegend von Madonna di Campiglio, wo er in dem Wasserisse hinter der Kirche und ebenso entlang dem Fahrweg gegen Campo Carlo Magno gut aufgeschlossen ist, in südlicher Richtung entlang der schmalen Terrasse verfolgen, auf welcher der Weg vom Kurhaus zur Brenta bassa führt . . . weiter etwa in halber Höhe des rechten Hanges der Vallesinella . . . gut sichtbar, wo infolge von Quellen, die der mergeligen Natur dieses Zwischenhorizontes ihr Dasein verdanken, der deckende Diluvialschutt entfernt ist.“ Fortsetzung: Quellen ober Mga. Vallesinella di sopra — Mga. Mandron — Hintergrund der Brenta alta (S. 206 und 207).

Mächtigkeit des folgenden Hauptdolomites mindestens 1200 m in dem „klar entblößten ungestörten Schichtkopf“ des Crozzon di Brenta (3155 A. V. K.). Diese Fixierung ist deshalb von Interesse, weil in dem kaum 5 km weiter nördlich liegenden Mte. Spinale die unmittelbare Fortsetzung derselben Hauptdolomitplatte, trotzdem sie hier eine Decke von rhätischen Bildungen trägt, somit nach gewöhnlichen Begriffen

voll erhalten sein müßte, kaum auf 300 m geschätzt werden kann (S. 207).

Ueber diesem „stark modellierten Korrosionsrelief des Hauptdolomites liegt das Rhät unkonform auf“ (S. 209), so zwar, daß stellenweise (Grostèpaß) auch das unterste Rhät, die Kontortamergel, fehlen. Diese können nicht, wie Lepsius meinte (S. 105), durch ein Fortdauern der Hauptdolomitfazies ersetzt sein; denn gerade hier (Grostè) hat der Hauptdolomit kaum ein Viertel der normalen Mächtigkeit. „Verfolgt man die Dolomitbank mit zahlreichen Durchschnitten großer Megalodonten, über welcher auf dem Spinale das Rhät unmittelbar aufliegt, gegen Grostè und die hohen Cimen hin, dann sieht man, daß sich hier über derselben noch eine mächtige Serie von weiteren Dolomitbänken höher aufbaut. Die Mächtigkeitszunahme des Hauptdolomites in der Gegend der Hochgipfel hat sonach nicht etwa in einer Dickenzunahme der einzelnen Dolomitbänke ihren Grund, sondern in einer größeren Vollständigkeit der Erhaltung des ganzen Komplexes.“ (S. 208.)

Mit Zuziehung des von Vacek 1903 gegebenen Profils kann man seine Darstellung zusammenfassen: Wir haben hier eine flache Synklinale, deren Achse etwas östlich vom Spinalgipfel zirka N—S durchstreicht. „Kleine Abweichungen, welche dieses sehr einfache Bild lokal komplizieren“ (S. 215), erwachsen daraus, daß in der Schichtfolge zwei Unterbrechungen der Sedimentation mit darauffolgender Abtragung konstatiert werden, u. zw.: Zwischen Schlerndolomit und Raibler Schichten und zwischen Hauptdolomit und Rhät. An Stellen maximaler Erosion wurde einmal der ganze Schlerndolomit (500 bis 600 m, S. 206) und im anderen Falle zirka 900 m, Hauptdolomit<sup>2)</sup> abgetragen und am Mte. Spinale dürften beide Maxima der Abtragung ziemlich genau übereinanderliegen, oder nur wenig gegeneinander verschoben sein. Auf sehr geringmächtigen Rhät liegt schließlich am Lago di Spinale eine kleine Scagliaschale transgredierend direkt auf.

Der Plan der großen Monographie Salomons über die Adamellogruppe schließt zwar nach seiner Abgrenzung gegen

---

<sup>2)</sup> Daß gerade hier in einem 900 m tiefen Erosionstal des Hauptdolomits das unterste Glied des transgredierenden Rhät ebenfalls fehlen soll, ist allerdings auffallend.

Ost ein näheres Eingehen auf unser Gebiet aus, doch bringt der Verfasser (I., S. 147 bis 153) eine Anzahl bemerkenswerte Details, von eben dieser Grenze, so besonders über die Breccien-vorkommnisse längs des Straßenzuges Dimaro—Pinzolo, betreffs deren Deutung er allerdings auf die Angaben bei Vacek (1898, geol. Sp.-K.) angewiesen ist. Es muß jedoch festgestellt werden, daß Salomon die gegen diese vorhandenen Bedenken bereits teils klar erkannt hat (S. 150), teils gefühlt zu haben scheint, wie die vorsichtige Stilisierung andeutet (u. a. S. 152). Die einzelnen Angaben sollen weiterhin im Zusammenhang besprochen werden.

Ueber die Verhältnisse des Diluviums gibt das große Werk von Penck und Brückner, „Die Alpen im Eiszeitalter“, hier wie sonst die nötigen Grundlagen, sowie die erste und auch einzige zusammenfassende Darstellung.

Die Angabe von Lias auf dem Mte. Spinale, in dem geologischen Führer von Blaas (S. 730 und 773) ist offenbar nur ein Lapsus calami und soll sich wohl auf Vaceks Angaben über die Scaglia am Lago di Spinale beziehen.

### Geologische Beschreibung.

#### 1. Die unmittelbare Umgebung von Madonna di Campiglio und das Meledriotal.

Das liebliche Wiesen- und Waldtal, in welchem der Kurort Madonna di Campiglio liegt, wurde schon von Lepsius sehr richtig mit den Worten geologisch charakterisiert: „Hier breitet sich der Gletscherschutt über alles hin, auf den sich Wiesen, Sumpf und Torf lagern.“ (S. 193.) Gegen Süden ist diese Talstufe von einem etwa 8 bis 10 m hohen Wall abgeschlossen, der vom Parkweg zur Straßenbrücke und zum Hotel Brenta zieht. Seine äußere Form hat durch den Einschnitt der Sarca, den Bau der Straße und der Zufahrt zum Hotel usw. gelitten. Seine frischen Aufschlüsse bieten dafür durch die regellose Lagerung großer Tonalitblöcke in feinkörnigen Tonalitgruß den klaren Beweis, daß wir es mit einer Stirnmoräne, u. zw. des Nambinogletschers zu tun haben. Der Moränenwall biegt bei Hotel Brenta gegen N um, trägt die Villa Dr. Kuntze und lehnt sich beim Atelier Hofer an den östlichen Berghang an. Vor ihm (gegen S) breitet sich am linken Ufer

der Sarca eine wenig geneigte, versumpfte Wiese aus (Palù), in der vereinzelt Tonalitblöcke sichtbar sind. Knapp vor dem südlichen Rande dieser Wiese jedoch springt von links her ein beiderseits scharf abgesetzter 4 bis 5 m erreichender Wall aus Tonalitblöcken bis ungefähr in die Mitte des freien Raumes vor: Ein Rest einer etwas älteren Stirn-*moräne*. (Reste des Westflügels finden sich bei den Häusern von Prà Maniàm; doch ist dort die Form bedeutend mehr verwischt.) Von dieser Stirn-*moräne* ausgehend, können wir die Grenze des Tonalit-*erratikums* langsam ansteigend am Spinalhang verfolgen: Ungefähr zur Quelle des Hotel Brenta (die A. V. K. ist hier ungenau; eine starke Trinkwasserquelle entspringt hier unter dem Faulenzerweg, der weiter aufwärts blau eingezeichnete Bach ist eine trockene Rinne, die übrigens gar nicht einmal genau auf den Ort der Quelle hintrifft und mit dieser nichts zu tun hat), weiter zu einer Gruppe von Riesenblöcken bei der kleinen Serpentine des Miezlweges und über den Wasserriß zur Straßenbiegung bei P. 1631.2 (A. V. -K.). Auf dem Faulenzerweg fand ich noch ein Stück Tonalit ca. 15 m höher, sonst ist oberhalb dieser Linie auf dem ganzen Gebiet des Mte. Spinale kein Tonalit- und überhaupt kein kristallines *Erratikum* zu finden. (Ganz im Gegensatz zu Dosson di Vagliana und Mte. Sabbione, siehe unten.)

Also, seitdem der Westabhang des Mte. Spinale seine heutige Gestalt erhalten hatte, ist der Nambinogletscher einmal bis zum Süden-*de* der Palüwiese vorgestoßen und nicht weiter. Höher hinauf ist an der heutigen Oberfläche des Mte. Spinale niemals ein Gletscher mit kristallinem Material vorgedrungen, entweder war also der Mte. Spinale durch einen Brenta-*gletscher* gedeckt, oder seine Oberflächenbedeckung ist jünger als der letzte Gletscherhochstand, das ist die Würmeiszeit. Worüber später im Zusammenhang.

Innerhalb der zweiten Stirn-*moräne* ist flachwelliges Terrain, eine flache Mulde, in deren tiefstem Teile die Sarca wenig (1 bis 1½ m) eingeschnitten hat, stellenweise von einem etwa ½ m höheren Terrassenranft begleitet. (Die Wasserfläche gegenüber Villa Kuntze ist reines Kunstprodukt, kein Stausee.) Im Bachbett ist nur Tonalitgeröll zu sehen, stellenweise finden sich auch große Blöcke, so in der Wiese ober Hotel Nambino.

In neuen Aufschlüssen an den Seiten bei Hotel Neumann und längs der Fahrstraße im Westen und hinter Hotel Reinalter im Osten ungeschichteter Tonalitgrus mit großen, ziemlich gerundeten Blöcken, regellos eingestreut. Die westliche Randmoräne ist nicht genau festzustellen, da der ganze Hang weit hinauf nur aus Tonaliterratikum besteht und die ohnehin von Anfang an nicht sehr markante Oberflächenform im Walde nicht hervortritt. Bei der Straßenbiegung in der Nähe der Trattoria Belvedere (nicht in der A. V.-K.) kreuzt abermals eine Stirnmoräne im Bogen das Tal. Die Sarca hat sie noch nicht ganz durchschnitten und bietet daher das nötige Gefälle für zwei Sägemühlen. Dahinter folgt abermals flaches versumpftes Terrain, dann eine enge Schlucht mit starkem Gefäll, in der ich aber auch kein anstehendes Gestein gesehen habe, und darüber am Ostrand der sumpfigen Fläche der Mga. Nambino abermals eine Stirnmoräne. Die folgende Talstufe, ober welcher der Lago di Nambino liegt, ist jedoch ein Felsriegel (Aufschluß im Bach bei ca. 1720 m), allerdings von mächtigem Moränenschutt überdeckt.

Wie schon erwähnt, sind die Westhänge des Talzuges Sarca—Meledrio bis hoch hinauf mit Tonaliterratikum überschüttet (v. Salomon, II., S. 437). Die A. V.-K. zeigt hier sehr deutliche Terrassen, deren äußerer Rand regelmäßig höher liegt, als die gegen den Berghang zu anschließende versumpfte Fläche. (Die Differenz ist zu klein, um in 20 m Höenschichten besonders deutlich zum Ausdruck zu kommen, stellenweise aber in der A. V.-K. ganz gut zu erkennen.) Es sind also keine Talböden, sondern Moränenterrassen. Mit diesem Vorwiegen des Moränen-, hauptsächlich Grundmoränenmaterials, hängt wohl zusammen, daß in der Umgebung von Campiglio, wie mir mitgeteilt wurde, gewaschener, reiner Sand, wie zur Bereitung eines guten Mörtels erforderlich, kaum aufzufinden ist. Gegenstücke der Terrassen der westlichen Talseite sind am Mte. Spinale nicht zu beobachten. Weiter unten sollen diese Terrassen im Zusammenhang mit den anderen Glazialerscheinungen besprochen werden.

Sicher anstehendes Gestein kenne ich im Bereiche dieser Terrassen von Mga. Ritorto bis Mga. Malghette di Sotto keines. (Am Panoramaweg westlich von Prà Maniam habe ich eine kleine Partie von gründlichst verwittertem Rendaschiefer



eingetragen, ohne eine weitere Verantwortung übernehmen zu wollen, als daß ein Interessent ein solches zweifelhaftes Objekt hier auch wirklich findet.) (Salomon I., S. 153 und Karte.) Im Talboden von Campiglio finden sich: an der ca. 100 m nördlich von Hotel Reinalter gelegenen Wegteilung und nördlich daran anschließend einige Entblößungen eines Hornblendeschiefers (?) mit Quarzadern und in der Fortsetzung davon am Brückchen des Elviraweges Diorit (?), beides übel verwittert; aller Wahrscheinlichkeit nach sind es aber nur größere in der Moräne steckende Blöcke.

Wenden wir uns zur anderen, östlichen Talseite; von Palù bis zur Kapelle ist kein Aufschluß. Höher aufwärts stechen hie und da Kalkvorkommnisse durch die Vegetations- und Moränendecke. Das am weitesten nach SW vorgeschobene liegt unter der SO-Ecke von Hotel Reinalter (im übrigen ist dies Haus auf Moräne fundiert). Ein besserer Aufschluß ist im Bachriß beim Beginn des Miezlweges: schwarze, dichte, splittige Mergelkalke, in allen den festen Bänken des Kontortahorizontes von Grostè gleichend, stark zerrüttet. Die ursprüngliche Schichtung dürfte wohl flach NO-Fallen gezeigt haben, besonders da etwas höher, ca. 20 Schritte unter der ersten nach links führenden Brücke eine Schmitze schwarzer kleinstückeliger Mergel in lichtgrauem bis zuckerkörnigem Dolomit in dieser Richtung eingelagert ist, jedoch ist eine steil NW fallende Absonderung fast ebenso deutlich. Man kann unschwer Stücke mit der Hand herausziehen und erkennt dann, daß das Gestein nicht in Parallelepiped, sondern in keilförmige Stücke zerfällt. Fast jedes Stück zeigt auf den Seitenflächen ausgezeichnete Riefen, die von durch Schlag erzeugten nicht zu unterscheiden sind, sowie in den spitzwinkligen Schneiden kleine Kerben, die ganz an ähnliche Formen von Steinwerkzeugen erinnern. — Alle diese Formen sind aus Bergstürzen bekannt. (Vgl. Oberholzer, Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, II. Ser., Nr. 9.)

Der nächste gute Aufschluß weiter nördlich ist an der Straßenbiegung bei P. 1631-2 (A. V.-K). Betreffs der Zerrüttung gilt hier genau dasselbe wie oben, sie hat hier eine bescheidene, technische Verwertung gefunden: Wenn man nämlich eine Partie mit der Spitzhaue herabschlägt, hat man gleich fertigen Straßenschotter, die Mühe des Zerklopfens fällt weg.

Der Straßenschnitt dürfte 4 m hoch sein, eine ganz oberflächliche Erscheinung ist die Zerrüttung also nicht. Beachtenswert ist der rasche Gesteinswechsel. Von links an hat man: samtschwarze Kalke, sandiggraue, kompakte helle mit glashellen Punkten, leicht violett anwitternd; subkristalline bis zuckerförmige kompakte graue, alles Typen, die man im Rhät des Brenta-Nordzuges findet, allerdings nie so knapp beisammen. „Schichtung“ unklar und wechselnd. Das Tälchen westlich von P. 1631-2 (mit Kalkofen) liegt ganz im Kalk, der im W darüber aufragende Rücken (blaugelbe Markierung) ist auf seiner Höhe Tonalitschutt. Einzelne Blöcke liegen auch jenseits der Grenze auf der Breccie. Liegendes der Breccie nicht aufgeschlossen. Nach dem Verlauf der östlichen Grenze des Tonaliterratikums halte ich diesen Rücken für eine Seitenmoräne einer kleinen nach N überfließenden Zunge des den Stirnmoränen von Palù entsprechenden Gletschers, die also hier direkt auf der Breccie liegt.

Unter dieser Stelle drunten in der Miniaturklamm des obern Miezlweges steht ähnlicher „stark zerrütteter Kalkstein mit einzelnen brecciösen Bänken“ (Salomon I., S. 150), an, gegen den oberen Ausgang bei den Grotten erscheint eine Breccie aus scharfkantigen Fragmenten des samtschwarzen Kalkes, in einer weißen, pulverigen Masse eingekittet. Der Dünaschliff zeigt, daß es sich nicht um einen Zement von sekundär infiltriertem oder sekretiertem Kalzit handelt, sondern um Gesteinszerreißel. Dies gilt auch von allen anderen Dünnschliffen solcher Breccien, die ich untersucht habe mit Ausnahme der später zu besprechenden Oberflächenschuttbreccien. Die Breccie zeigt eine grobe Bankung, flach SO fallend, die nur durch die Anordnung der Elemente, nicht durch andersartige Zwischenlagen hervorgebracht wird, und beim Ausbrechen verwitterter Teile Höhlungen entstehen läßt. Am oberen Ende der Klamm steigen aus diesem Gestein die starken Quellen auf, welche zur Trinkwasserversorgung Campiglios gefaßt sind.

Der Campo Carlo Magno ist flachwellige Grundmoränenlandschaft, der Lago di Campo, eine der in solcher häufigen flachen Lachen, beinahe schon gänzlich versandet. Mit den Quellen am Miezlweg steht er trotz der Höhendifferenz glücklicherweise in gar keiner Beziehung. In dem frischen Auf-

schluß hinter Hotel Campo Carlo Magno war die Moräne ganz außergewöhnlich stark verwittert, die großen Tonalitblöcke fast völlig zu Grus zerbröckelt, also wohl ältere Moräne. Von der nördlich anschließenden Hochfläche „Bozenago“ (Spezialkarte, wohl etwa gleich Mga. Palù della Fava A. V.-K.) gibt Salomon (II., S. 437) ein reichliches Vorkommen von Erratikum aus dem Sulzberg an, weiter nördlich von Mga. Pressone (1559 m) Serpentin (I., S. 150), ich kann noch einen Fund von Serpentinesteinen von Osthang des Malghetto alto (in ca. 1850 m Aner.) hinzufügen, sowie Salomons Ansicht über das Eindringen des Sulzberggletschers zustimmen. An der Ostseite des Tales, am Sattel östlich vom Dosson di Vagliana, gegen Mga. Vagliana hinab in ca. 2000 m Meereshöhe, liegt ebenfalls kristallines Erratikum aus dem Sulzberg (Amphibolite, Glimmerschiefer, grüne Porphyrite usw.), dabei auch je ein Stück Grödner Sandstein und Rynchonellenschichten (Oberlias des Nordzuges der Brenta). Ein noch bemerkenswerteres und reichlicheres Vorkommen von erratischen Sulzberggesteinen fand ich 1911 in 2650 m Meereshöhe am Passo di Val Gelata (nördlich von der Cima di Vagliana, gerade noch am oberen Rande des Kärtchens eingezeichnet). Genauere Beschreibung und Diskussion dieses Fundes werde ich in Zusammenhang mit anderen, ebenfalls schon außer dem Rahmen dieser Arbeit liegenden in einer — dem Literaturverzeichnis bereits angefügten — Notiz in den Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt geben.

Ein weiteres Vorkommen von Kalkbreccie ist im Bach unter Mga. Siledria aufgeschlossen. Eine gegen S sich anschließende Reihe kleiner Erdfälle läßt erkennen, daß der Kalk sich unter dem Tonalitschutt fortsetzt. An der Fahrstraße nach Dimaro trifft man bei den P. 1626 und P. 1476 (A. V.-K.) lockere Kalkbreccie (vgl. Salomon I., S. 147), zum Teil polygen, das heißt zum Beispiel schwarze und graue Fragmente gemischt, was sonst nicht zu beobachten ist. Da auch eine gewisse Rundung der Bruckstücke stattgefunden hat, halte ich sie für ein Umlagerungsprodukt, entstanden durch Abschwemmung von dem ursprünglichen Schutthaufen des Mte. Spinale. In dieselbe Kategorie ist die lockere Breccie zu stellen die an dem Fahrweg südwestlich von Mga. Mondifrà (nahe bei dem Kalkofen) im Bachbett ansteht. Sie ist in der geologischen

Spezialkarte als Raibler Schichten eingetragen, ist aber polygen und vom Habitus einer gewöhnlichen Oberflächenschuttbreccie, wie etwa jene am Signalgipfel des Monte Spinale (Diluvium der geologischen Spezialkarte). Ich möchte bei dieser Gelegenheit gleich feststellen, daß ein Zug Raibler Schichten („Zwischenbildungen“ der geologischen Spezialkarte) der etwa von Mga. Mondifrà über Campo Carlo Magno, Kirche von Campiglio, Bären- oder Pfeiferwege, Mga. Vallesinella di sopra, Grasso doveno, Mga. Mandron, Mga. Brenta alta zöge, nicht existiert (vgl. Vacek 1898, S. 206 bis 207). Von Mga. Mondifrà bis Mga. Vallesinella trifft man verschiedenartige Breccien, wie bereits zum Teil beschrieben, zum Teil weiter unten beschrieben werden wird, von dort bis Grasso doveno obersten Hauptdolomit, ziemlich dunkel, auf Grasso doveno mit einer Bank großer Megalodonten, die jener am Grostèweg völlig gleicht, hinter Mga. Mandron lichtgrauen, sandig- bis zuckerkörnigen Dolomit. „Uebergänge“ zum Hauptdolomit sind natürlich nur in den zwei letzten Fällen vorhanden.

Man hätte hier ohnedem eigentlich nur unteres Rhät erwarten können, denn die muldenförmige Aufbiegung, welche im Profil (Vacek 1903) die Raibler Schichten heraufbringen soll, existiert auch nicht, vielmehr herrscht in diesem ganzen Gebiet westliches, unter die „Judikarienspalte“ gerichtetes Einfallen, übereinstimmend mit dem Verhalten der nördlichen Fortsetzung dieser tektonischen Linie (Stache, Verhandlungen der Geologischen k. k. Reichsanstalt 1880 und Vacek, Blatt Cles, geologische Spezialkarte) und ihrer unmittelbaren südlichen Fortsetzung bei Fogojar (siehe unten) und Lago d'Agola. Ob diese Dislokation weiter im Süden in dem eigentlichen „Judikarienbruch“ ausläuft, hoffe ich nach Abschluß meiner Studien über die Tektonik der Brentagruppe entscheiden zu können, sicher festgestellt ist das bis jetzt noch nicht.

Betreffs der Vorkommnisse von Malghetto alto habe ich mich durch eine Rekognoszierungstour überzeugt, daß sie mit den Breccien des Mte. Spinale nichts zu tun haben. Der Aufschluß unten an der Straße nach Dimaro ist, wie Salomon (I., S. 149) richtig vermutet hat, typisches unterstes Rhät mit Lumachelle, nicht Hauptdolomit, Vergleichsstücke kann man ausreichend, zum Beispiel am Grostèpaß holen. Wenn die höher oben anstehenden Kalke mit Kieselausschei-

dungen aber Hauptdolomit sein sollen, wie in der geologischen Spezialkarte eingezeichnet, so ist dies für einen ziemlich weiten Umkreis ein stratigraphisch sehr bemerkenswertes Faktum, publiziert ist eine solche Beobachtung wenigstens noch nicht.

Salomon stellt diese Kieselkalke darum auch in den Lias. Wegen der Wichtigkeit dieses Punktes will ich in Ergänzung der Angaben Salomons (I., S. 147 ff.) meine Beobachtungen kurz anführen: Ich stieg vom Malghetto alto gegen O ab in jene, am weitesten links gelegene Runse, die gegen P. 1873 (Pfeifersche Karte) hinaufzieht und traf ober 1850 m (Aner.) nur kristallisches Geröll, unter anderem Serpentinesteine, die ich ebenso wie Salomon dem Erratikum aus dem Sulzberg zuzähle, da solche im Meledrio und oberen Rendena-tale fehlen. Anstehender Tonalit ist hier nicht aufgeschlossen, Salomon hat ihn wohl in einer anderen Runse aufgefunden. Bei 1850 m fand ich eine Breccie aus lichtgrauem Dolomit, die einzelnen Fragmente durch weiße Kalzitadern verkittet, gegen abwärts werden die Kalzitadern spärlicher. Es scheint hier eine tektonische Breccie vorzuliegen, welche die Judikarienlinie begleitet. Nach unten folgt ein Komplex von zirka 200 m vorwiegend neutralgraue Kalke mit knorrigem Auswitterungen von schwarzem Hornstein. Doch fand ich auch (lose) vollkommen zuckerkörnig umkristallisierten Kalk mit Fossilspuren, sowie im unteren Teil einige Bänke dichten weißen Kalk mit dem grauen wechselnd. Fallen, soweit bei den schlechten Aufschlüssen festzustellen, ca. 30° NW. Wo diese Runse in dem Hauptgraben mündet, steht samtschwarzer, grau anwitternder, dichter, splittiger Kalk an, den ich ohne Bedenken dem untersten Rhät zuteilen würde. Aehnlichkeiten hätte eventuell auch der weiße Kalk mit dem Rhät des Nordzuges der Brenta, den hier vorherrschenden grauen Kieselkalk fand ich sonst nirgends wieder, er würde der lombardischen Facies des Lias entsprechen, die ja schon in der südwestlichen Brentagruppe auftritt.

## 2. Das Sarcatal südlich von Campiglio.

Die Straße nach Pinzolo liegt fast ständig auf Tonalit-schutt. Bei Prà Maniàm der bereits erwähnte undeutliche Gegenflügel der Stirrmoräne der Palüwiese. Darunter ein Aufschluß in hellgrauem Kalk, ähnlich Hauptdolomit oder den Bänken, die unmittelbar über den schwarzen Rhätkalcken fol-

gen, ziemlich stark zerrüttet, die Fugen weit klaffend. Da hier Straßenschotter gewonnen wird, ist auf Verbesserung des Aufschlusses zu hoffen. Ein kleiner Erdfall südlich davon in der Wiese auf der linken Straßenseite deutet auf ein ähnliches Vorkommen. Der große Anriß südlich von St. Maria legt ungeschichtet Tonalitblöcke, Gerölle, Grus und Sand, bloß und bildet mit diesem haltlosen Material für die Straßenerhaltung eine ernstliche Schwierigkeit. In diesem verrutschten Aufschluß sind Kalkblöcke, unter dem Straßenniveau sogar ziemlich reichlich, eingestreut. Bei dem nun folgenden Kalkofen (unter Meurerblick A. V.-K.) erscheinen zur Rechten Kalkklippen, zwischen denen ein Tälchen in die Höhe zieht. Es ist meist weißer, dichter Kalk ohne deutliche Schichtung, aber unregelmäßig geklüftet bis brecciös, beim Kalkofen selbst sah ich jedoch auch einen Block aus der Megalodontenbank. Dieses Vorkommen schien bereits Salomon sehr auffällig, wurde von ihm (I., S. 152) zutreffend beschrieben und mit Vorbehalt provisorisch zum Esinokalk gestellt. Auch notiert er von hier den Fund von Blöcken mit Gyroporellen und Megalodonten. Das flache Tälchen zwischen den beiden Hauptfelsgruppen zeigt als Untergrund nur Tonalitblöcke. Am untern Ende der westlichen Gruppe trat im nassen Sommer 1910 eine kleine Quelle aus. Geht man von dort am Rande der Felsgruppe nach rechts das Tälchen aufwärts, so trifft man zirka 5 m unter einem Mast der Starkstromleitung Pinzolo-Campiglio, welche den Weg zum Meurerblick begleitet, eine Stelle, wo der Kalk hohl auf Tonalitmoräne aufliegt. Einschwemmung in diese nur nach abwärts offene Höhlung ist hier am freien Hang ausgeschlossen. Die Felsgruppe löst sich gegen oben hin immer mehr auf und geht (im Bachriß Ruinac gut aufgeschlossen) in Gruppen von Blöcken über, die auf dem Hang zerstreut, zum Teil auch unter die Tonalitblöcke gemengt sind. Auch in der Umgebung sind solche Blöcke ziemlich häufig, besonders gegen Laresblick (1552 A. V.-K.) aufwärts. Jedoch dürften ober dem Panoramaweg kaum mehr welche vorhanden sein, da die Bäche dort nur mehr kristallines Material bringen. Das Gestein ist ziemlich wechselnd: Dichter weißer, weißer kristalliner, grauer, schwarzer Kalk, bei Ruinac ein Block der Megalodontenbank, alles Gesteine, die im Grostèprofil obersten Hauptdolomit und Rhät repräsentieren. Es geht aus allem sicher hervor, daß es

sich auch bei den Felsgruppen an der Straße nur um größere Blöcke handelt, die sämtlich auf Moräne liegen. Wollte man übrigens diese als wurzelhaft betrachten, so käme man sofort in die neue Schwierigkeit, die Herkunft der bis 150 m höher verstreuten Blöcke zu erklären, während Kalk weiter oben nicht ansteht. Für die Spritzzone eines großen Bergsturzes scheint jedoch alles zu stimmen (eigentlich unnötig zu erwähnen, daß Gletschertransport quer übers Tal hier ausgeschlossen ist).

Sehr gute Aufschlüsse gewährt die Sarcaschlucht unter Campiglio, von der Säge (bei „Wiese“ von Paluwiese A. V.-K.) angefangen fast zusammenhängend. Gleich die ersten Aufschlüsse zeigen in dunkelgrauem Kalk deutlich die keilförmige Zersplitterung, Schlagfiguren usw., wie vom Miezweg bereits beschrieben. Dort, wo der Grottenweg von der Straße hinabsteigt, sieht man, daß der zerrüttete Kalk fast bis an den oberen Rand der Schlucht heranreicht und der Zusammenhang mit dem Erdfall und dem Kalkaufschluß bei Prà Maniàm ist klar. Wo größere Flächen aufgeschlossen sind, ist hier besonders gut eine „Riesenbreccie“ entwickelt, das heißt bis kubikmetergroße Blöcke, ziemlich isometrisch und gut ineinanderpassend, die verbleibenden Zwischenräume sind mit kleineren in gleicher Art ineinanderpassenden Brocken ausgefüllt, und die hier noch verbleibenden Zwischenräume mit weißlichem Gesteinsmehl. Durch die Verwitterung erhält das Gestein, indem die einzelnen Blöcke gesondert herausbrechen, ein eigentümliches luckiges Aussehen und bildet gelegentlich größere Hohlräume. Am schönsten sind die Erosionsformen in der unter dem Grottenweg folgenden Klamm zu beobachten, phantastische Türmchen, Felstore und Grotten, wie man solche eben bei ähnlichen brecciösen Gesteinen immer beobachten kann. Schließlich verdankt man diesem Charakter des Gesteins, daß man überhaupt unten durchkommt. Ein Vergleich mit der Klamm des Brentabaches unter Mga. Fratte, die in anstehendem Gestein liegt, zeigt, daß die normale Erosionsform eine Reihe ineinander geschachtelter Strudelkessel ist, mit glatten, ausgebauchten Wänden, nur so breit, daß der Boden von dem derzeit tätigen Wirbel auch ausgefüllt wird; ohne künstliche Hilfsmittel ist da ein Durchkommen unmöglich. In der ganzen Klamm habe ich nun in der Nähe nur zweifellose Riesenbreccie gefunden,

wenn auch manche Wand von ferne ganz kompakt ausgesehen hatte. Ich betone dies, weil beim Einblick die oberen Ränder der Schluchtwände tadellos „gewachsen“ aussehen, besonders der südliche Ausgang der Klamm täuscht von ferne. Für anstehend könnte ich bloß zwei Schwellen im Flußbett halten. Eine oberhalb des Grottenweges, die zweite unterhalb desselben gerade bei den stärksten Quellen. Es läßt sich nämlich dort etwas oberhalb des Wasserspiegels ein fast fortlaufender beträchtlicher Wasseraustritt von der Spinalseite her konstatieren. Daß eventuell auch im Bachbett Wasser aufsteigt, halte ich für wahrscheinlich. Das Muttergestein der Breccien in der Klamm ist oben grauer subkristalliner Kalk, es folgt dann weißer dichter, und gegen den unteren Ausgang sah ich ziemlich schwärzlichen; scharfe Trennung ist unmöglich. Daß keine Schichtung zu erkennen ist, liegt schon in der Charakteristik der Riesenbreccie. Stellenweise, und zwar vorzugsweise in den kleiner gestückelten Breccien, ist eine gewisse flache Bankung zu spüren, wie am Miezlweg.

Die Klamm endet bei 1300 m. In dem folgenden weiteren Tale treffen wir auf der rechten Seite in tieferer Position als die ausstreichende Breccie (da man vom Haus 1299 m horizontal oder etwas absteigend an den unteren Rand derselben kommt, ist die Felswand in der A. V.-K. etwas zu hoch eingezeichnet) eine Wand von „Sabbione-Diorit“ (zirka 20 bis 30 m), die bei der schönen Baumgruppe OSO vom Haus 1287 m am Rande des Fogojardplateaus ausstreicht, darunter, häufig durch Schutt verdeckt, unreinen, sandigen Kalk, etwa von der grünlichgrauen Farbe des Nonsberger Eocän und noch tiefer braunrote Mergelschiefer, die der Scaglia zum mindesten äußerst ähnlich sehen. Diese Gesteine sind stellenweise tektonisch stark verändert, wobei die roten Schiefer zwischen weißen Kalzitlinsen dicke tiefbraunrote, schmierigtonige Lagen bilden, die grauen Kalke weiße Adern und schwarze tonige Häute bekommen. Naturgemäß ist die Lagerung dabei nicht ruhig. An einzelnen Stellen sind Verknetungen zu beobachten, so genau am Wehr der Säge am linken Bachufer ein abgequetschtes Stück des grauen Kalkes mitten in den roten Schiefern, im allgemeinen weicht aber die Schichtlage für solche Verhältnisse auffallend wenig von einem Mittelwert ab:



Streichen NNO — SSW, Fallen 40 bis 45° W (bei der Brücke unter den Sägen etwa SW Streichen). Irgendwelche Erscheinungen von primärem Kontakt sind nicht vorhanden; wir haben hier einen mechanischen Kontakt, die Judikarienlinie als W fallende Ueberschiebungsfläche. Dies wird auch durch den mikroskopischen Befund bestätigt. Die Dünnschliffe zeigen keine Spur von Kontaktmineralien, dagegen noch ziemlich weit von der Ueberschiebungsfläche intensive, mechanische Beeinflussung. Zur Altersbestimmung verdanke ich Herrn Dr. R. Schubert folgenden wichtigen Beitrag:

„In den Schliffen 12, 13 (graue und rote Mergel von Lago d'Agola) sind massenhaft Globigerinen (*Globigerina cretacea*, *Linneana* usw.) und Pseudotextularien vorhanden. In Schliffen 10 (rote Mergel von Fogojard) fehlt die relativ große *Globigerina Linneana* und sind nur kleine *Globigerina*- und Pseudotextulariaexemplare vorhanden (in den grauen Kalken von Fogojard fanden sich keine Foraminiferen). Es ist dies eine Planktonfauna, die bisher nur aus der Oberkreide bekannt ist, hier aber eine weite Verbreitung hat, und zwar in Scaglia, Seewenerkreide und analogen Gesteinen der Karpathen; *Globigerinen* und Pseudotextularien dominieren schließlich auch in der deutschen Kreide und der Böhmens.“

Die roten und grauen Mergel, die am Lago d'Agola westlich unter dem Diorit des Mte. Sabbione einfallen, sind im Streichen die südliche Fortsetzung derer von Fogojard. Sie wurden von Lepsius (allerdings als Rotliegendes) mit diesen zusammengezogen. Das Gestein der roten Mergel ist beidemal das gleiche. Den grauen Sandkalken von Fogojard entsprechen am Lago d'Agola ebenfalls sandige Lagen, nur finden sich dort außerdem Konglomerate mit Kalk- und kleinen Quarzgeröllen, überhaupt ist der ganze Schichtkomplex in Vall' Agola mächtiger, daher vollständiger und weniger tektonisch verdrückt, als bei Fogojard. Der paläontologische Befund bestätigt sowohl die Zusammengehörigkeit beider Vorkommnisse, als auch den aus der petrographischen Aehnlichkeit und tektonischen Ueberlegungen gezogenen Schluß auf Scaglia. Damit stimmt sehr gut überein, daß Vacek am Sattel östlich des Mte. Sabbione, also in stratigraphisch tieferer Position, Lias nachgewiesen hat.

Der „Sabbionediorit“<sup>3)</sup> ist sehr stark verwittert, an einzelnen Stellen liegen ihm Reste eines Konglomerates unmittelbar auf, das verschiedene Gesteine der Breccien und ein Stückchen Tonalit, alles ein wenig gerundet, enthielt und als Abschwemmung von dem ursprünglichen Trümmerhaufen leicht erklärlich scheint. Der Zustand des Diorites würde dafür sprechen, daß er ziemlich lange Zeit frei die Oberfläche bildete. Die linke Talseite besteht aus den roten Schiefnern, das Tal liegt hier im anstehenden. Der Rücken des Prinz Albert-Weges darüber ist Kalkschutt, ich dachte ursprünglich an eine Moräne, es ist aber wohl eher nur ein Erosionsrelikt. Tonalit findet man erst im Schotteraufschluß direkt ober der Säge. Trotz der ziemlichen Größe der Blöcke kann das einfacher Wassertransport sein.

Der Zusammenhang der Aufschlüsse von der Säge unter Palù bis zu den Felsgruppen an der Straße und der Blockgruppe unter Laresblick ist jeweils nur auf ganz kurze Strecken durch Ueberrutschung unterbrochen und an keiner solchen Stelle ist ein Anzeichen vorhanden, daß sich unter der Bedeckung der Charakter geändert hätte. Wir haben es somit mit einem einheitlichen Gebilde zu tun. Auf tektonische Ursachen kann man die Breccienbildung in der Klamm nicht zurückführen, denn dann müßte man bei einem solchen Aufschluß von zirka 1 km Länge und etwa 20 m Höhe, wenigstens einige Rutschflächen, Harnische und ähnliches sehen, wovon keine Spur vorhanden ist. Wir haben hier also eine von anderswoher transportierte Schuttmasse, die eine präexistierende Vertiefung ausfüllt und einerseits auf altem Moränenterrain aufgelagert ist (oben an der Straße), anderseits von einer jüngeren Stirnmoräne (bei Palù) überlagert wird. Wo hätten wir nun das präexistierende Tal zu suchen? Es scheint, daß der

<sup>3)</sup> Nach meinen Dünnschliffen möchte ich das Gestein eigentlich nicht als Diorit bezeichnen. Es enthält neben reichlich Quarz bedeutend mehr Orthoklas als (gänzlich kaolinisierten) Plagioklas und außerdem Chlorit (wahrscheinlich nach Biotit), was etwa einem Biotitgranit entsprechen würde. Ich lasse den einmal eingeführten Namen „Sabbione-Diorit“ stehen, da dies Vorkommen seinem Erhaltungszustand nach keineswegs für schärfere petrographische Untersuchungen geeignet scheint und außerdem jedenfalls nur im Zusammenhange mit den Vorkommnissen von Corno alto (vgl. Trener, Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1910, Mte. Sabbione und Casine Fagogne (bei Mga. Malghetto di sopra) zu behandeln ist.

neue Sarcalauf besonders in seinem unteren Teile nicht wesentlich von dem alten Tale abgewichen sein kann. Ihn weiter westlich zu suchen, ist ausgeschlossen. Anderseits ist zu beachten, daß der Vallesinella- und der vereinigte Brenta- und Vallesinellabach in ihrem ganzen Verlauf anstehenden Fels bloßlegen, und zwar knapp unter der Wiesenfläche von Mga. Fratte und Kaiserin-Friedrichplatz. Wenn hier ein präexistierendes Tal ausmündete, würde doch ein starker Wasseraustritt zu erwarten sein, die Wässerchen, die im Val Fonda und Val del Borron in sumpfiger Wiese aufsteigen, scheinen dafür zu gering. Dafür spricht auch das Beispiel an dem Bergsturz, der den Molvenosee aufgestaut hat. Die unterirdisch durchfließenden Wässer haben hier ihren Ausfluß etwa 500 m nach rückwärts verlegt und eine scharfe Erosionsrinne, von unten her beginnend, in den Bergsturz eingeschnitten. Daß diese Art von Erosion aber dem früheren Tal folgt, ist evident.

### 3. Die Vallesinella.

Der West- und Südabhang des Mte. Spinale, längs welchem die Promenadenwege in die Vallesinella führen, ist fast ganz Gehängeschutt. Man überzeugt sich leicht (vgl. A. V.-K.), daß von einer Terrasse, welche die Fortsetzung des Talbodens von Campiglio bilden würde, nicht gut die Rede sein kann. Jene Talweitung reicht, so weit die Gletscherzunge gereicht hat, dann folgt ein engeres V-Tal ohne Terrassierung. Die Felspartie unter dem Erzherzog-Albrecht-Weg gehört vielleicht zum Anstehenden. An Bärenhöhle und Felsenpfad steht Breccie, beziehungsweise zertrümmertes Gestein an, bei der Pfeifertafel eine große Felsgruppe von Breccie, darunter in kleinen Wandeln anstehendes Gestein. Ich muß hier eine kleine Korrektur zu der sonst so vorzüglichen A. V.-K. machen. Es könnte nach derselben scheinen, als ob hier unter dem Zickzack-Verbindungsweg zwischen Bären- und Pfeiferweg eine Felsbank von 1480 m. schräg gegen O sinkend bis 1440 m den Hang hinabzöge, was etwa einem flachen NO-Fallen entsprechen könnte, und ferner möchte ich in der Zeichnung der Felspartie, die am gegenüberliegenden Hang vom Grasso doveno zum mittleren Vallesinellafall hinabzieht, das Ausstreichen der einzelnen Felslagen parallel der sehr genau gezeichneten oberen Grenzbank

vom Grasso doveno (P. 1709 bis P. 1738) mehr betont sehen, angedeutet ist es ja. Es handelt sich hier nicht um das Ausstreichen einer Schicht, sondern um eine Felstreppe. Auch zwischen Pfeifer- und Erzherzog - Albrecht - Weg sind noch eine ganze Anzahl von kleinen Wandeln zu finden. Alle diese Schichten sind konkordant und fallen flach (8 bis 10<sup>0</sup>) in NW bis WNW, nur gegen die Fridolinspitzen zu wird das Fallen etwas steiler. Die stratigraphisch höchste Position ist daher auf Grasso doveno, und hier trifft man, genau W von den Wegtafeln, ein teilweise überwachsenes kleines Karrenfeld, das in allem, Gestein- und Fossilführung, den Megalodontenbänken am Grostèpaßweg gleicht. Es ist dunkler, harter Kalk, in dem die Megalodontenschalen als weiße Kalzitbänder hervortreten, darunter Exemplare bis zu 30 cm. Wenn keine großen Störungen dazwischenliegen, und ich kenne zwischen Grostè- und Tukettpaß keine Anzeichen solcher, so liegt diese Bank direkt in der Verlängerung der Megalodontenbänke von Grostè, wäre somit gleich wie letztere, d. i. oberste Grenze des Hauptdolomit. Ich möchte hinzufügen, daß ich dieses Gestein nie in tieferer Position in der Brenta gefunden habe. Der tiefere Hauptdolomit ist lichter, grau bis zuckerkörnig-weiß und führt kleine als schlechte Steinkerne erhaltene Megalodonten und Hohldrucke von *Turbo solitarius*. Jedenfalls liegen die Riesenformen der Megalodonten nicht an der Basis des Hauptdolomites (vergleiche *Lethaea geognostica*) und damit steht fest, daß wir unter Grasso doveno Hauptdolomit haben, nicht Raiblerschichten und Schlerndolomit, wie in der geologischen Spezialkarte angegeben.

Die Entstehung des mittleren Vallesinellafalles erfolgte wahrscheinlich durch einen kleinen nachträglichen Erdbeben von der Spinalseite her, dessen Schutthaufen bei der Mga. Vallesinella di sotto das alte Bachbett, das der Fahrweg jetzt benützt, sperrte. Der Bach wurde nach links gedrängt und fällt über die freie Wand herab, ohne bis jetzt wesentlich eingeschnitten zu haben, im Gegensatz zu dem knapp darunter folgenden unteren Vallesinellafall, der ein beträchtliches Stück zurückerodiert und eine tiefe Schlucht gebildet hat.

Die Grenze zwischen Hauptdolomit und Breccioie folgt gegen Osten weiter im ganzen dem Charlierweg, im allgemeinen ist sie ein Horizont für Wasseraustritt (vgl. Karte, doch sind noch zahlreiche, ganz kleine Tropfquellen nicht eingetragen worden

[vgl. Vacek, 1898, S. 207]). Ober Mga. Vallesinella di sopra entspringt auf dieser Linie unter einem jungen Bergsturz von Cima di Grostè her eine starke Quelle.

#### 4. Die Gesteine des Spinaleplateaus.

Die weiteste Verbreitung hat am Mte. Spinale ein Typus der Breccien, den ich Oberflächenschuttbreccien benennen möchte; denn Gehängeschuttbreccie kann man die höchste Kuppe des Signalgipfels z. B. doch nicht gut nennen. Es fehlt das Gehänge. Das Charakteristikum der sogenannten Gehängeschuttbreccie ist die Verkittung eines Schutthaufens unter Einfluß der Atmosphärien. Das Gehänge ist nur dazu nötig, den Schutt zu liefern. Wenn nun auch ein anderes Agens den nötigen Schutt geliefert hat, so wird *ceteris paribus* doch die gleiche Breccie entstehen. Es sind dies lockere Breccien aus mittelgroßen Stücken (etwa 1 bis 10 cm), ganz kleine fehlen, größere sind nicht besonders häufig, resp. es entsteht dann eher der Eindruck, daß die Breccie an einem Block angeklebt ist, als daß der Block ein normaler Bestandteil der Breccie wäre. Wo große Stücke häufiger sind, habe ich nur die „Riesebreccie“, also dichte Packung, hier auch noch fest verkittet, beobachtet, die lockere Struktur nicht. Die einzelnen Bruchstücke scheinen nicht mehr so ganz scharfkantig zu sein, ihre Oberfläche ist korrodiert und sie sind mit einem rostigen Bindemittel fest verkittet, die Zwischenräume mit einer lockeren erdigen Masse zum Teil ausgefüllt. Das Bindemittel ist nach dem Dünnschliff offenbar aus wässriger Lösung abgesetzter Calcit, der auch die kleinen Hohlräume drusenähnlich auskleidet. Der Verwitterung hält das Bindemittel ebensogut stand, wie die Fragmente, die Breccie wird großluckiger, zerfällt aber nicht in ihre Bestandteile. Die Ausfüllung der Hohlräume könnte man für das Residuum bei der Auflösung des Kalkes halten, doch müßte dann bei den reinen, weißen Kalken, aus denen z. B. im SW-Viertel des Spinaleplateaus die Breccien bestehen, schon sehr beträchtliche Mengen durch Lösung weggeführt worden sein, was ja allerdings auch möglich ist. Ich möchte aber eine andere Vermutung aussprechen. Als ich heuer den Bergsturz an der Bocca di Brenta (vom Jahre 1882) genauer besichtigte, fiel mir auf, daß zwischen den festgepackten Fragmenten der Oberfläche nicht, wie ich erwartet hatte, zusammengebackenes Gesteinspulver, sondern unzweifelhafte

bräunliche Erde, wenn auch spärlich, vorhanden war, welche einer überraschend mannigfaltigen Flora Unterkunft bot, und zwar Weiden, gelber Mohn, einigen Arten von Hahnenfußgewächsen usw., fast alles Phanerogamen, nur eine einzige Art von Moosen, keine Flechten. Daß nun in der senkrechten Wand der Cima Tosa, wo man den weißen Abriß deutlich sieht, eine nennenswerte Menge von Erde vorhanden gewesen sei, ist unwahrscheinlich, daß in den noch nicht dreißig Jahren, seitdem der Bergsturz abgegangen ist, so viel Karbonat gelöst worden ist, daß von dem rein-weißen, zuckerkörnigen dolomitischen Kalk ein solches Quantum Erde zurückbleiben konnte, scheint bei Berücksichtigung der unvermeidlichen Abschwemmung und Ausblasung ebenfalls unglaublich; dagegen erinnere ich mich wohl, den Schnee unter der Bocca di Brenta in manchen schneearmen Jahren schmutzig bis fast schwarz getroffen zu haben. Ich vermute daher, daß der vom Wind zugeführte Staub bei der Bildung dieser Erde eine wesentliche Rolle gespielt hat. Auf dem nackten Fels wird er wieder verblasen und vom Regen abgewaschen, bzw. in Spalten, Trichtern usw. zusammengeschwemmt, in den Trümmerhaufen dringt er zum Teil ein, zum Teil wird er durch das schmutzige Schmelzwasser des Schnees, das darin versinkt, eingeschwemmt. Es ist daher nicht unwahrscheinlich, daß auch sonst die erdige Substanz, die man in den Hohlräumen der lockeren Gehängeschuttbreccien ziemlich regelmäßig antrifft, äolischen Ursprunges ist.

Aehnliche Oberflächenschuttbreccien, aber mit schwarzen Fragmenten, welche den Kalkbänken des unteren Rhät entstammen dürften, finden sich ziemlich häufig, etwa von dem Sattel östlich von Mga. Pezzoi an (daß im SW-Viertel des Mte. Spinale ein hellgrauer, dichter, splittiger Kalk vorherrscht, wurde bereits erwähnt, die NW-Ecke zeigt meist staubgrauen, subkristallinen Kalk). Von dem schwarzen Kalk findet man außerdem bis um den Südrand des Lago di Spinale einzelne Stücke. Am Campo Centenair (östlich vom Lago di Spinale) dürfte der ganze Boden aus schwarzen, bröckeligen Mergelschiefern zusammengesetzt sein, jedoch habe ich beim Aufgraben nie ein auch nur halbwegs zusammenhängendes Stück in die Hand bekommen, sondern immer nur ganz kleine Schieferbröckchen. Sicher anstehendes Rhät ist dort, wo die

geologische Spezialkarte jene merkwürdige, übergreifende Zunge zeichnet, keines zu finden, dagegen ziemlich bunt die verschiedensten Gesteinsbrocken durcheinander. Die am Lago di Spinale angegebene Scaglia, von der ich übrigens auch kein zusammenhängendes Gesteinsstück gesehen habe, liegt nämlich am See ja ziemlich kompakt, wodurch dessen Existenz erst möglich wird. Sie ist aber auch in ziemlich weitem Umkreis unter die anderen Fragmente eingestreut, wie ich mich in dem Graben einer neuen Wasserleitung (von der Quelle, P. 2244, am Grostèweg her! Sonst gibt es auf dem Spinale kein Quellwasser) überzeugt habe. Daß meine Einzeichnung in die Karte von diesem Aufschluß wesentlich beeinflußt ist, kann ich nicht leugnen. Wenn man einige neue Gräben zieht, wird man die roten Brocken wahrscheinlich noch an anderen Stellen finden. Einige andere kleine Fundpunkte von Scagliafragmenten am Südennde vom Campo Centenair, gegen Pozza Bella und an der anderen Talseite am Vaglianarücken sind in der Karte eingetragen. Wichtig ist, daß ein Teil der anscheinenden Scaglia sich als eine Breccie erwies, bei der Fragmente von lichtgrauem Kalk ganz gleich dem des oberen Rhät durch ein in Farbe und Habitus der Scaglia allerdings völlig gleichendes, kalkhaltiges Zement verkittet sind. Ich stehe nicht an, dies für eine Gehängeschuttbreccie zu erklären, besonders, da ich ähnliche in Val Tovel gesehen habe und man jedenfalls auch an anderen Stellen, wo Scaglia und Rhät in Gehängeschutt vermischt werden, ähnliches finden wird. Schutthalden aus Scaglia allein (Sasso rosso) backen wohl nicht leicht zusammen; der Rhätkalk jedoch zeigt überall eine bedeutende Löslichkeit und Neigung zur Bildung von Sinterabsätzen. Er dürfte auch hier das nötige Kalkbindemittel geliefert haben. Von den weißen Oolithen (oberstes Rhät) fand ich südlich vom Lago di Spinale einige kleine Stücke, von den Rhynchonellenschichten und Crinoidenkalken, obwohl recht auffällige Gesteine, nichts. Die roten Knollenkalke des Tithon in ihrer Ausbildung im Nordzuge der Brenta sind in Fragmenten von der Scaglia nicht zu unterscheiden, von dem über ihnen folgenden Hornstein fanden sich in den erwähnten roten Breccien etliche Stücke.

## 5. Schichtfolge des Nordzuges der Brenta- gruppe.

Ziehen wir nun die Schichtfolge des anstehenden Gebirges zum Vergleiche heran. Ich gehe von dem ersten vollständigen Profil in Val Scale zum Sasso rosso hinauf aus und ergänze das dort schlecht aufgeschlossene durch die Profile von Grostèpaß und Passo della Nana. Es scheint dies Verfahren unbedenklich, da größere Störungen in diesem ganzen Gebiete fehlen; denn ob man nun die Neigung einzelner Bänke mißt, oder die von Schichtgrenzen, z. B. die untere Rhätgrenze: Grostè—Mga. Scale—St. Brigida, man erhält immer Zahlen, die von 10° NW-Fallen nicht viel abweichen. Wenn auch kleine Querstörungen vorhanden sind, die man aus der vorzüglichen Felszeichnung der A. V.-K. direkt ablesen kann, so im Sporn des Grostèpasses und, wie Aegerter in Z.-A.-V. 1908, S. 85, erwähnt, zwischen P. 2756 und P. 2765 des Nordgrates der Pietra grande, welche letztere OSO ins Plateau hinein sich fortsetzt, und am Passo di Val gelata, so ist der Betrag der Vertikalverschiebung doch nur gering, am Grostèpaß kaum 20 m. Eher möchte ich an eine etwas größere Horizontalkomponente glauben und hier noch anmerken, daß in der A. V.-K., etwa zwischen Grostè und Bocca di Brenta, Linien, die WNS—OSO laufen, auffallend häufig sind. Aegerter's Felszeichnung ist aber von absoluter Verlässlichkeit. Es wäre ja möglich, daß eine Schar kleiner Verwerfungen die Grundlinien für die Auflösung dieses Gebirgstückes in wilde Felstürme vorgezeichnet hätte, nachzuweisen sind sie in der einheitlichen Hauptdolomitmasse kaum.<sup>4)</sup>

Liegendes: Hauptdolomit. Von großer Mächtigkeit (sicher über 1000 m). Vaceks Angabe (1898, S. 208), daß der Hauptdolomit hier nur ein Viertel der normalen Mächtigkeit besitze, beruht auf der irrigen Annahme, daß bei Campiglio Raiblerschichten vorhanden seien. Auch daß gegen „die hohen Cimen“ und gegen Grostè über dem Megalodontenniveau sich neue Bänke von Hauptdolomit aufbauen, ist unrichtig, wie

---

<sup>4)</sup> Daß gerade durch die Bocca di Brenta eine Verwerfung durchzöge, (Lepsius, S. 282) ist unwahrscheinlich. Die Schichtterrassen an Cima Brenta alta und Cima Brenta bassa entsprechen einander zu genau. (Vgl. das Vollbild in Z.-A.-V. 1906, S. 344.)



der Augenschein erweist und auch unschwer aus Aegerter's Felszeichnung entnommen werden kann. Bei der Besteigung der Cima di Grostè (P. 2897-6), vom Grostèpaß aus, steigt man bis zum Nordfuß derselben stratigraphisch äußerst fühlbar ab, d. h. immer über die Schichtköpfe herunter und dann nur etwa 100 m über Wandstufen auf, der Rest der Steigung liegt auf den Schichtbändern, die hier etwas steiler, und zwar zirka  $15^{\circ}$  NNW, fallen. Oben überzeugt man sich leicht, daß man noch unter der Hauptdolomit-Rhätgrenze, von der Pietra grande geradlinig verlängert gedacht, bleibt. Die oberen Teile des Hauptdolomits sind ziemlich dunkel und bituminös, außer an Stellen, wo sie ausgewaschen weißgrau erscheinen, manchmal auch zuckerkörnig umkristallisiert, was am freien Grostèplateau und auf den Gipfeln meist zu beobachten ist. Von dem dunklen untersten Rhät unterscheidet sich auch der dunkle Hauptdolomit dadurch, daß er nie so wie dieses ganz dicht und homogen ist und glattflächigen Bruches, sondern stets, wenn auch dem freien Auge nur durch eine Art Flimmern bemerklich, subkristallin und daher rauhen Bruch zeigt. Die obersten Schichten des Hauptdolomites führen oft förmliche Muschelbänke von großen Megalodonten, wie schon vom Grasso doveno beschrieben. Die obere der beiden, in der Karte am Grostèweg eingezeichneten Hauptfundstellen dürfte wohl die von Vacek (1895, S. 478, und 1898, S. 209) besprochene Stelle sein, wo rhätische Mergelkalke auf den von einer Erosionsfläche abgeschnittenen Megalodonten liegen sollen. Eigentlich hatte ich hier den Eindruck einer Muschelbank, die von Schlamm überronnen wurde, das hangende Sediment unterscheidet sich von dem liegenden hauptsächlich durch eine Art horizontale Fluidalstruktur; Taschen, welche eine unzweifelhafte, karrenartige Erosionsfläche andeuten würden, habe ich keine gesehen. Daß bei den großen Aenderungen an der unteren Rhätgrenze Unregelmäßigkeiten in der Sedimentation vorkamen, ist an sich vollkommen plausibel und dürfte auch durch Detailbeobachtungen zu stützen sein. So findet sich im Sporn des Grostèpasses ober P. 2441 eine Bank mit weißen Scherben, die verschwemmten und korrodierten Megalodontenschalen (wie man am Meeresstrande oft korrodierte Muscheln findet) zum mindesten äußerst ähnlich sehen, direkt unter der Rhätgrenze. Ein Erosionsrelief der Hauptdolomitoberfläche, das in den 6 km

vom Crozzon di Brenta bis Grotstè 900 m Niveaudifferenzen aufwiese, ist aber hier sicher nicht vorhanden.

Unteres Rhät. A. Ueber dem Hauptdolomit folgt im Grotstèprofil<sup>5)</sup> ein Wechsel von Mergelschiefern und Mergel-

<sup>5)</sup> Die zuerst von Lepsius (S. 284) geäußerte und von Vacek übernommene Ansicht, daß am Grotstèpaß das unterste Rhät fehle, beruht offenbar auf folgenden zwei Ueberlegungen:

1. Die schwarzen Mergelschiefer und Kalke des Rhät sind hier weniger mächtig als in Judikarien — also fehlt ein Teil.

2. Der Lithodendronkalk sowie *Terebratula gregaria* charakterisieren ein höheres Niveau als *Avicula contorta*. Sonst würde Lepsius die schwarzen Mergel, aus denen er außer den vorgenannten noch *Cardita austriaca* Hauer, *Modiola minuta* Gldf. und *rhaetica* Leps. angibt, wohl unbedenklich zu den Contorta-Mergeln gestellt haben. Das erste Argument ist kaum stichhaltig: In der klassischen Lokalität der Tremezzina am Comersee ist das Verhältnis zwischen „Schwarzem“ Rhät unten und „Weißem“ oben noch mehr abweichend, als in Judikarien, nämlich genau umgekehrt wie im Nordzug der Brenta. Soll man nun schließen: In der Brenta fehlen ca. 500 m unterstes, in der Tremezzina ebensoviel oberstes Rhät? Ad. 2. Daß die von Stoppani stammende Einteilung der Couches à *Avicula contorta* in die zwei Zonen à *Terebratula gregaria* und Z. à *Bactryllium* paläontologisch kaum zu begründen ist, kann man bei Mariani (Rend. Ist. Lomb. II. vol. 30, 1897, S. 62 bis 67 u. a. O.) nachlesen: „La distinzione di queste due zone paleontologiche non è ben decisa, poichè fossili caratteristici del Retico sono disseminati nella massa intiera degli strati ad *Avicula contorta* Portl.“

Die hier vorliegende Alternative kann abgekürzt etwa so dargestellt werden:

Orto della regina		Grotstè P. 2446 bis P. 2572	
		A.	B.
3. weißer Kalk (allmählich übergehend in 2) . . .			(Verwerfung) Uebergang zum grauen Kalk Schwarzer Kalk „ Schiefer
2. Grauer Kalk ca. 200 m (übergehend in 1) . . .		(Verwerfung) Uebergang zum grauen Kalk	
1b) Schwarzer Kalk Schwarzer Schiefer	} 100 m	Schwarzer Kalk Schwarzer Schiefer	} 100 m  Lücke
Hauptdolomit		Hauptdolomit	

Da glaube ich nun nicht, daß das Vorkommen von *Lithodendron sp.* und *Terebratula gregaria aut.* absolut dazu zwingt, die heroische Variante B. zu wählen. Wählt man A., so berechnet sich der Betrag der Verwerfung

kalkbänken, beide tief mattschwarz, Schichtflächen meist uneben. In den unteren 50 Metern herrschen die Mergelschiefer vor, sie führen dünne Bänken mit Muschelzerreißel, zirka 10 m ober der Hauptdolomitgrenze liegt eine  $\frac{1}{2}$  m dicke Lithodendronbank (sonst finden sich in diesem Profil keine Korallen mehr).

B. Bei gleichbleibendem Gesteinscharakter gewinnen die Kalke die Oberhand und bauen klotziger und glattflächig geschichtet, mit spärlichen Zwischenlagen der hier ebenfalls glattflächigen Mergelschiefer ca. 60 m Wand auf.

Die Muschellagen des Rhät stehen bei Mga. Scale am Wege, der von Süden horizontal hineinführt, bei ca. 1600 m an. Ungünstig ist für die Verfolgung der untersten Rhätschichten, daß diese regelmäßig ein Niveau für Schutt- und Vegetationsterrassen bilden, allerdings auch einen Quellhorizont (von Grostè NW: P. 2244, P. 2156, ca. 1990 m ober Mga. Vagliana).

Mittleres Rhät. Zirka 200 m sehr regelmäßig geschichtete, lichtgraue Kalke, die verwittert sich stets rau, fast sandig anfühlen und im Handstück von Hauptdolomit kaum zu unterscheiden sind. Der Uebergang ist ganz allmählich nach unten und nach oben. Obere Grenze: Die Scale in Val Scale und der hintere Rand der Orti in der Westwand der Pietra grande.

Als Gebirgsmitglied bildet die untere Hälfte des Rhät eigenartige, ruinenhafte Bastionen, in gewaltigen Absätzen ansteigend, jede Stufe auf einer breiten Schutterrasse fußend und von einer mächtigen, überhängend vorspringenden Schichtplatte

---

(die übrigens in der Schlucht hinter P. 2572 greifbar aufgeschlossen ist) auf etwa 20 m für den nördlichen Teil.

Was die Eignung der *Terebratula gregaria* als Zonenfossil betrifft, vergleiche: Mariani l. c., Fucini (Atti soc. Tosc. sc. nat. 14, Pisa 1894) und Geyers Referat dazu (Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt 1895, S. 336), sowie: J. Böhm (Zeitschr. d. deutsch. Geolog. Ges. 1892, S. 826). Sie scheint im Dachsteinkalk des Antelao mit den Hauptdolomitgastropoden (nach Hoernes, Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt 1876, S. 183 ff.) nicht allzu hoch über den Raibler Schichten und im Unterlias der Lombardei mit *Ar. rotiformis* Sow. und des Mte. Pisano mit *Phyll. cylindricum* Sow. zusammen vorzukommen. Repossi (Atti soc. it. sc. nat. 41, Milano 1902) gibt *Terebratula gregaria* und *Thecosmilia clathrata* auch als beiden Stoppanischen Zonen gemeinsam an.

bekrönt, horizontal jedoch nur sehr wenig durch Rinnen und Einrisse gegliedert: ganz anders als Hauptdolomit und oberes Rhät.

Oberes Rhät. Zirka 500 m undeutlich bis nicht geschichteter, hellgrauer, homogener, splittiger Kalk, hie und da auch zuckerkörnig (ähnliche Gesteine findet man im judikarischen Grenzdolomit, der brescianischen Corna, im Liegenden der „grauen Kalke“ der unteren Etsch, in hornsteinfreien Lagen der lombardischen Lias). Nach oben hin geht dieses Gestein in mehr minder deutliche, hellgraue bis weiße Oolithe über; ob man diese eventuell schon in den Lias stellen sollte, ist noch ungewiß. Sie erscheinen ungefähr an der Terrasse unter Sasso rosso.

Ueber eine für das vorliegende Thema sehr wichtige Eigenschaft des Rhätgebirges, insbesondere der oberen Hälfte, wird man schon bei kurzem Aufenthalt etwa im Orto della Regina unter den Westwänden der Pietra grande durch den in kurzen Zwischenräumen herabpolternden Steinschlag vollkommen aufgeklärt. Es sind auch die anderen Flanken dieses Berges steingefährlich, aber diese Wand scheint gerade besonders unsolid und in kontinuierlichem Abbröckeln begriffen zu sein. (Vorgreifend sei hier schon bemerkt, daß auch die anderen großen Bergstürze der Brenta aus diesem Schichtkomplex stammen und andere benachbarte große Bergstürze, so die Marocche ober Arco und die Slavini di Marco im Etschtal, aus ganz ähnlichen Gesteinen bestehen.)

Mächtigkeit des gesamten Rhät ca. 800 m (vollkommen übereinstimmend mit Vacek 1898, S. 210).

Der nun folgende Jura ist schon vielfach besprochen worden. (Vgl. Finkelstein, Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. 1889, 49—78; in den Angaben über die Lokalität nicht sehr präzise, die „hornsteinreichen Liaskalke“ auf S. 52 sind wohl nur ein Lapsus memoriae.) Für unsere Zwecke genügt, daß die ganze Serie: Rhynchonellenschichten und Crinoidenbreccie mit den bekannten Brachiopodennestern, Ammonitico rosso und Majolika mit Hornstein, 20 bis 30 m haben mag, stellenweise sind aber einzelne Glieder stark reduziert. In Finkelsteins Angabe von 100 m Mächtigkeit für die Rhynchonellenschichten ist der Rhätolith mitgerechnet und auch der ziemlich reichlich. Daraus folgt, daß das Nichtauffinden der Rhynchonellen-

schichten im Bergsturz des Spinale zu keinen weiteren Schlüssen berechtigt.

Als oberstes Glied sind am Sasso rosso ca. 150 m, am Mte. Peller etwa 300 m Scaglia erhalten, an letzterem Ort etwa in der Mitte mit einer lichterem, reichlich sandigen Lage.

Eozän findet sich nicht mehr.

Wenn wir diese Schichtfolge auf die Pietra grande zurückprojizieren, so erhalten wir hier die untere Scagliagrenze in ca. 3100 m, während derzeit der Berg nur 2936 m hoch ist.

Um das Vorkommen von Scaglia in dem Bergsturz, der den Mte. Spinale bedeckt, zu erklären, sind zwei Annahmen möglich. Entweder besaß die Pietra grande damals einen etwa 200 m höheren Gipfelaufbau, der mit abstürzte, oder die betreffenden Scagliatrümmer lagen als Ueberreste dieser sicher einmal vorhanden gewesenen Scagliakappe in Form von Gehängeschutt auf irgendeiner hohen Terrasse dieses Berges. Für die zweite Annahme spricht die geringe Gesamtmasse der auf dem Spinale und sonst sichtbaren Scagliatrümmer, sowie das Vorkommen von Breccie aus oberem Rhät und Majolica-hornstein mit rotem, tonig-kalkigem Bindemittel (siehe oben). Daß auch die erstere Annahme möglich ist, wird sich aus der Diskussion der Gebirgsformen ergeben. Es läßt sich somit kein ernstlicher Einwand erheben, den Ursprung der Trümmermassen des Mte. Spinale an der Pietra grande zu suchen.

## 6. Formen der Oberfläche.

An der Westseite der Pietra grande fallen zwei ungeheure Nischen ins Auge, von denen die südliche Orto della regina, die nördliche einfach Orto genannt ist. Sie sind nur durch einen Sporn von ca. 2500 m Höhe getrennt, über welchem ihre bis 68° steilen Schlußwände in einer Wandflucht zusammenfließen.

Die Nordecke dieses Abrisses greift mit einem auffallenden eckigen Zwickel in die von der C. di Vagliana in gleichmäßigem Falle zur Mga. Vagliana herabziehende Bergflanke ein. Man könnte versucht sein, die Nischen der beiden Orti als „Kare“, also als normale Erosionsform vergletschert gewesener Gebirge aufzufassen. Allein, wenn auch das Auftreten der Kare im

Kalke nicht so regelmäßig ist wie im kristallinen Gebirge,<sup>6)</sup> dann müßten wir in der Nachbarschaft, unter den gleichen Bedingungen, wenigstens hie und da die gleichen Formen wiederfinden. Es muß aber im Gegenteil festgestellt werden, daß die „Karling“-ähnliche Form der Pietra grande ein Unikum im Hochgebirge der Brenta darstellt. In diesem herrscht nämlich, nur wenig verwischt, der Typus, der Kalken von flacher Schichtneigung auch sonst (vgl. die SO-Tiroler „Dolomiten“) eigen ist: das Plateau mit Steilrand (Kliff) und aufgesetzten flachen Pyramiden, das durch ein normal verzweigtes Netz von Erosionsfurchen (als steilwandige Stufentäler ausgebildet) in gewaltige, weiter nur wenig mehr gegliederte Felsklötze zerlegt wird. Ein Blick in die Karte läßt sofort den ehemaligen Plateaucharakter der großen Massive: C. Tosa, C. di Brenta, Vallesinellagruppe, Sasso alto<sup>7)</sup> ins Auge fallen, ja selbst an dem relativ schmalen Fibbionzug erkennt man noch recht deutlich eine relativ ebene Plateaufläche, auf welche die Gipfelchen aufgesetzt sind. Echte Kare sind jedoch nicht häufig, sowie meist klein und kaum über das Anfangsstadium eines erweiterten Trichters hinaus entwickelt, und spielen eine ziemlich untergeordnete Rolle bei der Modellierung der Bergformen. (Mte. Fibbion, Pietra grande O-Seite, C. di Brenta S-Seite, C. Tosa O-Seite, Mte. Daino W-Seite.) Ein Vergleich, besonders mit dem teilweise ähnlichen Doppelkar an der Ostseite des Fibbionkammes (V. di S. Maria) zeigt die weitgehende Formdifferenz der Orti gegen diesen Typus. Aus Gründen der Morphologie kann somit kein Einspruch erhoben werden, wenn wir, durch die anderen Tatsachen genötigt, den beiden Orti eine Entstehungsart zuschreiben, die von jener der anderen Kare wenigstens graduell abweicht. Man hätte sich etwa vorzustellen, daß das Massiv der Pietra grande, weil ein isolierter Sporn in den Firnfeldern, zur Eiszeit durch besonders intensive Rückwitterung der Wand in seiner Basis so stark beschränkt wurde, daß dann nach Aenderung der klimatischen Verhältnisse, die Stabilität des übersteil gewordenen Aufbaues verloren ging. Daß die Ausbruchsnischen

---

<sup>6)</sup> Richter, Geomorph. Studien in den Hochalpen, S. 17 ff. (Pet. Mitt. Erg.-Hft. 132, 1900.)

<sup>7)</sup> Fälle ähnlicher Bedingungen wie an der Pietra grande (in Gestein, Schichtlage etc.) sind gesperrt gedruckt.

nachher (im Gschnitz-, vielleicht auch im Daunstadium) kleine Kargletscher beherbergten, ist sehr wahrscheinlich, die formende Ursache waren diese jedoch nicht.

Die Grundfläche beider Orti zusammen beträgt etwas über 1 km<sup>2</sup> (Verhältnis beider der Fläche nach 7:13, dem Volumen nach besser wie 2:3). Nimmt man nun das ursprüngliche Profil, etwa nach dem Muster des Sasso alto oder der C. di Val Scura (N-Ende des Fibbionzuges) an, so erhält man für beide zusammen ein Manko an Gesteinsmasse von ca. 400,000.000 m<sup>3</sup> (selbstverständlich nur in grober Annäherung). Vgl. das Profil.

Die Pietra grande stürzt gegen S mit einem scharfen isolierten Sporn auf das Hauptdolomitplateau des Grostè ab, dessen kleinerer Teil westlich gegen Campiglio abdacht, der größere östliche jedoch, der weit gegen S vorgreifend die kleine Vedretta Flavona trägt, zur obersten Val Tovel. Diese ganze große Fläche ist ein Karrenfeld, allerdings ein solches erst im Anfangsstadium. Die glatten Schichtplatten zeigen flache Rinnen, nur die Klüfte sind teilweise zu breiten Rissen ausgefressen, hie und da findet man dolinenhafte Schneelöcher und Schlote.<sup>8)</sup>

Gegen den Spinale hin verschwindet dieses Karrenfeld unter den Schutt-, resp. Breccienhügeln des Bergsturzes. (Am schärfsten fällt der Gegensatz der Oberflächenform ins Auge, wenn man etwa von der Quelle am Grostèweg — P. 2244 A. V.-K. — SW bis Fontane fredde und dann W bis zu den Pozze lunge geht.) In der Brenta ist nun aber in diesen Höhenlagen jede freie, halbwegs ebene Fläche ausnahmslos Karrenfeld, so: ober Mga. Cavai 2128 m (Crinoidenkalk), Passo Prà Castron di Tuenno 2508 m (oberstes Rhät), Mga. Vagliana 1976 m (Rhät), das große Grostèplateau in 2000 bis 2600 m, die Gipfelplateaus des C. del Grostè 2897 m

<sup>8)</sup> Vgl. hierzu das schöne Vollbild in der Z. A.-V. 1906, S. 352, das etwa von P. 2498 (A. V.-K.) NO von Cima del Grostè aufgenommen sein dürfte. Es zeigt außer den großen Zügen der Landschaft im Vordergrund schön die Detailformen. Für das nächste Kapitel wäre daraus gleich hier ad notam zu nehmen, wie beträchtlich hier schon die Eintiefung der Talrinne der obersten V. Tovel ist, woraus deutlich hervorgeht, daß von dem großen Firnfeld der Vedr. Flavona zur Eiszeit bestenfalls ein ganz unbedeutender Arm über den bedeutend höheren Scheiderücken des Grostèpasses gegen W übergeflossen sein kann.

und des Castello di Vallesinella 2780 m, bei der neuen Tosa-hütte 2490 m, von P. 2083 m ober Mga. Ceda alta bis zur Forcolotta di Noghera 2413 m (alle diese Hauptdolomit), bei den Dodici Apostoli 2489 m (Rhät) und bei Mga. Prato in 1689 m (Hauptdolomit) und in ca. 2100 m (Rhät). Je tiefer, desto schärfer sind die Karrenrippen herausmodelliert, bei zirka 1800 m beginnt die Vegetation sie zu überwachsen. Wäre der Spinale anstehender Fels, so müßte seine Oberfläche ebenfalls verkarrt sein. Zur Ansammlung von Schutt ist auf dem breiten Plateau kein Grund vorhanden. Erst auf viel höheren Gipfelplateaus (Torre 3020 m, Crozzon 3135 m) bildet sich durch Frostsprengung ein Scherbenhaufen, der das Anstehende teilweise verhüllt. Der Schutt der Spinale muß also von fern her transportiert worden sein, — eben durch den Bergsturz.

Wenn wir die Oberfläche des Mte. Spinale im einzelnen näher betrachten, so fällt die Abwesenheit jeder deutlichen Erosionsform auf. Es macht den Eindruck, als ob die Hügel und Hügelreihen das primär gegebene gewesen wären und wenn man sie etwa von Dosson di Vagliana ansieht, scheinen sie sich in deutliche Wellenzüge zusammenzuschließen. (Die Höhenschichten mit 20 m Aequidistanz der Karte reichen zur Darstellung dieses Gewirres von Hügelchen, Rücken und Buckeln nicht im entferntesten aus.) Man könnte dies mit der unterirdischen Entwässerung in Verbindung zu bringen versuchen, allein auf dem großen Grostèplateau, das doch gleichfalls nur unterirdisch entwässert wird, haben wir etliche sehr deutliche Talzüge, wenn auch deren Boden sich im einzelnen in eine Reihe von Wannern, Trichtern usw. auflöst. Umgekehrt haben wir aber am Spinale gar keine Karstformen, keine Trichter, Dolinen, Schlotte usw., die Hohlformen sind hier sozusagen gänzlich „allotriomorph“, sie sind die Räume, die zwischen den „idiomorphen“ entweder ziemlich gleichmäßig rund um geböschten oder in Hügelzügen aneinander anschließenden Buckeln übrig bleiben und sonst nichts. Im Gegensatz hiezu sind die Ränder des Plateaus regelmäßig (30 bis 35°) abgebösch. Ob ursprüngliche Aufschüttung oder nachträgliche Erosion, ist wohl kaum mehr genau zu unterscheiden, kleine Erosionsrinnen sind besonders gegen Vallesinella häufig, größere Tälchen, wie das von Malga Fevri di sopra westwärts ziehende können nach unten am flachen Berghang ohne Spur



einer Erosionsrinne auslaufen (ein Kar ist die erwähnte Vertiefung übrigens auch nicht); sicher ein Erosionstal ist das den Spinale nördlich begrenzende. Es zeigt gleichsinniges Gefälle und eine deutliche Wasserrinne, eine Schwierigkeit bietet allerdings hier, daß das Wasser, derzeit wenigstens, gänzlich fehlt. Zur Zeit aber, da den Stirnmooränen von Campiglio entsprechend am Grostè bis etwa 2100 m ein perenierendes Schneefeld lag, müssen die Schmelzwasser diesen Weg genommen haben.

Gegen die Auffassung der Oberfläche des Spinale als Bergsturz könnte man den Einwand erheben, daß die großen Blöcke fehlen, welche an rezenten Bergstürzen eine der auffallendsten Merkmale bilden. Ganz so selten, wie es auf den ersten Blick scheint, sind solche nun auf dem Spinaleplateau nicht; von der Hoferhütte gegen NO hin, sowie in den Pozze lunge liegt zum Beispiel eine ganze Menge, es kann aber nicht geleugnet werden, daß sich das Bild von den Bergstürzen an der Bocca di Brenta oder in der oberen Vallessinella wesentlich unterscheidet. Vorherrschend ist eine glatte, wellige Rasenfläche. Aufklärung bietet hier der neue im Bau begriffene Fahrweg auf den Spinale (noch nicht in der A. V.-K., eigentlich nur eine Umlegung des früheren Karrenweges Campiglio—Malga Fevri). Stellenweise zeigt sich, wie man erwarten sollte, richtig auch längs der ganzen Tiefe des Aufschlusses (1 bis 1½ m) Humus und Erde, gegen unten in lockeren Schutt übergehend, sehr häufig aber, u. zw. ganz unregelmäßig, sind große Kalkblöcke oft fast bis zur Oberfläche reichend, eingestreut, zwischendurch Felspartien von etwas größerem Umfang. Uebergänge aller Größen sind vorhanden. Es ist leicht einzusehen, daß in dieser Höhenlage, die häufiges Gefrieren, Auftauen, Naß- und Trockenwerden bedingt, wie sämtliche Erscheinungen der Bodenbewegungen in lockerem Material (Solifluktion), so auch das bekannte Einsinken von Felsblöcken sehr gefördert werden muß.

Schließlich verwandelt sich auch ein freiliegender Block sehr einfach in ein begrüntes Hügelchen, indem er von den Vegetationspolstern förmlich überkrochen und eingewickelt wird. Alle Stadien dieses Prozesses sind zum Beispiel in den Pozze lunge zu sehen. Die relative Seltenheit großer freiliegender Blöcke ist auch sonst bei alten großen Bergstürzen zu

beobachten, nur die ganz frischen Bergstürze scheinen mit Trümmern wie übersät. An dem jüngsten Bergsturz unterhalb des Tovelsees, der aus genau denselben Gesteinen besteht, kann man im übrigen feststellen, daß diese anscheinend gar nicht die hausgroßen Blöcke an der Oberfläche von Bergstürzen liefern, wie etwa der Hauptdolomit der Bocca di Brenta. Die Blöcke an der Oberfläche sind selten viel über  $1\text{ m}^3$ ; wenn dieser Bergsturz einmal so dicht überwachsen ist, wie der Monte Spinale, so sieht gar kein Block heraus.

Ein weiterer Einwand wäre das Vorkommen von Felspartien, welche wie anstehende Felsklippen durch den Schutt und Rasen zu stechen scheinen. Ein Teil davon ist ja in der Nähe sofort als Breccie zu erkennen, wie die Wandeln des Vallesinellahanges. Von soliderem Aussehen sind folgende Felsgruppen: Die SW-Ecke (P. 1905), der Signalgipfel (P. 2093), P. 2021 (nördlich vom Signalgipfel) und besonders typisch die Gruppe zwischen Pornitzweg und Grostèweg (Kulmination P. 2082). Auch diese Felsen sind stark zerrüttet, die Schichtung nirgends eindeutig zu erkennen. Man hat die Wahl zwischen zwei oder drei senkrecht aufeinanderstehenden Kluftsystemen. An der Ecke vom P. 1922 (ONO vom vorerwähnten P. 2082) erzeugt dies die Täuschung, als ob das Streichen sprunghaft um  $90^\circ$  sich ändern würde: Auf jeder der beiden Wände ist es nämlich ein anderes Kluftsystem, das am meisten hervortritt. Daß diese Felsen nicht weiter als größere Bergsturzböcke sind, läßt sich direkt kaum erweisen, das Gegenteil allerdings auch nicht, ja die Scagliapartie N von Pozza bella würde in diesem Falle tektonisch merkliche Schwierigkeiten bereiten, denn sie ist gewiß kein „transgredienter Lappen“, sondern ein am Hang spitz nach abwärts greifender Zwickel. Für die Frage der Herkunft der übrigen Schuttmassen wäre mit dieser Annahme nichts gewonnen. Festzustellen ist, daß alle diese Vorkommnisse relativ Kulminationspunkte bilden, in den Vertiefungen dagegen kein anstehendes Gestein zu finden ist. Daß es sich um eine im Schutt verborgene Gruppe von anstehenden Felsklippen handelt, ist schon deswegen unwahrscheinlich, weil sich in gleicher Position in der ganzen Umrandung der Brentagruppe nichts Aehnliches findet; als Parallele kann man hier die Felsklippen im Flimser Bergsturz anführen, deren Blocknatur jetzt außer Zweifel steht.

Zur Rekonstruktion des anstehenden Untergrundes kann die Annahme verhelfen, daß die beiden abgeflachten Sporne vom Grasso doveno (südlich) und Dosson di Vagliana (nördlich) Reste eines alten Talbodens darstellen. Inwiefern diese Annahme sich mit den sonst bekannten Tatsachen verträgt, soll im nächsten Kapitel besprochen werden. Nach der Verteilung der Erosionsrinnen wäre dann in der Gegend des heutigen Monte Spinale ein weiterer größerer Rest desselben Talbodens zu erwarten, den man sich etwa als ein der Schichtneigung folgend flach NW abdachendes Plateau vorstellen könnte; dafür spricht auch die Wasserführung. Die starken Quellen beginnen an der NW-Ecke und begleiten die ganze Westseite, während auf der Südseite jede stärkere Quelle fehlt, erst in der Südostecke tritt in der Vallesinellaquelle eine solche wieder auf, was einem allgemeinen Abfließen des Grundwassers des Spinale gegen NW und einem das Tal der Sarca gegen Süden begleitenden Grundwasserströme entsprechen würde. Die Vallesinellaquelle entspräche dann einem gesonderten Gerinne, das vielleicht auch vom Grostèplateau her Wasser empfängt.

Ein Bergsturz aus den Nischen der Pietra grande mußte mit einer etwa WSW gerichteten Anfangsgeschwindigkeit auf diese etwa 10 bis 12° NW geneigte ebene Fläche fallen, die zweifellos eine sehr günstige Sturzbahn abgab. Durch die schief zur Fallrichtung geneigte Sturzbahn wurde der Bergsturz im Bogen mehr gegen W abgelenkt, nur ein kleiner Teil stürzte über den südlichen Hang herab, die Hauptmasse bedeckte das Plateau, der vordere Teil verschüttete das Tal der Sarca di Campiglio. Wenn man davon ausgeht, daß gewöhnlich die liegenden Partien der Sturzmasse an der Spitze des Stromes bleiben, so könnte man die dunkeln Kalke vom P. 1631-2 (Campo), Ausgang des Miezalweges und der Mga. Fevri di sotto zusammen als Stirn des vom nördlichen kleineren Orto ausgehenden Sturzes auffassen, der dann etwas später als der Sturz der Orto della Regina erfolgt wäre. Auf diesem Wege wäre die von den zwei Abrißnischen<sup>9)</sup> herrührende Schwierigkeit zu beseitigen.

---

<sup>9)</sup> Anzumerken ist, daß Damian (Seenstudien 1892) für den Bergsturz der Marocche 5 Abrißnischen angibt, ob man gesonderte Trümmerströme unterscheiden kann, hat er allerdings nicht untersucht.

Etwas verworrener liegt die Sache mit dem Sturz vom Orto della Regina. Zuvorderst in der Spitzzone unter Laresblick—Ruinac finden sich weiße Kalke, die sehr hoch im Rhätprofil liegen müssen, gesellt zu schwarzen Kalken des unteren Rhät und Blöcken aus der Megalodontenbank, in denen man eher den vom Bergsturz mitgerissenen Schutt des Plateaus sehen möchte. Der unvermittelte Sturz über dem Plateaurand kann wohl als Anlaß zu verschiedenen Unregelmäßigkeiten gelten, vielleicht war auch schon vorher das Terrain nicht ganz so glatt und sind etwa die einzelnen Aufbrandungswellen durch Unregelmäßigkeiten desselben veranlaßt, die einzelnen Gesteinsschwärme schon vorher vermischt worden. Die Scagliatrümmer am Lago di Spinale lagen als alter Gehängeschutt auf der obersten Terrasse oder bildeten den mitabgestürzten Gipfelaufsatz und dementsprechend wären die Hügel östlich des Sees das Ende des eigentlichen Ablagerungsgebietes, was weiter östlich folgt, sowie die kleinen Hügelreihen nördlich vom Pozzo di Boc aber Nachzügler und kleinere Nachbrüche. Daß diese nicht näher an der Abrißnische liegen, ist leicht durch den Charakter der Sturzbahn zu erklären. Es sind glatte Schichtplatten in einer Ebene ca. 12 bis 15% NW fallend. Dazu ist zu bedenken, daß heute diese Fläche etwa nur ein Vierteljahr schneefrei ist, damals wahrscheinlich noch kürzere Zeit und daß die größte Bergsturzwahrscheinlichkeit in den Frühsommer fällt. Daß auf einer solchen Fläche viel liegen bleiben sollte, besonders wenn sie noch durch Schnee, Eis und Schmelzwasser schlüpfrig gemacht ist, kann man bei einem größeren Sturze kaum erwarten.

### 7. Talbildung und Eiszeit.

Bevor wir an die Bestimmung des Alters des Bergsturzes gehen, soll hier ein Ueberblick über die Wandlungen, die unser Gebiet zur Quartärzeit erfahren hat, im wesentlichen der ausgezeichneten Darstellung Pencks folgend gegeben werden:

Auszugehen ist davon, daß „der vielgewundene Lauf der Sarca ein recht alter Zug im Antlitz der Alpen ist (Penck, S. 903)“. Wenn die Sarca jemals eins der Längstäler nach S (gegen Roncone oder gegen Ballino hin) benutzt hätte, wäre kaum zu erklären, wie sie das W—O gerichtete Mittelstück ihres Laufes mit den zwei in gerader Linie hintereinander

liegenden Durchbruchschluchten erworben hätte. Daher ist es zulässig, die Talgesimse vom Gardasee herauf zu verfolgen (vgl. die Tabelle). Bezüglich der Altersdeutung verweise ich auf Penck (S. 908). Hier kam es hauptsächlich nur darauf an, daß sich die Annahme eines alten Talbodens, dem eine in ca. 1900 bis 1950 m unter dem Bergsturz verborgene Ter-

Pliocänes | Praeglaciales | Heutiges

### Niveau des Sarcatales.

(Schließt am Gardasee gleichshlig an die von Penck festgestellte

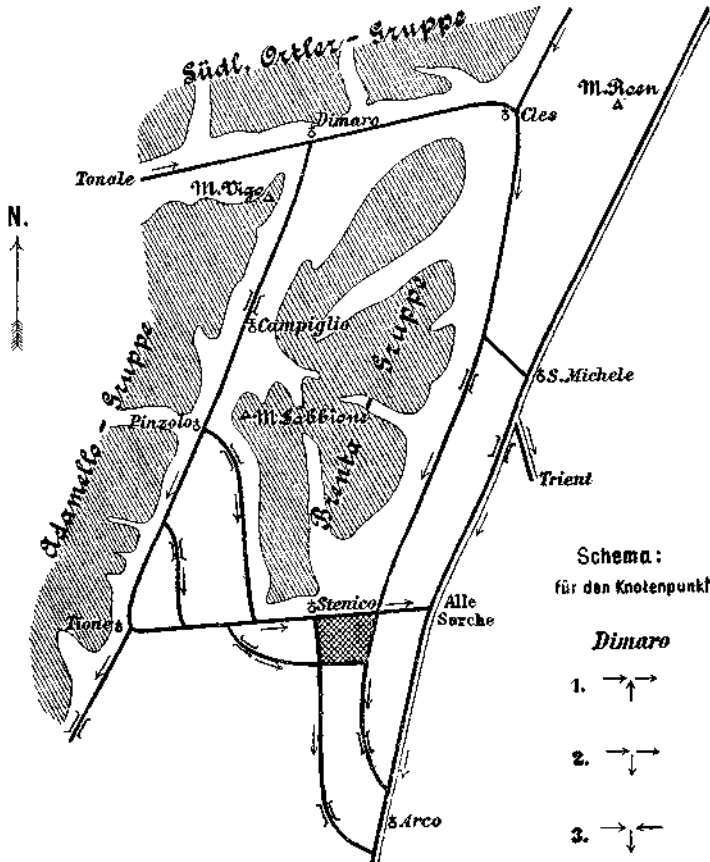
obere | untere  
Gruppe der Etschtalgesimse an.

Vgl. Penck und Brückner S. 891, 901, 908.

	Riegel von Arco 481 m		Arco 91 m	
M. Capino 814 m	(Tal von Cavedine) ca. 500 m	6‰	Drò 122 m	6‰
				10‰
Margone 938 m	Verschüttetes Tal unter Ranzo ca. 600 m		Alle Sarche 243 m	
		7‰		20‰
	Becken v. Stenico 600 bis 700 m		Tre Arche 401 m	8‰
M. S. Martino <sup>10)</sup> (1075 m)				
		15‰	Tione 518 m	
Prati di Daone (östl. ober Vigo Rendena) 1200 m	Vigo Rendena (Stu- fenmündungen v. V. Borzago u. V. S. Valentino) ca. 900 m			
				14‰
Prà Nebbe (ober Bocenago) 1300 m		26‰		
Fosadei 1400 m } Diaga 1450 }	Plagna 1228 m } Campo 1263 m }		Pinzolo 760 m	
				66‰
Grasso doveno 1800 m			Piazza (Fogojard) 1160 m	100‰
Dosson di Vagliana 2100 m			Campo Carlo Magno 1651 m	

<sup>10)</sup> Penck gibt um das Becken von Tione 1300 bis 1400 m an, was gar nicht zu dem erstmals von Vacek 1898 angegebenen Terrassenzug der

rasse entspräche, ohne Zwang den bisher bekannten Tatsachen einfügen läßt. Diesem selben oberen (pliocänen) Talniveau gehört auch die Abflachung am Nordsporn des Fraclingokammes (gegenüber von Grasso doveno) bei P. 1839 m



A. V.-K. an. Auch die Anlage der hauptsächlichsten Seitentäler geht wohl in diese Zeit zurück, wenn auch die von der Eiszeit verwischten Detailformen im Hochgebirge nicht sicher verfolgt werden können. Versuchen wir die vereinzelt Re-

linken Seite des Rendenatales stimmt. Vgl. Salomon (I. S. 160, II. S. 475). Der Wert für M. S. Martino ist interpoliert. Vacek gibt hier 1150 m für S. Alberto und 1000 m bei Selva Martino.

likte zu ordnen, so bekämen wir folgende ganz wohl möglichen Gefällsverhältnisse gleichsohlig mündender Nebentäler: Bocca di Brenta 2700 m — Felsriegel der obersten Stufe der V. Brenta, P. 2180 A. V.-K. (Terrasse des Baito Brentei und an der Nordkante des Crozzon), Gefäll 20 bis 26%, — Grasso doveno 1800 m, 10 bis 12% = Bocca di Tukett 2800 m — Terrasse der Tukethütte 2268 m, 25 bis 30%, — Grasso doveno 1800 m, 15% = Grostè 2450 m — Terrasse des Spinale 1900 m, 12 bis 15% Der abgestutzte Kegel des Mte. Turion basso 2385 m, der sich östlich des Grostèpasses zeugenbergähnlich aus dem Karrenplateau erhebt, ist wahrscheinlich ein Relikt derselben Oberfläche. Da er unter der Höhe des Passes bleibt, lag schon damals die Wasserscheide zwischen Noce (V. Tovel) und Sarca wie heute am Grostè. Ob diese Wasserscheide im Haupttal, wie heute bei Campiglio oder weiter nördlich lag, ist ungewiß. Das tiefere (präglaciale) Talniveau läßt sich über Pinzolo aufwärts kaum verfolgen. Der Tabelle zufolge scheint es bergwärts gegen das obere zu konvergieren (Höhendifferenz bei Aroo 300 m, bei Pinzolo 200 m). Vielleicht gehören die Talstufen von Mga. Vallagola 1602 m, Mga. Brenta alta 1670 m und Mga. Vallesinella di sopra 1687 m dazu.

Zu Beginn der Eiszeit war also das Relief wenigstens in seinen Hauptzügen dem heuttigen gleich. Die vom Stromnetz des diluvialen Sarcagletschers benützten Talfurchen und Pässe zeigt nebenstehende Skizze. Daß der Tonalepaß, zwischen den großen Vereisungszentren des Adamello und Ortler gelegen, eine Eisscheide war, ist wahrscheinlich und wird auch allgemein angenommen (Penck, Heß). Der Paß von Campiglio wurde jedoch vom Sulzberggletscher überflossen, Beweis dessen die hier gefundenen Sulzberggesteine. (Vgl. oben, Seite 137 und 138.) Von den in der Skizze (S. 165) eingetragenen drei möglichen Fällen der Stromteilung bei Dimaro ist somit Nr. 1 auszuschließen, für die Entscheidung zwischen den beiden anderen fehlen noch bestimmte Daten. Wahrscheinlicher scheint mir Nr. 2.

Die höchstgelegene Gletscherspur ist das Erraticum am Passo di V. Gelata (2650 m). Ueber die Oberfläche des Gletschers, der dieses in den hintersten Winkel von V. Gelata hineinbrachte, ragte im Bereich unseres Kärtchens nur mehr der Gipfelaufbau der Pietra grande empor, und über den

breiten Grostèpaß mußte damals ein noch viel mächtigerer Eisstrom gegen Ost abfließen, als über den 200 m höheren Gelatapaß. Mit diesem Gletscherstand ist wohl die Erscheinung in Verbindung zu bringen, daß die Gipfelhöhen des gegenüberliegenden, zwischen Sulzberg und Meledriotal vorgeschobenen NO-Ausläufers der Adamellogruppe (der Nambinogruppe) sich auffallend gleichmäßig um 2700 m herum halten, und erst in unmittelbarer Nähe der Presanella (3564 m) schnell weit über 3000 m ansteigen. Die Rundbuckelformen, die damals hier herrschen mußten, sind allerdings ebenso vollständig verschwunden, wie die Decke von kristalliner Grundmoräne auf der Brentaseite. Heute zeigen alle diese Gipfel wieder scharfe Blockgrate, die im Tonalit sehr deutliche Schliftgrenze der letzten Eiszeit liegt gegenüber von V. Gelata in ca. 2150 m über dem Meeresspiegel. (Malghetto alto, 2090 m, noch völlig gerundet; Mte. Vigo, 2181 m, zu oberst typischer Tonalitblockgipfel, also Nunatak.) Deswegen glaube ich das Erraticum von V. Gelata zu einer älteren Eiszeit stellen zu sollen, den Gletscherstand aber, welcher dieser frischen Schliftgrenze entspricht, als Maximalstand zur letzten Eiszeit.

Der nach S zu folgende Dosson di Vagliana (2099 m) vermag, weil Kalk (resp. die Gipfelpartie Dolomit), für die Bestimmung dieser Schliftgrenze keine sicheren Anhaltspunkte zu liefern. Das Erraticum, das am Sattel östlich von ihm (in ca. 2000 m) liegt, besteht aus denselben Gesteinen wie in V. Gelata, sehr stark verwittert, und ist daher nicht sicher einzuordnen. Dagegen ist noch weiter südlich der Mte. Sabbione (Granodiorit, 2100 m) bis oben hin völlig gerundet. Erraticumfunde dortselbst können seit Errichtung einer Schutzhütte auf seinem Gipfel nicht als völlig zuverlässig gelten, wenn auch zum Beispiel die Tonalitstücke, die in deren Mauern stecken, kaum sehr weit hergeholt sein dürften; wichtiger ist, daß in der von ihm sozusagen gegen den Eisstrom gedeckten V. d'Algone das kristalline Erraticum, inklusive Sabbionegesteine den von der Brenta stammenden Kalkschutt weitaus überwiegt. Es muß auffallen, daß die Gletscher der Westseite der Brenta, des auch heute noch reichlich vergletscherten Sammelgebietes der Vallesinella, V. Brenta und V. d'Agola, sowie der des Vallon ganz an die Wand gedrückt wurden und nicht einmal die V. d'Algone für sich allein zum Abfluß behaupten konnten,



obwohl die Firnfelder westlich und südlich von der Tosa durch V. del Sacco und Vallon direkt in diese hinabfließen konnten, während der Talgletscher bloß über ziemlich hohe Pässe eindringen konnte, u. zw. (nach der Verteilung der Gesteinsarten) der Sulzberggletscher über Mga. Movlina, 1766 m (ob auch über V. d'Agola und Passo del Bandalors, 1845 m, ist noch sehr zweifelhaft), der Adamellogletscher (das ist der Westrand des Sulzberggletschers, V. d'Amola, V. di Genova, fast ausschließlich Tonalit) über Mga. Stablei, 1574 m. (Vgl. Penck, S. 861.)

Aus all dem kann man mit Sicherheit den Schluß ziehen, daß die heutige scharfe Grenze der Verbreitung kristallinen Erraticums im Tal von Campiglio nicht mit der Grenze des Stromstriches, der solches führte, zusammenfallen kann. Sein Fehlen im ganzen Spinalgebiete ist vielmehr eine Folge der späteren Ueberdeckung durch den Bergsturz.

Die verschiedenen Stirnmoränen von Campiglio sind zweifellos unter die Rückzugsstadien der letzten Vereisung einzureihen, nach Lage und Gestein gehören sie zu einem Gletscher des Nambinotales. Der Bergsturz ist nun seiner Lage nach älter, als die Stirnmoränen von Palù und jünger als die Moränendecke der westlichen Talseite und am Campo. Ob die Palùmoränen einem kleinen Vorstoß entsprechen, oder ob der Bergsturz auf eine zurückweichende Gletscherzunge fiel, ist schwer zu entscheiden. Die letztere Annahme würde zwar die Entstehung der Talweitung von Campiglio sehr bequem erklären, dagegen aber, besonders an der Basis des Bergsturzes, eine stärkere Mischung von Bergsturz- und Moränenmaterial erwarten lassen, von der keine Spur zu beobachten ist. Wahrscheinlicher ist also die andere Annahme. Das Areal der vordersten Stirnmoräne entsprechenden Nambinogletschers beträgt ca. 9.7 km<sup>2</sup> (in der Horizontalprojektion) die mittlere Meereshöhe desselben 2050 m, somit, da wir für die Mächtigkeit des Eises mindestens 100 bis 150 m zugeben müssen, ist die Schneegrenze auf 2150 bis 2200 m zu schätzen. Heute ist nun das Nambinotal unvergletschert. Der nächste Gletscher, der zum Vergleich herangezogen werden kann, ist die 6 km weiter westlich gelegene kleine Vedretta di Cornisello, welche glücklicherweise ganz ähnlich gegen die Himmelsrichtungen orientiert ist. An dieser ermittelt sich aus der A. V.-K.

der Adamellogruppe nach der gleichen Methode der mittleren Höhe die Schneegrenze zu 2900 bis 2950 m. Wenn wir nun überlegen, daß die Vedretta di Cornisello bereits im Lee der Presanella, die Val Nambino frei gegen das Tal herausliegt, ferner daß in der gegenüberliegenden Brentagruppe die Schneegrenze kaum über 2700 m hinaufgeht, so können wir die heutige ideale Schneegrenze für Val Nambino auf 2800 bis 2850 m schätzen und damit die hier in Betracht kommende Depression der Schneelinie auf 600 bis 700 m. Das würde Penck's Gschnitzstadium entsprechen, dem er die Endmoränen des Val Genova-Gletschers bei Pinzolo, die des V. Stavel-Gletschers bei Volpaia und des V. Presena-Gletschers ober Stavel zuzurechnen geneigt ist (838 bis 839). (Ich möchte nur noch aufmerksam machen, daß Penck in seiner umfassenden Darstellung klar hervorhebt, daß die Kenntnisse über die Rückzugsstadien im Etschgebiet noch lückenhaft und teilweise nicht frei von Bedenken sind. Die Einreihung geschieht hier rebus sic stantibus, so gut es eben geht.) Sicher mit den Moränen von Campiglio gleichzustellen, ist wohl der Moränenwall, auf dem die Malga Malghetto di sopra steht (1803 m A. V.-K.). In der Brentagruppe ist mir nichts bekannt, was sicher zum gleichen Stadium des Gletscherrückzuges gerechnet werden kann. Allerdings kann man sehen, daß auch die Moränen der heutigen Brentagletscher nicht sehr charakteristisch ausgebildet sind und leicht mit den sonstigen Schuttablagerungen bis zur Unkenntlichkeit verschmelzen. Möglicherweise wären die mit Krummholz bestandenen Hügelchen der Malga Brenta alta (1670 A. V.-K.) hieher zu ziehen. Auffallen könnte die ziemlich große Zahl der bei Campiglio unterschiedenen Moränen, doch dürften bei genauerer Untersuchung sich auch andere ähnliche Rückzugsstadien weiter auflösen lassen.

Die schon früher erwähnten Moränterrassen der Westseite des Tales sind sicher älter als das Gschnitzstadium. Sie dürften verschiedenen Ständen des großen Talgletschers entsprechen. Wenn man etwa von Malga Zeledria nach Malga Patascos verbinden darf usw., so kann man zwischen 2000 und 1700 m drei Terrassenzüge konstruieren, die mit 2 bis 3% S fallen. Die tieferen Terrassen des Meledriotales darf man jedenfalls nicht miteinbeziehen, da sie deutlich (mit 4 bis 5%) N fallen, und daher wohl einer selbständigen Vergletscherung

des Passes (Bühlstadium) entsprechen: Malga Malghetto die sotto — Malga Folgarida, etwa als Seitenmoräne, Palù long als der zugehörige Gletscherboden (der Einschnitt des Meledrio ist viel jünger). Zur gleichen Gletscherausdehnung dürften dann auch die Tonalitblöcke knapp unter Malga Mondifrà zu rechnen sein. Die Endmoränen dieses Stadiums sind allerdings unbekannt, vielleicht verschmelzen sie mit den Talverbauungen bei Dimaro und Pinzolo.

Die feinere Modellierung der Tallandschaft von Campiglio erfolgte also in der Zeit des Rückganges der letzten großen Vereisung, insbesondere die letzte Retouche dürfte das erwähnte Stadium der selbständigen Vergletscherung des Passes und sein Zerfall in Lokalgletscher besorgt haben. Letzterem weise ich die Bildung einiger kleiner Tälchen (als Umfließungsrinnen oder ähnliches) zu, die aus den Terrassen N von Malga Patascos und S von Malga Zeledria kleine Rückfallkuppen herauspräpariert haben. Die Anlage der Klamm des Miezelpasses, sowie der kleinen Tälchen bei P. 1631-2 an der Straße dürfte dann in gleicher Weise den Schmelzwässern des Gschnitzgletschers zuzuschreiben sein. Besonders das ersterwähnte Tälchen folgt deutlich nicht der Fallinie des Talbodens, es ist daher sehr wahrscheinlich, daß es durch die Schmelzwasser des Gletscherrandes angelegt wurde (beachte die deutliche Knickung unter P. 1631-2). Zum Daunstadium gehören vielleicht (als Moränen von Hängegletschern) die kleinen, aber, besonders auf der Ostseite, sehr deutlichen Wälle, welche den Ausmündungen der Rinnen und Nischen der Pietra grande auf das Sockelplateau (in ca. 2300 bis 2200 m) vorgelagert sind. Es könnte sich hier jedoch auch um unechte Moränen, und zwar von Lawinenkegeln, eventuell noch jüngerer Zeit, handeln.

Der jüngsten Epoche gehört die Wiederbelebung der fluvialen Erosion in den Tälern an. In anstehendem Fels ist noch wenig geleistet worden, so ist die Mündungsstufe der Vallesinella ersichtlich nur ganz unbedeutend nach rückwärts gewandert. Die bedeutenderen Erosionsrisse in Val Brenta unter Malga Brenta alta und die „Bratröhre“ unter dem Bergsturz sind vielleicht in ihrer Hauptsache älter, besonders da für den oberen heute das fließende Wasser fehlt. Die Klamm zwischen den beiden Brücken, über die die Wege nach Val Brenta und Vallagola führen, ist etwa bis 20 m tief (nach allem

wahrscheinlich Post-Würm), die scharfe Umbiegung gegen Süd ist vielleicht jünger, es könnte der bereits erwähnte Schotteraufschluß ober den Sägen von Fogojard ein altes Verbindungsstück verdecken und das vereinzelte Vorkommen von Tonalitgeröllen bei der Vallagolabrücke darauf, nicht auf Gletschertransport zurückzuführen sein.

Sarca di Nambino und Meledrio haben zwar — in Breccie und Moräne — ihr Gefäll bereits etwas besser ausgeglichen, allein auch hier hat die rückgreifende Erosion das eigentliche „Weichbild von Campiglio“ noch nicht erreicht. Im Anriß des Meledrio kann man eine gute Vorstellung von der Mächtigkeit der Moränendecke gewinnen. Es ist kein Grund, zu vermuten, daß sie bei Campiglio dünner sein sollte, und daher stehe ich der Annahme von anstehendem Fels im Becken von Campiglio sehr skeptisch gegenüber.

## 8. Zahlenangaben den Bergsturz betreffend.<sup>11)</sup>

### Abrißnische.

Höhe (Unterkante—Oberkante) ca. 600 m.

Gefäll dieser Linie 84% (40°).

Fläche (Horizontalprojektion exkl. Rückwand) 1 km<sup>2</sup>.

Volumen 0.4 km<sup>3</sup>.

(Zu beachten ist, daß der Boden der Orti zum größten Teile Schichtfläche ist, die gewaltige, bis 250% — 68° — steile Rückwand schneidet dieselben, wir haben somit eine Art Mittelform zwischen Felsschliff und Felsbruch.)

### Sturzbahn.

Orto della Regina (Unterkante) ca. 2300 m — Spinale SW-Ecke P. 1905: 4½ km mit 9% (5°).

---

<sup>11)</sup> Die Gefälle sind hier in Prozent und Graden angegeben, um die Vergleichbarkeit mit Oberholzer und andern zu wahren. Es wäre aber vorteilhaft, wenn man sich allgemein auf die erstere Bezeichnungsart einigen würde. Da die allgemein gebrauchte Darstellungsform des Terrains die Höhenschichtenart ist, so ist das naturgemäße Maß des Gefälles die Tangente, die man direkt daraus entnehmen, resp. hineinkonstruieren kann, nicht der Bogen. Ein Ingenieur würde kaum auf die Idee kommen, in einen Schichtenplan Gefälle in Graden einzutragen. Für die Gefälle bis 20% kann man bei dem hier nötigen Genauigkeitsgrad außerdem Sinus und Tangente gleich setzen und alle etwa vorkommenden Rechnungen ganz ohne Tabellen erledigen.

Orto ca. 2300 — Meurerblick 1400 m: 6 km mit 15% ( $8\frac{1}{2}^{\circ}$ ).

Orto II. unter 2300 — Campo 1631 m: 4.5 km mit 15% ( $8\frac{1}{2}^{\circ}$ ).

Orto II. unter 2300 — Bach unter Malga Zeledria 1700: 5 km mit 12% ( $7^{\circ}$ ).

#### Maximum des Sturzes.

Pietra grande 2900 — Ruinac 1400: 7 km Länge mit 21% ( $12^{\circ}$ ).

Pietra grande 2900 — Ausgang der Sarcaklamm, zirka 1300: 6 km, 1600 m Höhe mit 26.5% ( $15^{\circ}$ ).

#### Schuttstrom (Ablagerung).

Höhen O vom L. di Spinale 2100 — SW-Ecke P. 1905: Länge 3 km, mit 6.6% ( $4^{\circ}$ ) Gefälle.

Höhen O von Malga di Boc 2100 — P. 1631 am Campo: Länge 3.5 km, mit 13% ( $7\frac{1}{2}^{\circ}$ ) Gefälle.

#### Fläche.

11.6 km<sup>2</sup>, wovon ca. 3.2 km<sup>2</sup>, die schon früher erwähnten Nachzügler, ziemlich dünn bedeckt sein dürften.

#### Volumen.

Eine direkte Berechnung scheidet am Mangel genauer Daten über den Untergrund, für die Schätzung besonders unangenehm erweist sich das verschüttete Sarcatal. Ungewiß ist ferner auch das Quantum, das durch die Erosion entfernt wurde, doch wäre ich nach der vorstehenden Diskussion der postglacialen Erosion überhaupt geneigt, diesen Betrag nicht allzu hoch anzuschlagen. Als Volumen der Abrißnischen haben wir oben 0.4 km<sup>3</sup> gefunden. Wenn wir nun die Nachzügler sehr gering mit 5 bis 10 m Mächtigkeit einschätzen (20 bis 30 Millionen Kubikmeter), so erhalten wir für die restlichen 8.4 km<sup>2</sup> nur 45 m Durchschnittsmächtigkeit,<sup>12)</sup> das ist bei allmählicher Zunahme für die vorderen Partien 90 bis 100 m, was sehr wenig ist, da wir in diesem Teile relative Erhebungen bis zu 100 m haben.

Nach verschiedenen Versuchen möchte ich als ziemlich vorsichtige Angabe 0.4 bis 0.7 km<sup>3</sup> bezeichnen, also jeden-

<sup>12)</sup> Penck gibt für die Slavini di Marco 50 m, Damian für die Marocche 100 m, Oberholzer für die Glarner Bergstürze 80 bis 100 m Durchschnittsmächtigkeit an.

falls etwas mehr, als für die Abrißnischen gefunden. Doch ist eine ähnliche Diskordanz bei Versuchen über alte Bergstürze auch sonst schon öfters vorgekommen. Man muß wohl zufrieden sein, wenn die Größenordnung stimmt, übrigens kann, wie früher schon angedeutet, durch die Annahme eines mitabgestürzten Gipfelaufsatzes dem Uebelstand abgeholfen werden.

### 9. Zusammenfassung.

(Allgemeines: Ueber Breccien.)

Im vorstehenden wurde der Versuch gemacht, den alten Bergsturz des Monte Spinale zu rekonstruieren, wobei es naturgemäß ohne etliche mehr minder plausible Hilfsannahmen nicht abgehen konnte. Um das Mißverständnis auszuschließen, daß etwa diese Hilfsannahmen bestimmend für die Annahme eines Bergsturzes gewesen seien, will ich kurz das Wesentliche hier zusammenfassen: Wir finden hier auf einem Areal von 11 km<sup>2</sup> fast ausschließlich (wenn wir von den vorerwähnten zweifelhaften Klippen absehen) und jedenfalls zusammenhängend Trümmergesteine, Breccien und brecciös zerüttete Felsen, deren Charakter einer Entstehung durch Bergsturz nirgends widerspricht, in vielen Fällen sogar dies fordert. Sämtliche Komponenten können aus dem Profil der Pietra grande stammen, wir finden an der Pietra grande junge Abrißnischen, bei denen die nach außen geneigte Schichtlage einen Felssturz begünstigen mußte und finden die Trümmernmassen dort, u. zw. nur dort, wo sie durch einen Sturz aus diesen Nischen hingelaufen konnten, die Oberfläche der Trümmermasse zeigt die Oberflächenformen, die Bergstürzen eigen sind und schließlich bleiben die Dimensionen innerhalb der sonst von Bergstürzen bekannten. Die Annahme eines Bergsturzes liegt somit auf der Hand und erklärt alle Tatsachen ohne Schwierigkeiten. Es bleibt noch die Frage, ob nicht auch eine andere Annahme dieselben Dienste leisten könnte und um dies entscheiden zu können, sollen hier sämtliche möglichen Fälle von Breccienbildung zusammengestellt werden.

Breccien, das heißt Trümmergesteine mit eckigen Komponenten von gewisser Größe (die untere Grenze könnte man durch die Eignung zum Windtransport definieren), können entstehen:

A. In situ, das heißt, die Breccie füllt ungefähr jenen Platz aus, den sonst ihr Muttergestein eingenommen hätte (auch der weiteste tektonische Deckenschub ist somit kein Transport im Sinne von B.). Die brecciöse Struktur kann dann entstehen:

1. Durch Vorgänge im Gestein selbst, und zwar:
  - a) bei Sedimentation und Verfestigung des Gesteines;
  - b) durch nachträgliche Volumveränderung (Auslaugung löslicher Bestandteile, chemische Umsetzungen und so weiter).
2. Durch äußere Kräfte.
  - a) tektonische Dislokationen;
  - b) vulkanische Explosionen.

B. Breccien entstehen auch durch den Transport und Zusammenhäufung von Gesteinstrümmern.

1. Ohne besondere Transportmittel nur durch die Eigenschwere an der Oberfläche bewegt:
  - a) Gehängeschutt;
  - b) Bergsturz.
2. Wassertransport (Murgänge, Brandung).
3. Eistransport (Moräne).

Art und Festigkeit der Verkittung wäre als Prinzip der Einteilung nicht vorteilhaft. Ob das nötige Lösungsmittel als Gesteinsfeuchtigkeit, oder als Meteorwasser zugeführt wird, und ob der Umsatz jeweils nur in der Nähe oder auf größere Entfernungen erstreckt ist, scheint kein prinzipieller Unterschied.

Im großen und ganzen dürfte die vorliegende Aufzählung vollständig sein. Wenn wir nun dies Schema in Anwendung bringen, so können wir A. 1. sofort ausschließen, sowohl die lockere Oberflächenschuttbreccie als die Riesebreccie, und die keilförmig zersplitterten Felsen können keine Sedimentationsbreccien sein und daß wir hier nicht die in der alpinen Trias häufigen Rauhacken (A. 1. b) haben, ist bereits dargetan worden. Ernsthafter kämen tektonische Ursachen in Betracht. Tektonische Breccien sind nun ebenso wie Sedimentationsbreccien in ihrer räumlichen Verteilung durch Flächen bestimmt (Schichtflächen, Dislokationsflächen). Man könnte nun versuchen, die Vorkommnisse längs der Sarca mit der

Judikarielinie in Verbindung zu bringen, trotz mancher Bedenken, die schon bei der Beschreibung erwähnt wurden. Dann fehlt noch immer die Erklärung für die Schuttmassen auf dem Spinalplateau und vollends unerklärlich wird die Blockgruppe ober der Straße am rechten Sarcaufer. A. 2. b) eine Art „vulkanisches Ries“ wird wohl hoffentlich niemand annehmen, die Transportmöglichkeiten unter B. sind schnell erledigt: Zum Gehängeschutt fehlt das Gehänge, zu Wasser- und Eistransport, Wildbach und Gletscher, bleibt also wirklich nur der Bergsturz.

#### A. Die kleinen Felsstürze der zentralen Hauptdolomitkette.<sup>13)</sup>

Es sind dies die Nummern der Tabelle (Seite 176): 1. in der obersten V. Brenta, westlich unter der Bocca di Brenta; 2. und 3. in den betreffenden Karen an der Ostseite der Fulminikette, unmittelbar N von der Bocca di Brenta (von C. Brenta alta, resp. von Pizzo di Molveno); 4. von den Punte di Campiglio, ebenso wie 5. in der Nachbarschaft der Tukethütte; 6. von der C. del Grostè fast bis zur Mga. Vallesinella di sopra herab.

Der Bergsturz an der Bocca di Brenta vom Mai 1882 ist der einzige in der ganzen Brentagruppe, von dem wir historische Nachrichten besitzen. (Vgl. Richter, Neumayr, Frech, 1908.) Leider sind diese nicht so einwandfrei, als man wünschen könnte. Neumayr hebt es zwar als ersten bekannten Fall, daß ein ganzes Bergindividuum zusammengebrochen wäre, ganz besonders hervor und illustriert es mit einer ziemlich phantastischen Zeichnung von Compton, stützt sich aber ganz auf Richter; dieser hingegen gibt seine Quellen, resp. Gewährsmänner nicht an. Gegen seine Darstellung liegen aber einige Bedenken vor. Nach ihm soll eine Felsssäule von 400 m Höhe und 100 m Durchmesser (also etwa wie die gegenüberliegende berühmte Guglia di Brenta), die in dem Grat Tosa—Grozzone stand, auf ihrer Unterlage abgeglitten sein. Es kann hier oben aber weder ein Felschlipf stattgefunden, noch auch jemals ein solcher Gratturm bestanden haben. Es könnte sich um einen Nebenzacken der Tosa gehandelt haben, der N von P. 3097, etwa auf der Terrasse 2711 m gefußt hätte, dort sieht man heute noch in der Tosa-



### Die Bergstürze der Brentagruppe.

Nr.	Bezeichnung	Material	Fels-Bruch oder Schlipf <sup>*)</sup>	Meereshöhe des oberen Abrißrandes	Sturzbahn <sup>**)</sup>			Trümmer- ablagerung <sup>†)</sup>	
					Sturz- höhe	horiz. Sturzlänge	Gefäll <sup>***)</sup>	Fläche	Volum
1	Bocca di Brenta	H. Dol.	Br.	2900	900	1'5	60	0'60	6—10
2	Busa d'Armi . . .	"	"	2800	400	0'5	80	0'12	0'8— 1
3	Busa dei Massodi	"	"	2800	400	0'6	66	0'06	0'3— 0'5
4	Tuketthütte . . .	"	Schl.	2700	600	1'7	35	0'43	5 — 6
5	vom Castelletto .	"	"	2400	300	0'8	38	0'16	1 — 1'3
6	Ob. Vallesinella .	"	"	2700	1000	3'2	31	0'88	7 — 11
	Zusammen .							2'25	20—30
7	Val Persa . . . .	H. Dol.	Br.	2600	300	0'6	50	0'05	0'5
8	C. dei Mandrini	"	Schl.	2500	400	0'7	57	0'12	0'5
9	C. Gagliarda . . .	"	"	2600	500	0'8	62	0'09	0'3
10	C. dei Lasteri . .	Rhät	"	2300	200	0'4	50	0'05	0'2
11	C. del Altissimo	"	Br.	2300	200	0'5	40	0'14	0'5
12	Val Gelata . . . .	"	"	2400	150	0'3	50	0'01	0'05
13	C. del Rifugio . .	H. Dol.	"	2600	150	0'2	75	0'01	0'05
14	Val Dorè . . . . .	Rhät	Schl.	2500	400	1'0	40	0'11	0'5
15	Vallon . . . . .	"	Br.	2400	150	0'3	50	0'05	0'2
	Zusammen .							0'63	2'8
16	Val Tovel . . . .	Rhät.	Br.	2600	1600	6'5	25	5'2	200—300
17	Mte. Corno . . . .	"	"	1700	800	2'6	30	0'7	15—20
18	Molveno . . . . .	"	"	2000	1100	3'6	30	1'8	150—200
19	Marochi . . . . .	"	"	1200	300	0'7	43	0'16	0'6—1
20	Mezzolago . . . .	"	"	1300	400	0'9	44	0'18	1—1'5
21	Nembia . . . . .	"	"	2400	1700	7'0	24	3'6	300—500
22	Mte. Spinale . . .	"	Schl.	2900	1600	7'0	23	11'6	400—700
	17, 19 und 20 zusammen . . . .							1'04	17—23
	Die vier großen Bergstürze zu- sammen . . . . .							22'2	1050—1700

\*) Es soll hier im allgemeinen der Heimschen Terminologie gefolgt werden, mit einer kleinen Abweichung im Gebrauch des Wortes Felssturz, die sofort aus folgender Einteilung der Felsbewegungen hervorgeht.

1. Felsrutschungen; langsam. (Vgl. Taramelli 1882.)

2. Felsstürze a) Felsbruch,

b) Felschlipf.

\*\*) Für die Sturzbahn sind die Maximalwerte angegeben, d. h. die der Verbindungslinie oberer Abrißrand — unterer Rand der Trümmer-

wand einen auffallenden weißen Fleck. Somit ist es nicht gerade sicher, daß hier ein mehr minder selbständiges Felsindividuum gänzlich zusammengestürzt wäre. Frech (1908) bringt S. 91 ein Bild dieses Bergsturzes (von V. Sella), kommt aber auch zu der irrigen Annahme eines Felsschlipfes, da er die vertrackte Perspektive dieses Bildes (Weitwinkel und geneigte Bildebene) nicht kannte. Die Abrißstelle liegt übrigens gar nicht auf der Bildfläche, der sie betreffende Passus der Erläuterung ist zu streichen.

Das Gebirgsstück von der Bocca d' Ambies bis zum Grostèpaß (resp. C. Tosa—C. del Grostè) ist in jeder Hinsicht (Höhenlage, Gebirgsform und geologischer Bau) vollkommen einheitlich. Es ist ein wild zerrissenes Kettengebirge vom „Dolomitentypus“, aus flach gelagertem, gut gebanktem Hauptdolomit, das sich schroff von einem Sockel hochgelegener Felsterrassen erhebt, auf welchen es heute seine Trümmer abgelagert. Mittlere Gipfelhöhe 2940 m, mittlere Schartenhöhe 2760 m (somit mittlere Schartung 180 m), mittlere Meereshöhe des Sockels auf der Westseite 2440 m, auf der Ostseite 2560 m,<sup>14)</sup> innerhalb eines Spielraumes von  $\pm 200$  m zu jedem der obigen Mittelwerte liegen jedesmal über neun Zehntel der wirklichen Werte. Die Gipfel reichen ausnahmslos über die Schneelinie, der Sockel bleibt darunter. Die vollkommene

---

ablagerung. Diese Ziffern sind sicher größer als die für eine der wirklichen Bewegungen charakteristischen, ihr Vorzug ist, daß sie ohne allzuviel Willkür ermittelt werden können.

\*\*\*) Im allgemeinen nimmt das Gefäll der Sturzbahn mit zunehmender Masse ab.

†) Hierzu noch einige Daten über die Gefällsverhältnisse des abgelagerten Trümmerstromes (d. i. der Linie oberer—unterer Rand). Dies Gefäll beträgt bei 1) Bocca die Brenta 15%, 17) Mte. Corno 10%, 16) Val Tovel 13%, 21) Nembia 7,6%, 22) Mte. Spinale 6,6% und 13% (zwei Ströme, vgl. Cap. 8). Der Trümmerstrom breitet sich also desto flacher aus, je größer er ist, ausgenommen bei bedeutenden Differenzen im Untergrund. (Bei Val Tovel und Mte. Spinale 2 sind große Stufen dazwischen.)

<sup>13)</sup> Die Literaturangaben beziehen sich auf das Verzeichnis am Schlusse.

<sup>14)</sup> Wahrscheinlich fällt dieser Sockel mit dem oberen Rand der geschlossenen Firnfelder der letzten Eiszeit zusammen. Die Differenz zwischen Ost- und Westseite, sowie der lokale Verlauf stimmen ganz gut dazu.

Einheitlichkeit der Bedingungen empfahl diesen Gebirgstheil zu dem Versuch einer numerischen Rechnung.

Die Gesamtheit der von diesem Gebirgskamm stammenden Felsstürze, bedeckt ein Areal von  $2.25 \text{ km}^2$  und ist an Volumen auf 20 bis 30 Millionen Kubikmeter zu schätzen. Da die Felsmassive dieses Kammes nach der A. V.-K.  $10.4 \text{ km}^2$  bedecken, ist die Bergsturzmassenbewegung einem Abtrag über die ganze Fläche von 2 bis 3 m gleich zu setzen, das Volumen dieser Felsbauten schätze ich auf  $3 \text{ bis } 4 \text{ km}^3$  und somit auf etwa das 150fache der durch Bergsturz weggeführten Massen. Die richtige Beleuchtung könnte diese Ziffer allerdings erst durch die Gegenüberstellung der in anderer Form abtransportierten Massen gewinnen. Die direkt von den Felsmassiven abhängigen frischen Schutthalden bedecken ca.  $6 \text{ km}^2$ , Mächtigkeit der Schuttdecke, sowie das in tiefere Regionen weggeführte Quantum ungewiß, immerhin halte ich die Schätzung auf 60 bis 100 Millionen Kubikmeter für nicht allzu falsch. Betreffs des durch Lösung im Meteorwasser weggeführten Materials kann man wenigstens eine obere Grenze mit genügender Genauigkeit bestimmen, oder besser gesagt, feststellen, daß diese Art der Abtragung hier beinahe vernachlässigt werden könnte. An den Blöcken der Slavini di Marco (von 833?) konstatiert Penck 1 bis 3 cm tiefe Kannelierungen. Setzen wir also für 1000 Jahre 5 cm Abtrag und nehmen an, daß unsere Gebirgskette seit 20.000 Jahren sich im gegenwärtigen Zustand befände, so erhielte man 1 m Abtrag über die Fläche; das ist nun sicher zu hoch. Das Amphitheater in Verona steht 1600 Jahre (seit Diocletian). Eine ähnliche Erosion (also 7.5 cm Abtrag) wie bei Mori, hat hier aber sicher nicht stattgefunden, und von karrenähnlichen Detailformen ist nirgends eine Spur. Daher möchte ich eher die historische Nachricht über den Bergsturz der Slavini di Marco anzweifeln. Der Niederschlag ist allerdings auf dem Hauptkamm der Brentagruppe größer als unten im Etschtal, dafür fällt aber auch der größte Teil als Schnee und wird durch Abwehung, Lawine oder Hängegletscher zu Tal geschafft, seine lösende Wirkung ist also geringer. Wir finden auch wirklich in den höheren Lagen, über 2300 m nirgends scharf modellierte Karrenfelder, sondern glatte Felsplatten mit flachen Rinne, wie bereits vom Grostè beschrieben. Eine Schätzung des durch Lösung abtransportierten

Materials auf zehn Millionen Kubikmeter ist daher sicher nicht zu wenig, genauere Korrekturen überflüssig, weil ersichtlich unter der Fehlergrenze der beiden anderen Ziffern.

Die Gesamtsumme der postglazialen Abtragung beträgt somit für diesen Gebirgstheil 90 bis 140 Millionen Kubikmeter, das ist 10 bis 14m über die gesamte Fläche, oder ca.  $\frac{1}{40}$  bis  $\frac{1}{20}$  der vorhandenen Felsmasse. Macht man die Annahme, daß die Abtragung proportional der relativen Höhe, also bei gleicher Fläche auch dem jeweiligen Inhalt ist, das heißt, wenn die Masse der über dem Socket der hohen Felsterrassen und Schuttfelder aufragenden Türme und Bastionen in geometrischer Progression abnimmt ( $M, \frac{1}{2} M, \frac{1}{4} M, \dots$ ) schreiten die dazu gehörigen Zeiten in arithmetischer Progression vor ( $O, H, 2 H, \dots$ ), ein Gesetz, das auf verschiedenen Gebieten den Ausgleich von Niveaudifferenzen gut darstellt, — so erhält man für die Halbierungskonstante  $H$ , das heißt die Zeit, in welcher die noch vorhandene Masse auf die Hälfte reduziert wird, das 14- bis 28fache der Postglazialzeit und weiter (diese mit  $2 \cdot 10^4$  gesetzt)  $3 \cdot 10^5$  bis  $5 \cdot 10^5$  Jahre. Eine besondere Genauigkeit beansprucht diese Ziffer nicht, sie soll nur eine Illustration dazu liefern, daß ein Hochgebirge zwar im geologischen Zeitmaß ein ephemeres Gebilde darstellt, keineswegs aber im bürgerlichen. Im übrigen halte ich den Stellenwert  $10^5$  für ebensogut wie solche Versuche einer absoluten Zeitrechnung im allgemeinen auszufallen pflegen. Zu beachten wäre, daß auch, wenn man die Masse der Felsbauten auf die Hälfte der heutigen reduziert denkt, ein ganz beachtenswertes Hochgebirge übrig bleibt, somit die wesentlichen Verhältnisse sich nicht geändert haben, wodurch die Zuverlässigkeit der Rechnung festgestellt ist. Ob man die Reihe fortsetzen darf  $2 H, \dots \frac{1}{4} M$  usw., scheint zweifelhaft.

#### B. Sonstige kleine Felsstürze der Hochalpenregion.

Es sind dies die Nummer der Tabelle: 7, Val Persa, östlich vom Tukettpaß unter der Rocchetta di Val Persa; 8, 9, 10 von den genannten Gipfeln gegen den Kessel der Mga. Spora herab (NW von Molveno); 11 zwischen Croz del Altissimo und C. dei Lasteri (W von Molveno); 12, Val Gelata vom NW Ausläufer der C. Valgiana; 13, an der Südseite des Croz

del Rifugio (bei der Tosahütte); 14, von der Ostseite der C. di Ghes (N von S Lorenzo); 15, im Vallon von der Nordwestseite des M. Cresole (Corno di Senaso) im südlichen Hauptkamm.

Zu besonderen Bemerkungen bietet keiner Anlaß.

### C. Die Bergstürze in den Tälern.

16 und 17. In Val Tovel, das von Tuenno (S von Cles) gerade südlich gegen das Grostèplateau hinaufzieht, finden wir eine der großartigsten Bergsturzlanschaften der Brenta. Daß der Tovelsee durch Bergsturz aufgestaut ist, haben bereits Lepsius (S. 287) und Damian (Seenstudien 1892) festgestellt. Ich glaube jedoch nicht fehlzugreifen mit der Annahme, daß dieses Phänomen noch bedeutend großartiger war (und vielleicht auch eine eingehendere Untersuchung verdienen würde als mir möglich war). Bei Mga. Flavona (1868 m A. V.-K.) unter den Wänden der C. di V. Scura (1672 m), des nördlichen Eckpfeilers, der das Tal im O begrenzenden Fibbionkette beginnt ein ungeheures Blockfeld, das nordwärts den Hang hinabziehend in der Waldregion in einem wahren Urwald verschwindet. Unter einer das ganze Tal quer durchsetzenden Felsstufe beginnt bei Costa Lucanica der Trümmerstrom wieder und umzieht, einige ganz eigenartige spitzkegelförmige Tomähäufen bildend, im W und N den Tovelsee. Der starke Talbach versickert vollständig dort, wo er (bei Pozzöl die Tuenno) auf die Schuttmassen trifft. (Mächtigkeit des Staudammes am See mindestens 130 m.) Vom Tovelsee abwärts bis P. 887 m Spezialkarte, wo der Bach wieder zutage tritt, ist das Tal völlig verschüttet. Es tritt hier aber eine Komplikation ein: Das unterste Ende der Massen bei P. 887, Spezialkarte, ist nämlich sicher ein kleinerer junger Felsbruch vom Monte Corno, P. 1905. Er ist noch nicht im mindesten überwachsen, und zeigt in dem hier ziemlich engen Tal wunderschön, wie der Trümmerstrom von der gegenüberliegenden Talseite, schief abwärts auf die andere zurückgeworfen wurde, und auch hier wieder reflektiert, so daß die Schuttrücken wie brandende Wogen übereinander stürzen.

18. NW über M o l v e n o zeigt sich ein auffallender Schuttabriß (in der geologischen Spezialkarte zum Teil als Gehängeschutt eingetragen), oben begrenzt von einigen niedrigen, merk-

würdig zerzackten und zerrissenen Felspartien, die in Pradel (1342·1 A. V.-K.) kulminieren. Auf dem ganzen Hang finden sich nur Breccien derselben Art wie am Monte Spinale. Auch die bereits von Campiglio beschriebene technische Verwendung der Bergsturzbreccie zu Straßenschotter wird hier ziemlich schwunghaft betrieben. Schon Damian (Molvenosee) bemerkt: „Es steht hier dolomitischer Kalk, der leicht zu Grus zerfällt, an“, nicht Diluvium, wie damals in der geologischen Spezialkarte eingetragen war. Bei dem Hause an der Straße (951 m A. V.-K.) ist ein im Schutt steckender großer Block, zersplittert und mit klaffenden Fugen, aufgeschlossen, und ebenso besteht die Felspartie (P. 969 A. V.-K.) in der geologischen Spezialkarte als anstehendes Rhät eingetragen, nur aus einigen großen Blöcken, auch hinter dem neuen Hause an der Seebrücke ist typische kleinstückelige Bergsturzbreccie aufgeschlossen. Beachtenswert ist, daß knapp ober dem Ort aus dem hier auf Scaglia liegenden Bergsturz reichlich Quellen austreten, von denen einige zur Wasserversorgung gefaßt sind. Kristallines Erraticum, den ganzen Weg von Andalo herab recht häufig, trifft man das letzte beim Kreuz (P. 978 m A. V.-K.) an der Straße, wo man den ersten Tiefblick auf den Molvenosee gewinnt. Von da ab fehlt es längs der ganzen Westseite des Tales bis zum Stenico Becken hinab.

19. Marocchi, SW von Molveno, knapp nachdem die Straße das Delta des Seghebaches überschritten hat.

20. Mezzolago, die Halbinsel an der Westseite des Molvenosees. Lepsius (S. 273) schreibt: „Die Spitze der Halbinsel, auf welcher ein verfallenes, von Napoleon I. erbautes Fort sichtbar ist, besteht aus Dolomitreccie, wahrscheinlich dem Hauptdolomit angehörig.“ Auch in dem zusammenhängenden Aufschluß längs des Seeufers ist nur Breccie zu sehen. Es ist nicht etwa die im Hauptdolomit nicht seltene brecciöse Struktur (Sedimentationsbreccie), somit also nicht, wie in der geologischen Spezialkarte als anstehender Hauptdolomit einzutragen.

21. Nembia (Lepsius 272 bis 273, Damian, der Molvenosee).<sup>15)</sup> Der Molvenosee ist durch einen großartigen

---

<sup>15)</sup> Vacek gibt dem Bergsturz in der geol. Sp.-K., Blatt Trient, die Signatur „Diluvium“ und bezeichnet ihn, trotz des dagegen von Penck erhobenen Widerspruches, in den Erläuterungen dazu (1911, S. 96) als „Schuttfeld rein glazialer Art“.

Bergsturz aufgestaut, auf dessen Rücken die Häusergruppe Nembia und der kleine Nembiasee liegen. Lepsius' irrige Annahme eines Felsschliffes vom Monte Gaza hat bereits Damian berichtigt, der Sturz kommt von den Osthängen des Monte Soran (2395 m A. V.-K.), deren zirka N—S streichende Klüftung die Ablösung begünstigte, eventuell sogar weitere Nachbrüche erwarten läßt. Daß der Molvenosee wirklich ein ertrunkenes Tal ist, beweist sein schmales, gewundenes oberes Ende. Die Mächtigkeit des Bergsturzes kann hier genauer bestimmt werden als sonst, indem man das ursprüngliche Tal durchverfolgt: bei Nembia zirka 200 m, am südlichen Seeufer 140 m, unter P. 905 m 120 m.

Als Summe der sämtlichen Bergstürze der Brentagruppe hat man eine Fläche von 26.1 km<sup>2</sup>, und 1.1 bis 1.8 km<sup>3</sup> Volum. Da die gesamte Brentagruppe ein Areal von etwas über 400 km<sup>2</sup> einnimmt, kommt dies einem Abtrag von 2½ bis 4 m über die ganze Fläche gleich, also eine enorm hohe Ziffer! Wollte man eine ähnliche Rechnung, wie die für die zentrale Brentagruppe oben versuchte auch hier durchführen, so bekäme man für die Abtragung bis zur halben Höhe einen etwa um eine Stelle höheren Wert (zirka 4.10<sup>6</sup> Jahre), allein da es ja zweifelhaft ist, ob die Voraussetzungen erfüllt sind, unter denen allein diese Rechnung Sinn haben kann, nämlich: 1. daß die Abtragungsgeschwindigkeit einfach proportional der relativen Höhe ist, und 2. daß die äußeren Verhältnisse sich unterdessen nicht wesentlich ändern, soll nicht weiter darauf eingegangen werden.

#### Einiges über die Bergstürze der Südalpen überhaupt.

Qual è quella ruina che nel fianco  
Di qua da Trento l'Adige percosse,  
O per tremuoto o per sostegno manco;  
Chè da cima del monte onde si mosse,  
Al piano è si la roccia discosciosa  
Ch'alcuna via darebbe a chi su fosse;  
Cotal di quel burrato era la scesa.

(Dante).

Im Verlaufe dieser Arbeit schien der Versuch naheliegend, einen Ueberblick über die räumliche und zeitliche Verteilung des Bergsturzphänomens in einem weiteren Umkreise zu ge-

winnen, etwa im Gebiete der Südalpen ungefähr, einem Gebiet, dessen relative Einheitlichkeit in Bau, Form und klimatischer Lage geeignet schien, die Bedeutung, welche diese Vorgänge für die Bodengestaltung haben, klar hervortreten zu lassen, während die innerhalb gewisser Grenzen doch recht bedeutende Mannigfaltigkeit des Terrains die Vermutung nahe legte, daß ein solcher Ueberblick die Abhängigkeit von diesen Faktoren im einzelnen erkennen lassen würde. Das Resultat ist allerdings ein ziemlich mageres; aus dem Literaturverzeichnis kann man sofort feststellen, daß man sich von geologischer Seite bis jetzt um die Bergstürze der Südalpen an sich fast gar nicht gekümmert hat. Nur Taramelli hat mehrmals die Wichtigkeit des Studiums dieser Erscheinungen betont und einige Beiträge geliefert. Sehr dankenswertes Material stammt auch von einigen Geologen, die ursprünglich vom Studium des Seenphänomens ausgegangen sind: Damian, O. Marinelli und Salmojrighi. Schließlich gibt es noch einige Bergstürze, über die eine ziemlich reichliche Literatur existiert, weil sie nämlich mit Moränen verwechselt worden sind. Daß dies gerade die Bergstürze bei Arco, Mori und Belluno sind, dürfte sich eher durch Gründe der Verkehrsgeographie als durch solche der Morphologie erklären lassen. Dagegen lassen manche sonst vorzügliche Lokalmonographien diesen Punkt fast ganz unberücksichtigt. Daß unter diesen Umständen an eine auch nur halbwegs vollständige Zusammenstellung nicht gedacht werden konnte, ist klar. Immerhin mag die Aufsammlung für einen späteren Bearbeiter nützlich Material bringen und ihm manche Mühe sparen und außerdem läßt sich auch das vorhandene schon für einige Gesichtspunkte verwerten, weswegen es, wenn auch sehr lückenhaft, im Anhang wiedergegeben werden soll.

Die Bergstürze der Südalpen lassen sich etwa gruppieren:

### 1. Die kleinen Felsstürze der Hochalpen.

Sie sind eine ganz gewöhnliche Erscheinung und eben darum wenig beachtet und noch weniger notiert worden. Aus dem Beispiel, das in der zentralen Brentagruppe gegeben worden ist, scheint mir doch hervorzugehen, daß sie einen nicht unwesentlichen Faktor der Abtragung der Hochgebirge vom „Dolomitentypus“ bilden. Morphologisch sind sie allerdings von



geringer Bedeutung und nur als eine Abart der Schutthalden zu betrachten.

2. Die (meist großen) Felsstürze der Haupttäler.

Als typisch kann hier das Gebiet der „Etschbucht“ gelten. Auf diesem relativ kleinen Raume haben wir: die vorerwähnten vier großen Bergstürze der Brentagruppe mit zwei Stauseen (L. di Molveno und L. di Tovel) und zwei kleinen Bergsturzseen (L. die Spinale und L. di Nembia), ferner den Bergsturz, der den Idrosee und jenen, der den L. di Tenno staut, die Marocche mit den Stauseen: L. di Cavedine, L. di Toblino und L. di S. Massenza, die Gruppe von kleineren Bergstürzen der Umgebung von Nago-Torbole mit dem L. di Loppio, die Lavè von S. Anna, die Slavini di Marco, den kleinen Bergsturz von Castel Pietra bei Calliano, den interglazialen Bergsturz von Pederzano und den Bergsturz von Castelier mit zwei kleinen Bergsturzseen (L. Azzuro und L. delle Conelle), womit die Bedeutung dieses Phänomens für die Geschichte der Täler klar demonstriert ist.

3. Die verschiedenen Arten von Bodenbewegung in mehr minder lockerem Terrain („scoscendimenti nei terreni sciolti“); sind von großer wirtschaftlicher Bedeutung, allein auch hier steht eine zusammenfassende Bearbeitung noch aus. Interessant ist die Verknüpfung mit den Muren. Begrifflich sind beide Phänomene ja leicht zu scheiden. Ein Erdbeben kann überall stattfinden, wo der Böschungswinkel zu groß ist. Ein Murenbruch nur dort, wo bereits ein Wildbachgerinne (Tobel) vorhanden ist. Sehr häufig ist aber die Verbindung Erdbeben-Stauung eines Wildbaches - Murgang, umgekehrt kann auch einmal durch die Erosion eines Wildbaches das Gehänge unterschritten, und somit ein Erdbeben veranlaßt werden. Ein hübsches Beispiel für derartige Verknüpfungen gibt die Geschichte des Lago di Rebrutt bei Caoria.

4. Eine ganz spezielle Art der Erdbeben sind jene, welche an Seeufern vorkommen. Wie häufig solche an jedem der vielen Seen des Gebietes sind, ist aus der vortrefflichen Arbeit von Salmojraghi über jene von Tavernola am Iseosee zu entnehmen. Sie scheinen bei dem Prozeß der Ausfüllung der Seebecken eine nicht geringe Rolle zu spielen. Ihre Häufigkeit ist ein Zeichen der „Instabilità delle rive lacuali“, das heißt,

daß die südalpinen Randseen unter Wasser ebenso wenig ein ausgeglichenes stabiles Profil besitzen, als die Teile der Täler, die sich über dem Wasser befinden. Betreffs der Einzelheiten muß auf diese wichtige Arbeit verwiesen werden.

Die Unvollständigkeit der Zusammenstellung schließt Resultate, welche sich auf die Verschiedenheit der räumlichen Verteilung bezögen, aus. Was damit gemeint ist, soll kurz illustriert werden:

1. Die zentrale Brentagruppe und die Sextener Dolomiten differieren eigentlich nur in der Lage der Schneelinie: läßt sich nun ein unzweifelhafter Unterschied in der Häufigkeit der kleinen Felsstütze feststellen? Ich muß leider gestehen, daß ich mir seinerzeit keine Notizen darüber gemacht habe, der Erinnerung nach würde ich glauben, daß sie in den Sextenern (höhere Schneegrenze) seltener sind.

2. Am Südrand der Alpen nehmen die Niederschläge im allgemeinen von W gegen O zu. Daß die von den Gebirgswässern transportierten Schuttmassen in der Carnia ganz ungeheuerliche Dimensionen annehmen, ist bekannt (die kilometerbreiten Schuttfelder der Torrenti fallen selbst in der Karte auf). Verbindet sich damit eine Zu- oder Abnahme der Bergstürze, resp. welcher Art von Bergstürzen?

Diese und ähnliche Fragen wären mit einem vollständigen Verzeichnis sofort beantwortet. Die vorliegende Sammlung reicht dazu nicht aus, jedoch ist sie immerhin reichhaltig genug, um bei der entgegengesetzten Fragestellung eine Antwort zu erteilen. Und die wäre: Ist das häufigere Vorkommen von Bergstürzen in den Südalpen vielleicht auf einzelne Gegenden beschränkt? Diese Frage hat eine theoretische Bedeutung gewonnen, da Diener für das Dolomitgebiet SO Tirols das häufige Vorkommen von Erdrutschungen als Stütze für seine Theorie des Fortdauerns von gewissen tektonischen Vorgängen heranzieht,<sup>16)</sup> und ebenso Cozzaglio aus der Häufigkeit der

<sup>16)</sup> Damit soll hier keineswegs bestritten werden, daß vielleicht manche Komplikation im Wengen-Cassianer Tuffgebiet weder unter Stratigraphie noch unter Tektonik, sondern unter Erdrutsch zu buchen ist. Aber daß man im Endresultat manchmal die Wirkung der einzelnen Faktoren nicht mehr einwandfrei trennen kann, berechtigt noch nicht zu der Verallgemeinerung, alle tektonischen Besonderheiten der südosttirolischen Dolomittöcke quasi

Bergstürze in Val Camonica auf „bradisismi“, langsame Bodenbewegungen schließt. Die Antwort kann nur lauten: nein. Ueberall im ganzen Gebiet der Südalpen sind Bergstürze eine häufige, ja regelmäßige Erscheinung, nirgends fehlen sie (je nach den Vorbedingungen): die kleinen Felsstürze unter den schroffen Hochzinnen, die gewaltigen Bergstürze in den tief eingesenkten Tälern — vom Tessin bis zum Isonzo — die Erdrutsche in den mergeligen und tuffigen Gesteinen, gleich ob nun die Bellerophonschichten der Carnia oder das Eocän von Belluno. Wenn die obenerwähnte Schlußfolgerung richtig wäre, müßten die ganzen Südalpen in fortdauernder Bewegung sein. Da jedoch die schon von Mojsisovics (Dolomitr. S. 242) hervorgehobene Unfertigkeit der Talbildung zur Erklärung ausreicht, dürfte die ganze Schlußweise abzulehnen sein.

Die vorerwähnten Ansichten leiten zu der ziemlich verbreiteten Meinung über, daß die Bergstürze in der Regel von Erdbeben verursacht würden. Ihren schärfsten Ausdruck hat sie bei Taramelli gefunden (1881, II.), der aus der „Periode der Bergstürze“ am Ausgang der Eiszeit (über diese später!), auf eine Periode gesteigerter seismischer Tätigkeit schloß, und diese mit tektonischen und vulkanischen Ereignissen auf der italischen Halbinsel in Verbindung brachte; in etwas gemilderter Form ist diese Ansicht aber auch sonst weitverbreitet. Das vorliegende historische Material ist nun gerade in dieser Frage mit äußerster Vorsicht zu behandeln. Die Schwierigkeit der historischen Kritik mag man aus der schönen Arbeit von Till über den Dobratschbergsturz ersehen. Unzweifelhaft nachgewiesen scheint die Verbindung mit Erdbeben nur bei diesem (1348) und dem bei Faldalto (1873), beides Nachbrüche nach größeren Bergstürzen, sowie bei der kleinen Seeauferrutschung von Salò (1901). Das Material an historischen Bergstürzen anderer Gegenden ist in dieser Hinsicht auch nicht viel reichlicher. Dantes Alternative „O per tremuoto o per sostegno manco“ war für die damalige Zeit, welche die krassesten Erklärungen bevorzugte, ein Zeichen großen Scharfsinnes, sie ist aber doch in der Methode falsch. Die beiden gegenübergestellten Ursachen

---

als oberflächliche Bodenbewegungen zu erklären. Die ganz allgemeine Verbreitung der Erdrutsche verbietet, sie ohne weiteres zur Erklärung von regionalen Besonderheiten heranzuziehen.

sind nicht gleichwertig. Ursache eines Bergsturzes ist immer nur der *sostegno manco*, das heißt das Ueberschreiten der für Gestein und Klima maximalen Böschung; ob den letzten Anstoß ein Erdbeben oder ein ungewöhnlich nasses Jahr gibt, ist geologisch gleichgültig. Jedenfalls kann auch die heftigste Erdbebenperiode nicht mehr Bergstürze herabschütteln, als eben reif sind. Taramellis Schluß von der anscheinenden Häufung der Bergstürze in einer geologischen Periode auf die Häufigkeit der Erdbeben ist also unzulässig.

Es bleibt noch die Frage, ob der Vordersatz richtig ist? Ob wirklich auf das Schwinden der letzten Vereisung eine besondere „Periode der Bergstürze“ (Frech 1908) folgte? Es dürfte hier eine Art perspektivische Täuschung vorliegen. Richtig ist, daß die postglazialen, prähistorischen Bergstürze an Zahl alle anderen überwiegen. Daß ältere prä- und interglaziale Bergstürze weniger als postglaziale bekannt sind,<sup>17)</sup> wird durch die ungünstigen Bedingungen für ihre „Fossilisation“ genügend erklärt.

Daß aber die postglazialen Bergstürze alle in relativ kurzem Zeitraum niedergegangen wären, dafür liegt gar kein Anzeichen vor. Eine sichere Beziehung zu den Glazialablagerungen des Rückzuges ist bis jetzt nur bei sehr wenigen<sup>18)</sup> festgestellt. Der Rest ist auf die ganze Postglazialzeit zu verteilen und wenn man von einer Periode der Bergstürze sprechen will, so muß man wohl hinzufügen, daß wir noch mitten drin stehen. Wie man über die Art der Wirkung der Eiszeit auch denken mag, darüber herrscht völlige Einigkeit, daß die von den Gletschern zurückgelassenen Formen unter den neuen Verhältnissen im höchsten Grade unstabil sind. Der Ausgleich vollzieht sich nun je nach den Umständen allmählich oder ruckweise, vollendet ist er noch lange nicht, ja nicht einmal besonders weit vorgeschritten. „Das ganze Relief

---

<sup>17)</sup> In diesem Verzeichnis sind interglaziale: Marasino (Iseosee) und Pederzano (bei Rovereto) P. & B. 829, 922; Brunos Angaben über präglaziale Bergstürze sind etwas zu unbestimmt.

<sup>18)</sup> In diesem Verzeichnis: Stilfes, Karfreit P. & B. 931 und 1039, Mte. Spinale hier. Einige andere Angaben, daß der Bergsturz gerade auf die zurückweichende Gletscherzunge gefallen sei, sind einer Nachprüfung recht bedürftig (so Rovine di Vedana, Mazzuoli-Taramelli 1811 II. und Egg Prohaska).

steht noch immer unter dem unmittelbaren Einfluß der Gletscherstätigkeit. Es ist, wenn ich so sagen darf, weniger ‚Postglazial‘ als ‚Epiglazial‘. Salomon, II., 485.) Damit gewinnen die Probleme, welche die Bergstürze betreffen, eine gewisse „Aktualität“. In dem Beispiel der zentralen Brenta-gruppe ist gezeigt worden, daß die Wirkung der kleinen Felsstürze auf die Abtragung der Hochgebirge nicht so ganz vernachlässigt werden darf. Die Bedeutung der großen Bergstürze für die Gestaltung der Täler ist hier in den Südalpen ja immer anerkannt worden. Die Intensität der darauf bezüglichen Studien entsprach aber, wie erwähnt, dem keineswegs und man kann als fast sicher vermuten, daß noch mancher interessante kleine und große Bergsturz unerkannt oder verkannt des Entdeckers harret. Daß dies eventuell eine Frage äußerst „praktischer Geologie“ bedeuten kann, ersieht man aus Schardts Darstellung der amüsanten Odyssee des Wasserleitungsstollens bei Chironico.

Es ist somit zu hoffen, daß das wachsende geologische Interesse an diesen Vorgängen, die jetzt noch so zahlreichen Lücken bald ausfüllt. Als kleiner Beitrag dazu möge die vorliegende Arbeit dienen.<sup>19)</sup>

---

#### Literatur,

betreffend Bergstürze in den Südalpen.

Aeppli A. Die Bodenbewegung von Campo im Maggiatal (Tessin). „Die Schweiz“, III, S. 331—334. Zürich 1899.

— (Bergsturz von Airolo), s. Hardmeyer.

Alessandri G. de. Le frane nei dintorni di Acqui. Atti. soc. It. sc. nat. 46, 58—72, Milano 1907.

(Zu Vergleichszwecken. Enthält die neuere Literatur über die Frane des Apennin.)

Anonym. A. S. La frana di Lavalle. Riv. mens. C. A. I. VII/5. 1888 S. 138—140.

— (V<sup>o</sup> Congresso geografico Italiano.) Le deliberazioni del . . . sugli studi relativi alle montagne italiane (u. a. Studio sistematico delle frane). (Begründung einer Zentralstelle 1904.)

— (Mittl. d. D. u. Oe. A.-V.) 1885/11. S. 136. (Bergsturz bei Brentonico.)

— — — — 1904, S. 234. (Bergsturz in der Palagruppe.)

---

<sup>19)</sup> Eine Zusammenstellung der Bergstürze der Südalpen nach ihrer Größe zu geben, hat derzeit noch wenig Sinn. Zahlenangaben sind nur bei Damian, Penek, Schardt und Till zu finden.

- Anonym. „Münchener Neueste Nachrichten“, Nr. 290, Vorabendblatt, 24. Juni 1911. (Bergst. v. Prà, Agordino.)
- Riv. mens. C. A. I. 1885, S. 34. La frana dei Boioni sul Monte Baldo. S. 317—224. Burrasche e inondazioni in autunno.
- (Società italiana di scienze naturali, Milano.) Seduta del 3 gennaio 1897. Atti . . . 37, S. 92—96. (Diskussion anlässlich der Frana von S. Anna Pieve pelago.)
- W. G. Der See von Toblino in Südtirol. Z. d. D. und Oe. Alpenverein 1878, 1—3.
- Z. Il Lago Nuovo (Canal S. Bovo). Ann. S. A. T. IV. 1877, S. 48.
- Baldacci L. & Stella A. Sulle condizioni geognostiche del territorio di Salò (prov. Brescia) rispetto al terremoto del 30 ottobre 1901. Boll. Com. geol. It. 1902, 4—25. 3 Taf.
- Baroffio. Dei paesi e delle terre costituenti il Cantone del Ticino ecc. Lugano 1879. (Rutschung von Morcote.)
- Bibolini A. La catastrofe di Prà e Lagunaz nell'Agordino. Boll. com. geol. It. 1909, S. 62—67. 2 Taf.
- Bittnner A. Beiträge zur Kenntnis des Erdbebens von Belluno vom 29. Juni 1873. Sitz.-Ber. Ak. d. Wiss. Wien, Bd. 69, 1874.
- Blaas J. Beiträge zur Geologie von Tirol. Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt 1892, S. 350—353.
- Geologischer Führer durch Tirol. Innsbruck 1902.
- Böhm A. Die Hochseen der Ostalpen. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges., Wien 1886, S. 625—647.
- Böse E. Ueber die Schuttmassen der Rovine di Vedana bei Belluno. Zeitschr. d. deutsch. Geolog. Ges. 1892, S. 507.
- Brentari O. Guida storico-alpina di Belluno-Feltre. Bassano 1887.
- Guida del Trentino. Herausg. v. d. S. A. T. 1891 ff.
- Bridel P. Reise durch das Graubündtnerland im Jahr 1784. Schweizerisches Museum, 2. Jahrg. 1785, S. 634, 3. Jahrg. 1786, S. 201—221.
- Brückner. s. Penck & Brückner.
- Bruno L. Il diluvium alpino dalla Dora Riparia al Ticino. Cenno d'idrografia sotterranea nella zona prealpina tra la Sesia ed il Ticino. Boll. soc. geol. It. XII/4. 1893, S. 747—751.
- Casal E. La caduta del Monte Spitz nel 1771. Rivist. mens. C. A. I. 1898, S. 212—215.
- Catullo T. A. Sopra le rovine ch'ebbero luogo nel comune di Borca nel Cadorino. Belluno 1814.
- Churchill S. Gilbert & Churchill.
- Cobelli G. Alcune prove del passaggio del ghiacciaio nella Val d'Adige. 18. Programm der Oberrealschule. Rovereto 1877.
- Cozzaglio A. Conoidi e bradissimi in Valle Camonica. Riv. mens. C. A. I. 1893, S. 361—364.
- I paesaggi prealpini e le moderne teorie della geologia continentale. Boll. C. A. I. Bd. 32, 1899, S. 327—348.
- Damian J. Spuren früherer Vereisung auf der Maranza und Marzola. Mitt. d. D. u. Oe. A.-V. 1888, S. 140—151.
- Der Molvenosee in Tirol. Peterm. Mitt. 1890, S. 262—270.

- Damian J., Die Bergstürze von St. Anna und Castelier in Südtirol. Zeitschr. f. wissenschaftl. Geographie. VIII. Wien 1891.
- Der Alpehese. Mitt. d. Sekt. f. Naturkunde d. ö. Touristenklub III/2, 1891.
  - Der Caldonazzo- und Levicosee. Peterm. Mitt. 1892, S. 103—112.
  - Seenstudien. Mitt. der k. k. Geogr. Ges., Wien 35, 1892, S. 471—539.
  - Einzelne wenig gewürdigte Hochgebirgsseen und erloschene Seebecken um Sterzing. Ibid. 1894, S. 1—26.
  - Seenstudien. Abhandl. d. k. k. Geogr. Ges., Wien I. 1899, S. 79—89.
- Dante. Inferno. XII. v. 4—10.
- Dantone. Bergsturz im oberen Fassatal. Mitt. d. D. u. Oe. A.-V. 1880, S. 17—18.
- Diener C. Ueber den Einfluß der Erosion auf die Struktur der südosttirolischen Dolomitenstöcke. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges., Wien 43, 1900, S. 25—30.
- Escher H. C. Ueber die Bergstürze in der Schweiz. Neujahrsblatt der naturf. Gesellsch. Zürich auf 1807.
- Facen J. Sopra il fenomeno di detonazione sotteranea manifestatosi nel monte Tomatico presso Feltre. Gazz. di Venezia Appendice Novembre. 1851.
- Falb R. Bergsturz von San Croce. Sirius 1873, Heft XI. (Nach Hoernes. Fantoli. Sul regime idraulico dei Laghi. Milano 1879.
- Frattini F. Lo svuotamento del Lago Nuovo di Caoria. Ann. S. A. T. IX. 1882/83, S. 225.
- Sugli antichi ghiacciai del Feltrino III. Ann. S. A. T. X. 1883/84, S. 181—234.
- Frech Fr. Die Gebirgsformen im südwestlichen Kärnten und ihre Entstehung. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1892, S. 349—396.
- Die karnischen Alpen. Halle 1894.
  - Aus der Vorzeit der Erde, III. „Aus Natur und Geisteswelt“, Bd. 209 (Teubner). S. 85—105. 2. Aufl. 1908.
- Futterer K. Die Entstehung der Lapisinischen Seen. Zeitschr. d. deutsch. Geolog. Ges. 1892, S. 123—134.
- Gallizia. (Seeuferrutschung bei Pallanza.) Atti del Collegio Ing. e Arch. Milano, 15, 1892 (nach Salmojrighi zitiert).
- Gilbert J. & Churchill G. Die Dolomitberge. Deutsch. v. Zwanziger. Klagenfurt 1865. (II. 137.)
- Grandi. Avvallamento di Feriolo. Giorn. di Genio civ. V. Firenze 1861.
- Giovanelli. Der eingestürzte Berg bei dem Dorfe Marco unter Roveredo i Slavini di Marco genannt. Innsbruck 1832.
- Haidinger W. Das Schallphänomen des Monte Tomatico bei Feltre. Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1853, S. 559—568.
- Hardmeyer J., Zahn E., Aeppli A. Der Bergsturz von Airola vom 27. bis 28. Dezember 1898. „Die Schweiz“, II, S. 514—520, Zürich 1898.
- Heim A. Ueber Bergstürze. 84. Neujahrsbl. der naturf. Ges. Zürich 1882.
- Die Bodenbewegungen von Campo im Maggiatal, Kanton Tessin. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich 43, 1898, S. 1—24.
- Hoernes R. Aus den südtiroler Kalkalpen. Zeitschr. d. D. u. Oe. A.-V. 1875, S. 108—128.

- Hoernes R. Aufnahmen in der Umgebung von Belluno. Verb. d. k. k. Reichsanstalt 1876, S. 241—243.
- Aus der Umgebung von Belluno, Feltre und Agordo. Zeitschr. d. D. u. Oe. A.-V. 1878, S. 107—156.
  - Der Querbruch von Santa Croce und die Bildung der Schuttmassen von Cima Fadalto und der Rovine di Vedana bei Belluno. Zeitschr. d. deutsch. Geolog. Ges. 1892, S. 347—351.
- Klipstein A. Mitteilungen aus dem Gebiet der Geologie und Paläontologie. Gießen I, 1845, II, 1871, III, 1876.
- Lepsius R. Das westliche Südtirol. Berlin 1878.
- Lorenzi A. La collina di Buttrio nel Friuli IV. „In Alto“ XIV. Udine 1903, S. 10—11.
- Magrini. (Zu San Croce, nach Penck.) Mem. soc. geogr. It. XII. 1905, S. 200.
- Marini. Del monte Colmandro e delle orribili sciagure avvenute nel 1836. Padova 1836.
- Marinelli G. L'Antelao (Alpi di Cadore). Boll. C. A. I, 1878, S. 26—42.
- Marinelli O. Aggruppamenti dei laghi Italiane. Boll. soc. geogr. It. (3.) Bd. 7, 1894, S. 710—740.
- Studi orografici nelle Alpi Orientali.
    - I. Mem. soc. geogr. It. 1898.
    - II. (Serie 1899) Boll. soc. geogr. It. (4) Bd. I. 1900, S. 776—813, 873—928, 984—1006.
    - III. (Serie 1900) ibid. 1902, S. 682—716, 757—779, 833—861.
    - IV. (Serie 1901/02) ibid. 1904, S. 13—34, 92—112, 193—223.
  - Brevi notizie sul Temerle-Sea presso Sappada. „In Alto“. Udine 1900, S. 19—21.
- Marinoni. Documenti Loveresi. Lovere 1896.
- Mazzuoli L. Sull'origine delle Rovine di Vedana. C. A. I. sez. di Agordo. Sess. straord. 22 agost 1875.,
- Mojisovics E. v. Die alten Gletscher der Südalpen. Mitt. d. Oe. A.-V. II. 1864, S. 155—193.
- Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
- Mortillet G. de. Carte des anciens glaciers du versant méridional des Alpes. Atti soc. It. sc. nat. III. Milano 1861.
- Neumayr M. Ueber Bergstürze. Zeitschr. d. D.-Oe. A.-V. 1889, S. 19—56.
- Morilla G. C. I lavini di Marco. Rovereto 1871. (Nur Kuriosität.)
- Omboni G. Gita alle Marocche fatta dai Naturalisti riuniti ad Arco nel settembre 1874. Ann. S. A. T. II, 1875, S. 78—97.
- Delle antiche morene vicino ad Arco nel Trentino. Atti R. Ist. Venet. ser. 5, t. 2, p. 457, 1876.
  - Le Marocche, antiche morene mascherate de frane. Atti soc. It. sc. nat. 20, Milano 1878.
  - Le nostre Alpi e la pianura del Po. Milano 1879.
- Paglia E. I terreni glaciali nelle valli alpine confluenti ed adiacenti al bacino del Garda. Atti R. Ist. Venet. ser. 5, t. 1. 1875.
- Penck A. Die Slavini di San Marco bei Rovereto. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 1886.



- Penck A. Ueber interglaziale Ablagerungen im Etschtalgebiet. Zeitschr. d. deutsch. Geolog. Ges. 1907, Monatsber. Nr. 1.
- Penck & Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1908.
- Perini. Statistica del Trentino. Trento 1852.
- Pestalozza & Valentini. Sistemazione del deflusso delle acque del Lago di Como, Milano 1899.
- Pirone G. A. & Taramelli T. Sul terremoto del Bellunese del 29 giugno 1873. Atti R. Ist. Venet. ser. 4, t. 2, p. 1511—1574, 1873.
- Pollack V. Beiträge zur Kenntnis der Bodenbewegungen. Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1882, S. 565—588.
- Prohaska K. Spuren der Eiszeit in Kärnten. Mitt. d. D.-Oe. A.-V. 1895, S. 272—273.
- Protasi. Istanze e voti della provincia di Novara in ordine al progetto degli ingegneri Villoresi e Meraviglia per derivazione d'acqua del Ticino. Novara 1873.
- Rath G. v. Das Erdbeben von Belluno am 29. Juni 1873. Neues Jahrb. f. Min. 1873, S. 705.
- Reale. Stato presente e passato delle rive del Verbano. Atti Congr. dei Naturalisti Ital. del 1896. Milano 1897.
- Repossi E. Osservazioni strat. ecc. Atti soc. It. sc. nat. 41. Milano 1902 (S. 145, Rutschungen bei Nobiallo).
- Richter E. Der Bergsturz an der Bocca di Brenta. Mitt. d. D.-Oe. A.-V. 1885, S. 72—73.
- Richthofen F. v. Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo etc. Gotha 1860.
- Ronzon. Da Pelmo a Peralba. Almanaco Cadorino anno II. 1874.
- Sacco, F. Il fenomeno di franamento verificatosi in Piemonte nella primavera del 1892. Ann. Acad. d. Agricolt. Torino 36, 1893.
- Salmoiraghi Fr. Formazioni interglaciali allo sbocco di Val Borlezza nel Lago d'Iseo. Rend. R. Ist. Lombard. (II.) 30, S. 132—153. Milano 1897.
- Contributo alla limnologia del Sebino con un abbozzo di Carta batometrica. Atti soc. It. sc. nat. 37. S. 149—207. Milano 1898.
  - Il pozzo detto glaciale di Tavernola Bergamasca sul Lago d'Iseo. Boll. soc. geol. It. S. 221—257. Roma 1902.
  - Sul recente franamento a Tavernola sul Lago d'Iseo. Atti soc. It. sc. nat. 45. Milano 1906.
  - L'avvallamento di Tavernola sul Lago d'Iseo (3—4 Marzo 1906), con un cenno sulla instabilità delle rive lacuali. Atti soc. nat. 46, S. 134 bis 176. Milano 1907.
- Salomon W. Die Adamellogruppe. Abh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. 21, Heft 1/2 I. S. 41, 53, 54, 141, II. S. 484 f.
- Schaubach. Die deutschen Alpen. Jena 1845—47.
- Schardt H. L'éboulement préhistorique de Chironico. (Tessin). Boll. soc. Ticinese sc. nat. anno VI. Lugano, Dic. 1910, S. 76—91.
- Senoner A. Relazione sul fenomeno di detonazione del M. Tomatico di Feltre. Verona 1854.

- Simony F. Ueber die Alluvialgebilde im Etschtal. Sitzgsber. d. Akad. d. Wiss. Wien 24, 1857, S. 455.
- Spezia. Avvallamenti del Lago Maggiore tra Baveno e Feriolo. Giorn. di Genio civile, ser. 2<sup>a</sup>, III. Firenze 1871.
- Staffler. Das deutsche Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1847.
- Stella s. Baldacci.
- Stiný J. Ueber Bergstürze im Bereich des Kartenblattes Rovereto-Riva. Verh. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1908, S. 320—326.
- Perm. bei Capil (Gadertal). Verh. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1910, S. 385—389.
- Die Talstufe von Mareit. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 1911, Heft 1/2.
- Stoppani A. Corso di Geologia. III. Aufl. (A. Mallarda). Milano 1900, Bd. I, S. 155—161.
- Stur D. Eine Exkursion in die Gegend von San Cassian. Jahrb. der k. k. Geolog. Reichsanstalt 1868, S. 528—568.
- Suda Fr. Die Lavini di Marco im Etschtal. Zeitschr. d. D.-Oe. A.-V. 1886.
- Taramelli T. Geologia delle provincie ecc. Mem. Acad. Lincei (3) XIII. Roma 1881.
- Di alcuni scoscendimenti posglaciali sulle Alpi meridionali. Rend. R. Ist. Lomb. II. 14. Milano 1881, S. 74—81.
- Di un recente scoscendimento presso Belluno. *ibid.* 15, 1882, 611—622.
- Lo scoscendimento di Bracca in Val Serina. Riv. mens. C. A. I. VII/11. 1888, S. 373—378.
- Di alcuni scoscendimenti nel Vicentino. Boll. soc. geol. It. 18, 1899, S. 297—308.
- Till A. Das große Naturereignis von 1348 und die Bergstürze des Dobratsch. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 50. 1907, S. 534—645.
- Trener G. B. Geologische Spezialkarte von Oesterreich. Blatt Borgo und Fiera di Primiero, Zone 21, Col. V, herausg. von d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1908.
- Trincker J. Einige Beiträge zur erweiterten Kenntnis des Cordevoletales, Mitt. d. österreich. A.-V. I. 1863, S. 406—415.
- Vacek M. Geologische Spezialkarte von Oesterreich. Blatt Rovereto und Riva, Zone 22, Col. IV, herausg. v. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1903.
- Valentini s. Pestalozza & V.
- Wallmann H. Die Seen in den Alpen. Jahrb. d. österreich. A.-V. 1868, S. 1—117.
- Zahn E. Bergsturz von Airole, s. Hardmeyer.

## Verzeichnis der Bergstürze in den Südalpen.

### Tessingebiet:

Präglaziale Bergstürze. (Bruno.)

V. d'Ossola: L. d'Antropiana [v. M. Pozzoli], Juli 1642. (Stopp.)

L. d'Andromia. (Stopp.)

Campo [V. Maggia], Felsstürze 1780, 1839, 1867, Felsrutschung 1857—1887, 1897. (Heim, Aepli.)

V. Ganna. (Stopp.)

Cremenago bei Ponte Tresa 1886. (Soc. It. sc. nat.)  
Biasca, September 1512 [vom M. Crenone]. (Heim.)  
Chironico-Giornico. (Tar. 1881/II., P. & B. S. 800, Schardt.)  
Airolo [vom Sasso rosso], 27. Dezember 1898. (Stopp.)

Addagebiet:

Lemna [am S.-W.-Arm des Comersees]. (Stopp.)  
Barcone und Gera [V. Sassina] 1762. (Stopp.)  
S. Giacomo bei Chiavenna. (Heim.)  
Plurs [v. M. Conto], 4. September 1618. (Bridel, Escher, Heim.)  
Spiana in V. Malenco, N. v. Sondrio. (Tar. 1881/II.)  
Sernio bei Tirano [v. M. Masuccio], 7. Dezember 1807. (Böhm.)  
Lago di Poschiavo. (Tar. 1881/II.)  
Millemorti im Fuschlav. (Heim.)  
Zerera im Puschlav, 13. Juni 1486. (Heim.)  
Bracca in V. Serina [V. Brembana], 13. September 1888. (Tar. 1888.)

Ogliogebiet:

am Iseensee.

M. Guglielmo, 20. März 1661. (Marinoni, Salm. 1898.)  
Castro, Herbst 1896. (Salm. 1897, 1907.)  
Drohende Abrisse an Corno di Predore und I. di 30 passi [auch 1850]  
und Punta della Preda. (Salm. 1898 und 1907.)  
Fortdauernde Erdrutsche: Cislano bei Zone. (Soc. It. sc. nat.)

Interglazial [Riss-Wärm] am torrente Potazzolo bei Marasino. (P. & B. 829.)

Darfò: Rovinasse, Monticolo [?]. (Cozz. 1893, 1899.)  
Breno [?] (Salomon I, 41.)  
Cerveno [M. Concarena]. (Cozz. 1893, Salomon I. 54, II. 485.)  
Zurla [S v. Capo di Ponte]. (Salomon I. 54.)  
Sellero [?] (Salomon I. 53.)  
Sonico [September 1896] ? (Cozz. 1893, Salomon II. 485.)

Seeufer-Rutschungen. (Salm. 1907.)

Lago-Maggiore bei: Intra, Pallanza, Villa Branca bei Pallanza (Mai 1880,  
Gallizia), Suna, Isola dei Pescatori, Ferialo bei Baveno (15. März 1867,  
Grandi), zwischen Stresa und Belgirate.  
Lago di Lugano bei Morcote (10. September 1862, Baroffio).  
Lago di Como bei Molina, Blevio, Sala Comacina, Nobialto (Repossi).  
Lago d'Isèo bei Marone, Gallinarga, Tavernola (3. März 1906 und früher),  
Lovere 1812, [Z], Peschiera Maraglia (1907).  
Lago di Garda bei Salò (30. Oktober 1901, Baldacci).

Chiesetal: Ausgang des Idrosees. (P. & B. 886.)

Fortdauernde Bodenbewegung bei Lavenone [?]. (Soc. It. sc. nat.)

Brentagruppe. (Vgl. diese Arbeit.)

Sarcatal: bei Salò 1457 [?] (Till.)

Tremosine [drohende Felsbrüche]. (P. & B. 1906, Cozz. 1899.)

Lago di Tenno. (Lepsius. S. 258, Damian 1892.)

Die Gruppe von Felsstürzen bei Nago-Torbole. Stiný 1908 (1457? — Till.)

Marocche — N. v. Arco [Paglia, Omboni, Cobelli]. (Lepsius 266.  
Vacek, Tar. 1881/II, Damian 1892.)

Die Lavè v. S. Anna [W. v. Trient]. (Damian 1891.)

Etschtal:

Erdrutsch bei Brentonico, 4. Mai 1885. (Riv. mens., Mitt. d. D. u. Oe. A.-V.)

Slavini di Marco [vom M. Zugna] bei Mori 833 oder 883? (Mortillet,  
Cobelli, Suda, Morillar, Dante, Giovanelli, Mojsisovics  
1864, Penck 1886, Neumayr, Vacek u. a.)

Interglazial, Mindel-Riß bei Pederzano [Rovereto]. (P. & B. 922.)

Castel Pietra bei Calliano. (Blaas, 765.)

Castelier, S v. Trient. (Damian 1891.)

Felsrutschungen bei Trient [?]. (P. & B. 914.)

Eislöcher an der Mendelstraße [vom Matschatscherberg]. (Blaas, S. 599.)

Passerir Wildsee, Bergstürze 1404, um 1780. (Blaas, S. 526.)

St. Maria in der Schmelz [Martellta] 1873. (Blaas, S. 515.)

Eisacktal. (Damian 1894, P. & B. 931—933.)

Stilfes [Geschnitzstadium].

Inner-Ratschinges.

Ridnaun. (Stiný 1911.)

Pfisch. (Blaas, S. 555.)

Pustertal:

St. Jakob im Ahrental bei Bruneck. (Blaas 1892.)

Pragser-Wildsee. (Damian 1899.)

Seelandalpe bei Schluderbach; Rutsch. i. d. Tuffen. (Mojsisovics, S. 231.)

Flodiger Alpe bei Alt-Prags; " " " " (Blaas, 667.)

Sexten, Erdrutschung im September 1882. (Frech 1906.)

Gailtal:

Schöntalsee, SW v. Ober-Tilliach v. Hocheck. (Frech 1892.)

Stückensee, " " " [L. Larvis.] (Mar. IV.)

Luggauertal vom Hartkarspitz. (Frech 1892.)

Reißkofel 328. (Till.)

Egg auf den zurückweichenden Gletscher [?]. (Prohaska.)

Dobratsch, 25. Januar 1348 und prähist. (Till.)

Vicentin [Taramelli 1899] nur Asticotal:

Arsiero, großer Bergsturz vom M. Priaforà, darin Schuttrutsch. 1882, 1889.

Velo, " " " M. Summano " " 1897.

Casotto, [Grenze] von M. Gina.

Laghi vom M. Majo. (Vacek.)

Avisiotal:

Erdrutsch ober Vigo di Fassa und Canazei 1882, 1885, 1868 [3. Juni 1879],  
(Riv. mens., Dantone.)

Cisonetal.

St. Martino di Castrozza [?]. (Mojsisovics 339, P. & B. 1001.)

Felssturz am Rosettapaß 1904. (Mitt. d. D.-Oe. A.-V.)

Siror bei Primiero, 25. Januar 1348. (Gilbert & Churchill, II, 137.)

Lago di Rebrutt [Nuovo] v. M. Calamandro bei Canal S. Bovo (Vanoital)  
1793, Oktober 1823, Dezember 1825, Sept. 1882. (Mojsisovics 406  
[Z], Frattini, Trener u. a.)

Gruppe der C. d'Asta. In Treners Karte sind Bergstürze eingezeichnet:

im Porphyrgebiet: NW vom Cauriol, S von der Sforzella di Moena, und zwischen Montalon und Mga. Val Sorda;

im Schiefergebiet: N v. C. d'Arzon, S von der Forcella Magna und SW von Magna Cengiolo di sopra;

hinzuzufügen wäre ein kleiner junger Felssturz an der Straßenbrücke, 2 km talaufwärts von Caoria (Diorit und Kontaktschiefer).

#### Eggental:

Schuttrutschungen bei Welschnofen. (P. & B. 945.)

Felsstürze im Latemarkar (P. & B. 946) und am Weg zur Kölnerhütte.

#### Grödnertal:

Bräuhaus „Im Loch“ unter St. Ulrich. (P. & B. 948.)

Felsstürze um den Langkofel („Steinerne Stadt“ am Sellajoch u. a.).

#### Enneberg

berühmt die Rutschungen und Muren in den Wengen-Cassianer Tuffmergeln]

(Klipstein, Stur, Mojsisovics, S. 240 ff.),

so bei Pescol, St. Leonhard [Sompuntersee 1825, oder 1821? Hoernes 1875], Corvara (Mojsisovics, 244), Heiligenkreuz (Mojsisovics, 264), hier

auch ein kleiner Felssturz, südlich von der Kirche;

aber auch in Werfener und Perm;

Campil 1488, 1757, 23. Juli 1906. (Stiný, 1910.)

#### Cordevoletal (Buchenstein).

Ebensolche Rutschungen bei Contrin (Mojsisovics, 244),

Cherz (Hoernes 1875), Andraz (Mojsisovics, 243).

Felsschliff von Alleghe [von M. Forca, fälschlich M. Spitz], 11. Januar und 1. Mai 1771. (Damian, Casal.)

Felssturz von Pra und Lagunaz. W v. Agordo, 3. Dezember 1908, Bibolini und 18./19. Juni 1911. („Münchener Neueste Nachrichten“.)

Schuttrutsch von Lavallo von Agordo, 23. April 1888. (O.A. S.)

#### Piavagebiet.

Boitetal: Durch „frane“ im Becken von Cortina d'Ampezzo gebildet: (Marinelli O., II, Pollack.)

Lago Ghedina, L. Marjorera, L. d'Ajal, L. d'Oltres, L. di Costalarges, Lagossin. Aehnliche Rutschungen unter der Tofana, (Mojsisovics, 257.)

bei Pecol 1841, und Ronco (früher Villalunga, XVI. Jahrhundert).

Felsstürze: Cinque Torri. (Frech, 1908.)

M. Antelao, S. Vito 1852. (Tar. 1881, II.)

Borca 1348, 1729, 1737, 1781, 21. April 1814, 1868. (Catullo, G. Marinelli.)

Lago di Misurina? Mar. II. (P. & B., 1003.)

„ Vantorno [L. delle Croci] N. v. Misurina. (Mar. II.)

„ della Mussa, SO v. Misurina. (Mar. II.)

Lago degli Orsi, s. v. Kreuzbergpaß. (Mar. III.)

„ d'Ajarnola [v. d. Croda di Campo]. (Mar. II.)

„ di Selva? (Mar. II.)

Monte Ajarnola [N. v. Auronzo] 1348? (Mar. II., Ronzon.)

Lago di Propiacol [in V. Visdende]. (Mar. III.)

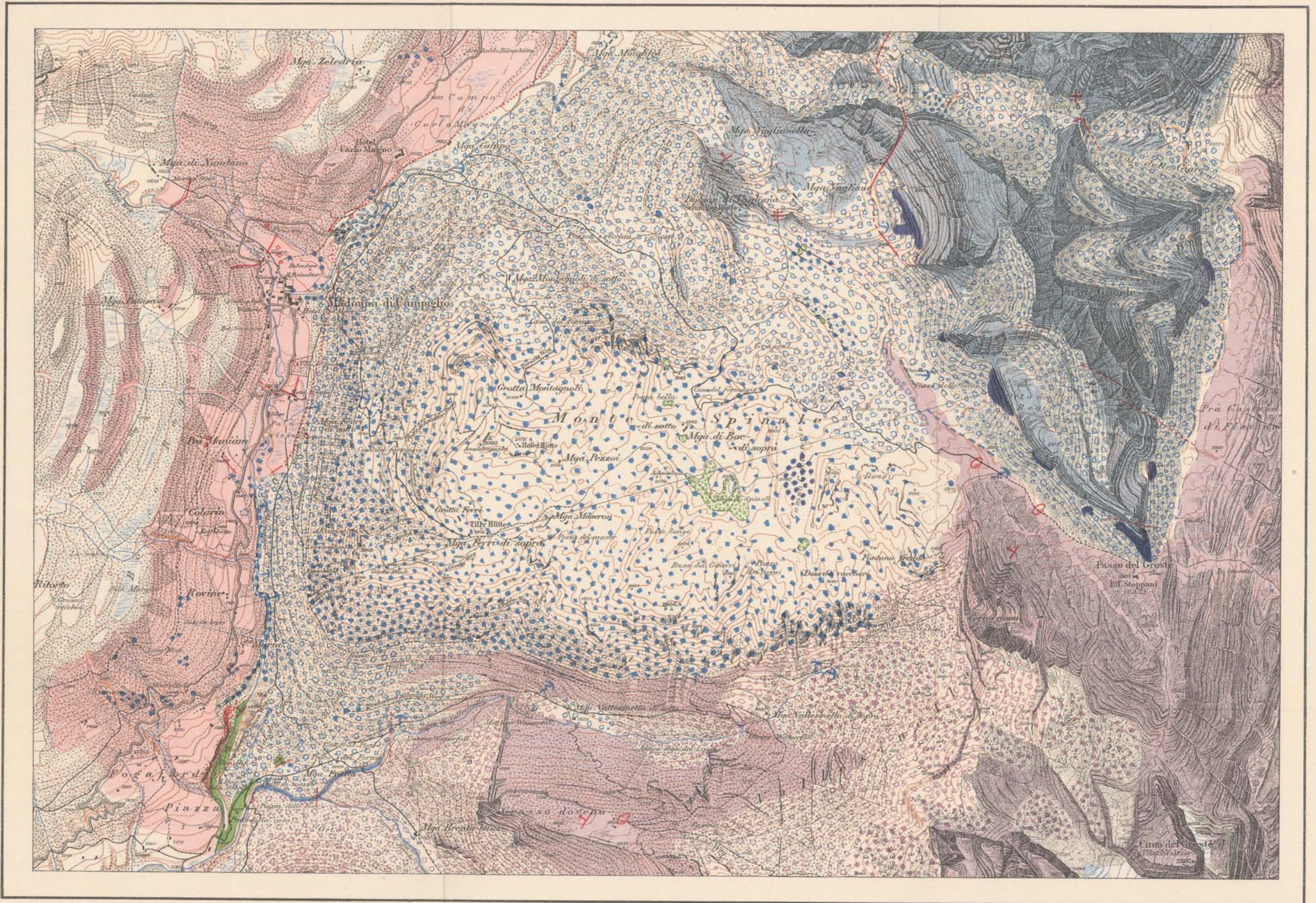
- Temerlesee bei Bladen. (Mar. 1900, „In Alto“.)  
 Perarolo, Erdbeben im Oktober 1820, Casal, Bergsturz. (P. & B., 922.)  
 Casso [östlich von Longarone], kleiner schöner Felschliff.  
 Erto [östlich von Longarone]. (Tar. 1881/II, P. & B., 963.)  
 Val Zoldo, Erdbeben. (Tar. 1881/I.)  
 Belluno, Felsrutsch 16. September 1882. (Tar. 1882.)  
 Rovine di Vedana, W v. Belluno, v. M. Peron  
 Cima Fadalto u. C. Nove am L. die S. Croce } historisch?  
 [v. M. Cosda u. Col Vicentin] } (365, 1000, 1114?)  
 j Mazzuoli, Taramelli 1881/I, Hoernes-Trincker, Fala,  
 j Mojsisovics, S. 472—478, Futterer, Böse u. a.  
 Alpage, Erdbeben 1873, 1885. (Tar. 1882, Riv. mens. 1885.)  
 Monte Miesna bei Feltre. (Tar. 1881/II.)  
 Monte Tomatico bei Feltre [?]. (Facen, Haidinger, Senoner, Hoernes  
 1878.)  
 Claut [Torr. Callina] v. M. Eratte. (Tar. 1881/II.)  
 Contron [Torr. Callina] S. v. Claut. (Tar. 1881.)  
 Passo della Morte zwischen Forni di sotto und Ampezzo  
 [v. M. Tinizza] } (P. & B., 1027.)  
 Vignarossa bei Ampezzo  
 Madonna del Sasso zwischen Villa und Caeova  
 M. Auda bei Preon o S. v. Ampezzo 1692 oder 1740? (Mar. I, Tar. 1881/I.)  
 V. dell'Alba N. v. Resiutta, XIII. Jahrhundert und 20. Oktober 1896. (Mar. III.)  
 V. del Torre bei Tarcento [Musi]. (Mar. III.)  
 Vedronza bei Tarcento. (Mar. III.)  
 Vicinale [E. v. Udine] Erdbeben. (Lorenzi.)  
 M. Matajur [O. friaul]. (P. & B., 1030.)  
 Karfreit am Isonzo, gleichzeitig mit Gletscherrückzug.  
 (P. & B., 1039.)

### Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung . . . . .	128
Literatur . . . . .	130
Geologische Beschreibung:	
1. Die unmittelbare Umgebung von Madonna di Campiglio und das Meledriotal . . . . .	133
2. Das Sarcatal, südlich von Campiglio . . . . .	140
3. Vallesinella . . . . .	146
4. Die Gesteine des Spinalplateaus . . . . .	148
5. Die Schichtfolge des Nordzuges der Brentagruppe . . . . .	151
6. Formen der Oberfläche . . . . .	156
7. Talbildung und Eiszeit . . . . .	163
8. Zahlenangaben, den Bergsturz betreffend . . . . .	171
9. Zusammenfassung (Allgemeines über Breccien) . . . . .	173
Die Bergstürze der Brentagruppe:	
A. Die kleinen Felsstürze der zentralen Hauptdolomikette . . . . .	175
B. Sonstige kleine Felsstürze der Hochalpeuregion . . . . .	178
C. Die Bergstürze der Täler . . . . .	180
Einiges über die Bergstürze der Südalpen überhaupt . . . . .	182
Literatur dazu . . . . .	184
Verzeichnis der Bergstürze in den Südalpen . . . . .	193

# Monte Spinale.

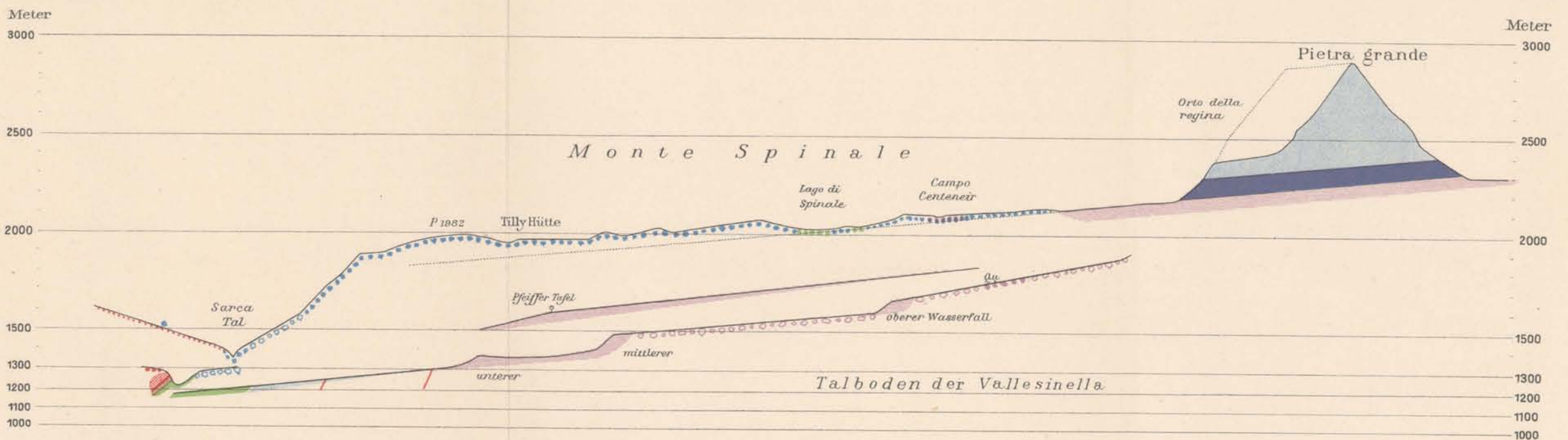
Geologische Aufnahme von R. Schwinner.



Topographische Grundlage aus der Kartenbeilage zum Jahrbuch 1908 mit Erlaubnis des Hauptausschusses des D. u. Ö. Alpenvereins.

Maßstab 1:25.000.

Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt, Ges. m. b. H., Wien.



- Zeichenerklärung:**
- |   |   |  |  |  |
|---|---|--|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>○○○ Rendenaschiefer</li> <li>■ Sablone-Diorit</li> <li>■ Eocän</li> <li>■ Scaglia</li> <li>■ Im Bergsturz</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>■ Oberes und mittleres Rhät</li> <li>■ " " " " im Bergsturz</li> <li>■ " " " " im Gehängeschutt</li> <li>■ Unteres Rhät</li> <li>■ " " " " im Bergsturz</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>■ Haupt-Dolomit</li> <li>■ " " " " im Bergsturz</li> <li>■ " " " " im Gehängeschutt</li> <li>⊕ Erraticum aus dem Sulzberg</li> <li>--- Lokalmoränen des Kalkgebirges</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>■ Diluvium</li> <li>— Stirnmoränen } mit Tonalt</li> <li>--- Blockgrenze</li> <li>○ Megalodontenbänke (im Haupt-Dolomit)</li> <li>— Streichen und Fallen</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>--- Verwerfungen</li> <li>↑ Kleine } Quelle</li> <li>↑ Große } Quelle</li> <li>○ Kleine Erdfälle</li> </ul> |
|---|---|--|--|--|