

Geologie der BrentaGruppe.

Von John Wiebols.

Mit 1 farbigen Karte (1 : 25.000), 9 Tafeln und 5 Textabbildungen.

Inhaltsverzeichnis.

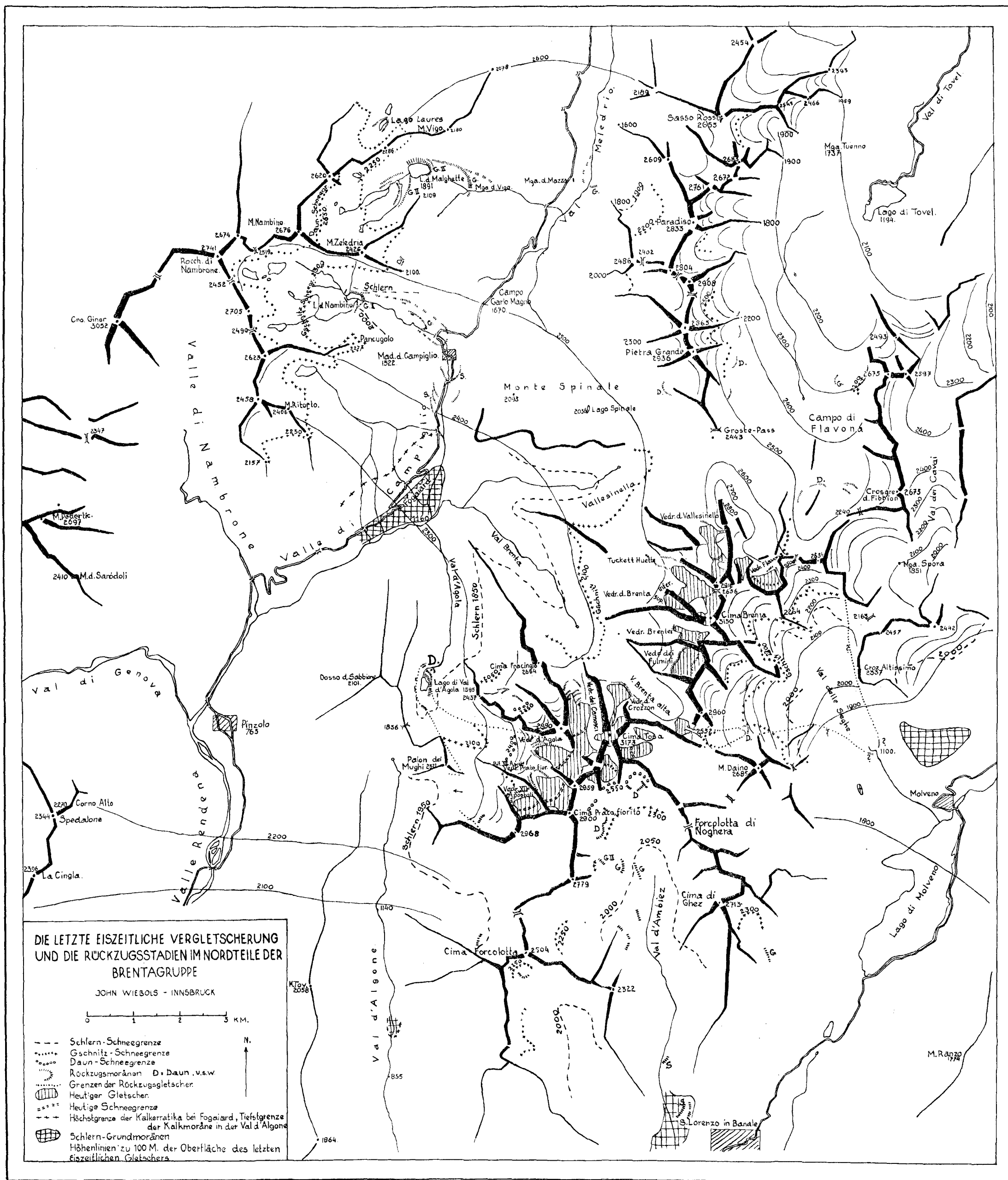
	Seite
Vorwort	262
Einleitung	263
Frühere geologische Arbeiten über das Gebiet	265
Gesteinsbeschreibung	266
Erstarrungsgesteine	266
Tonalit	266
Sabbione-Diorit	267
Kristalline Schiefer	267
Rendenaschiefer	267
Sedimentgesteine	269
Perm	269
Verrucano—Grödner Sandstein	269
Trias	271
Raibler Schichten	271
Hauptdolomit	271
Rät	272
Unteres Rät	274
Mittleres Rät	276
Oberes Rät	279
Jura	285
Lias	285
Ammonitico Rosso	289
Majolica	290
Kreide	290
Biancone — Untere Kreide	290
Scaglia — Obere Kreide	291
Tertiär	292
Eozän	292
Tektonik	293
Übersicht	293
Die einzelnen tektonischen Linien	293
Judikarielinie	293
Vall'Agola-Linie	296
Val d'Algone-Linie	296
Pallon dei Mughi	296
Val Fracinglo-Linie	297
Vedretta dei Camosci-Linie	297
Pozza Tramontana-Linie	301
Rossati—Clamer-Linie	304
Motvenolinie	307
Gipfelstörungen	309

	Seite
Quartär	310
Die Eiszeiten	310
Prä-Würm-Vergletscherung	310
Oberflächenbreccien	314
Riß-Würm-Interglazialzeit	316
Würmvergletscherung	317
Die Lokalgletscher	320
Schlerngletscher	320
Einzugsgebiet der Sarca	320
Nambinogletscher	324
Val d'Algone	325
Val d'Ambiez	325
Val delle Seghe	327
Val di Centonian	328
Gschnitzgletscher	329
Val delle Malghette	329
Nambinogletscher	329
Val Gelada	330
Val d'Ambiez	330
Val Dore	330
Daungletscher	330
Val Agola	330
Campo Flavona	330
Pietra Grande	331
Die hentigen Gletscher	331
Verstürzte Korrosionsreste („Bergsturzbildungen“)	332
Bergstürze	334
Morphologie	336
Hebungsweise Formentwicklung und glaziale Überformung	336
Die Gipelflur	336
Die Verflachungen	337
Selektive Formentwicklung	343
Störungslinien und Oberflächenformen	345
Nutzbare Mineralien	347
Zusammenfassung	347
Schriftenverzeichnis	349

Vorwort.

Im Frühjahr 1935 wurde mir von meinem verehrten Lehrer, Prof. Dr. R. v. Klebelsberg, die Geologie des Nordteiles der Brentagruppe als Dissertationsthema zugewiesen. Die vorliegende Arbeit enthält die Ergebnisse meiner geologischen Aufnahmestätigkeit in diesem geologisch und landschaftlich so schönen und interessanten Gebiet.

Für die Anregung und Förderung der Arbeit bin ich Prof. v. Klebelsberg zu großem Dank verpflichtet. Auch Prof. Dr. B. Sander, Innsbruck, danke ich für das rege Interesse, das er meiner Arbeit stets entgegengebracht hat. Viel Entgegenkommen und Hilfe erfuhr ich ferner seitens Reg.-Rat Oberst a. D. Dr. R. v. Srbik und der Assistenten des Geologisch-Paläontologischen und des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der Universität Innsbruck, Dr. G. Mutschlechner, Dr. W. Heissel, Dr. O. Graf Schmidegg und



Dr. J. Ladurner. Besonders herzlich danke ich meinem Freunde Werner Heissel für die ständige Hilfsbereitschaft, die er mir angedeihen ließ.

Der Deutsche Alpenverein stellte bereitwilligst die topographische Unterlage, die von L. Aegerter aufgenommene schöne Brentakarte, zur Verfügung und gewährte mir eine Subvention für einen Teil der Aufnahme. Außerdem hat derselbe die Kosten der Lichtdrucktafeln zum Teil getragen. Die Nederlandsche Alpenvereeniging übernahm in großzügiger Weise die Kosten für den Druck der Karte und ermöglichte damit das Erscheinen der Arbeit. Beiden Vereinen spreche ich auch an dieser Stelle meinen gezielenden Dank aus.

Zum Schlusse sei allen denen gedankt, die sonst in irgendeiner Weise am Zustandekommen dieser Arbeit beteiligt waren.

Wien, am 14. Dezember 1938.

Einleitung.

Die vorliegende Arbeit behandelt das Gebiet der von L. Aegerter aufgenommenen Brentakarte des D. u. Ö. Alpenvereines. Ursprünglich umfaßte die Aufgabe nur den N-Teil dieser Karte bis zu einer über die Cima Tosa verlaufenden E—W-Linie als S-Grenze und die Mulde von Molveno; hier wurde die geologische Aufnahme in den Jahren 1935 und 1936 durchgeführt.

Der übrige Teil der Karte war im Jahre 1930 von Dr. L. van Houten aufgenommen worden. Es bestand die Absicht, beide Gebiete zusammen zu veröffentlichen. Beim Übertragen der Ergebnisse Dr. van Houtens auf die Alpenvereinskarte (Dr. van Houten hatte als Unterlage die italienischen Tavolette Cima Tosa, Stenico und Pinzolo benützt) ergaben sich jedoch, wenn schon in der Hauptsache beide Aufnahmen gut aneinanderschlossen, Unterschiede, die es notwendig machten, dieses Gebiet noch einmal zu begehen. Ich wurde von Prof. v. Klebelsberg damit beauftragt und führte die Begehung im Sommer 1937 mit Unterstützung durch den D. u. Ö. Alpenverein durch. Meine Ergebnisse weichen in mancher Hinsicht von denen Dr. van Houtens ab. Die vorliegende Karte enthält meine Ergebnisse.

Die Brentakarte des D. u. Ö. Alpenvereines umfaßt nicht das ganze Gebiet der Brentagruppe. Diese wird begrenzt im N vom Nocefluß (Dimaro—Cles), im E vom Nocefluß (Cles—Crescino) und von der Tiefenlinie Spor Maggiore—Andalo—Molvenosee—Bondaibach, im S von der Sarca (von der Bondaimündung bis Tione), im W von der Sarca (Tione—Pinzolo), Val Nambino-Sattel von Campiglio—Meledriobach. Die N-, W-, S- und SW-Ausläufer kommen auf der Karte nicht mehr zur Darstellung. Dafür ist noch ein Teil der E-Ausläufer der Presanellagruppe und eine kleine Ecke des Monte Gazza-Zuges darin aufgenommen.

Als Übersichtskarte leistete die vom Touringclub Italiano herausgegebene Karte 1:50.000 gute Dienste.

Das Gebiet hat eine Ausdehnung von rund 300 km². Es ist stark gegliedert, was für den kartierenden Geologen einen häufigen Wechsel des Standortes notwendig macht. Gute Spazier-, Hütten- und Almwege erleichtern die Begehung. Ein Verzeichnis der Eintritt- und Standorte sowie der Unterkunftshütten und Berggasthäuser findet man in „Der Hochtourist in

den Ostalpen, VI“ (Leipzig 1930). Nur ist die darin angegebene Hütte am Monte Sabbione verfallen und ist seitdem eine schöne Hütte, Rifugio Brentei, auf der E-Seite der Val Brenta am Ausgang des Tales der Vedretta di Brentei gebaut, an der Stelle des Baito, P. 2127. Sehr wertvoll für den Touristen ist auch der Führer Dolomiti di Brenta, herausgegeben von der Società Alpinisti Tridentini.

Im Kartenbereich liegen vier Ortschaften, Madonna di Campiglio, Molveno, San Lorenzo in Banale und Moline. Madonna di Campiglio liegt in 1500 *m* Höhe, etwas unterhalb des Passes des Campo Carlo Magno in einem Talkessel und dient ganz dem Fremdenverkehr. Aus dem ehemaligen Kloster der Santa Madonna di Campiglio, das Lepsius (1878, S. 193) erwähnt und das damals (um 1875 herum) als Luftkurhaus diente, ist ein großes Hoteldorf geworden, durch sehr gute Autostraßen mit den angrenzenden Tälern verbunden. Autobusverbindungen führen nach N nach Bozen, nach S nach Trient. Schöne, gut gehaltene Fußwege führen in alle Richtungen. Auf der welligen mit Moränen bedeckten Paßhöhe Campo Carlo Magno, von wo aus man einen wunderbaren Blick auf den Pietra Grande-Zug genießt, steht ein Golfhotel. — Molveno (860 *m*) liegt sehr schön am malerischen Molvenosee. Ursprünglich war es ein Bauerndorf, jetzt entwickelt es sich mehr zu einem bescheidenen Seebad, wozu die gute Autostraße von Mezzolombardo im Etschtal am Molvenosee entlang nach Ponte delle Arche ins Sarccatal beiträgt. In der Reisezeit ist die Autobusverbindung ausreichend. — San Lorenzo in Banale ist ein echt italienisches Bauerndorf, das noch nichts von seinem ursprünglichen Charakter verloren hat; der Fremdenverkehr geht daran vorbei. — Moline ist ein kleines Gehöft, das, wie der Name schon andeutet, die Wasserkraft des dort aus dem Schuttfeld von Nembia hervortretenden Bondaibaches zum Treiben von Mühlen ausnützt. Für den Verkehr hat es, seit die neue Autostraße am Hang oberhalb vorbeigeht, gar keine Bedeutung.

Andere Dauersiedlungen gibt es nicht. Der Talkessel Fogaiard wird nur vom Frühjahr bis zum Herbst bewohnt. Die vielen Almen werden erst in der zweiten Julihälfte bezogen und Anfang September wieder verlassen. Die Hütten sind im Sommer von Mitte Juni bis 20. September geöffnet, wenn auch auf Reklametafeln bekanntgegeben wird, daß sie den ganzen Monat September geöffnet bleiben. Für den vertrauensseligen Wanderer kann dies unter Umständen unangenehme Folgen haben. Die Viehwirtschaft in der oberen Val d'Algone, in den Gebäuden der verlassenen Glasfabrik, ist auch nur vom Frühjahr bis zum Herbst in Betrieb.

Die Brentagruppe ist ein Kalkhochgebirge von großer Schönheit. Besonders die zentrale Brentaketten mit ihren steilen bis über 3000 *m* aufragenden Türmen aus hellem gelblichem Dolomit, ihren Gletschern und ihren tief eingeschnittenen Tälern ist landschaftlich großartig. Besondere Anziehungskraft hat dieses Gebiet für Kletterer, aber auch der Wanderer wird reichlich belohnt durch die wunderbare Fernsicht, den reizvollen Gegensatz zwischen grünen Wiesen und den darüber aufragenden hellen Türmen und den weiten Blick über die ausgedehnten Hochflächen. Das allgemeine Interesse der Touristen aus Madonna di Campiglio richtet sich auf dieses Gebiet. Der übrige Teil der Brenta bleibt fast ganz unbeachtet. Der Pietra Grande-Zug wird schon viel weniger besucht, und sehr gering ist die Zahl der Touristen, die den Teil südlich der Cima Tosa oder das Gebirge östlich des Campo Flavona aufsuchen.

Die Brenta ist der höchste Teil des Etschbuchtgebirges; an seinem Rand liegen vorzügliche Aussichtsberge (Monte Gallino, Cima di Ghes, Monte Rossati, Monte Brugnot und vielleicht am allerschönsten der Monte Sabbione, um nur einige der vielen zu nennen), die ihresgleichen suchen. Nicht abgelenkt durch zwischenliegende Gipfel genießt man einen nicht leicht zu übertreffenden Weitblick über das Etschtal bis hinüber zu den Dolomiten, zum Gardasee, ins Sarca- und Rendenatal, Adamello und Presanella im Hintergrund. Schutzhütten findet man in diesem Gebiet fast keine.

Frühere geologische Arbeiten über das Gebiet.

Die älteste geologische Karte der Brentagruppe ist enthalten in der geognostischen Karte Tirols aus dem Jahre 1852, aufgenommen und herausgegeben auf Kosten des geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg. Die stratigraphische Gliederung ist hier noch sehr einfach und die Tektonik wird noch gar nicht berücksichtigt. Bemerkenswert sind die Eintragungen der glazialen Erratika.

Im Jahre 1864 hat Benecke seine Studie „Über den Jura in Südtirol“ veröffentlicht, 1866 gefolgt von seinem großen grundlegenden Werk „Über Trias und Jura in den Südalpen“, das ausführliche Formationsbeschreibungen enthält und im paläontologischen Teil viele neue Arten bringt. Auch wird der Versuch unternommen, zu parallelisieren zwischen den Schichten der Nordalpen und jenen der Südalpen und die auseinandergehenden Ansichten über die Triasstratigraphie der deutschen und italienischen Geologen in Übereinstimmung zu bringen. An diese Arbeit schließen sich viele andere wichtige Veröffentlichungen von Opperl, Neumayr, v. Guembel, Bittner, Böhm, v. Tausch u. a. an; sie beziehen sich zwar nicht direkt auf die Brentagruppe, sind aber als Literatur für dieses Gebiet unentbehrlich.

1878 erschien die große Arbeit „Das westliche Südtirol“ von Lepsius, die auch die Brentagruppe umfaßt. Die Kartierung erfolgte unter Berücksichtigung der neuesten Forschungsergebnisse der Stratigraphie und Paläontologie und war die erste eingehende geologische Bearbeitung des Gebietes. Jetzt ist das meiste natürlich überholt, für ihre Zeit aber war die Arbeit wirklich eine außerordentliche und staunenswerte Leistung. Das kartierte Gebiet war sehr ausgedehnt. Dabei war das Gebiet damals (vor 60 Jahren) noch in keiner Weise touristisch erschlossen, die Unterkunftsmöglichkeiten waren viel geringere. War schon dadurch das Kartieren schwieriger, auch das bildliche Festhalten wichtiger Punkte war eine umständliche Angelegenheit. Amateurphotographie gab es damals noch nicht und so mußte der kartierende Geologe von den wichtigen Stellen Skizzen machen. Ein Beweis, wie gewissenhaft Lepsius solche Skizzen ausführte, liefert eine Abbildung vom Monte Turrion basso: Seine Zeichnung stimmt genau überein mit einer Photographie, die ich vom selben Standort aus machte.

1903 erschienen die Kartenblätter der geologischen Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie Cles und Trient, aufgenommen von Vacek, was den kalkigen Teil anbelangt. Der größte Teil des Gebietes der Brentakarte liegt auf dem Kartenblatt Trient. Im Jahre 1908 erschien das Kartenblatt Bormio und Passo del Tonale von Hammer und Trener, hier ist ein allerdings winziger Teil der Brenta dargestellt. Schließlich liegt der

W-Rand des Gebietes auf der handkolorierten Karte von Stache (Blatt Tione—Monte Adamello). Die schon im Jahre 1902 erschienene geologische Karte der Tiroler und Vorarlberger Alpen von Blaas war für die Brentagruppe nach den Aufnahmesergebnissen der genannten Geologen zusammengestellt.

Die geologischen Karten von Vacek fallen dadurch auf, daß fast keine Störungslinien darin eingetragen sind, und die wenigen verzeichneten ziehen ohne Rücksicht auf die Geländeformen und das Fallen der Störungsflächen geradlinig durch. Wohl erwähnt Vacek in den Erläuterungen manchmal „Bruchlinien“. Seine Abhandlung „Einige Bemerkungen zu Folgners Paganellalinie“, 1915, wirft Licht auf seine Kartierungsmethode. Er sagt: „Ich habe mich in bezug auf Bruchaufnahmen einer weitgehenden Zurückhaltung befleißigt, denn je besser man ein Terrain kennt, desto mehr wird man der Schwierigkeiten inne, welche einem sicheren Nachweis von tektonischen Linien anhaften. Ich habe daher in die vorgenannten Kartenblätter (Cles, Trient und Rovereto—Riva) nur insoweit Bruchlinien eingetragen, als man solche zweifellos sehen kann, habe dagegen die mitunter sehr wahrscheinlichen beiderseitigen Fortsetzungen solcher Störungen nur im Text anzudeuten versucht.“ Diese Zurückhaltung bei der Annahme von Störungslinien führte zu unlogischen Annahmen für andere Gebiete. Vacek nimmt z. B. am Spinaleplateau keine Störungslinie an, und deshalb kann er die schwarzen unteren Rätmergel, die er oben am Plateau gesehen hat und welche er 500 m tiefer bei Madonna di Campiglio und in der Vallesinella wieder findet, nicht als die gleichen ansehen und trägt er die letzten als Raibler Schichten ein. Damit entsteht aber die Notwendigkeit, für den Hauptdolomit am Spinaleplateau eine Mächtigkeit von nur 300 m anzunehmen, obwohl er sie am Crozzon di Brenta, in einer Entfernung von etwa 5 km, auf mindestens 1200 m schätzt und sonst nirgends in der Brenta ein derartig starkes Auskeilen der Hauptdolomitschichten beobachtet wurde.

Die Geologische Karte der Adamellogruppe von Salomon greift nur im NW-Teil, im Kristallin, in das Kartenblatt der Brenta ein.

Die *Carta geologica delle tre Venezie*, Blatt Trento, herausgegeben vom Ufficio idrografico del R. Magistrato alle acque, Venezia, enthält auch einen schmalen E-Streifen der Brentagruppe, aufgenommen von Fabiani. In den letzten Jahren sind Teilveröffentlichungen über die Geologie der Brenta erschienen von Trevisan (1935/37). Seine Auffassung über die Tektonik stimmt in der Hauptsache mit meiner überein. Unsere Kartierungen und Ausarbeitungen haben ganz unabhängig voneinander stattgefunden. In der vorliegenden Arbeit habe ich einige Male Gelegenheit genommen, zu den genannten Veröffentlichungen Stellung zu nehmen.

Gesteinsbeschreibung.

Erstarrungsgesteine.

Tonalit.

Die NW-Ecke der Karte, in die eben noch die Ausläufer der Presanella-gruppe hineinreichen, wird von Tonalit eingenommen, über den schon v. Rath (1864) und Trener (1908) berichtet haben.

Die E-Grenze des Tonalits ist in der Karte nicht überall scharf zu ziehen. Sehr scharf, nämlich tektonisch, ist sie am Pra da Lago, wo der Tonalit längs einer etwa 45° W fallenden, N—S verlaufenden Überschiebungsfläche auf den Sabbione-Diorit aufgeschoben ist. Der Aufschluß dieser Störungslinie liegt in der zweiten Runse nach W, gerechnet von der Casine Fagogne. Von der Seite des Pra da Lago her findet man diese Stelle schwierig. Die Runse ist tief eingeschnitten, in vollkommen zu weißem Grus gewordenen Sabbione-Diorit, man kann fast von grobem Sand sprechen. Der rechte Hang und der

untere Teil des linken Hanges bestehen aus diesem Material, der obere Teil des linken Hanges aus parallel geschiefertem Tonalit, der zwar auch gestört, aber doch im Vergleich zum Sabbione-Diorit noch sehr fest ist. Die Schieferung des Tonalits verläuft fast senkrecht zur Überschiebungslinie, etwa W—E. Der Einschnitt der Runse fängt an, wo die Störungslinie die Geländeoberfläche erreicht. In der östlich anschließenden Rinne findet man viele Stücke von stark zertrümmerten, dioritischen und quarzitischen Gesteinen, verkittet mit schneeweißem Kalzit. Vielleicht handelt es sich um eine Kluftausfüllung. Die Beantwortung dieser Frage liegt außerhalb meiner Aufgabe. Eine petrographische Bearbeitung wäre zu empfehlen. Wahrscheinlich ist es dasselbe Gestein wie jenes, das Salomon (1908, S. 151) in der Val Meledrio fand und als schneeweißen, ganz grobkörnigen Marmor mit Silikaten beschrieb, von dem er vermutete, daß es aus den Moränen aus dem Sulzberg stammt. In derselben Runse steht auch eine, wahrscheinlich tektonische Breccie an mit ähnlichen Komponenten, in der auch Pyrit vorkommt.

Die Störungslinie Tonalit—Sabbione-Diorit läßt sich nach S verfolgen. Zwar ist sie am Pra da Lago verdeckt durch Vegetation und Schutt, aber etwas weiter südlich, unterhalb Pozza bella, wo der Weg die Runse schneidet, ist sie wieder aufgeschlossen. Auch hier ist der Sabbione-Diorit stark zertrümmert, der Tonalit geschiefert.

Die Linie, welche den obigen mit diesem Aufschluß verbindet, ist gekennzeichnet durch vielfach sumpfiges Gelände, die Bäche vom Pra da Lago nehmen meistens an dieser Linie ihren Ursprung, der Gesteinswechsel dürfte hierfür maßgebend sein. Westlich von dieser Linie im Tonalit sieht man kein Wasser, die kleine Lache direkt südlich von der Bezeichnung „Pra da Lago“ der Karte war in den letzten Sommern auch ausgetrocknet. Auch morphologisch bildet diese Linie eine Grenze, das Gelände westlich davon ist im allgemeinen steiler als im E. Eine ähnliche morphologische Grenze läßt sich auch weiter im N, östlich vom Monte Vigo, feststellen. Etwas außerhalb der Karte zieht ein Kamm dieses Gipfels nach ENE hinunter unter starker Schuttbildung, das Gestein ist stark gestört. Ganz unvermittelt geht dieser Kamm über in die wellige Hochfläche, von der am N-Rand der Karte noch ein Stück zu sehen ist. (Besser auf der G. D. B. K.)¹⁾ Aufgeschlossen ist die Grenze leider nicht, sie liegt jedoch genau in der Verlängerung der Störungslinie am Pra da Lago. Salomon (1908, S. 149) fand weiter unten am Hang, 75 m oberhalb des letzten Kalkaufschlusses, anstehenden mylonitisierten Tonalit.

Ich habe in der Runse oberhalb Malga Folgarida bei etwa 1820 m, also sehr in der Nähe der Fundstelle Salomons, ein stark verwittertes und gestörtes Gestein anstehend gefunden, ähnlich dem Rendaschiefer aussehend. Eine petrographische Bearbeitung würde hier vielleicht Aufschluß bringen. Die Bestandteile im Dünnschliff waren: überwiegend Quarz, stark undulös, große Biotite, große Muskowite, Muskowit-, teilweise chloritisierte Biotite, wenig Plagioklas, etwas Magnetit.

Ich halte das Gestein für Rendaschiefer. Es ist möglich, daß auch Sabbione-Diorit ansteht, man kann nichts Bestimmtes darüber sagen, alles ist dicht mit Schutt und Vegetation bedeckt, Anstehendes tritt nirgends hervor. Das macht eigentlich schon wahrscheinlich, daß hier der Untergrund

¹⁾ Gruppo di Brenta-Karte.

nicht aus Tonalit besteht, denn der Tonalit bildet immer kleine Schroffen und Wände. Dies kommt sogar in der Karte zum Ausdruck. Der Hang südlich vom Monte Vigo zeigt an vielen Stellen anstehendes Gestein bis an die vermutete Störungslinie, direkt östlich davon hört das ganz auf. Das ganze Gebiet zwischen Val Meledrio und Val del'Orso zeigt nirgends Anstehendes. Das gleiche ist der Fall am Pra da Lago und südlich des Nambinotales. Im Tonalit braucht man nie nach Anstehendem zu suchen, im Diorit und im Schiefer sieht man es nur sporadisch als Aufragung sowie an der Fratta des Bogio oder hinter der Malga Patascos, sonst, wenn schon, nur in Bachrissen.

Nach S setzt sich der Tonalit noch fort in der Cima Pancugolo, er grenzt dort an Rendaschiefer. Ob tektonisch oder normal, weiß ich nicht. Die tiefe Rinne, welche gerade an der Stelle der Formationsgrenze verläuft, läßt wieder auf zertrümmertes Gestein, also auf eine Störungszone deuten. Es fehlen jedoch Aufschlüsse. Diese Rinne verläuft wieder gerade in der Verlängerung der Störungslinie von Pra da Lago und biegt im Nambinotal nach W um, was also einer W fallenden Überschiebungsfäche entsprechen würde.

Sabbione-Diorit.

Dieses granitische Gestein baut den Monte Sabbione auf und tritt weiter nördlich wiederholt zwischen Tonalit und Judikarienlinie auf.

Nach Teller (1888, S. 718) ist der Sabbione-Diorit ein grob- bis mittelkörniges, selten feinkörniges Gestein, das sich durch einen reichlichen Gehalt an Kaliglimmer schon makroskopisch sehr scharf von den übrigen, fast ausschließlich biotitführenden granitischen Gesteinstypen des Adamello unterscheidet.

Der W-Teil des Monte Sabbione wird von einer Aplitzone gebildet. Ihr Verlauf wurde in großen Zügen nach Angaben von Salomon (1908, S. 154 bis 158) und Schwinner (1917) eingezeichnet. Eine Beschreibung findet man bei diesen Autoren.

Auch sonst findet man am Monte Sabbione noch viele Aplit-, Pegmatit- und Eruptivgänge, die letzteren sind meist dunkle, porphyritische Ganggesteine. Hievon gibt Schwinner (1917) eine Übersicht. Ich habe auf der Karte nicht alle diese Gänge ausgeschieden, nur den Diabasporphyrit von Vacek (1898, S. 202), östlich der Malga Movlina, eingetragen und ihn in Verbindung mit den beiden anderen Fundstellen bei Punkt 1745 und bei der Malga Stablei gebracht, welche auch Schwinner schon angibt. Die vier Fundstellen (von Punkt 1847 bis an die Benennung „Movlina“, im Aufstieg von Malga Nambi—Malga Movlina, am Saumweg bei Punkt 1745 und bei der Malga Stablei) liegen so nahe aneinander und in einer und derselben (judikarischen) Streichrichtung, daß ich diese Verbindung für berechtigt halte.

Kristalline Schiefer.

Rendaschiefer.

Neben dem Sabbione-Diorit stehen im Gebiet zwischen Tonalit und Judikarienlinie schieferige Gesteine verschiedener Zusammensetzung an, welche Salomon zusammengefaßt hat unter dem Namen „Rendaschiefer“. Er

nimmt für sie sedimentäre Herkunft an. Seine petrographische Spezialarbeit über diese Gesteine ist leider nicht erschienen. Er versteht jedoch unter dem Sammelnamen Rendenaschiefer hauptsächlich:

Feinkörnige, helle Zweiglimmergneise mit vorherrschend hellen Glimmern. Graue, zweiglimmerige Glimmerschiefer mit vorherrschend Muskowit. Graue Glimmerschiefer nur mit Muskowit.

Glimmerige Phyllite.

Quarzlagenphyllite.

Muskowitquarzite.

Schwinner (1917, S. 153) fand in der Paluschlucht im Rendenaschiefer drei Porphyritgänge und einige dunkle Kontaktgesteine.

Zu der Frage, ob die Berührungsfläche zwischen dem Tonalitgneis und den Rendenaschiefern als Primärkontakt oder als Verwerfungskontakt aufzufassen ist, äußert Salomon (1908, S. 153) sich in dem Sinne, daß bei Pinzolo der Kontakt primär ist, weiter N aber, hinter Carizolo und besonders im obersten Meledriotal, sehr wahrscheinlich tektonisch.

Diese Ansichten stimmen gut überein mit meinen Beobachtungen. Ich bin auch der Meinung, daß der Tonalit und das Sabbione-Diorit-Rendenaschiefer-Paket getrennt sind durch eine westlich fallende Überschiebungsfläche. Abweichend von Salomon bin ich der Ansicht, daß sich die Überschiebungslinie nicht an der E-Seite des Monte Vigo, sondern erst weiter nördlich mit der Judikarienlinie vereinigt.

Salomon (1908, S. 157) findet am W-Hang des Monte Sabbione in bestimmten Schiefervarietäten teils Staurolith, teils Andalusitkristalle, deren Menge und Größe mit Annäherung an den Diorit zunimmt. Er schließt daraus, daß der Diorit eine jüngere Intrusionsmasse ist, die die Schiefer am Kontakt verändert hat.

Sedimentgesteine.

Perm.

Verrucano und Grödner Sandstein.

In der Umgebung der Malga Movlina, Malga Stablei und Malga Nambi, also in dem Gebiet zwischen Judikarienlinie und der Val d'Algone, kommen verrucanoartige Breccien, sehr grobkörnige bis feinkörnige Sandsteine und gelbgraue Sandsteine vor, die ich als „Verrucano und Grödner Sandstein“ zusammengefaßt habe. In der handkolorierten Karte von Stache deckt sich der dort eingezeichnete Grödner Sandstein teilweise damit. Vacek (1890, S. 204) beschreibt das Vorkommen dieser Gesteine am linken Hang des Rendenatals und gibt schon an, daß sie bis in die Gegend der Malga Movlina und in die oberste Val d'Algone zu verfolgen sind.

Von der Malga Nambi bis zur Malga Movlina trifft man rote und graue, grobkörnige bis konglomeratische Gesteine. Die Bestandteile im Dünnschliff sind:

Hauptsächlich Quarz, ziemlich viel Chlorit, wenig Biotit, eine Grundmasse, die viel Feldspat enthält, und Einsprenglinge von Orthoklas und weniger Plagioklas. Risse sind oft ausgefüllt mit Erz.

Außerdem finden sich in den Konglomeraten Stücke kristallinen Schiefers. Auf diesem Wege sieht man von 1660—1740 *m* an Porphyrgänge. Am Weg von der Malga Movlina nach Malga Stablei herrschen anfangs noch die groben Konglomerate bis Sandsteine, aber bald erscheinen schon feinkörnige, rote und graugrüne Sandsteine, leicht verschiefert mit Glimmerschüppchen, manchmal mit deutlicher Schichtung. In der Umgebung der Malga Movlina überwiegen grobe, rote bis grünliche Konglomerate und Sandsteine. Am Weg von der Malga nach NNE stehen wieder feinere rote Sandsteine mit Einschaltungen von Glimmerschiefer und groben Konglomeraten an. Ähnliche Gesteine, manchmal sehr grob konglomeratisch, finden sich am Weg von Malga Movlina nach Malga Bandalors. Kurz vor Bandalors ist eine große aplitische Einschaltung, auch die in der Karte eingezeichneten Felswände sind Aplit. In der Nähe der Malga Bandalors ändert sich die Formation immer mehr in graue, grünlichgraue bis bräunlichgraue, feinkörnige, etwas schiefrige Sandsteine mit Glimmerschüppchen. Kurz vor Bandalors treten dann plötzlich typische tertiäre Mergel auf. Die Grenze ist nicht aufgeschlossen, ist aber sehr wahrscheinlich tektonisch. Von Punkt 1201 aufsteigend nach Malga Stablei, südlich vom Bach, bis etwa 1300 *m* herrschen grobe und feine Konglomerate und ab 1300 *m* rote und grünlichgraue, etwas schiefrige, glimmerführende Sandsteine. Eingeschaltet sind dicke, graue Sandsteinbänke bei etwa 1400 *m*, wo der Weg den Bach kreuzt, hierin viele Abdrücke von nicht näher bestimmbarern Zweischalern. Am Weg von der Malga Stablei bis Malga Nambi habe ich folgende Schichten aufgezeichnet:

Rote, feinkörnige Sandsteine.

150 *m* grüner Porphy (anfangend etwa 200 *m* von der Malga).

50 *m* rote, etwas schieferige, feinkörnige Sandsteine.

20 *m* graue, dickgebankte Sandsteine.

200 *m* Vegetation und Schutt.

20 *m* dickgebankte, graue Sandsteine.

10 *m* rote, schieferige, feinkörnige Sandsteine.

40 *m* dickgebankte, graue Sandsteine.

10 *m* dickgebankte, rote Sandsteine.

10 *m* dickgebankte, graue Sandsteine.

70 *m* Vegetation und Schutt.

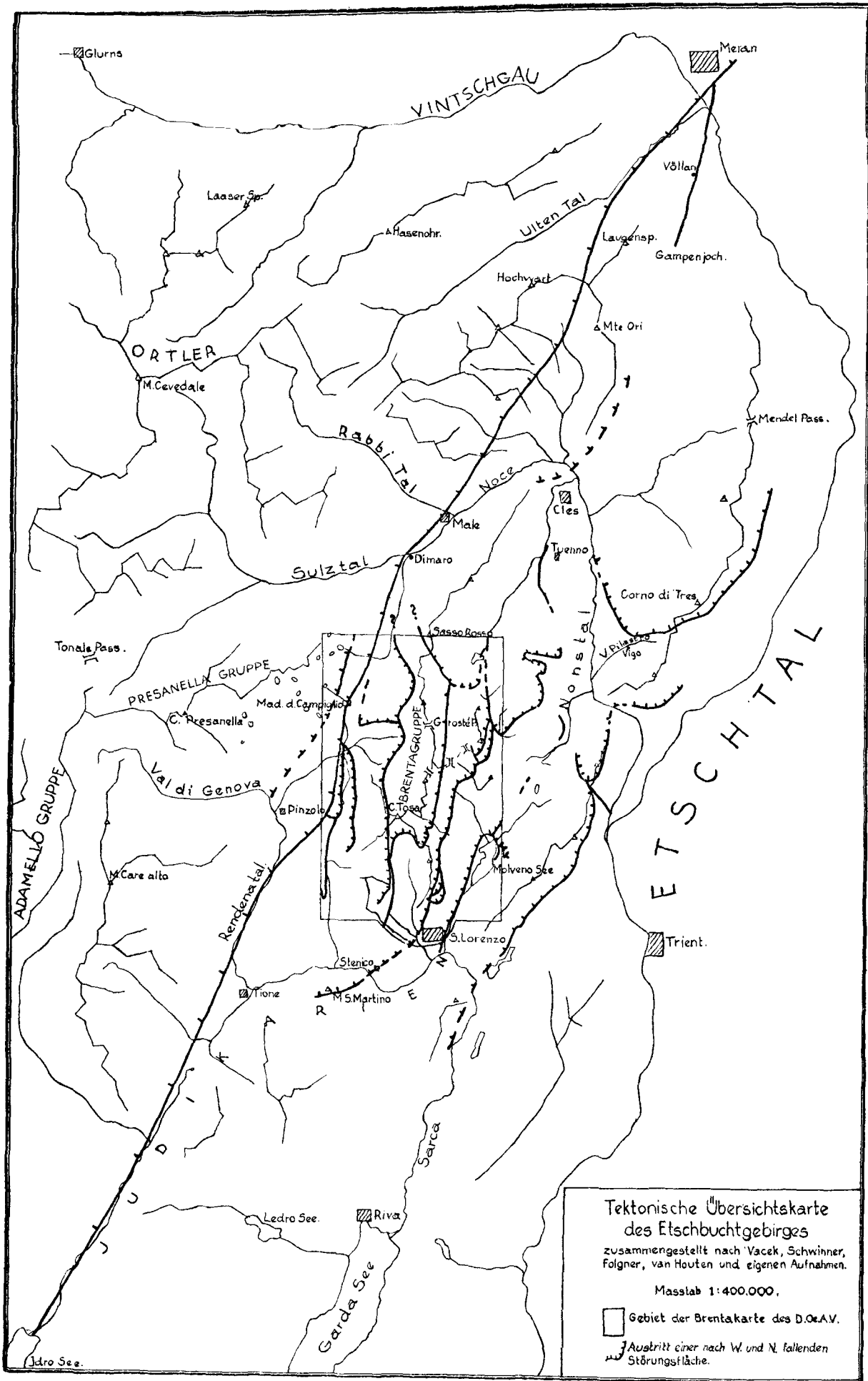
20 *m* grauer Schiefer.

usw.

Das Streichen der Schichten ist ziemlich parallel dem Weg, das Fallen ist nach N und wechselt von 30—70°. Am Weg steigt man in der Formation ab. Bei der Malga Nambi tritt wieder viel Schutt von groben Konglomeraten und Sandsteinen auf.

Eine scharfe Grenze zwischen den feinkörnigen Sandsteinen und den groben Konglomeraten kann ich nicht angeben. Im allgemeinen ist der S-Teil überwiegend feinkörnig, der N-Teil, angefangen etwas südlich der Malga Movlina, grobkörnig bis konglomeratisch.

Weiter nach S setzt sich ein schmaler Streifen dieser feinkörnigen verschieferten Sandsteine fort, eingepreßt, zwischen dolomitische Gesteine. Auch finden sich hier noch grünliche Konglomerate, so wie sie sonst mehr im N vorkommen. Der Kontakt zwischen den Sandsteinen und den dolomitischen Gesteinen ist nirgends gut aufgeschlossen. Wie die Grenze nach der Tiefe verläuft, ist unbekannt.



Trias.

Raibler Schichten.

Südlich von der Malga Stablei, am Weg (außerhalb der Karte) wechselt plötzlich das Gestein. Hier stehen helle, dolomitische Gesteine an, die etwas weiter südlich übergehen in bituminöse, feingeschichtete Gesteine mit schwarzer Substanz auf den Schichtflächen; letztere fallen unter erstere ein. Wenn man an der Riva di Ravizzolo absteigt, trifft man bei etwa 1400 m schwarzen Mergelkalk mit Fossilquerschnitten. Sieht man dieses dünngeschichtete, bituminöse Paket als Liegendes des Hauptdolomits an, so sind es wahrscheinlich Raibler Schichten; für den Hauptdolomit ergibt sich hier diesfalls eine Mächtigkeit von 900—1000 m. Typische Raibler Fauna wurde nicht gefunden, sowie überhaupt alle Fossilquerschnitte (Muscheln und Gastropoden) nicht näher bestimmbar waren.

Hauptdolomit.

Der Hauptdolomit ist weitaus der wichtigste Felsbildner in der Brenta-gruppe, der ganze mittlere Teil zwischen Mondifra-Verwerfung und Flavona-aufschubung, vom Grostepaß über Cima del Groste, Cima di Brenta, Cima Tosa bis an die Forcolotta di Noghera ist ausschließlich aus diesem Gestein aufgebaut. Das Gestein ist im frischen Bruch grau, hellgrau bis weiß und wittert rauh, rissig, sandig an; es ist sehr fest, grob- und feingebankt. Am Grostepaß findet man in obersten Lagen, etwa 50 m unter der Grenze Hauptdolomit—unteres Rät, eine Bank sehr fein geschichteten Dolomits. Im oberen Hauptdolomit treten auch rötliche Schichten auf, man kann manchmal sehr schön den Übergang mittels Wechsellagerung vom hellgrauen in den roten Hauptdolomit sehen. Auch treten dort brecciöse und konglomeratische Schichten auf mit stark verwitterten, nicht näher bestimmbar Fossilresten. Man sieht hier deutlich, daß es Ablagerungen in oszillierender Flachsee sind. Auch dunkle, bituminöse Schichten kommen vor. Die Grenze Hauptdolomit—unteres Rät wird gebildet von einer brecciösen Bank, die scharfkantige, bis kopfgroße Hauptdolomitstücke enthält, verkittet mit grauem oder rotem dolomitischem Schlamm. Diese Breccie tritt in der Brenta fast allgemein an der Grenze Hauptdolomit—unteres Rät auf. Einige Fundstellen sind: am Grostepaß, am Weg, der von dort nach N, nach der Val Giara führt, bei der Malga Flavona, an den Fridolinsspitzen, bei der Malga Senaso di sotto in der Val d'Ambiez. Vacek (1911/III, S. 77) beschreibt eine ähnliche „Grenzbreccie“ ... aus scharfkantigen Brocken von lichtem Hauptdolomit, die durch eine unregelmäßige, schlierige, bunte Kalkmasse verbunden wird.

Ein häufiger Bestandteil der Breccie ist der obengenannte, feingeschichtete Hauptdolomit.

Das Leitfossil *Turbo solitarius* Bencke findet man sehr oft. *Megalodon triquetra* Wulf z. B. bei Punkt 2216 am Höhenweg zwischen Stoppanihütte und Tuckethütte. Ein großer Block mit sehr schönen Megalodontenkernen lag 1935 im aperi- Teil des Gletschers an der Bocca di Brenta, ein noch viel größerer erratischer Block gleichen Gesteins am Hang oberhalb Fogaiard, eine etwa 1 m mächtige Schicht darin ist ganz erfüllt mit Megalodontenkernen.

Vacek (1898, S. 206) berichtet über das Auftreten von Schlerndolomit und Raibler Schichten in der Vallesinella und in der Val Brenta. Trevisan (1936/I, S. 4—6) ist der gleichen Ansicht und berichtet, daß in der Val Brenta und an anderen Stellen noch Raibler Schichten und Wettersteindolomit auftreten. Am Aufstieg von der Malga Brenta alta zur Brentehütte findet man jedoch im Anstehenden *Turbo solitarius* Ben, und das Gestein unterscheidet sich in nichts von dem höher oben anstehenden Hauptdolomit.

In der Val Cavai, südlich von der Bezeichnung „Sella del Montoc“, westlich vom Weg findet man korallenartige Strukturen im Gestein. Sie sind nicht bestimmbar. Am Passo del Rifugio beim Rifugio Pedrotti besteht das Gestein stellenweise aus Großoolithen bis zu 1 cm Durchmesser.

Rät.

Die nächstjüngere Schichtfolge, das Rät, ist in der Brenta in der Hauptsache aufgebaut aus Kalken, Dolomiten und Mergeln, im Gegensatz zum Hauptdolomit, in dem kaum eine Schicht mit Salzsäure leicht aufbraust.

Wie schon Lepsius (1878, S. 101 und 115) beschrieben hat, gibt es in der Ausbildung des Räts in Südtirol zwei deutlich zu trennende Faziesbereiche, die Norigliofazies und die lombardische Fazies. Die Grenze zwischen beiden verläuft etwa in der Synklinale Nonsberg—Molvenosee—Stenico. Das Rät der lombardischen Fazies besteht an der Basis aus dunklen bis schwarzen Mergeln, abwechselnd mit grauen Dolomitbänken. Die Grenze gegen den Hauptdolomit habe ich dort angenommen, wo die ersten dunklen Kalke und Mergel, welche fast immer fossilführend sind, auftreten. Nach oben werden die Kalke immer heller, schwarze Mergel und Dolomite treten zurück, und auch die deutliche Schichtung, entstanden durch häufige Abwechslung der Kalk-, Mergel- und Dolomitbänke, verliert sich und geht über in eine grobe Bankung, bis schließlich das Gestein nur noch aus hellem Kalk besteht und grobgebankt bis massig ist. Aus der Nähe sieht man, daß sehr grobgebankte bis massig aussehende Partien doch oft eine feine Bankung zeigen. Im Gesamtbild der Wand tritt das aber nicht hervor; dies ist ein Unterschied gegen den Hauptdolomit, wo die Bankung bei Anwitterung immer deutlich hervortritt.

In der Karte wurde das Rät der lombardischen Fazies in drei nicht scharf begrenzte Schichtkomplexe gegliedert.

Der untere Teil, das „Untere Rät“, umfaßt die am stärksten terrigen beeinflussten Schichten, überwiegend schwarze Mergel und Kalke abwechselnd mit Dolomiten. Im Hochgebirge tritt diese Schichtfolge hervor durch dunkle Farbe und deutliche Schichtung. Die Mächtigkeit beträgt im N-Teil der Brenta, also im Pietra Grande-Massiv und im Zug des Monte Fibbion-Cima di S. Maria und auch in W- und S-Teilen im Durchschnitt 100 m.

Darauf folgt ein Paket, das im allgemeinen hellere Farben hat, auch deutlich geschichtet ist. Die dunklen Kalke treten zurück und helle Kalke und Dolomite werden häufiger. In der oberen Hälfte dieses Pakets kommen sehr häufig Schichten vor, die ganz erfüllt sind von Megalodonten. Dieses „Mittlere Rät“ hat gewöhnlich eine Mächtigkeit von etwa 200 m und ist, wenigstens teilweise, dem Conchodusdolomit von Stoppani gleichzustellen. Der Übergang zum „Oberen Rät“ erfolgt ganz allmählich. Das „Obere Rät“ ist ganz aus hellen Kalken aufgebaut, Mächtigkeit bis 500 m.

Diese Dreiteilung ist im Grunde die gleiche, welche Bittner (1881) macht und die den Nummern 11, 10 und 9 der Nelson Daleschen Schichttabelle entspricht. Dieser Einteilung hat sich auch Schwinner (1912) bedient. Lepsius (1878, S. 100 ff.) teilt das Rät am Monte Lannino im obersten Lorinatal in großen Zügen wie folgt ein:

Liegendes: Hauptdolomit.

1. Mergel und Plattenkalke mit *Ophiura dora*. Mächtigkeit 400 Fuß.

2. Die echten rätischen Mergel und Tone mit *Avicula contorta*, *Bactryllien* usw., eine brackische Fauna im Uferschlamm seichter und stiller Buchten und Lagunen. Mächtigkeit 300 Fuß.

3. Die vorwiegend pelagische Fazies der Lithodendronkalke mit *Rabdophyllia clathrata* und *Terebratula gregaria*. Mächtigkeit 500 Fuß.

Von Arthaber (1908) scheidet zwischen 2. und 3. die Azzarolaschichten von Stoppani (1860—65) aus mit *Terebratula gregaria*, die bei Lepsius zu 3. gehören. Zwischen 3. und dem hangenden unteren Lias schaltet er den Conchodusdolomit von Stoppani mit *Conchodus* (= *Megalodon*) *infraliasicus* ein. Lepsius fand in den Dolomitbänken des Lithodendronkalkes am Monte Lannino keine Megalodonten. Der Conchodusdolomit von Stoppani ist gleich dem Grenzdolomit von Bittner.

Hangendes: Unterer Lias mit *Ammonites Arietites Hungaricus* Hau. der Val Ledro.

Die unter 1. angeführten Mergel und Plattenkalke werden in der Brenta nirgends angetroffen. Am Grostepaß läßt Lepsius die rätischen Schichten direkt mit dem Lithodendronkalk anfangen, also mit 3., weil das Leitfossil von 2., die *Avicula contorta* Portl., nicht gefunden wurde. Der übrige Fossilbestand spricht jedoch dafür, daß hier auch noch, wenn auch nicht in der ganzen Serie, die liegenden echten Rätsschichten auftreten. Die Schichten, welche Lepsius in den unteren Lias stellt, rechne ich teilweise noch zum oberen Rät.

Die Einteilung von Lepsius für die Schichten im Lorinatal ist eine viel schärfere als die von mir angenommene. Die gute Erhaltung der Fossilien am Monte Lannino machte das möglich. In der Brenta ist die Fossilführung, abgesehen von einzelnen Stellen, viel ungünstiger. Meine Einteilung beruht, neben dem Aussehen in der Landschaft, auf dem Vorkommen der Megalodontenbänke im mittleren Rät und auf der lithologischen Beschaffenheit der Schichten. Die Megalodontenbänke erwähnt Lepsius nicht in seiner Besprechung der Rätsschichten in der Brenta. Wo er sie gesehen hat, z. B. im Talschluß der Val d'Ambiez, stellt er sie in den Hauptdolomit.

In großen Zügen stimmt jedoch mein unteres Rät mit seinen „echten rätischen Schichten“ überein und mein mittleres Rät mit seinem Lithodendronkalk. Auch die Mächtigkeiten stimmen ungefähr.

Der Übergang nach der Norigliofazies vollzieht sich allmählich. In dieser Fazies fehlen die dunklen Kalke und Mergel und liegen die hellen Kalke unmittelbar auf dem Hauptdolomit auf. In der Umgebung der Val delle Seghe, wo die lombardische Fazies in die Norigliofazies übergeht, folgt auf dem Hauptdolomit ein Schichtkomplex, der in der Landschaft gleich hervortritt wie die unteren und mittleren Rätsschichten. Bei näherer Untersuchung erweisen die Schichten sich als dolomitisch und fossilieer. Diese Schichten wurden zum Hauptdolomit gerechnet, die Hauptdolomit-Rät-Grenze wurde dort angenommen, wo die ersten dunklen Kalke und Mergel auftreten. Es ist deutlich, daß diese Formationsgrenze nicht scharf ist, Hauptdolomit und Rät gehen vielmehr ohne deutliche Grenze ineinander über. Auch Benecke (1866, S. 88) sagt: „In der Lombardei entwickeln sich die Contortaschichten ganz allmählich aus dem Dolomit. Keine Hauptformationsgrenze.“ Nach Lepsius (1878, S. 106) hat am Grostepaß das Fehlen der Contorta als Ursache,

daß die Megalodontenbänke des Hauptdolomits länger angehalten haben. Bittner nimmt auch an der Grenze Hauptdolomit—Unteres Rät einen Fazieswechsel an; die rätischen Schichten seien in den Hauptdolomit aufgenommen.

Der oberste Hauptdolomit trägt genau so Flachseecharakter wie die unteren Rätsschichten der lombardischen Fazies, nie aber findet man in ihm Fossilien. Feinschichtung, tonige und brecciöse Schichten, treten aber vielfach auf. Mit dem Auftreten der bituminösen Kalke und Mergel des unteren Rät setzt auch die starke Fossilführung ein. Zwischen den mergeligen und kalkigen Schichten des höheren unteren Rät und des mittleren Rät treten immer wieder Dolomitschichten auf, die sich in nichts unterscheiden vom Hauptdolomit. Nur das Vorkommen von typischen Rätfossilien in den Kalken und Mergeln zeigt, daß wir im Rät sind.

Besonders in der Val delle Seghe und an den N-Hängen des Monte Daino und des Croz delle Selvata ist dies sehr deutlich. Das Aussehen der Schichten, ihre dünne Bankung, ist ganz die des unteren Rät und mittleren Rät, allein wenn man die Schichten näher untersucht, ist alles Dolomit und scheinbar fossilleer. Am N-Hang des Monte Daino findet sich in diesen Dolomitschichten eine Stelle von etwa 200 m Länge und etwa 20 m Mächtigkeit, die wieder als unteres oder mittleres Rät entwickelt ist, mit Korallen und Lumachellen führenden dunklen Kalken und Mergeln. Darüber und daneben ist alles wieder Dolomit.

Unteres Rät.

An der Basis, unmittelbar über der Grenzbreccie des Hauptdolomits, treten einige stark fossilführende Schichten auf. Schwarze Kalke und Mergel mit Korallen, Terebrateln, Lumachellen und Cidarisstacheln und darüber eine schwarze Kalkbank, ganz erfüllt von großen Megalodonten. Bestimmen ließen sich *Terebratula gregaria* Suess., *Avicula contorta* Portl., *Cardita austriaca* Hauer, *Mytilus* sp. (*M. minutus* Gold?), *Gervilia* sp. Sehr schön ist diese Aufeinanderfolge zu beobachten am Weg zwischen der Stoppanihütte und der Quelle. Lepsius beschreibt nur die Megalodontenbank und stellt sie in den oberen Hauptdolomit, die unterhalb vorkommenden Fossilbänke machen diese Annahme jedoch unhaltbar. Diese große Megalodontenbank gehört zum unteren Rät; sie setzt sich nach W fort bis an die Weggabelung zum Lago Spinale am Spinaleplateau. Die fossilführenden dunklen Kalke und Mergel im Liegenden sind in mehr oder minder guter Entwicklung in der ganzen Brenta verbreitet. Korallen kommen im ganzen unteren Rät vor.

Oft zeigen dunkle Kalk- und Mergelschichten im unteren Rät und mittleren Rät an der Oberfläche eine schlammige Schicht, welche gelb anwittert. In Querschnitten sieht man, daß dieser „Schlamm“ nicht nur auf den Schichten liegt, sondern, daß er auch taschenartige Vertiefungen im Gestein ausfüllt. Gut zu beobachten ist dies z. B. an der unteren Rät-Karrenfläche zwischen Monte Turron alto und Monte Turron basso. Wie auch Schwinner (1912) sagt, macht es den Eindruck, als ob an solchen Stellen ein Schlammstrom ein schon verkarstes Feld überströmt hätte. Der Schlamm braust nicht mit Salzsäure.

Die Entwicklung des unteren Rät ist in der ganzen Brenta ziemlich einheitlich, mit Ausnahme der weiter unten zu besprechenden Gegend NW des Molvenosees.

Im Talschluß der Val d'Ambiez findet man im unteren Rät an einigen Stellen eine Bank mit vielen Lithiotisscherben. Aufgeschlossen ist sie z. B. in der Wand am Weg von der Malga Senaso di sotto—Malga Senaso di sopra bei etwa 1700 *m* südlich von Punkt 1689. Weiter noch oberhalb Malga Prato di sopra bei 2200 *m* und am Almweg zur Malga Ben bei 1700 *m*. Am Hang südlich oberhalb der Malga Flavona habe ich *Avicula contorta* Portl. gefunden.

Am Campo Flavona, am Sporn des Grostepasses und am Almweg zur Malga Ben habe ich Profile des unteren Rät aufgenommen.

Profil Campo Flavona.

Von oben nach unten.

1. 2 *m* graue, dolomitische Schichten, hellgrau anwitternd.
2. 3 *m* dunkelgraue Kalke mit Schlammsschichten.
3. 0·2 *m* gelbgraue, sandige, kalkige Breccie.
4. 8 *m* dunkelgrauer Kalk mit Schlammsschichten.
5. 0·5 *m* gelbgraue, kalkige Feinbreccie.
6. 8 *m* dunkelgrauer Kalk, an der Basis brecciös und konglomeratisch. Die Bestandteile sind aus dem Liegenden.
7. 1 *m* grauer, feingeschichteter Kalkdolomit, gelblich anwitternd, mit kieseligen Punkten, manchmal rau anwitternd. Einen der weißen Punkte kann man noch deutlich erkennen als evolute Gastropode.
8. 8 *m* abwechselnd hellgrauer und dunkelgrauer Kalk, manchmal brecciös, manchmal feingeschichtet.
9. 0·5 *m* schwarzer Mergelkalk.
10. 3 *m* wie 7., jedoch mehr dolomitisch.
11. 1 *m* schwarzer Kalk mit Schlammsschichten.
12. 2 *m* wie 10.
13. 1 *m* hellgrauer Dolomit, rau anwitternd, nicht von Hauptdolomit zu unterscheiden.
14. 1 *m* schwarzer Mergelkalk.
15. 3 *m* wie 10.
16. 1 *m* schwarzer Kalk.
17. 8 *m* wie 10.
18. 1 *m* schwarzer Kalk.
19. 1 *m* gelbe, tonige, dolomitische Schichten. Sehr auffallend in der Landschaft.
20. 3 *m* wie 10.
21. 1 *m* dunkelgrauer, schwarzer Mergelkalk.
22. 1·5 *m* gelb anwitternder, grauer Dolomit.
23. 0·5 *m* schwarzer Kalk.
24. 4 *m* grauer, dolomitischer Mergelkalk, feingeschichtet und feinbrecciös; manchmal dunkelgrau; oft hellgelb anwitternd.
25. 0·5 *m* schwarze Korallenkalkbank, oft ganz aus Fossilien bestehend.
26. 2 *m* hellgrauer, feinbrecciöser, etwas oolithischer Mergelkalk mit Schlammsschichten.
27. 3 *m* schwarzer Kalk mit Schlammsschichten.
28. 2 *m* grauer Mergelkalk.
29. 5 *m* dunkelgrauer bis schwarzer Kalk bis Mergelkalk mit dünnen Lumachellenbändchen.
30. 10 *m* dunkelgrauer bis schwarzer Kalk bis Mergelkalk mit sehr stark hervortretenden Schlammsschichten.
31. 15 *m* Vegetation.
32. 5 *m* dunkelgrauer bis schwarzer Mergelkalk mit dünnen Lumachellenbändchen und Schlammsschichten.
33. 1 *m* dunkelgraue bis schwarze Lumachelle mit Schlammsschichten.
34. 5 *m* dunkelgrauer bis schwarzer Mergelkalk.
- 30 *m* oberster Hauptdolomit mit abwechselnd feingeschichteten Lagen, gelblich anwitternden Schichten, einige schwarze Dolomitschichten und gegen die untere Rätgrenze mit Oberflächenbreccie.

Profil am Grostepaß.

Von oben nach unten.

1. 5 m grauer bis bräunlichgrauer, sandiger, dolomitischer Mergelkalk, oft feingeschichtet oder feinbrecciös, gelblich anwitternd, mit weißen, kieseligen Fossilquerschnitten.
2. 3 m schwarzer Kalk.
3. 6 m wie 1.
4. 1 m wie 2.
5. 5 m wie 1.
6. 1 m wie 2.
7. 4 m wie 1.
8. 1 m wie 2.
9. 10 m wie 1.
10. 1 m gelb anwitternder, dunkelgrauer Dolomit.
11. 1 m wie 2.
12. 6 m grauer, dolomitischer Mergel mit weißen, kieseligen Fossilauswitterungen.
13. 0·5 m wie 2.
14. 0·5 m grauer, dolomitischer Mergel.
15. 1 m schwarzer Kalk mit Schlammsschichten.
16. 3 m grauer Kalk.
17. 20 m dunkelgrauer bis schwarzer Kalk bis Mergelkalk, manchmal mit Schlammsschichten und mit Lumachellebändchen.
18. 30 m Schutt und Vegetation. In einzelnen Schichten viele Korallen und Zweischaler. Liegendes: Oberflächenbreccie des Hauptdolomits.

Profil am Almweg zur Malga Ben in der Val d'Ambiez.

1. 2 m schwarzer Kalk.
 2. 2 m schwarzer Kalk, in obersten Teilen etwas brecciös.
 3. 1 m grauer Mergel.
 4. 5 m Vegetation.
 5. 1 m grauer Kalk mit Lithiotis und Megalodonten.
 6. 2 m Vegetation.
 7. 1 m grauer Kalk mit Lithiotis.
 8. 4 m dunkelgrauer Mergelkalk.
 9. 1 m gelbgraue, dolomitische Breccie.
 10. 2 m wie 8.
 11. 2 m grauer Dolomit.
 12. 1 m grauer Mergelkalk.
 13. 0·5 m schwarzer Kalk.
 14. 5 m grauer bis dunkelgrauer Mergelkalk, oft fein geschichtet, gelb anwitternd.
 15. 0·1 m Kalkbreccie.
 16. 1 m grauer Kalk.
 17. 0·5 m grauer Dolomit, gelb anwitternd.
 18. 4 m dunkelgrauer bis schwarzer Mergelkalk, oft hell anwitternd.
 19. 7 m dunkelgrauer bis schwarzer Mergelkalk.
 20. 3 m Vegetation.
 21. 4 m dunkelgrauer bis schwarzer Kalk.
 22. 2·5 m grauer Dolomit.
 23. 0·5 m feingeschichteter, feinbrecciöser, grauer Dolomit, charakteristisch: weiße Fragmente in grauer Grundmasse.
 24. 10 m dunkelgrauer bis schwarzer Mergelkalk.
 25. 8 m Vegetation.
 26. 8 m grauer bis schwarzer Kalk mit einer Bank, welche Megalodonten und Korallen enthält.
 27. 4 m Grenzdolomitbreccie.
- Liegendes: Hauptdolomit.

Mittleres Rät.

Dieses ist gut aufgeschlossen und leicht zu erreichen in den Hochtälern Val delle Giare, Val Gelada und im Anstieg zum Passo di Pra Castron, südlich vom Sasso Rosso, alle im Pietra Grande-Zug gelegen. In der Val delle Giara

folgt auf das untere Rät ein Paket von etwa 100 m Mächtigkeit, dunkle und helle Kalke, graue Dolomite und gelb anwitternde mergelige Kalke, mit spärlichen Fossilresten, meist Korallen. Diese Serie entspricht wohl einem Teile der Lithodendronkalke Lepsius'. Den Madreporenkalk, den Kron-ecker (1910, S. 466) stets als untere Grenze des Conchodondolomits im Albengebiet gefunden hat, habe ich nirgend angetroffen. Er muß aber etwa an der Stelle meiner Grenze zwischen unterem Rät und mittleren Rät liegen.

Darauf folgt eine Schichtserie von etwa 40 m Mächtigkeit mit etlichen Bänken, die sehr viele Megalodonten enthalten. Die dunklen Kalkbänke sind oft mehrere Meter dick und ganz erfüllt mit den Megalodonten. Außerdem kommen große Scherben lithiotisartiger Schalen vor. Die typischen weißen, im Gestein deutlich hervortretenden Querschnitte werden von der Bevölkerung „Piedi dei Cavalli“ genannt. Diese Schichten entsprechen denen des Sasso degli Stampi von Stoppani. Zwischen den Megalodontenbänken kommen noch vor graue dolomitische Schichten, gelb anwitternde dunkle mergelige Lagen, welche manchmal etwas brecciös entwickelt sind und oft ein wenig Fossilbreccie und Korallen enthalten. Diese Korallenbänke sind sehr schön entwickelt in der Wand oberhalb des Bärenweges am S-Hang des Spinaleplateaus, wo etwas weiter östlich auch die Megalodontenhorizonte anstehen. Sie lieferten größere Korallen aus der Gruppe der *Lithophyllia caea* (*Montlivaultia?*; *Thecosmilia?*). Die Megalodontenbänke sind ein sehr brüchiges Gestein, stets ist der Teil der Grate und der charakteristischen Sporne, ja selbst der Wände, welcher aus Megalodontenbänken besteht, teilweise oder ganz zertrümmert. Die oft sehr großen Trümmer liegen in großer Zahl herum, so z. B. am Weg von der Stoppanihütte an der E-Seite der Pietra Grande zur Val delle Giare und in der S-Wand des Monte Fibbion, nördlich der Malga Spora. In dieser Wand sind auch noch andere mittlere Rät-Stellen stark zertrümmert, fast so stark wie die brecciösen Wände in der Sarcaschlucht südlich von Madonna di Campiglio.

Oberhalb der Megalodontenbänke geht das mittlere Rät mit überwiegend grauen Kalken allmählich über in das obere Rät.

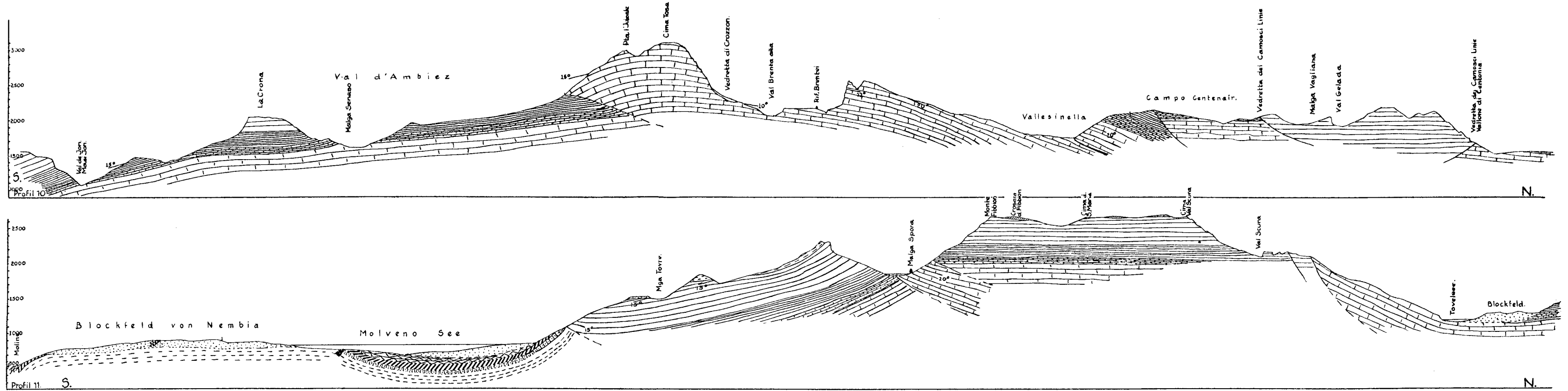
Die Megalodontenbänke stehen in der Val Gelada an zwischen 2300 bis 2350 m, am Anstieg zum Sasso Rosso, oberhalb Malga Scale, findet man bei 1800 m sehr viele Megalodonten im Schutt, anstehend habe ich sie dort nicht gefunden. Dann wieder in der S-Wand des Monte Fibbion, nördlich der Malga Spora, wo einige Bänke anstehen, angefangen östlich von der Störung durch den Sporn am Passo delle Gagliarda bis an die Störung im E aus der Val di Cavai, in einer Höhe von etwa 2280 m, im W bis 2220 m. Im E am Monte Spinale etwas NW vom Aussichtspunkt 2093 findet man einige Bänke, dann am Chartierweg südlich von Fontane Fredda bei 2080 m. Die Oberfläche von Grasso d'Oveno wird ganz eingenommen von diesem Horizont, der an der gegenüberliegenden Seite der Vallesinella in der Megalodontenbank oberhalb des Bärenweges seine Fortsetzung findet. Im NE-Teil der Karte, z. B. am Monte Alto, östlich vom Lago Tovel.

Im S der Brenta findet man diese Schichten in gleicher Entwicklung. In der oberen Val d'Ambiez, am Weg oberhalb der Malga Senaso di sopra bei Punkt 1912 liegt ein Komplex Kalke und Dolomite, die schichtweise ganz erfüllt sind von großen Megalodonten. Es ist genau dieselbe Entwick-

lung wie am Grasso d'Oveno oder in Val Giare: Schlamm-schichten, gelb anwitternde dolomitische Schichten, welche oft feingeschichtet oder feinschichtig sind. Zwischen den Megalodonten sind hier noch viele Gastropodenquerschnitte; Mächtigkeit etwa 30 m. Dieser Komplex läßt sich an der ganzen W-Seite des Talschlusses der Val d'Amhiez verfolgen. In den mittleren Rät-schichten östlich der Forcolotta di Noghera, die dort sehr steil stehen, steht direkt südlich der Überschiebungslinie gleichfalls ein etwa 30 m mächtiges Paket an. Lepsius stellt es zum Hauptdolomit ebenso wie die Schichten im Talschluß der Val d'Amhiez. Weitere Megalodontenschichten am Passo del Ceda, am Weg zur Busa di Vallon in der N-Wand der Busa Fonda in den dort saiger stehenden Schichten und am Eingang der Busa di Vallon bei etwa 2200 m.

Manchmal ist der obere Teil des mittleren Rät grob oolithisch entwickelt, das Gestein besteht dann ganz aus Oolithen bis 1 cm Größe. An anderen Stellen sieht man im mittleren Rät große, strahlenförmige Konkretionen, so z. B. am Passo Cresole (wo auch die Oolithe vorkommen) und am Spinale-plateau am Schrödterweg in etwa 1880 m Höhe.

Die oben beschriebene Fazies des unteren und mittleren Rät (also der lombardischen Fazies des Rät) herrscht im ganzen Kartenbereich mit Ausnahme des SE-Teiles. In der Umgebung der Val delle Seghe und des Molvenosees findet ein Übergang zur Norigliofazies statt. Vom N-Teil der Val delle Seghe angefangen werden z. B. in der W-Wand der Cima dei Lasteri und des Croz Altissimo die unteren und mittleren Rät-schichten immer dünner, bis sie in der Nähe von Molveno auf höchstens einige Meter reduziert sind, d. h. unteres und mittleres Rät, wie man sie in der Pietra Grande findet. Statt dessen trifft man ein Gestein, das zwar fast gleich gut geschichtet ist, das aber vollkommen dolomitisiert ist und keine Fossilien mehr erkennen läßt. Im Handstück ist es nicht vom Hauptdolomit zu unterscheiden. Östlich von Val delle Seghe ist also noch eine Schicht dunkler Kalke nach Art des bisher besprochenen unteren Rät oder mittleren Rät übrig geblieben. An der anderen Seite des Tales ist auch diese verschwunden und man tritt von Gestein, das alle Merkmale des Hauptdolomits hat, unmittelbar über in helle Kalke, die vollkommen den Oberrät-kalken ähnlich sehen. Am Anstieg zur Malga Andalo, westlich von Molveno, findet man noch eine Schicht, die etwas mergelig ist und aus der eine Tropfquelle austritt; darunter und oberhalb herrschen dicke Pakete Dolomits. Ebenso bei der Selvatahütte an der N-Wand des Croz della Selvata. Von weiten sieht diese Wand aus, als wäre sie aufgebaut aus mittlerem Rät, wenn man aber hinkommt, ist alles Dolomit, der unvermittelt in helles Oberrät übergeht. Beim Laghetto am Weg nach der Pedrottihütte ist jedoch eine Stelle, die dafür spricht, daß diese gut geschichteten dolomitischen Gesteine unterhalb des Oberrät doch eigentlich stratigraphisch zum Unter-Mittel-Rät gerechnet werden müssen. Bei etwa 2130 m steht dort über Hauptdolomit eine Schichtserie von dunklen Kalken an mit Korallen, Fossilbreccie von Terebraten, wie sie im Unterrät oder Mittelrät häufig ist, kurz Schichten, die sich in nichts vom Unterrät oder Mittelrät der Pietra Grande unterscheiden. Dieses Vorkommen ist aber nicht weiter nach E oder W zu verfolgen, es geht scitwärts bald über in Hauptdolomitfazies. Auch nach oben, in der NW- und NE-Wand des Monte Daino trifft man im unteren Teil wieder gut geschichtetes Gestein,



das dem Aussehen nach sehr wohl mittleres Rät sein könnte, das aber nur aus dolomitischen Gesteinen besteht, über denen dann bei etwa 2350 m die dickgebankten hellen Oberrätkalke anfangen. Es ist also deutlich, daß in diesem SE-Teil der Brenta im unteren und mittleren Rät ein Fazieswechsel stattgefunden hat, nämlich der Übergang von der lombardischen Fazies in die Norigliofazies. Die sonst fossilreichen Unter-Mittel-Rätschichten sind hier dolomitisch entwickelt und führen keine oder nur mehr sehr wenige Fossilien. In diesem Falle, am Laghetto, kann man die dolomitischen Schichten, die auf die dunklen Kalke folgen, noch zum Unter-Mittel-Rät zählen; nämlich die ganze untere NE-Wand des Monte Daino, an der sich der gut geschichtete Teil deutlich abhebt vom dickgebankten oberen Rät. In anderen Fällen, so wie an der ganzen W-Seite des Val delle Seghe, wo man zwischen dem wirklichen Hauptdolomit und dem dolomitisch entwickelten Unter-Mittel-Rät keine zwischenliegende dunkle Kalkschicht hat, kann man keine scharfe Grenze angeben. In der Karte wurde dort auch Hauptdolomit eingezeichnet. Ebenso wurden im E-Teile der Val delle Seghe nur die dunklen Schichten als mittleres Rät eingetragen und das Liegende als Hauptdolomit.

Oberes Rät.

Dieses ist ein hellgrauer, oft etwas gelblichgrauer reiner Kalk, der nur sehr wenig Fossilien führt; vereinzelt kommen unbestimmbare Querschnitte von Zweischalern und Schnecken vor. Das Gestein ist sehr brüchig, bildet hohe Schutthalden, deren Material Faustgröße nicht übersteigt, man hört an vielen Stellen fortwährend Steinschlag. Ganze Bergmassive sehen wie zertrümmert aus, mit in allen Richtungen verlaufenden Störungslinien, denen hoch hinauf ziehende, tief eingeschnittene Schuttrinnen folgen, wie z. B. im S-Teil der W-Wand des Monte Fibbion—Sa. Maria-Zuges und in der N- und S-Wand des Zuges Cima Pra dei Camosci—Cima Nardis. Auch wird die Bildung großer Kare begünstigt.

Geschichtet ist das Gestein nur wenig, meistens ist es sehr grobgebankt. Manchmal ist es auch feingebankt; die feine Bankung tritt aber im Gesamtbilde nie sehr deutlich hervor, wie z. B. im Hauptdolomit. Oft ist das Gestein etwas oolithisch entwickelt, z. B. an der W-Seite der Val Cadino und besonders stark im E-Teil der Pozza Vecchia, nördlich des Spinaleplateaus. An anderen Stellen ist es wieder vollkommen kompakt, z. B. im Anstieg zum Rifugio XII Apostoli.

Dieser helle Oberrätalkalk entspricht dem oberen Conchodondolomit Stoppanis; wie schon oben gesagt, besteht keine scharfe Grenze gegen das mittlere Rät. Auch Lepsius (1878, S. 121) sagt, daß die untere Grenze der hellen Kalke (welche er übrigens in den Lias stellt) nicht immer leicht zu ziehen ist gegen die Lithodendronkalke (welche mein mittleres Rät und wahrscheinlich einen Teil des Oberrät enthalten), weil die lithologische Beschaffenheit oft die gleiche ist und Versteinerungen sehr selten sind. Schwierig ist es auch, die Kalke nach oben abzugrenzen. In der Übersichtstabelle, welche Kronecker (1910, S. 172) über die Gliederung der Grenzzonen von Jura und Trias in der Lombardei gibt, sieht man, daß außer Kronecker nur Bistram in der Val Solda eine scharfe Grenze festlegt. Kronecker mißt dieser Grenze keine große Bedeutung zu, weil an dieser Stelle der unterste

Lias in einer Fazies ausgebildet ist, die von der sonst in der Lombardei entwickelten merklich abweicht. In der Brenta besteht das Gestein zwischen den Megalodontenbänken und den Oolithen des obersten Lias aus einem fast vollkommen einheitlichen Paket heller Kalke, mit sehr wenig Fossilien. In den geologischen Kartenblättern Cles und Trient von Vacek ist diese Schichtabteilung durchaus mit einer Farbe dargestellt. Im N-Teil der Brenta-gruppe, am Sasso Rosso, ist das obere Rät ganz durchgezogen bis an die Oolithe und an die gelben Kalke des oberen Lias, also mit Ausschaltung der zwischenliegenden grauen Kalke des unteren Lias. In der Umgebung von Trient liegen die grauen Kalke direkt auf dem Hauptdolomit ohne zwischenliegende Rätschichten. Nach diesen Karten würde es sich also um zwei faziell ganz verschiedene Gebiete handeln. Auch Lepsius unterscheidet zwei Faziesprovinzen, welche getrennt werden durch die Synklinale (Val di Non—Lago Molveno—Stenico) und nennt die Fazies im E-Norigliofazies, jene im W lombardische Fazies.

Die Norigliofazies enthält nach Lepsius keine rätischen Schichten. (Lepsius versteht unter rätischen Schichten die Serie von Mergeln und Plattenkalken bis einschließlich der Lithodendronkalke, siehe S. 104 seiner Arbeit.) Über dem Hauptdolomit des Arsatales kommen nach ihm sofort die grauen Kalke. Darin kommen drei voneinander wenig scharf getrennte Horizonte vor mit der bekannten Fauna von Noriglio. „Die Pflanzenreste von oolithischem Charakter, welche De Zigno aus dem Venetianischen beschrieb“ (siehe Lepsius, S. 119), liegen in den mittleren Schichten. In der lombardischen Fazies sind die rätischen Schichten wohl entwickelt, wenn auch nicht überall gleich. Eine Übersicht der Entwicklung des unteren Lias und Räts in den lombardischen Fazies gibt die schon erwähnte Tabelle bei Kronecker (S. 472).

Auch Vacek (Erl. Trient, S. 83) stellt fest, daß „diese ansehnlich mächtige Schichtgruppe (das Rät) im Gegensatz zu der weiten Verbreitung, welche sie im Umkreise der Brenta und südlich davon und auch am rechten Hang des unteren Sarcatales hat, weiter östlich in allen Profilen der Umgebung von Trient und nördlich davon fehlt bis in den östlichen flachen Teil des Nonsberges hinein“.

Die große Schwierigkeit bietet in diesen Fällen immer das schon erwähnte Paket einheitlicher heller Kalke, das fast fossilieer ist. In der Norigliofazies ist es die Serie mächtiger grauer Kalke ohne Versteinerungen (Lepsius, S. 119) im Liegenden der Schichten mit der Fauna von Noriglio. Das ganze Paket wird als „Graue Kalke“ in den unteren Lias gestellt, aufliegend auf Hauptdolomit; ebenso auf Blatt Trient in der Gegend SE der Molveno—Stenico-Mulde mit Ausnahme einer Strecke in der Val Sarca, westlich von Pietra Murata.

In der lombardischen Fazies ist es noch nicht gelungen im Conchodondolomit eine Grenze zu ziehen. Kronecker (1910, S. 511) sagt: „Der Conchodondolomit erwies sich im Albenzagebiet als gänzlich fossilieer.“ Übrigens teilt Kronecker von dem „Dolomit“ im Hangenden der Dolomitschichten, die an anderer Stelle, nicht im Albenzagebiet, *Conchodus infraliasicus* führen, die Analyse mit: CaO 57·8%, MgO 0·51%, das Gestein ist also Kalkstein. Ich habe in der Brenta dieselbe Erfahrung gemacht. Das Gestein im Hangenden der Megalodontenschichten ist auch dort reiner Kalk. Und weil man keinen Grenzhorizont in diesen grauen Kalken fand, stellte man den ganzen Komplex im Hangenden der *Conchodus infraliasicus* führenden Schichten bis zu den fossilführenden Oolithen und gelben Kalke des oberen Lias ins obere Rät, wie Vacek es auch auf Blatt Cles am Sasso Rosso macht. Auch Wähler (Das Sonwendgebirge im Unterinntal, 1903, S. 108) sagt: „Eine

Trennung des liassischen vom rätischen Anteil des weißen Riffkalkes ist auch heute praktisch wie theoretisch undurchführbar, usw.“

Kronecker fand nun an der Albenza eine wenige Meter mächtige Folge von Kalkbänken mit typischer reicher Hettangien Bivalvenfauna, deren Hangendes wie Liegendes dolomitische Kalke von mehr oder weniger hohem Mg-Gehalt bilden. „Diese Grenzbildung konnte ich dann im weiteren Verlauf meiner Kartierung mit nur kurzen Unterbrechungen längs des ganzen Albenzazuges verfolgen, von der Val d'Arsa bis zum Brembotal, also auf eine Erstreckung von über 11 km.“

Diese „Grenzbivalvenbank“ bildet nach Kronecker das Hangende der typischen hornsteinfreien hellen fossilereen Kalke des Conchodondolomit-horizontes. Das Gestein der „Grenzbivalvenbank“ ist ein dunkelbräunlich-grauer, dichter, wohlgebankter, breccioser toniger Kalkstein, 4·5–5 m mächtig. Die Kieselausscheidungen treten als knollenförmige Einschlüsse im Gestein auf, nach oben hin nimmt der Kieselgehalt bedeutend zu, so daß der Hornstein zuletzt selbständige bis zu 10 cm dicke Lagen zwischen den Kalkbänken bildet. Die Fauna der „Grenzbivalvenbank“ besteht fast ausschließlich aus Lamellibranchiaten, ganz vereinzelt finden sich Gastropoden sowie Korallen und Crinoidenreste.

Der Fauna nach gehört die „Grenzbivalvenbank“ zu der Stufe der Planorbissschichten in anderen Gebieten, vor allem im Rhonebecken, wie ein Vergleich zeigt, und sie kann also mit Sicherheit als die Vertretung des untersten Lias angesehen werden.

„Das Hangende der Grenzbivalvenbank ist faziell ziemlich einheitlich ausgebildet. Im allgemeinen folgt darüber ein Komplex von Schichten ähnlicher petrographischer Beschaffenheit wie die Grenzbivalvenbank, doch ganz fossilereer. Nach oben hin nimmt der Tongehalt rasch ab, die Farbe des Gesteins wird heller, die Kieselausscheidungen werden zahlreicher. Es beginnt ein ziemlich mächtiger Horizont eines grobgebankten, hellgelblichen bis lichtgrauen, feinkörnigen, annähernd reinen Kalksteins mit selbständigen Zwischenlagen weißen Hornsteins, der oft dicke Bänke oder ganze Schichtkomplexe zwischen den Kalken bildet. Der Kalkstein selbst enthält nur kleine Hornsteinknauern. Ihrer petrographischen Beschaffenheit nach sind diese Kalke denen des typischen Conchodondolomits oft zum Verwechseln ähnlich“ usw.

Kronecker war also der erste, der über große Erstreckung mitten in den hellen Kalken einen tonigen, stark fossilführenden Horizont fand, dessen Fossilien überdies noch einer ganz bestimmten Stufe zugeschrieben werden konnten, der Planorbiszone des unteren Lias. Lepsius beschreibt (S. 120) eine fossilführende Bank, die er am Anstieg von Ciago zum Monte Gazza fand. Seine Beschreibung der Fundstelle ist ungenau. Er traf sie an auf etwa „halber Höhe“, das müßte dann bei 1100 m sein. Auf S. 268 aber sagt er, daß die Schichten ungefähr 600 Fuß oberhalb Ciago anstehen, danach läge die Bank bei 800 m. Beim weiteren Anstieg begegnete er der Bank noch einige Male und daraus geht hervor, daß die Schichten dort ziemlich stark nach E fallen, was durch sein Profil 13 bestätigt wird. Die Mächtigkeit stellt er auf 4–5 Fuß fest. Sie liegt ziemlich nahe unter den braunen Juraoolithen des Plateaus und führt die Fauna von Rotzo. Sie gehört also derselben Zone an wie die Schichten im Arsatal.

Wichtig ist, daß also mitten in dem Paket heller Kalke, das als Ganzes den grauen Kalken des unteren Lias zugeschrieben wird, sowohl im Arsatal als am Monte Gazza dunkle, fossilreiche Kalke vorkommen, deren Fauna als unterliassisch bestimmt werden konnte. Ähnliche dunkle Kalke habe ich auch in den hellen Kalken an einigen Stellen gefunden. Wenn man von der Malga Tuenno E des Sasso Rosso aufsteigt zum Passo di Pra Castron, führt der Steig anfangs nur durch die dickgebankten hellen Kalke des oberen Rät. Bei

2140 m in der N-Wand des Tales stehen dann dünngebalkte dunkle Kalke an, die teilweise sehr fossilreich sind, eine etwa 30 cm dicke Schichte ist ganz erfüllt mit dicken Zweischalern. Sie sind nicht bestimmbar, doch könnte es sehr wohl *Megalodon pumilus* Ben. sein. Weiter kommen auch Schnecken (*Chemnitzia?*), Brachiopodenquerschnitte vor. Das ganze Paket hat eine Mächtigkeit von etwa 10 m und es setzt sich nach S fort in der Wand oberhalb Campo di Tuenno. Auch an anderen Stellen kann man diese Schichtserie verfolgen. Am Croz Altissimo, NW von Molveno, sieht man von der Selvatahütte in der W-Wand, etwa 250 m unter dem Gipfel, oberhalb des grobgebankten oberen Räts, eine Partie von etwa 40 m Mächtigkeit feingebankter Schichten. Weiter oberhalb wieder Gestein wie Oberrät. Dieses Schichtpaket ist deutlich zu sehen auf einer Photographie von Dr. F. Benesch in dem Aufsatz „Die Brentagruppe“ von Hanns Barth und Alfred v. Radio-Radiis in der Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins 1907 bei S. 328.

Oberhalb Molveno, am Pallon di Tovre, also im Streichen dieser feingebankten Schichten, stehen von 1780—1840 m dunkle, bis schwarze Kalke an, manchmal gelb anwitternd. Sie führen stellenweise viele Versteinerungen, Querschnitte von Zweischalern und Schnecken, nicht näher bestimmbar. Im hellen Kalk im Liegenden und Hangenden nesterweise viel Querschnitte von großen und kleinen Brachiopoden, sehr evolute Schnecken und Korallen. Etwas weiter NE an der Bocchetta del Gallino stehen unter dem Paßübergang auch schwarze Kalke an. Schwinner (1913) berichtet, daß man an der Cima di Lasteri wieder schwärzliches Gestein, ähnlich wie Unterrät, findet. Er führt dies aber zurück auf Verdoppelung des Räts. Dieselben schwarzen Kalke findet man auch an der W-Seite des Monte Gazza, also an der gegenüberliegenden Seite der Fundstelle von Lepsius. Am Weg, der von Pezzolo auf den Monte Gazza führt, stehen bei etwa 1100 m schwarze Kalke mit Fossilquerschnitten an. Wenn man Profil 13 von Lepsius besieht, zeigt sich mit ziemlicher Sicherheit, daß sich die schwarzen Kalke, welche ich an der W-Seite fand, fortsetzen in die fossilführende Bank an der E-Seite.

Oberhalb Moline, in der E-Wand der Selva Grande, habe ich das Anstehende dieser Schichten nicht finden können. Aber gerade dort, wo ich die Schicht vermutete, sind in den Wegrandsteinen Blöcke verwendet aus dunklen Kalken, mit großen dickwandigen Zweischalern, ganz die gleichen Fossilien, wie sie in der Schichte unterhalb Sasso Rosso vorkommen. Weil man annehmen darf, daß diese Blöcke nicht weit herkommen, sondern verarbeitet wurden an der Stelle, wo sie aus der Wand losgesprengt wurden, ist es ziemlich sicher, daß diese Schichten auch hier anstehen. Außerdem läßt sich von der anderen Talseite, vom Pian delle Gaorne, gesehen, in dieser Wand wieder ein dünngebanktes Paket verfolgen, inmitten dickgebänkter Schichten, das genau in der Höhe verläuft, in der man die fossilführenden Schichten erwartet und das im Streichen auch an die Stelle führt, wo die soeben genannten Wegrandsteine aufgestellt sind.

Dann findet man in der Val Giara, im Anstieg zum Passo Gelada, im hellen Rätshotter etliche Stücke dunklen mergeligen Kalks mit Resten von Zweischalern. Eine Andeutung, daß die Rät-Lias-Grenze auch an der Pietra Grande ausgebildet ist.

Am Grat des Cima Val Scura—Monte Fibbion-Zuges sieht man in den obersten diskordant liegenden Schichten (worüber unten mehr) etliche auf-

fallende dunkle Partien; d. s. vielleicht auch wieder die dunklen Grenzschichten.

In der Busa di Vallon liegt auch mitten im hellen Kalk ein Paket dunkler Kalke. Fossilien habe ich darin nicht gesehen. Höhe etwa 2700 m. Oberhalb der schwarzen Kalke kommt auch Hornstein im Gestein vor. Außerhalb des Kartenbereiches habe ich die gleichen Schichten gesehen bei der Malga di Terlago im Aufstieg von Molveno zur Paganella. Schwinner (1918, S. 159) erwähnt das „ganz ungewöhnliche Vorkommen schwärzlicher Gesteinsarten“ im Grendolomit (= mein oberes Rät) am Monte di Picheo nördlich vom Gardasee.

Aus dem oben Gesagten geht hervor, daß sich an vielen Stellen in der Brenta im hellen Kalk zwischen den Megalodontenbänken und, wo vorhanden, dem Oolith in etwa halber Höhe dunkle Kalke einschalten, die meistens viele Fossilien enthalten. Leider war nirgends der Erhaltungszustand dieser Fossilien so gut, daß sie einwandfrei bestimmt werden konnten. Den einzigen Anhaltspunkt bietet die Schichtserie am Monte Gazza, die ziemlich sicher dieselbe ist wie die von Lepsius auf der anderen Seite gefundene und für die Unterliasalter feststeht. Auch ohne paläontologische Belege bin ich überzeugt, daß es sich bei den dunklen Kalken oberhalb der Malga Tuanno, am Croz Altissimo, oberhalb Moline usw. immer um die gleichen Schichten handelt. Eine genaue paläontologische Bearbeitung dieser Schichten wäre zu empfehlen. Jedenfalls aber liegt es nahe, wenn man in den grauen Kalken eine Trennung in Rät und Lias machen will, dazu diesen Horizont zu benutzen. Denn sonst kommt man aus der Verwirrung nie heraus und wird man immer wieder helle Kalke im Hangenden der Unterrätschichten bis zum Oolith als Ganzes dem oberen Rät zuweisen und solche helle Kalke im Liegenden einwandfreier Schichten mit Fauna von Rotzo immer wieder dem Lias.

Ich bezweifle übrigens, ob für diese Schichten immer der paläontologische Nachweis erbracht werden kann. Denn in vielerlei Hinsicht bildet die Brenta den Übergang zwischen der lombardischen und der venezianischen Fazies des Rät-Lias, und dieser Übergang vollzieht sich, wie weiter unten besprochen wird, nur ganz allmählich. Wenn wir aber die Grenzschicht von Kronecker aus der lombardischen Fazies vergleichen mit den Schichten mit der Fauna von Rotzo aus der venezianischen, dann stellt sich heraus, daß sie paläontologisch nichts miteinander gemein haben. Die Rotzofauna konnte erst von Zittel für liassisch erklärt werden, als er die beiden Leitfossilien *Terebratula Rotzoana* Schaur. und *Terbratula Benieri* Cat. im Lias der Zentralapenninen neben echten Liasammoniten auffand (Lepsius, S. 118). Kronecker fand für die Fauna in der „Grenzbivalvenbank“ Übereinstimmung mit dem untersten Lias der Planorbisschichten im Rhonetal und am Osterhorn. Daß die Brenta wirklich ein Übergangsgebiet zwischen lombardischer und venezianischer Fazies darstellt, zeigt die Entwicklung der Schichten sehr deutlich. In der lombardischen Fazies sind nach Lepsius die unteren rätischen Schichten gut entwickelt. Außerdem ist der Lias stark hornsteinführend. Nun ist in fast der ganzen Brenta das unterste Rät gut entwickelt und teilweise ist auch der Lias mehr oder minder stark hornsteinführend, so z. B. im Talschluß der Val di Jon und auch am Sasso Rosso. In der venezianischen Fazies hingegen ist das untere Rät nicht entwickelt und liegen die grauen Kalke

direkt auf dem Hauptdolomit. Und diese grauen Kalke werden zum Lias gerechnet.

Nun ist aber, wie schon weiter oben bei der Besprechung der unteren und mittleren Rätschichten ausgeführt wurde, in der Gegend NW des Molvenosees eine Faziesänderung, bzw. Dolomitisierung der Unterrät- und Mittelrätsschichten zu beobachten, mit der Folge, daß am Ausgang der Val delle Seghe die hellen Oberrätkalke direkt auf dem Hauptdolomit liegen. Der kartierende Geologe wird diese hellen Kalke aber nicht als unteren Lias einzeichnen, da er ja wenig nördlich die gleichen Schichten noch im Hangenden des Unter- und Mittelrät trifft, sie werden damit als Oberrät erwiesen. Und es liegt auch kein Grund vor, anzunehmen, daß mit dem Verschwinden, bzw. der Dolomitisierung des Unter- und Mittelrät auch das Oberrät unkenntlich geworden ist, denn die Gesamtmächtigkeit der hellen Kalke ist noch ziemlich die gleiche geblieben.

Wo sich der Übergang von der lombardischen in die venezianische Fazies so allmählich vollzieht, ist es auch möglich, daß auch die dunklen Kalke einen derartigen Übergang mitmachen. Und da der Erhaltungszustand der Fossilien in diesen dunklen Kalken nicht gut ist und im Übergangsbereich die Leitfossilien beider Fazies vielleicht aussetzen, so wird es in vielen Fällen wahrscheinlich nicht möglich sein, das Alter dieser dunklen Kalke genau zu bestimmen.

Zusammenfassend kann man jetzt sagen, daß die alte Schwierigkeit der Trennung von Rät und Lias, die in der Einförmigkeit der hellen Kalke zwischen Megalodontenbänken und Oolithen liegt, behoben wird, wenn man das Paket dunkler Kalke als Grenzschicht annimmt. Und da der Anschluß der von mir gefundenen, nicht paläontologisch deutbaren Schichten an die von Lepsius am Monte Gazza gefundene Bank ziemlich sicher scheint, und diese Bank der Fossilführung nach den Schichten von Rotzo gleichsteht und infolgedessen dem tiefsten Glied des Lias zugeschrieben werden muß — Vaček (Erl. Trient) stellt die grauen Kalke mit Fauna von Rotzo in den unteren Lias — so möchte ich vorschlagen, diese dunklen Kalke gleichfalls hieher zu stellen und die hellen Kalke im Liegenden dem Rät zuzuteilen. Eine Folge hiervon würde aber wieder sein, daß man auch die hellen fossiliferen Kalke im Arsatal, im Liegenden der Schichten mit der Fauna von Rotzo, dem oberen Rät zuteilen müßte.

Anschließend sei noch auf eine Erscheinung hingewiesen, die man an einigen Scharten und Pässen, jedenfalls in Einschnitten im Gebirgskamm beobachten kann. Am Passo di Val Gelada, am Sattel südlich oberhalb der Malga Vagliana, am Pellegrini nördlich des Doss delle Saette und am Passo del Cresole, SE des Monte Cresole, östlich der Val d'Algone (nicht zu verwechseln mit dem Passo di Cresole und Monte Cresole SE des Monte Daino) hat überall das Gestein einen leicht gestörten Charakter und man sieht an allen genannten Stellen einen Strich roten scagliaartigen Gesteins durchziehen. Am Pellegrini ist es ziemlich viel und das Gestein ist sehr der Scaglia ähnlich. Am Passo di Cresole liegt es in einer Umgebung von hellem Kalk und es macht den Eindruck, daß ein Teil des hellen Kalkes nachträglich rot gefärbt wurde. Es ist sehr gut möglich, daß es sich bei diesen roten Einlagerungen in hellem Kalk um ähnliche Bildungen handelt, wie sie in den Nordkalkalpen, besonders im Dachsteinkalk, auftreten.

Jura.

Lias.

Über den schwarzen Kalken und Mergeln der Rät-Lias-Grenzschiechten folgen wieder hellgraue Kalke, die im Handstück nicht vom Oberrätalkalk zu unterscheiden sind. Sie enthalten wohl etwas mehr Versteinerungen, aber gut erhaltene habe ich nicht finden können.

Einige Schichten sind ganz erfüllt von großen Zweischalern, Lithiotis. Die Fundstellen sind: an der E-Seite des Molvenosees bei Val da Dal, am Autoweg oberhalb Moline, südlich vom zweiten Tunnel (von N kommend), oberhalb der Malga Gazza (G. D. B. K.) in oolithischem Gestein, und am Weg, der von Molveno auf den Monte Gazza führt (G. D. B. K.).

Die Kalke sind manchmal etwas, aber nur wenig, oolithisch entwickelt. Sehr stark oolithisch wird das Gestein hingegen in den obersten 30—50 m. Es ist dort ganz aus Oolith aufgebaut, die Teilchen sind $\frac{1}{2}$ —2 mm groß, besonders an angewitterten Flächen treten sie stark hervor. Dieser Oolith ist streckenweise fossilführend. Man findet ihn an vielen Stellen in der gleichen Entwicklung, so unterhalb des Sasso Rosso, in der Umgebung von Molveno, im S-Teil des Monte Gazza und im Gebirgszug nördlich und westlich von Moline. Über das Alter dieser Oolithe bin ich mir nicht im klaren.

Ich bin aber ganz der Ansicht Vaceks (1911/II), daß dieser Oolithhorizont einen einheitlichen Komplex bildet und daß es nicht angeht, einen Teil dem Lias und einen Teil dem Dogger zuzuschreiben. Lepsius (1878, S. 129) stellt den Oolith in den Dogger. Neumayr (1882, S. 218 ff.) hebt hervor, daß die Einteilung des Lias in Etagen nicht natürlichen Gruppen entspricht und daß es deshalb höchst gleichgültig ist, ob man die Grenzen etwas höher oder tiefer zieht. Er hält sich an die Einteilung von L. v. Buch, nach der die Schichten von San Vigilio mit *Harpoceras Leioceras opalinum* Rein. und *Murchisonae* Haug. zum mittleren Jura, also Dogger, die Kalke mit *Harpoceras radians* und *Hammatoceras insignis* Ziet. zum Lias gestellt werden. Das ist die Einteilung, die Vacek gerade ablehnt. Auch Bittner (1881, S. 346) ist der Ansicht, daß sehr wahrscheinlich die weit überwiegende Hauptmasse der Bilobataschichten und der Oolithe von San Vigilio als liasisch zu gelten haben. Vacek stellt den Oolith in den Oberlias.

Ich fand an Fossilien im Oolith: *Terebratula Lossi* Lepsius, *Neritopsis Philae* d'Orbigny, grobrippige Pectiniden und stockbildende Korallen. Der Erhaltungszustand der Pectiniden ließe eine Bestimmung schon zu, doch war diese mit der mir zur Verfügung stehenden Literatur nicht durchführbar.

Im Hangenden dieser Schichten kommen am Sasso Rosso die weiter unten besprochenen Rhynchonellenschichten vor, welche von Lepsius, Bittner und Finkelstein in den oberen Lias gestellt werden. Zufolge dieser Lagerung sind an dieser Stelle die Oolithe sicher liasisch. Entsprechend ihrer lithologischen Beschaffenheit ist es naheliegend auch für die Oolithe in der Umgebung des Molvenosees, wo eine derartige Überlagerung fehlt, dennoch gleiches Alter anzunehmen.

Auf dem Oolith am Passo di Pra Castron, am Sasso Rosso, liegen dunkle, mergelige Schichten mit Rhynchonellen und Hornstein, welche genau die gleichen sind wie die weiter im S am Marugini, am Paßübergang von der Val d'Ambiez in die Val di Jon und an anderen Stellen in der Umgebung. Diese Schichten entsprechen den Rhynchonellenschichten am Monte Peller oberhalb Cles und am Monte Gaverdina.

Bittner (1881, S. 344) sagt über diese Schichten am Monte Gaverdina: „Dem petrographischen Charakter nach sind die Rhynchonellen-schichten des Monte Gaverdina graue, dünn- oder dickbankige, sehr kieselreiche Gesteine, deren abgewitterte Oberfläche außerordentlich rauh zu sein pflegt und die oft ein wahres Fossilzerreibsel stellen. Die Organismen sind durchaus verkieselt, meist aber sehr schlecht erhalten und nur einzelne Bänke innerhalb der ganzen Masse pflegen wohlerhaltene Petrefacten zu führen.“

Und etwas weiter:

„In der Gaverdinagruppe dagegen ist von eigentlichen Oolithen innerhalb dieses Schichtkomplexes wenig oder nichts zu bemerken.“

Dies stimmt mit meinen Beobachtungen überein. Weder am Sasso Rosso noch am Marugini sind diese Schichten oolithisch. Bittner (1881, S. 343) stellt diese Schichten in Parallele zu den gelben und hellen Oolithen des Monte Baldo.

Die Untersuchungen Finkelsteins (1889, S. 58) bestätigen diese Annahme.

Im SE-Teil der Brenta, in der Umgebung von Molveno, wird der Oolith immer überlagert von Ammonitico rosso. Hornstein trifft man hier in dem Lias nicht oder so gut wie nicht an. Der Übergang zu dem Oolith ist nicht scharf, jedenfalls habe ich nirgends eine scharfe Grenze gesehen. Der Fossilgehalt des Kalkes ist sehr gering und bestimmbare Fossilien habe ich nicht gefunden.

Am Passo di Pra Castron, am Sasso Rosso ist im unteren Teil die Entwicklung des Lias ganz dieselbe. Von unterhalb der Malga Tuenno bis fast zur Paßhöhe steht überall derselbe Kalk an, massig, dickgebankt, in halber Höhe unterbrochen durch das tonige, dünngebankte, fossilführende Paket, das ich an die Grenze Rät—Lias gestellt habe. Am Paß ändert sich aber die lithologische Beschaffenheit des Gesteins.

Den Oolith findet man am E-Aufstieg zwischen Punkt 2390 und Punkt 2343. Er führt nicht so viel Fossilien wie in der Umgebung von Molveno, enthält stellenweise nur Crinoidenreste. Auch westlich vom Paß kommt Oolith vor, das Gestein ist dort aber stark verfaltet und gestört. An der Paßhöhe fehlt Oolith. Am Fuße des Sporns des Sasso Rosso geht der hellgraue, verkarstete Kalk unvermittelt über in 2 m gut geschichtete, dunkle Kalke mit Bivalvenquerschnitten und großen, ausgewitterten, wurmförmigen Wülsten auf den Schichtflächen. Darüber liegen ein paar Meter ungeschichteter Crinoidenkalk, oft mit weißen Tupfen, welche wahrscheinlich Fossilspuren sind, und darüber wieder feingeschichtete, dunkle Kalke mit wurmförmig ausgewitterten Wülsten auf den Schichtflächen. Das ganze hat eine Mächtigkeit von etwa 12 m, dann folgt ein etwa 5 m mächtiges, grobes Konglomerat aus Crinoidenkalk und Hornstein. Der Crinoidenkalk enthält auch viele Cidarisstacheln. Darüber 5 m gut, oft sehr fein geschichtete Kalkmergel, grau- bis dunkelgrau, fossilleer. Das Hangende bildet die Scaglia.

Im Grunde die gleichen Schichten findet man etwas weiter südlich am Monte Padon. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten und auch ihr Habitus zeigen aber Unterschiede. Die Konglomeratbank ist hier nur 2 m mächtig. Das Liegende des Konglomerats ist nicht gut zu verfolgen, weil starker Gehängeschutt alles verdeckt, im Schutt findet man aber alle die Schichten wieder, welche am Paß anstehen. Das Gestein ist hier viel kieselreicher, was sich in großen, ausgewitterten Knollen zeigt. Man bekommt den Eindruck,

daß das ganze Paket zwischen den grauen Kalken und der Scaglia doch ziemlich einheitlich ist. Es sind durchwegs graue, etwas sandige, kieselige Kalke mit vielen Rhynchonellen, manchmal auch Crinoiden und sehr oft mit den großen, wurmförmig ausgewitterten Wülsten. Im Hornstein kommen auch viele Fossilien, hauptsächlich Rhynchonellen, vor.

Das Konglomerat liegt hier mitten in den grauen Kalken, oberhalb des Konglomerats liegen noch etwa 30—40 m der Kieselkalke mit viel Hornstein. Einerseits ist hier also das Konglomerat viel weniger mächtig und auch weniger hornsteinführend, andererseits ist das hangende Kalkpaket hier viel mächtiger und hornsteinreicher.

Ähnliche Schichten, ihre Ausbildung ist wieder etwas anders, bauen die Wand auf zwischen Sasso Rosso und Cima Uomo. Bei Punkt 2472 bildet der Oolith das Liegende, er enthält wenig Crinoiden. Darüber liegen graue, etwas oolithische Kalke mit Hornstein, Crinoiden mit weißen Tupfen. Darüber folgt das gut geschichtete Paket, das die Wand bei Punkt 2472 aufbaut: dunkelgraue bis graue Kalke, oft mit gelben Schlammsschichten, ohne oder mit nur sehr wenig Hornstein, mit sehr vielen Rhynchonellen, manchmal breccienartig angehäuft in rotem Gestein, Cidarisstacheln und den wurmförmig ausgewitterten Wülsten auf den Schichtflächen. Im E wird das Gestein überlagert von Ammonitico rosso, im W von Scaglia. Das Konglomerat fehlt in diesen Schichten.

Im allgemeinen kann man sagen, daß die Schichten im Hangenden des hellgrauen Kalkes, bzw. Oolithes und im Liegenden der Scaglia oder Ammonitico rosso in dieser Umgebung einander sehr ähnlich sind, Mächtigkeit und Ausbildung zeigen jedoch Unterschiede, welche für diesen kleinen Bereich eigentlich ziemlich groß sind. Ich rechne das ganze Paket zum Hornsteinlias.

Patricio und Teichmüller (1930) stellen die feingeschichteten grauen bis dunkelgrauen Kalkmergel in die Mittelkreide, sie stützen sich dabei auf die lithologische Ähnlichkeit mit bituminösen Schichten weiter nördlich im Nonsberg bei Mularo. Zwingende Gründe sind dafür nicht vorhanden. Der Fossilgehalt beschränkt sich auf nicht näher genannte Foraminiferen, Pflanzen und Fischreste.

Am Sasso Rosso liegen diese Schichten immer zwischen Scaglia und Rhynchonellenschichten, bzw. dem Konglomerat, das aus Bestandteilen des Hornsteinkalkes und Rhynchonellenschichten besteht. Das Vorkommen von unterkretazischen Schichten in diesem Konglomerat ist nicht erwiesen, denn Biancone ist im Handstück ununterscheidbar vom Hornsteinlias. Außerdem sind diese dunklen, leicht bituminösen Kalkmergel nicht als Ölschiefer zu bezeichnen, sie sehen den Schichten im Liegenden viel ähnlicher. Ich halte es daher für zutreffender, sie mit den Rhynchonellenschichten zum Hornsteinlias zu rechnen.

Fast die gleichen Schichten trifft man viel weiter südlich am Marugin am Talschluß der Val di Jon an. Im SE-Teil des Marugini, am Paß von der Pozza bassa zur Malga Dorsino, ist der Habitus schichtweise sogar vollkommen gleich. (Die alte Malga Asbelz ist abgebrochen, die neu erbaute Malga Dorsino steht etwas mehr nach E, etwa an der Stelle des „P“ von „Pallontoni“.) Es sind wieder dunkle, sandige Kalke bis Mergel mit Fossilbreccien, Rhynchonellen, Hornsteinknauern usw. An der Basis auch rötliche Schichten und ein feingeschichtetes Paket mit vielen Hornsteinlagen. Die ganze Serie ist etwa 100 m mächtig und wird überlagert von einem 25—40 m mächtigen Paket roter, brecciöser Schichten, welche dem Ammonitico rosso sehr ähnlich sehen. Darüber folgt wieder heller Kalk.

Ähnliche Gesteine sieht man an der S-Seite des Marugini. Am Weg von Punkt 2095 bis hinauf zu etwa 2200 m Höhe ist alles Gestein grauer, dünngebankter, etwas sandiger Mergel, ohne oder fast ohne Hornstein. Auf den Schichtflächen erscheinen oft wieder die wurmförmigen Wülste. Darauf folgt dann das rote ammonitico rosso-artige Gestein bis etwas vor den Paß.

In den dunklen, sandigen Kalken bis Mergeln wechselt also, genau wie am Sasso Rosso, der Hornsteingehalt stark, manchmal tritt er in Knauern auf, auch in Lagen zwischen dem Kalk, manchmal verschwindet er ganz. Das Liegende dieses Gesteins ist ein heller, massiger Kalk, die Grenze zwischen beiden ist überall stark diskordant. Der Höhenweg um den Marugini verläuft einige Male direkt an der Gesteinsgrenze und man kann dort die Diskordanz sehr schön beobachten.

An der Forecolotta, nördlich der Malga Dorsino, steht ein heller dolomitischer Kalk an, darüber liegt ein etwa 4 m mächtiges Paket dunkler Kalke und darauf folgen helle Kalke mit Hornstein. Nach S verschwindet der Hornstein wieder und das Gestein besteht aus abwechselnd dick, und dünngebankten, hellgrauem Kalk, manchmal oolithisch. Von Punkt 2422 an, westlich von Busa del Lago, tritt regelmäßig viel Hornstein auf, die Schichten werden dünn gebankt und die Farbe ist nicht mehr so gleichmäßig grau. Der Hornsteingehalt schwankt im Anfang noch ziemlich stark. Bei der Bezeichnung „Busa del Lago“ ist Hornstein wieder sporadisch, von dort an nimmt der Gehalt ständig zu. Gegenüber der Busa del Lago an der anderen Talseite ist bei Punkt 2415 ein ähnlicher Übergang festzustellen. Das Gestein ist fossilleer. Die Grenze Rät—Lias habe ich gezogen an der Basis der dunklen Kalke, über denen das Gestein hornsteinführend ist. Die E—W verlaufende Abzweigung des Castello dei Camosci-Kammes südlich der Bezeichnung „Malga Asbelz“ ist noch typischer hornsteinführender Lias. Südlich dieser Abzweigung besteht das Gestein hauptsächlich aus hellem Kalk mit vielem, meist schwarzem Hornstein. Noch weiter südlich führen die hellen Kalke über in graue Mergel mit Hornstein, manchmal wenig und manchmal sehr viel. Diese Mergel an sich sind sehr den Mergeln vom Paß am Marugini im Liegenden des ammonitico rosso-artigen Gesteins ähnlich, nur ist dort der Hornsteingehalt im allgemeinen viel geringer. Eine Übereinstimmung liegt aber wieder darin, daß beide Schichtkomplexe im Liegenden des gleichen ammonitico rosso-artigen Gesteins vorkommen. Da an anderen Stellen der Hornsteingehalt in diesen Schichten auch stark wechselt, können diese beiden Pakete sehr wohl die gleichen sein.

Am Marugini ist diesfalls der untere Unterlias aufgeschoben auf den Ammonitico rosso. An der Überschiebungsgrenze ist ein gelber Mylonit sichtbar.

Ob der Kontakt zwischen den Lias-Hornstein-Schichten und dem liegenden, massigen, hornsteinfreien, hellen Kalk, auf dem erstere stark diskordant aufliegen, sowohl am Marugini als auch an anderen Stellen (Sasso Rosso), ursprünglich ist, kann ich nicht sagen. Wenn der Kontakt ursprünglich ist, dann sind auf jeden Fall die hornsteinführenden Schichten am Marugini viel geringer mächtig als am Grat nördlich des Castel dei Camosci.

Versteinerungen führt dieser Lias nicht viel; Crinoidenbreccie und Rhynechellen am Paßübergang am Marugini. Bei der Malga Dorsino, am Lago, liegt viel Schutt von derartigem Gestein, anstehend habe ich es dort nicht

gesehen. Bei Punkt 2108, südlich von „Asbelz“ der Bezeichnung Malga Asbelz, steht ein schwarzes Hornsteinbändchen mit Rhynchonellenbreccie an.

Der Pallon dei Mughì besteht aus einer tektonisch ganz isolierten Lias-scholle, grauem Kalk mit Hornstein. Der untere Teil ist hornsteinarm bis hornsteinfrei. Die Entwicklung ist also ganz normal. Von einem „wildem Faltenwurf“ (Schwinner, 1917) habe ich, wenigstens im S- und E-Teil nichts gesehen. Das ganze Paket fällt mäßig steil nach E.

Weiter westlich, hart an der Judikarienlinie, mitten im Tertiär, befindet sich noch eine ganz saiger stehende Scholle aus Hornsteinlias. Wie sie an die Stelle gekommen ist, ist nicht zu entscheiden, möglicherweise durch Eis-transport.

Ammonitico rosso.

In der Umgebung des Molvenosees liegt auf dem Oolith überall der Ammonitico rosso. Die Mächtigkeit wechselt, sie übersteigt nicht 15 m. Am Sasso Rosso liegt sie über den Rhynchonellenschichten des oberen Lias. Bei Ri, oberhalb San Lorenzo, kommt im Ammonitico rosso viel Hornstein vor. Dicht oberhalb Ri steht eine etwa 30 cm dicke Schicht Hornsteinbreccie mit buntem Hornstein an. Hier ist die Stelle, an der die Umbiegung der Schichten nach der Steilzone anfängt, die Lagerung der Schichten ist daher unübersichtlich, auch ist die Trennung zwischen Ammonitico rosso und Majolica nicht scharf.

Zweifelhaft ist, ob man das Gestein im Hangenden des Hornsteinlias in der Umgebung des Castel dei Camosci zum Ammonitico rosso rechnen darf. Es ist ein rotes Gestein, vielfach brecciös, aber manchmal sieht es dem Ammonitico rosso sehr ähnlich; Ammoniten habe ich darin nicht gefunden, wohl aber viele Aptychen und Belemniten, außerdem viel dunkelroten Hornstein. Wahrscheinlich gehört es der tieferen Stufe des oberen Malm, den Aptychenschichten, an. Die Mächtigkeit wechselt; am Marugini wird es bis 40 m mächtig, südlich des Castel dei Camosci bis 5 m. Bei Le Pozze ist das Gestein entwickelt als eine 3 m mächtige Schicht hauptsächlich roten und schwarzen Hornsteins. Abweichend von Schwinner (1917) habe ich diese Schicht in Le Pozze wiederholt anstehend gesehen, sehr schön z. B. bei Punkt 2080. Dagegen habe ich bei Punkt 2033 diese Bank nicht gefunden. Am Monte Ghirlo, wo dieser Punkt ungefähr liegt, habe ich dickgebankten hellgrauen, oft stark oolithischen Kalk mit Hornstein festgestellt. In der Wand östlich von Piz ist er von der gegenüberliegenden Talseite als eine deutlich rote Schicht zu sehen. Viele Aptychen habe ich gefunden in den großen Blöcken, welche bei Punkt 2063 nördlich der Malga Zgolbia herumliegen, aber auch am Marugini findet man diese; hier auch Querschnitte von Bivalven. Besonders aus einiger Entfernung sieht das geschichtete, knollige, rote Gestein oft sehr dem Ammonitico rosso ähnlich. Bei näherer Untersuchung stellt sich aber immer heraus, daß die Knollen nie von Ammoniten gebildet werden, sondern immer von roter Kalkbreccie. Das Gestein zeigt nach der Beschreibung von Trener (1909, S. 174) große Ähnlichkeit mit der Ballinobreccie. Auch die Fossilführung stimmt. Trener nimmt an, daß sie den Aptychenschichten gleichzustellen sind, ziemlich gleiches Alter dürfte die Hornsteinbreccie bei Ri oberhalb San Lorenzo haben. In die Karte wurde das Gestein als Ammonitico Rosso eingetragen.

Teichmüller (1929, S. 390) bemerkt, daß es, obwohl die atektonische Entstehung dieser Breccien einwandfrei ist, schwer ist, bei sekundär mylonisierten Vorkommen die Entscheidung zu treffen, ob nicht doch das Ausgangsmaterial eine sedimentäre Breccie war.

Am Molvenosee enthält der *Ammonitico rosso* viele schlecht erhaltene unbestimmbare Ammoniten.

Majolica.

Der rote *Ammonitico rosso* geht in der Umgebung des Molvenosees allmählich über in einen hellgrauen, gelblichgrauen bis rötlichgrauen Kalk, oft wie der *Ammonitico rosso* knollig, sonst homogen. Die Mächtigkeit ist meist größer als die des *Ammonitico rosso*. Eine ziemlich große Mächtigkeit, etwa 40 m, hat der Kalk am S-Hang der Val Doré, südlich von Punkt 1940. Schwinner (1917, S. 106) sagt, daß hier *Ammonitico rosso* und *Majolica* fehlen. Ich habe aber in dieser Wand, oberhalb der dort verlaufenden Überschiebung übereinander Oolith und *Ammonitico rosso* festgestellt. Darüber steht dann ein hellgrauer Kalk an ohne Versteinerungen. Da aber der Kontakt mit dem Liegenden normal ist und über dem hellen Kalk wieder normal *Scaglia* auftritt, habe ich dieses etwa 40 m mächtige Vorkommen auch als *Majolica* eingetragen.

Kreide.

Biancone — Untere Kreide.

Im SE-Teil der Karte folgt über der *Majolica* fast immer die *Scaglia*, nur an einer Stelle habe ich ein anderes Gestein zwischengeschaltet gefunden, u. zw. NE von Molveno oberhalb der Bezeichnung „*Oselleria*“. Ein Fußweg führt dort erst durch Oolith und anschließend durch *Ammonitico rosso*. Ob dort auch *Majolica* ansteht, ist fraglich. Unter der *Scaglia* liegt dort aber ein Paket von etwa 4 m grünlichgrauen Mergelkalken mit scharf abgegrenzten Lagen roten und schwarzen Hornsteins. Fossilien kommen darin nicht vor, wohl aber dunkle, leicht violette Flecken wie im Fleckenmergel. Dem Habitus und der Lage nach kann dieses Gestein am ehesten *Biancone* sein.

Auch wurde als *Biancone* eingetragen das mächtige Paket südlich des *Castel dei Camosci*. Im Liegenden trifft man überall das *ammonitico rosso*-artige Gestein, bzw. die überwiegend hornsteinführende Breccie, im Hangenden liegt die *Scaglia*, die den Gipfel des *Monte Brugnot* aufbaut.

Im allgemeinen besteht das ganze Paket aus hellen und dunklen Kalken und Mergeln mit stark wechselndem Hornsteingehalt.

Direkt auf dem *Ammonitico rosso* am *Castel dei Camosci* liegt weißer bis hellgrauer Kalk mit schwarzen und weißen Hornsteinlagen, also *Bianconeschichten*, wie sie immer beschrieben werden. Dieselbe Formation steht an in der Umgebung des *Lago* und der *Malga Sgolbia*, vermutlich kommt auch davon ein Fetzen vor am *Marugini*, den man von weitem in der unzugänglichen Wand sieht.

Weiter südlich (südlich der ersten Scharte im Kamm, der vom *Castel dei Camosci* nach SE zieht) ändert sich das Gestein. Es sind dort schwarze bis

dunkelgraue Mergel, gelb und braun anwitternd mit wenig schwarzem Hornstein. Die Trennung beider Pakete scheint tektonisch zu sein, aber jedenfalls ist die Störung nicht wichtig und verliert sich bald, denn in der E-Wand der Busa di Venedig ist sie schon nicht mehr zu sehen.

Bei der Malga Zgolbia stehen ein paar Meter dicke, sehr viel Hornstein führende Bänke an.

Die dunkelgrauen Mergel mit wenig schwarzem Hornstein setzen sich mit Schwankungen im Hornsteingehalt fort bis an die Malga Valandro, südlich des Monte Brugnot (G. D. B. K.). Am Anfang des Passes bei Monte Piz sind sie fast ohne Hornstein, weiter nach S kommt örtlich viel mehr Hornstein vor, meistens von schwarzer Farbe.

Nördlich von der Bezeichnung „Le Pozze“, zwischen Punkt 2093 und Punkt 2259 ist das Gestein ziemlich hornsteinfrei, es sind graue bis dunkelgraue Mergel mit sehr vereinzelt Hornsteinlinsen. Darunter blaugraue Kalke mit viel mehr Hornstein, dann folgt die brecciöse Hornsteinbank mit rotem und schwarzem Hornstein, äquivalent dem Ammonitico rosso oder den Aptychenschichten, darunter Hornsteinlias.

Das ganze Paket Biancone ist also in großen Zügen ziemlich einheitlich entwickelt, nur der Hornsteingehalt schwankt stark. Fossilien sieht man nirgends. Die Mächtigkeit des Paketes wechselt stark, etwa zwischen 200 bis 400 m. Durchziehende Flexuren und Störungen erschweren eine genaue Schätzung.

Im Schutt an der N-Seite des Grates, der in SE-Richtung vom Castel dei Camosci wegzieht, kommt ziemlich viel fleckenmergelartiges Gestein mit Hornstein vor. Vom Weg nach der Malga Valandro läßt sich noch beobachten, wie an der S-Seite des Marugini der hellgraue aufgeschobene Kalk plötzlich abschneidet gegen einen anderen hellen Kalk. Dies ist wahrscheinlich der Fetzen Biancone.

Scaglia — Obere Kreide.

Die Scaglia ist ein ziegelroter Mergel von sehr gleichmäßigem Korn, oft etwas schiefrig oder splitterig, ohne Hornstein. Die Farbe ändert sich stellenweise in grünlichgrau, dann sieht das Gestein den Tertiärmergeln sehr ähnlich. Das Gestein ist fossilifer. Die Mächtigkeit wechselt in den verschiedenen Gebieten stark.

Auf der Paßhöhe zwischen Val Agola und Val d'Algone steht mitten in der Scaglia eine 1 m mächtige brecciöse Bank an, die aus Stücken hellen Kalks und aus Hornstein besteht. Auch am Sasso Rosso kommt mitten in der Scaglia eine Breccienbank von etwa 2 m Mächtigkeit vor, die sich vom Sporn bis zum Paß fortsetzt. In den liegenden Scagliaschichten, welche manchmal verfalltet sind, befinden sich auch noch große (bis etliche Quadratmeter) Blöcke. Das Material all dieser Blöcke stammt aus dem Hornsteinlias. Patricio und Teichmüller (1930) deuten dies als „Bergsturz von den nahen steilen Wänden der Rhynchonellenschichten“. Es liegt nach meiner Ansicht näher, sie, trotz der vorwiegend eckigen Form, als Transgressionsprodukt des Hornsteinlias zu betrachten. Die gleichmäßige schichtmäßige Lagerung schließt Bergsturz als Entstehungsweise aus.

Tertiär.

Eocän.

Dies sind im allgemeinen grünlichgraue Mergel mit eingelagerten hellgrauen Kalkbänken, die Mergel herrschen jedoch weit vor. Beide wittern oft gelblich an. Die Grenze gegen die Scaglia ist meistens nicht scharf und eigentlich nur durch die Farbänderung gegeben. Stellenweise geht die rote Farbe der Scaglia wechsellagernd in die grünlichgraue des Eocäns über.

In der W-Wand oberhalb der Malga Valagola ist die Grenze Scaglia—Eocän scharf. Das tertiäre Alter dieser Schichten wurde von Schwinner (1912) festgestellt, der in den liegenden Schichten Kreidefossilien nachwies. Hier hat die Basis des Eocäns eine abweichende Fazies. Man findet:

Kalksandstein	}	30 m		
grüngraue Schiefer				
Sandstein				
Konglomerat				
graue Schiefer mit Kalklinsen				
grober konglomeratischer Sandstein				
Kalksandstein mit konglomeratischen Schichten			}	gebantk in Schichten bis 1 m Mächtigkeit
Sandstein mit feinen Glimmerschüppchen; nur wenig kalkig				
Scaglia				

Das Konglomerat an der Basis des Eocäns ist verschieden entwickelt. In seiner reinsten Form besteht es aus sehr gut gerundeten Rollsteinen bis etwa 2 cm Größe von allen Gesteinsarten, die es in der Brenta gibt. Kalke, Mergel, Hornsteine aller Farben, zusammengehalten durch dunkles tonisches Bindemittel mit vielen winzig kleinen Glimmerschüppchen und mit als Hauptbestandteil sehr viele Quarzite. Oft aber treten die Gerölle viel vereinzelter auf in groben oder feinen Sandsteinen, auch nesterweise. Weitauß die meisten Gerölle sind gut gerundet und lassen auf langen Transport schließen. Darauf deutet auch das Fehlen weicher Bestandteile, wie z. B. Glimmerschiefer. Nur wenige Stücke sind noch eckig.

Diese Konglomerate findet man in der W-Wand des Val Agola-Talschlusses, angefangen von der Stelle westlich vom Lago bis nach S etwas oberhalb Malga Bandalors. Vacek (1911/II) hat diese Konglomerate und groben Sandsteine als basale Randfazies des Lias aufgefaßt.

Zwischen Jagdhütte und Malga Bandalors stehen dickbankige helle Kalke an, wahrscheinlich Tertiär. Das ganze Gestein ist dort stark verknünet, das Streichen dieser Kalkbänke etwa rechtwinklig zu dem des darunterliegenden Konglomerats. Es sieht aus, als ob die Kalkbänke in dieser stark gestörten Zone ausgequetscht wären.

In großer Verbreitung steht das Eocän an in der Umgebung des Molveno-sees und bei San Lorenzo. Hauptsächlich sind es Mergel mit eingelagerten Kalkbänken. Das Konglomerat ist hier nicht entwickelt.

Am Quadre, oberhalb San Lorenzo, führt das Tertiär stellenweise viel Hornstein. Man findet sogar in den Nummulitenkalken, die dort auftreten, Hornstein.

Tektonik.

(Hiezu Tafeln XIII bis XVI).

Übersicht.

Die Tektonik der Brentagruppe wird bestimmt durch die Lage unmittelbar an der Judikarielinie. Diese wichtige Überschiebungslinie schneidet das Kartenblatt in der NW-Ecke. Sie tritt in das Gebiet ein südlich des Monte Sabbione bei der Malga Bandalors, verläuft weiter am E-Hang des Monte Sabbione, kreuzt den Talkessel Fogaiard und zieht dann weiter am W-Hang des Sarca- und Meledrioteles quer durch Madonna di Campiglio hindurch. Bemerkenswert ist, daß sie nie in der Talsohle verläuft, sondern immer bis einige hundert Meter oberhalb am Hang, u. zw. immer am W-Hang. Die Richtung wechselt von N—S bis NNE—SSW.

Der Judikarielinie in der Hauptrichtung parallel verläuft eine Anzahl Störungslinien, welche die Brentagruppe in N—S bis NNE—SSW gerichtete Streifen aufteilt. Die Störungsflächen stellen alle W-fallende Überschiebungsflächen dar. Hieraus ergibt sich für das ganze Gebiet eine W—E gerichtete Kraft. Nach S bilden alle Streifen einen Stirnrand, sie sind nach S aufgeschoben, was also einer N—S-Druckkomponente entspricht. Dieses allgemeine tektonische Bild ist nicht nur in der Brenta zu verfolgen, auch außerhalb, wie das Blatt Trento der Carta Geol. d. Tre Venezie zeigt und wie vorher auch schon von Vacek (1911/II), Schwinner (1915) und Folgner (1914) beschrieben wurde. In der beigelegten Tafel XIII wurden die Störungslinien der Brenta und ihrer Umgebung schematisch wiedergegeben. Trevisan (1936/I) gibt für die Brentagruppe eine in der Hauptsache gleiche Übersicht, in Einzelheiten weisen die Skizzen manchmal Unterschiede auf. Meine Ergebnisse waren in dieser Form schon im Herbst 1935 ausgearbeitet, Kartierung und Ausarbeitung haben ganz unabhängig von Trevisan stattgefunden.

In großen Zügen läßt sich der Aufbau der Brentagruppe so darstellen, daß von der Judikarielinie bis zum zentralen Brentastock die Aufschiebungshöhe von W nach E wächst, eine gestaffelte Aufeinanderfolge also. So ist es möglich, daß im Talkessel Fogajard in 1200 m Höhe Tertiär ansteht und daß die höchsten Gipfel von über 3000 m wie die Cima Tosa und die Cima di Brenta noch aus Hauptdolomit aufgebaut sind. Weiter nach E und S sind die Schollen wieder weniger hoch aufgepreßt und deshalb treten in 800 m Höhe bei Molveno und San Lorenzo Tertiärschichten zutage.

Der N—S-Schub hat zur gleichen Zeit oder nachträglich stattgefunden. Obwohl die horizontale Entfernung des Schubes nicht groß gewesen ist, ist doch die Hebung der S-Teile der Schollen oft sehr ansehnlich.

Die einzelnen tektonischen Linien.

Die Judikarielinie.

Diese ist im Bereich des Kartenblattes nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Im S bei der Malga Bandalors grenzt stark gestörtes Tertiär oft unmittelbar an Diorit. Die Malga Bandalors steht quer über die Störungslinie: an der E-Seite des Gebäudes steht Tertiär an, an der W-Seite aplitischer Diorit. Von dort nach N ist die Linie sehr deutlich zu verfolgen, wenn schon

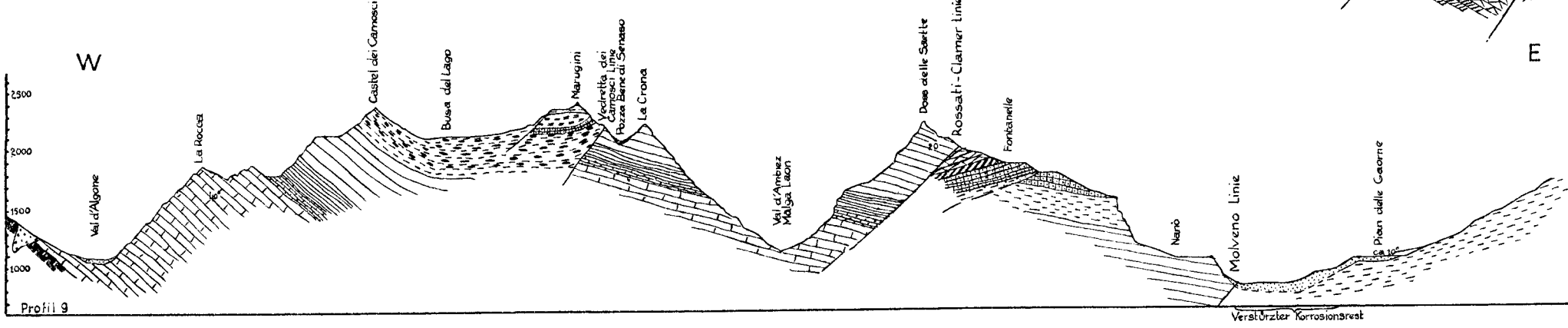
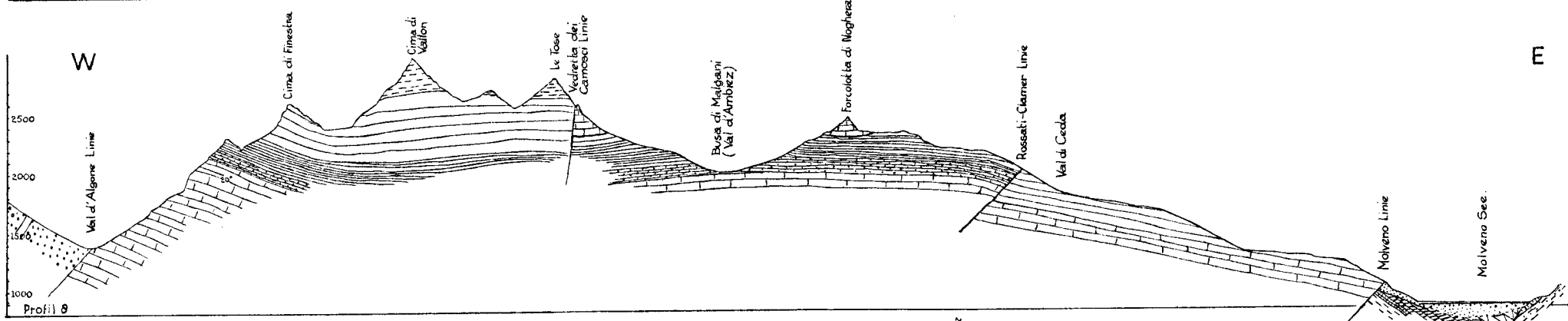
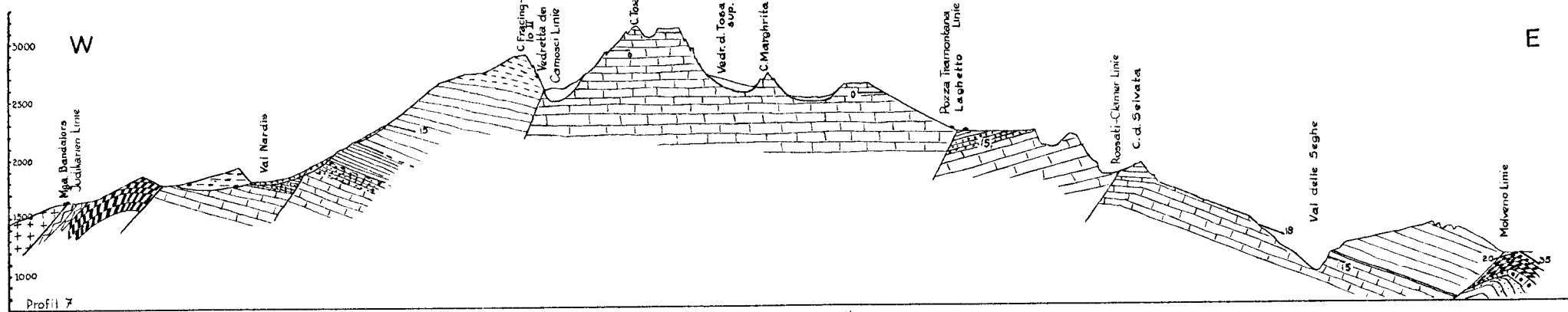
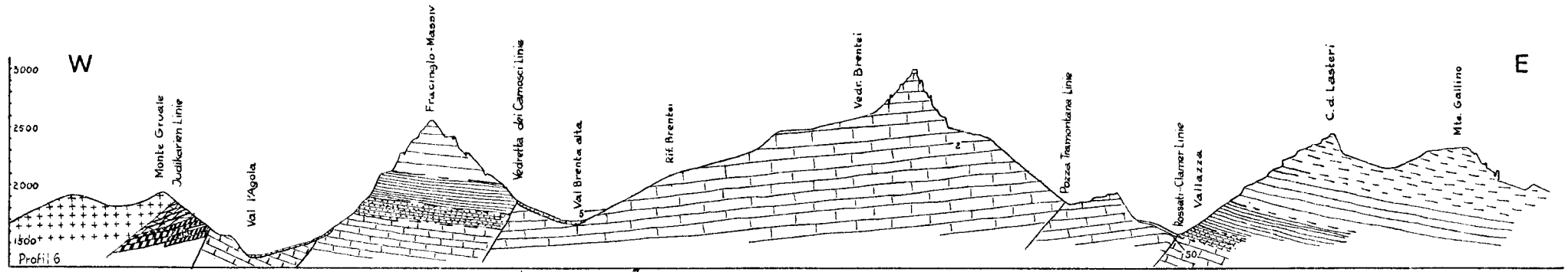
das Gestein auf beiden Seiten sehr nahe an sie heranrückt, so ist doch die Linie selber immer verschüttet oder bewachsen. Die Tertiärschichten streichen alle parallel der Linie und fallen überwiegend steil nach W ein.

Im NE-Teil des Monte Sabbione ist die Linie ganz durch Gehängeschutt verdeckt. Dies verhindert aber nicht eine genaue Festlegung, denn auf verhältnismäßig kurze Entfernung treten immer an der E- oder W-Seite Aufschlüsse der dort auftretenden Gesteine auf. Überall ist das Sedimentgestein direkt neben der Störungslinie stark verschiefert, gequetscht. Besonders stark ist dies der Fall bei Fogajard mit den Scaglia- und Tertiärschichten im S-Teil der Sarcaschlucht bei der Bezeichnung „Bosco Bonday“. Die Klüfte im Gestein sind mit Kalzit ausgeheilt.

Die Wand gegenüber Bosco Bonday besteht im N-Teil aus Sabbione-Diorit, im S-Teil aus stark gequetschten dunkelgrauen Tertiärmergeln. Die Wand südlich Punkt 1287 ist wieder Sabbione-Diorit. Hier ist die Lage der Linie also genau festgelegt.

Die Sarcaschlucht liegt unmittelbar neben der Judikarienlinie und sieht auch danach aus. Die Wände der Schlucht sind auf beiden Seiten ganz zertrümmert. Auf den ersten Blick scheint sie aus einer herantransportierten Breccie aufgebaut zu sein. Schwinner (1912) führte, wahrscheinlich in dem Bestreben, möglichst viele Beweise für den Spinalebergsturz zu finden, die Breccienbildung nicht auf tektonische Ursachen zurück, „denn dann müßte man bei einem solchen Aufschluß von über 1 km Länge und etwa 20 m Höhe wenigstens einige Rutschflächen, Harnische und ähnliches sehen, wovon keine Spur vorhanden ist“. Nach seiner Ansicht ist es eine „von woanders her transportierte Schuttmasse, die eine präexistierende Vertiefung ausfüllt und einerseits auf altem Moränenterrain aufgelagert ist (oben an der Straße), andererseits von einer jüngeren Stirn moräne (bei Palu) überlagert wird“. Diese Schlußfolgerung ist mir unerklärlich, da Schwinner doch wenige 100 m südlich des Schluchtausganges den stark gequetschten und verschieferten Zustand der Scaglia- und Eocänschichten als die Folge des mechanischen Kontaktes mit der Judikarienlinie erkannt hat; diese Gesteine sind doch mindestens ebenso stark tektonisch beansprucht wie die Formation in der Sarcaschlucht. Nur ist die Auswirkung bei den weichen Mergeln eine ganz andere als bei den härteren Rätmergeln und -kalken.

Trevisan (1936/I) schließt sich Schwinner's Auffassung an. In Profil 2 zeichnet er die Wand der Sarcaschlucht ein als „große Ansammlung von Bergsturzmoräne, verkittet, von Prä-Würmalter“. (Grande accumule di frane morene, marocche, cementati, anteriori al Würmiano.) Eine Begehung der Schlucht zeigt aber, daß wir es hier mit anstehendem Gestein zu tun haben. Schon am N-Anfang bei der Brücke im Grottenweg sieht man, daß das dunkle mergelige Gestein noch stellenweise eine deutliche Bankung zeigt. Weiter südlich, wo der Weg aufgehört hat, steht ein hellgrauer Kalk an, der nicht brecciös ist, sondern nur zerklüftet. Kluftrichtung: Streichen 10—15° W, 50—60° E-Fallen und Streichen 80° W, 80° S-Fallen. Durch dieses Gestein zieht etwas weiter eine Störungslinie; die Störungsfläche ist glatt. Messung: Streichen 60° W, Fallen 80° S. Diese Störungslinie schneidet sehr deutlich die übrigens regelmäßig verlaufenden Klufflinien und deutet hin auf eine N—S gerichtete Bewegung. Diese Stelle ist am Talboden, oberhalb ist das Gestein wieder stark brecciös. Die Stelle, welche auch Schwinner



für anstehend halten konnte, dort wo die starken Quellen austreten, ist sicher anstehend, das Gestein ist zerklüftet. Kluftrmessungen:

Streichen 20° W, 40° W Fallen,
 Streichen 10° W, 50° E Fallen,
 Streichen 80° W, 80° N Fallen.

Weiter südlich (eine Ortsbestimmung in der Schlucht ist unmöglich) ein gut geschichtetes Gestein, ebenfalls stark geklüftet. Schichtmessung oder Kluftrmessung:

Streichen 60° W, 80° S Fallen,
 Streichen 40° W, 20° S Fallen.

Wieder weiter südlich zieht durch die W-Wand eine Störung. Kluftrmessungen:

Streichen 30° W, 45° W Fallen,
 Streichen N—S, 35° E Fallen,
 Streichen 80° E, 80° N Fallen.

Etwas weiter Kluftrmessungen:

Streichen 40° E, SE Fallen,
 Streichen N—S, 40° W Fallen,
 Streichen 40° W, 80° NE Fallen.

Im tiefsten Teil der Schlucht (die Wände sind schätzungsweise 30 bis 40 m hoch) ist sehr schön zu sehen, daß unmittelbar neben dem zertrümmerten Gestein auch noch geschichtete Partien vorkommen. Einige Störungen und eine Flexur ziehen durch.

Man kann leicht noch mehr Beispiele anführen. Das oben Gesagte genügt aber, um mit Sicherheit feststellen zu können, daß die Wände der Sarcaschlucht anstehendes Gestein sind. An vielen Stellen ist allerdings die Zertrümmerung so groß, daß keine Spur von der ursprünglichen Schichtung erhalten geblieben ist. Die Übereinstimmungen in den Kluftrmessungen weisen darauf hin, daß der auf das Gestein ausgeübte Druck auf der ganzen Strecke in etwa der gleichen Richtung gewirkt hat. Das brecciöse Aussehen der Wände wird stark erhöht durch die Anwitterung und die Erosion. Beide lösen bei so stark zerklüftetem und brecciösem Gestein immer ganze Blöcke zugleich los und so erhält die Wand ein ganz wüstes und regelloses Aussehen.

Beim Bauernhof südlich von Pra Maniam steht ein Fetzen stark zertrümmerter dunkler Unterrätalk an, etwas weiter nördlich am Panoramaweg ist stark gestörter Rendaschiefer aufgeschlossen und wieder etwas weiter nördlich steht auf beiden Seiten einer trockenen Bachrinne ziemlich ungestörter, mäßig stark E-fallender Unterrätalk an. Auf dieser Strecke ist die Lage der Judikarienlinie wieder genau festgelegt. Von Madonna di Campiglio nach N ist die Linie nirgends aufgeschlossen, sie wird überall von Moräne und Gehängeschutt verdeckt. Nur ganz im N ist ihre Lage wieder genau zu bestimmen zwischen Rendaschiefer und Kalk. Der Bach verschwindet an dieser Stelle in ein Loch und kommt erst viel tiefer wieder zum Vorschein. Der stark zertrümmerte Kalk ist für dieses Verschwinden maßgebend, er neigt an Störungszonen oft zu Dolinenbildung. Sehr schön ist dies zu beobachten nördlich vom Hotel „Campo Carlo Magno“ bei Punkt 1708, es hat sich hier parallel der Judikarienlinie im Kalk eine Reihe

von kleineren und größeren Dolinen gebildet. Die Photographie, die ich von dieser Stelle gemacht habe, ist leider mißlungen und Zahlen habe ich nicht notiert, aber der Durchmesser der größeren Dolinen beträgt schätzungsweise mindestens 10 m, die Tiefe 5 m. Die größeren Dolinen sind auf der topographischen Karte eingezeichnet von Punkt 1708 an nordwärts. Sie setzen sich jedoch weiter als in der Karte angegeben ist nach N fort, an der Malga Palu delle Fava vorbei. Von Grasso Fasanella an verschwinden sie unter Schutt. Eine ähnliche Doline ist der Erdfall östlich von Colarin, welchen Schwinner (1912, S. 141) schon in seiner Karte angab.

Die W—E gerichtete Kraft tritt an der Judikarielinie deutlich hervor im Talschluß der Val Agola, wo Sabbione-Diorit auf Tertiär aufgeschoben ist. Das Tertiär liegt normal auf Scaglia. Dies Scaglia-Tertiär-Paket fällt in einiger Entfernung von der Judikarielinie mäßig steil nach N ein. Mehr nach der Judikarielinie ändert sich die Streichrichtung ganz in deren Sinn. Das Fallen ist überwiegend stark W. Zu erwarten wäre eigentlich ein E-Fallen und an einigen Stellen trifft dies auch wirklich zu. Wahrscheinlich sind die weichen Tertiärmergel dort stark gefaltet und ist es nur Zufall, daß hauptsächlich W fallende Schichten meßbar sind. An vielen Stellen ist das Gestein so gequetscht, daß man keine sicheren Messungen machen kann.

Eine Nebenstörung der Judikarielinie im Kristallin ist die Überschiebungslinie zwischen Tonalit und Sabbione-Diorit am Pra da Lago. Die Linie ist sehr schön aufgeschlossen in der am weitesten westlich gelegenen Runse, SE des Lago delle Malghette. Nach N setzt sie sich wahrscheinlich fort, östlich am Monte Vigo vorbei; nach S reicht sie möglicherweise nach Salomon bis in die Gegend von Carisolo. (Vgl. S. 266 f.)

Vall'Agola-Linie.

In der Vall'Agola liegt zwischen Sabbione-Diorit und Hauptdolomit eine Scholle Scaglia und Tertiär. Der Kontakt mit dem Hauptdolomit ist nirgends aufgeschlossen. Nach S schließt diese Scholle an eine solche aus viel älterem Gestein an, bestehend aus Breccien des Verrucano und des Grödner Sandsteins. Wie hier die Störungslinie verläuft, ist nicht mit Sicherheit zu sagen. Das Gelände ist stark bewachsen. Vermutlich folgt sie aber mehr oder weniger der tiefen Bachrunse südlich der Malga Bandalors.

Val d'Algone-Linie.

Die Vall'Agola-Linie setzt sich über den Paß I Coi in die Val d'Algone fort und bildet hier die Trennung zwischen Verrucano und permischem Sandstein einerseits, Hauptdolomit andererseits. Nach S endet der Sandstein in einer Einfaltung im Hauptdolomit.

Pallon dei Mughì.

Ganz isoliert ist das Vorkommen von Lias, aus dem der Pallon dei Mughì aufgebaut ist. Es liegt auf einem Untergrund aus E-fallendem Hauptdolomit (im W), Unter- und Mittelrät (im E) und man hat den Eindruck, daß diese Scholle diskordant mit einer fast horizontalen Überschiebungsfläche auf diese Formationen aufgeschoben ist. Von woher sie aber gekommen ist, bleibt fraglich.

Val Fracingo-Linie.

Zwischen der Scaglia-Tertiär-Scholle in der Vall'Agola und dem Cima Fracingo-Zug ist wieder eine Scholle, bestehend aus Hauptdolomit bis Oberrät, nach E aufgeschoben, wahrscheinlich mit einer beträchtlichen N—S-Komponente. Dies zeigt sich am Verlauf der Störungslinie am Talausgang der Val Fracingo, wo sie aus ihrem N—S-Streichen in NW—SE-Streichen übergeht und der Hauptdolomit am Grasso dei Pastori (also der Cima Fracingo-Scholle) sich nach S vorschiebt, hinter den N-Ausläufer der Cima Pra dei Camosci.

Nach S an der W-Wand der Cima della Finestra verliert sich die Val Fracingo-Linie.

Eine isoliert vorgeschobene Schuppe bildet den S-Teil des niedrigen N-Ausläufers der Cima Fracingo. Wenn man von der gegenüberliegenden Seite des Brentatales diese Stelle betrachtet, dann könnte man geneigt sein, die Störungslinie von Punkt 1910 an weiter nach N durchzuziehen, quer über die Val Brenta und dort irgendwo ausklingen zu lassen. Bei näherer Untersuchung kommt man zu anderen Ergebnissen. Wenn man von der Malga Brenta bassa über Mandra dei Pastori auf den S-Hang des Brentatales steigt, dann zeigt sich, daß das Gestein bis zur Kammhöhe Hauptdolomit ist. Am Kamm nach S gehend, quert man eine Störung und südlich davon ist heller Oberrätalk. Die ganze Basis der S-Wand des Brentatales ist auch Hauptdolomit, also liegt der genannte Oberrätalk auf Hauptdolomit und wird der Kontakt tektonisch sein. Es ist aber möglich, daß sich die Störungslinie von Punkt 1910 nach N fortsetzt, quer über das Brentatal hinüber. Diese Abzweigung ist jedoch auf jeden Fall tektonisch unwichtig. Der Hauptdolomit ist an einigen Stellen so stark gestört, daß möglicherweise tektonische Linien durchziehen können.

Vedretta dei Camosci-Linie.

Nach E folgt jetzt eine wichtige Überschiebungslinie, welche das ganze Kartenblatt von N nach S durchzieht und welche Trevisan (1936/I) mit dem Namen Vedretta dei Camosci-Linie belegt hat.

Von N her, aus der Val Meledrio, wo sie durch Moränenschutt verdeckt ist, steigt sie auf in die Vallone di Centonia, trennt das obere Rät des Mondifra bassa und alto vom mittleren Rät des Pietra Grande-Zuges, biegt dann nach SW um und quert das Spinaleplateau etwa bis zur Malga Pezzoi. Aus diesem Verlauf läßt sich ableiten, daß die Störungsfläche in diesem Teil NNE streicht und etwa 30—35° fällt. Die Photographie des Störungsdurchganges in der S-Wand der Val Gelada zeigt allerdings ein W-Fallen von etwa 40°. Bei der Malga Pezzoi treten NW—SE verlaufende Querstörungen auf, durch die die Überschiebungsfläche nach E verlegt wird. Diese Querstörungen lassen wieder auf eine N—S-Bewegung schließen. Von der Brücke „Antica Seghe del Lipon“ verläuft die Vedretta dei Camosci-Linie wieder nach S, allerdings jetzt ziemlich in N—S-Richtung und viel steiler W fallend.

Ob die Querstörungen am Spinaleplateau sich noch weiter verfolgen lassen, ist nicht sicher. Das Gestein ist dort oft so brecciös, außerdem bewachsen und mit Oberflächenbreccie bedeckt, daß sich kleinere Störungen nur äußerst schwierig verfolgen lassen. Es ließen sich sehr viele Störungen einzeichnen, Anzeichen dafür sind überall vorhanden. Ich habe am Spinale-

plateau nur die allerwichtigsten Störungen eingezeichnet, die vielen kleinen Störungen würden das tektonische Bild nicht wesentlich ändern.

Das Spinaleplateau ist als ganzes tektonisch stark beansprucht. An vielen Stellen ist das Gestein ganz brecciös, z. B. die Wand unter der Hofer-Hütte, manche Wände an den N-, W- und S-Hängen, große Teile im SE des Plateaus, die Wände in der Umgebung der Malga Vagliana usw. An vielen anderen Stellen ist das Gestein, ohne direkt brecciös zu sein, sehr stark zerklüftet, z. B. bei Ruinace, bei der Pfeifertafel (welche übrigens jetzt entfernt ist), in der Wand unterhalb Punkt 2021 und die steile Wand südlich vom Grosteweg nördlich der Bezeichnung „Monte“ von „Monte Spinale“ usw. Andere Stellen liegen wieder vollkommen ungestört da, so z. B. der Campo Centenair, wo flach geneigte, leicht verkarstete untere Rätsschichten in großer Ausdehnung anstehen. Die Klufflächen im zerklüfteten Teil verlaufen überwiegend W—E, mit meistens starkem N- oder S-Fallen.

Das oben Gesagte, mit Ausnahme des Campo Centenairs, bezieht sich auf die Wände des Spinaleplateaus oder auf die Hänge. Aber auch die Oberfläche zeigt sehr oft gestörtes Gestein, vielfach stark verkarstet mit häufiger Dolinenbildung. Es kommen Dolinen vor bis 10 m Durchmesser und 5 m Tiefe. Meistens geht aber die Verkarstung und die damit verbundene Auflockerung der Oberfläche nicht tief, man kann dies beobachten an den Löchern, welche die Alnleute bei der Suche nach Wasser gegraben haben. Schon $\frac{1}{2}$ m unter der Oberfläche ist manchmal das Gestein wieder ganz normal. Aber die wellige Oberfläche mit den tiefen Dolinen und dem brüchigen Charakter des Gesteins gibt dem Gelände über große Ausdehnung oft ein sehr bergsturzähnliches Aussehen, besonders im S bei der Busa di Genevri, Pozza di Cavai, Doss dei Vaccheri usw.

An einigen Stellen ist das Gestein so stark zertrümmert, daß man von Mylonitonen reden kann, z. B. am Pornitzweg nördlich der Grotta Montagnoli, im E-Teil des Fritz-Schrödter-Weges, am Weg zur Tillyhütte, am Prinz-Leopold-Weg, am Giselaweg usw. In einigen Fällen kann man solche Mylonitonen mit Störungslinien in Verbindung bringen.

Ein Umstand, der die Kartierung des Spinaleplateaus sehr schwierig macht, ist die weitgehende fazielle Übereinstimmung großer Teile der Schichtfolge. Dolomitschichten im mittleren Rät sind an sich ununterscheidbar vom Hauptdolomit, beide haben den gleichen Habitus und die gleiche weiße, sandige, rissige Anwitterung. Dunkle Mergel und Kalke findet man sowohl im unteren wie im mittleren Rät. Helle Kalke aus dem mittleren Rät sind wieder oft ununterscheidbar von solchen aus dem oberen Rät. Das Spinaleplateau ist überdies fast ganz bewachsen und das Gestein tritt meistens nur schichtweise zutage. Wenn diese kleinen Aufschlüsse dann noch verkarstet, zerklüftet oder gar brecciös sind, dann ist es im kleinen Bereich meistens unmöglich festzustellen, zu welcher Formation das Gestein gehört.

Der W-Teil des Spinaleplateaus, also der Teil westlich der Überschiebungslinie, besteht an der Basis, also im Sarcatal, aus unterem Rät, worauf normal mittleres Rät und oberes Rät liegen. Auf der Hochfläche nördlich des Aussichtspunktes 2093 tritt noch einmal mittleres Rät auf mit gut ausgebildeten Megalodontenbänken, mit dolomitischen Zwischenlagen usw., mäßig steil nach NE fallend, darauf liegt normal oberes Rät. Dieses letzte Paket Mittel- und

Oberrätschichten stellt eine Scholle dar, die von N auf die Liegende geschoben ist. Hier tritt also wieder N—S gerichtete Bewegung hervor.

Im E des Spinaleplateaus liegt eine nach N umgekippte Scholle von Hauptdolomit bis Mittelrät. Südlich vom Spinaleplateau zieht die Überschiebungslinie weiter, wie schon gesagt, N—S streichend und steil W fallend, über Grasso d'Oveno, das Brentatal querend, an der W-Seite des Tales der Vedretta dei Camosci, über Cima di Vall'Agola, Cima Pra Fiorito, an der Basis der E-Wand von Le Tose bis zum Kar Parol. Hier ist der südwestlichst gelegene Punkt der Scholle der Cima Tosa—Pietra Grande. An diesem Punkt fängt der horizontal verlaufende Austritt der Überschiebungsfläche an, längs welcher

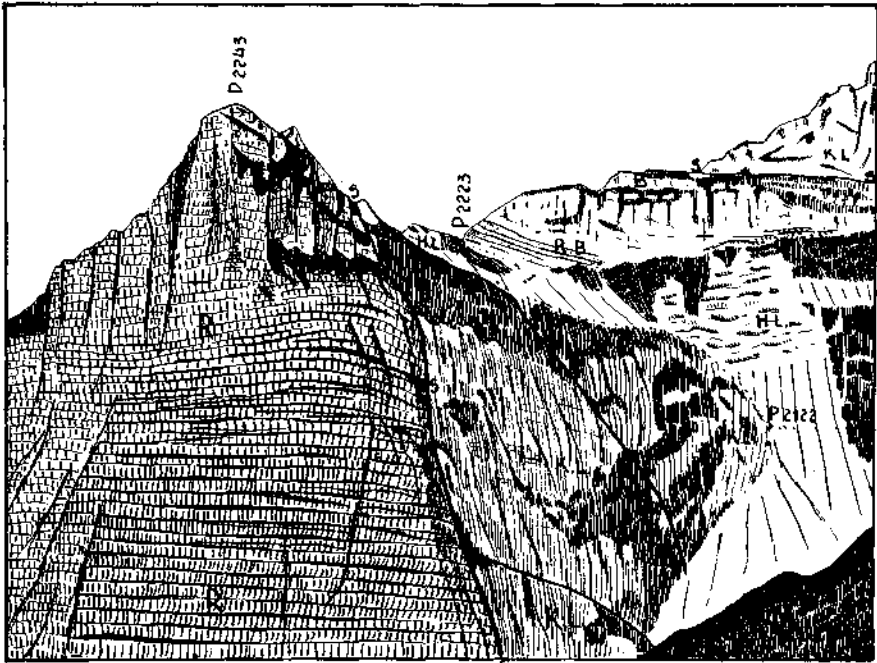


Fig. 1. S-Wand der Pozza bassa am Marugini.

R = Rätalk. K. L. = Kalklias. H. L. = Hornsteinlias. R. B. = Rote Breccie (Ammonitico rossoähnliches Gestein. B = Biancone. S = Störungslinie. Fußweg. Am Fußweg oberhalb P. 2122 liegt Hornsteinlias diskordant auf Kalklias.

die Scholle nach S aufgeschoben ist. Auch ist hier der Anfang der Überschiebungslinie, längs welcher das Gebirge zwischen Castel dei Camosci und Monte Cresole, bedingt durch die Änderung der Streichrichtung ihrer Schichten, nach SE aufgeschoben ist. Diese Linie verliert sich aber bald. Eine dritte Fortsetzung der Vedretta dei Camosci-Linie nach S ist die, an welcher das ganze Gebiet östlich der Val d'Algone nach E aufgeschoben ist. Diese beiden Störungslinien lassen sich in der S-Wand des Parol sehr deutlich beobachten. Die letztere ist sehr schön zu sehen südlich der Pozza bassa am Marugini (Fig. 1) und in der N-Wand der Pozza Bene di Dorsino. In der oberen Val di Jon ist sie auch noch gut zu verfolgen; die obere Val di Jon, bis an die Malga Jon, hat durch das Durchziehen dieser Störung ihre schluchtartige

Form erhalten. Von der Malga Jon nach S bekommt das Tal eine regelmäßige „V“-Form. Das Gestein besteht aus Hauptdolomit bis Oberrät. In der S-Wand der Val di Jon stoßen Unterrätschichten an Lias. Am Monte Ghirlo (G. D. B. K.) steht hellgrauer Kalk, stellenweise oolithisch und hornsteinführend, an. Etwas weiter nördlich, östlich des Monte Brugnot, tritt im Streichen noch Hornsteinlias auf. An einen Hang, an dem so verschiedenartige Gesteine aneinanderstoßen, würde man erwarten, von der gegenüberliegenden Talseite aus eine deutliche Störung feststellen zu können. Trotz genauesten Absuchens der Wand vom Standort Le Pozze aus habe ich keinen eindeutigen Störungsdurchgang gesehen. Die ganze Wand ist stark gegliedert durch tiefe Runsen und auf den ersten Blick sieht es so aus, als ob mehrere Störungen durchzögen. Bei näherer Untersuchung scheinen aber die Schichten doch auf beiden Seiten der vermeinten Störungslinien fortzuziehen. Ich bin aber überzeugt, daß hier irgendwo eine Störungslinie verlaufen muß und ich habe sie dort gezogen, wo sie mir am wahrscheinlichsten erschien.

Der ganze Streifen zwischen der Judikarienlinie und der Vedretta dei Camosci-Linie bildet in großen Zügen eine tektonische Einheit: die Scholle des Monte Spinale—Cima Fracinglo—Castel dei Camosci. Ausgenommen hievon ist der Verrucano und der permische Sandstein am W-Hang der Val d'Algone.

Diese Scholle ist als Ganzes nach E aufgeschoben an der Vedretta dei Camosci-Störungsfläche. Zur gleichen Zeit oder nachträglich fand ein N—S-Schub statt. Sie ist stark gestört (Val d'Algone-Linie, Val Agola-Linie, Val Fracinglo-Linie), aber keine dieser Linien erreicht nur annähernd die Länge und die Sprunghöhe der Vedretta dei Camosci-Linie, deren Sprunghöhe schwankt zwischen etwa 500 m an der Val Gelada und etwa 1500 m an der Vedretta dei Camosci.

Als Zeichen des N—S-Schubes dieser Scholle wurden schon die Querstörungen am Monte Spinale genannt. Eine andere Stelle, die darauf hinweist, findet man an der W-Seite der Malga Brenta alta. Hier biegen die Schichten (untere und mittlere Rätsschichten) nach der Störungslinie hin aus ihrem gewöhnlichen N—S-Streichen um in etwa W—E-Streichen bei mäßig steilem S-Fallen.

Weiter läßt sich der N—S-Schub noch feststellen in der Umgebung des Castel dei Camosci. Am E-Hang der Val d'Algone (wo sich übrigens die größte ungestörte Reihenfolge von Formationen in der Brenta aufbaut, nämlich von Hauptdolomit am Talboden bis Scaglia am Monte Brugnot) ist im S-Teil das Streichen regelmäßig NNE—SSW bei mäßig steilem E-Fallen. An der Cima Forcolotta ändert sich das Streichen ganz plötzlich in ENE—WSW-bis E—W-Richtung, zusammen mit bedeutender Zunahme des Fallens, z. T. bis Saigerstellung. Die Umgebung der Malga Asbelz (jetzt Malga Dorsino genannt) besteht aus solchen annähernd S steil einfallenden Schichten. Es ist deutlich, daß sich die Schubfläche, an der der N—S-Schub stattgefunden hat, hier ziemlich nahe unter der Oberfläche befinden muß: Die Schichten haben infolge des Widerstandes längs dieser Fläche die Steilstellung angenommen. Zu einer gänzlichen Abscherung ist es jedoch nicht gekommen. Vom Kar Parol zieht ein Ableger der Vedretta dei Camosci-Störung E am Monte Cresole vorbei, überquert die Pozza Bassa, ist auch am Marugini noch deutlich festzustellen, wo unterer hornsteinfreier Lias auf Biancone liegt, aber von dort

nach W läuft sie aus. Sie ist noch zu sehen am Vorspringen des ammonitico rosso-ähnlichen Gesteins vom Castello dei Camosci nach N, nach der Malga Zgolbia hin, aber weiter ist sie weder in der Busa di Venedig noch in Le Binde festzustellen. An der W-Seite von Le Pozze ziehen die Schichten ungestört durch.

Pozza Tramontana-Linie.

Diese fängt an im Talschluß der Val d'Ambiez im Kar Parol, zieht im Halbkreis bis zur Forcolotta di Noghera und verfolgt dann ihren Weg über Pozza Tramontana und Massodi nach N, bis sie W vom Sasso Rosso aus dem Kartenblatt austritt, mit dem N-Teil der Vedretta dei Camosci-Linie umschließt sie die Scholle der Cima Tosa—Pietra Grande.

Die Pozza Tramontana-Linie (der Name stammt von Trevisan) läßt sich in drei Abschnitte teilen. Der S-Teil, vom Parol bis zur Pozza Tramontana, stellt den Austritt dar der Überschiebungsfläche, längs welcher die genannte Scholle nach S aufgeschoben wurde. Der mittlere Teil, von der Pozza Tramontana bis zur steilen Rinne Lavinone, ist die NNE—SSW verlaufende W fallende Störungsfläche, an welcher die Scholle nach O aufgeschoben wurde. Der N-Teil ab Lavinone nach N ist nicht W, sondern steil E fallend und bildet einen Teil der Schubfläche, an welcher die Sasso Rosso—Lago Tovel-Scholle (worüber unten mehr) nach S vorgeschoben wurde.

Im S-Teil ist der N—S-Schub der Cima Tosa—Pietra Grande-Scholle sehr schön zu sehen. Die hier nach S auf mittlere und obere Rätsschichten aufgeschobene Scholle ist die, welche im Kartenbereich am meisten emporgepreßt wurde. Sie umfaßt die höchsten Brentagipfel, den ganzen zentralen Brentastock und den größten Teil des Pietra Grande-Massivs. Der Talschluß der Val d'Ambiez besteht aus normal gelagertem Hauptdolomit, unterem und mittlerem Rät. Die sich im Talhintergrund oberhalb dieser Schichten erhebenden Gipfel der Cima Tosa, Cima d'Ambiez und Cima di Ceda bestehen wieder aus Hauptdolomit, der sich an der Cima Tosa bis fast 3200 m emporhebt. Die Grenze Hauptdolomit—unteres Rät liegt im Talschluß bei etwa 2000 m, die Sprunghöhe zwischen beiden Schollen beträgt also mindestens 1200 m.

Der Austritt der Überschiebungsfläche beschreibt im Talschluß einen Halbkreis, der auf der ganzen Strecke in derselben Höhe verläuft, die Überschiebungsfläche muß im S-Teil, also ganz horizontal liegen. Erst am Austritt der Überschiebungsfläche zeigen die Schichten Stauchung: am Sporn W von „Castei“ biegen die Schichten deutlich ein. Viel ausgeprägter ist die Stauchzone am Grat der Forcolotta di Noghera, wo die Schichten steil bis saiger nach S einfallen, am S-Ende des Grates scharf abschneidend gegen das obere Rät der N-Wand des Doss di Dalum (Fig. 2).

Aus dem Verlauf der Störungslinie in der Pozza Tramontana läßt sich ableiten, daß die Überschiebungsfläche hier etwa N 60° E streicht und 30° N fällt. Hier ist also der N—S-Schub noch stark ausgeprägt.

S des Rifugio Pedrotti geht das Gestein nicht allmählich aus seiner flachen Lage in die Stauchzone über, sondern ist der S-Teil der Scholle abgebrochen und schiefgestellt.

In der E-Wand der Pozza Tramontana ist an der Überschiebungsfläche ein stark gefalteter Fetzen unteres Rät eingequetscht. Die mittleren Rätsschichten zwischen Pozza Tramontana und Val Noghera, vor der Stirn der

Überschiebung gelegen, sind auch gestaucht. In der S-Wand der Pozza Tramontana sieht man eine Flexur (Abb. 4, Taf. XVIII) und weiter nach S im Bereich der Karrenfläche zwischen Pozza Tramontana und Val Noghera fallen die Schichten sehr steil nach NW ein. Die Steilstellung trifft u. a. das ganze Paket Megalodontenbänke des mittleren Rät, das hier sehr schön entwickelt ist.

Vor der Stirn dieser Schuppe ist am Passo di Ceda noch eine zweite Störung zu beobachten, die als Begleitstörung der Überschiebung anzusehen ist. Zwischen den dunklen Unterrät- und Mittelrätsschichten ist ein schmaler Streifen hellen Kalkes eingepreßt. Diese Störung quert die Val Noghera und ist in der N-Wand des Doss di Dalum noch zu verfolgen. Das Gestein ist

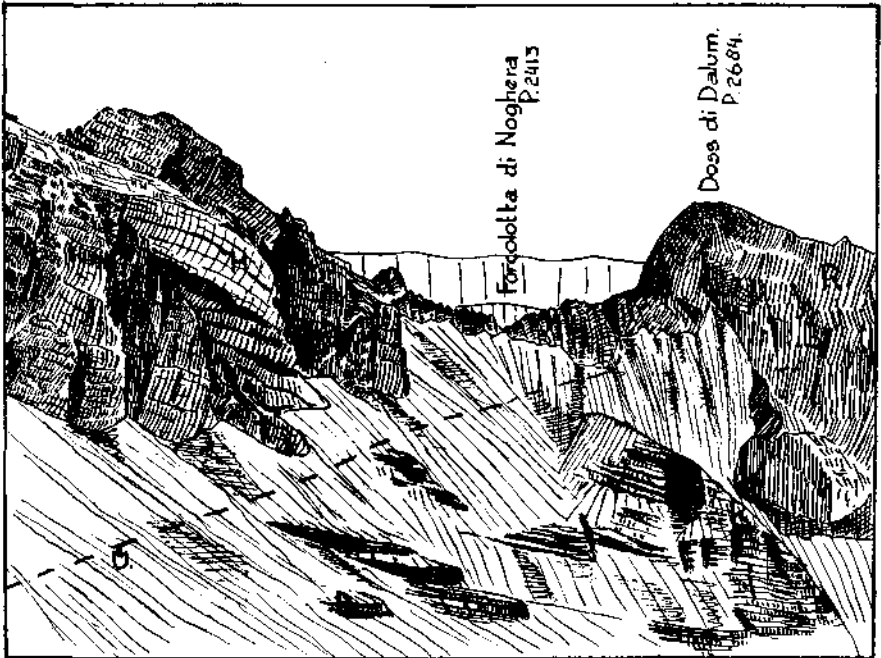
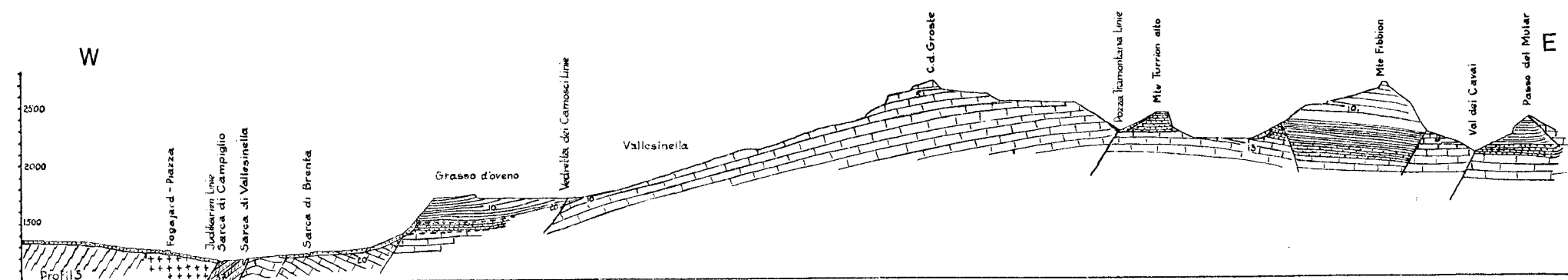
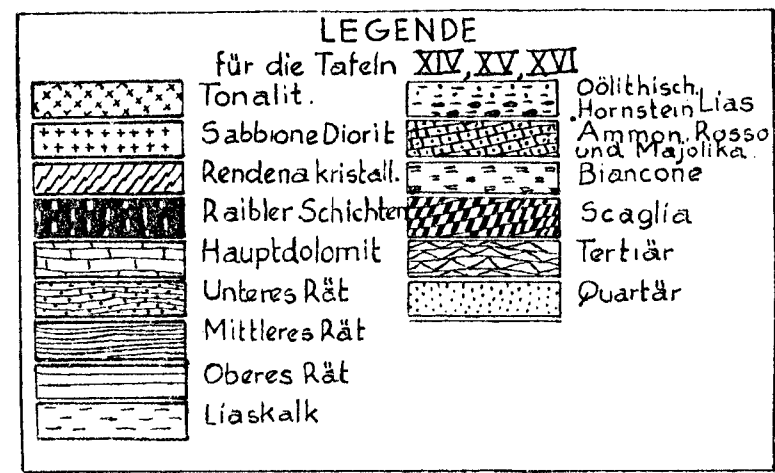
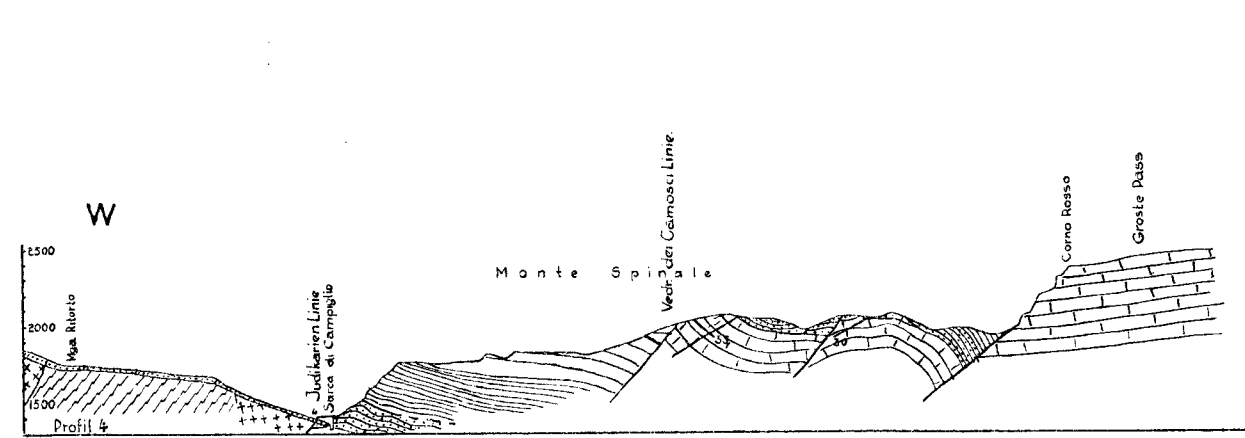
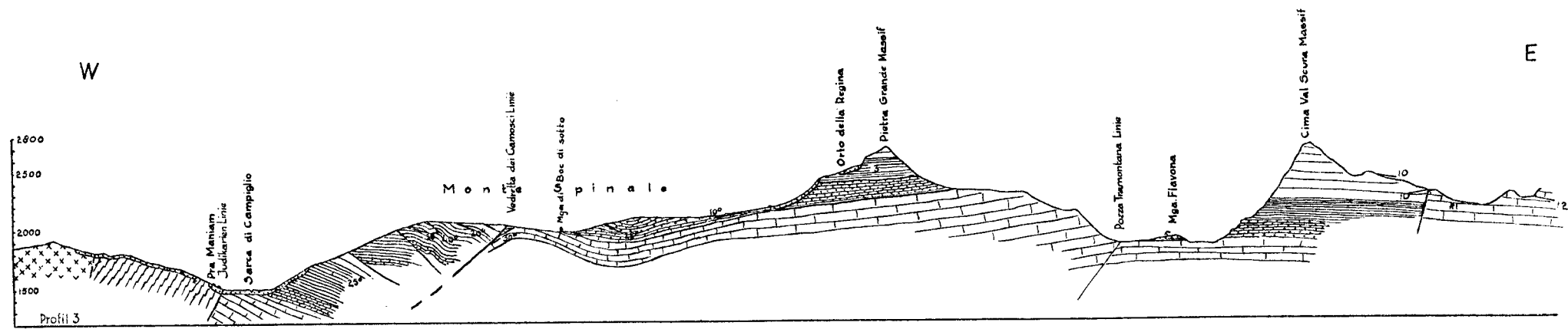
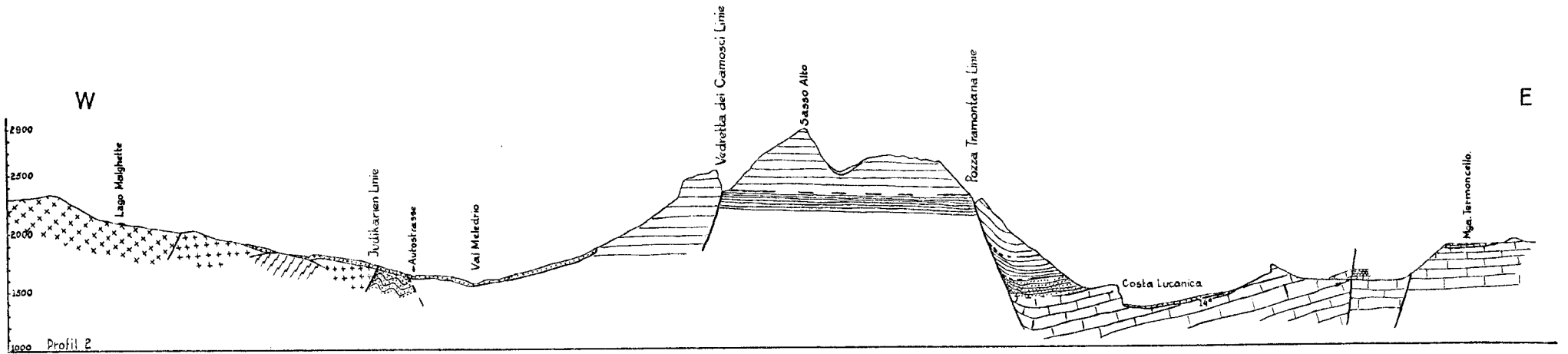
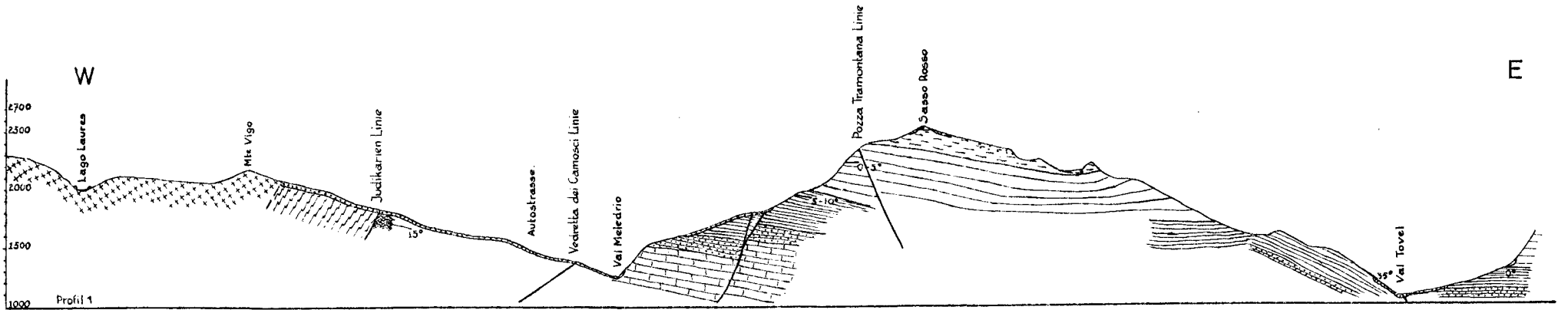


Fig. 2. Überschiebung im Talschluß der Val d'Ambiez.
H = Hauptdolomit. R = Rätmergel und Kalk. U = Überschiebungslinie.

dort neben dem Störungsdurchgang etwas brüchig und zeigt keine deutliche Schichtung; von der schönen liegenden Falte, welche gerade unter dem „o“ von „Noghera“ in der topographischen Karte eingezeichnet ist, ist nichts zu sehen. Wenn man will, kann man in dieser brüchigen Zone mehr oder weniger bogenförmig verlaufende Linien unterscheiden, mit Faltung hat das aber nichts zu tun.

Der mittlere Teil der Pozza Tramontana-Linie verläuft von der Pozza Tramontana nach N durch Massodi und dann zwischen Castello und Castel Alto. Deutlich ist hier die W—E-Bewegungsrichtung ausgeprägt. Der obere Teil des Castel Alto liegt diskordant auf dem unteren, muß also bei der Aufschiebung verschleppt worden sein. Der untere Teil schiebt sich keilförmig



darunter. In diesem oberen, der Störungsfläche anliegenden Teil befindet sich eine schmale aber deutliche Flexur.

Westlich vom Turrion Alto bei Punkt 2299 klebt an der Wand ein Fetzen rötlicher, stark brecciöser Hauptdolomit, wahrscheinlich ein Rest des zertrümmerten Gesteins an der Störungszone. Sehr bezeichnend für die Bewegungsrichtung dieser Scholle ist die Felswand südwestlich der Malga Flavona. Diese zeigt mäßig steiles SE-Fallen, ganz abweichend von dem am Campo Flavona üblichen flachen N-Fallen.

Bei der steilen Rinne Lavinone ändert sich plötzlich Richtung und Charakter dieser Störungslinie. Aus der N—S verlaufenden steil W fallenden wird eine NNW verlaufende, steil E fallende Fläche. An dieser Fläche ist die Scholle des Sasso Rosso—Lago Tovel nach S aufgeschoben.

Die Scholle der Cima Tosa—Pietra Grande zeigt erstaunlich wenig tektonische Beanspruchung im Gegensatz zu den Schollen des Monte Spinale—Cima Fracingo—Castel dei Camosci. Die Länge beträgt im Kartenbereich schon 15 km, die Breite wechselt von 2—5 km. Man sollte erwarten, daß durch die stattgefundene W—E- und N—S-Bewegung größere Querverschiebungen aufgetreten wären. Solche gibt es jedoch nicht, kleinere, tektonisch unwichtige wahrscheinlich sehr viele, diese sind aber im einförmigen Hauptdolomit sehr schwer festzustellen, Anzeichen sind jedoch dafür da. An der Punta di Campiglio liegen die Schichten z. B. noch sehr flach. Unmittelbar westlich davon zieht eine Störung durch, Richtung etwa N 40° W und an der anderen Seite dieser Störung fallen die Schichten 20° nach NW. Ähnliches läßt sich feststellen an der W- und E-Wand der Vedretta di Crozzon. Die W-Wand fällt in ihrer ganzen Mächtigkeit von 1000 m etwa 10° NW, die E-Wand hat dieselbe Neigung nach SE. Die Umbiegung müßte gerade unter dem Gletscher liegen, es ist wahrscheinlich, daß dort eine Störung durchzieht.

Weiter ist auffallend, daß in dem festen Hauptdolomit die Gebirgszüge so stark gegliedert sind, was besonders zwischen der Cima di Brenta und der Cima Tosa, in den Fulmini, der Fall ist. Dies liegt wohl daran, daß wir uns hier im südlichen Teil der Scholle befinden, welche an einer flachliegenden Überschiebungsfläche aufgeschoben ist. Die Mächtigkeit der Schuppe dürfte hier nicht mehr sehr groß sein, und so ist es verständlich, daß während der Bewegung in dieser Gesteinsplatte Sprünge und Risse entstanden sind, die ohne tektonische Bedeutung zu haben, doch das Gestein ziemlich tief durchsetzen haben und die für die Erosion günstige Angriffspunkte bildeten. Wenn auch Schwinner (1913, S. 214) sagt, daß man jetzt ganz von der Theorie abgekommen ist, die jäh das Gebirge durchreisenden Täler der Brenta als klaffende Bruchspalten aufzufassen, so bin ich doch überzeugt, daß die Täler im zentralen Brentastock tektonisch vorgebildet waren. Es spricht dafür auch der Umstand, daß diese Täler immer mit einer mehr oder weniger tiefen Scharte den Gebirgskamm durchsetzen und sich an der anderen Seite des Kammes in das dort liegende Hohtal fortsetzen. Es läßt sich auch ein regelmäßiges Verhalten in den Talrichtungen zueinander feststellen. Sie konvergieren nämlich nach NW. Die Richtungen sind:

Val Brenta—Bocca di Brenta—Tal östlich der Bocca di Brenta (unbenannt): SE.
Vedretta di Brentei—Bocchetta dei Massodi—Busa dei Massodi: ESE.
Vedretta di Brenta—Bocca di Tuckett—Val Persa: ESE.

Die Achse der Konvergenz liegt in der Richtung, in welcher die Scholle vorgeschoben ist, etwa in dieser Richtung liegt das längste, tiefst eingeschnittene Tal, das Brentatal.

Viel auffallender ist das Vorherrschen bestimmter Kluftrichtungen und der Zusammenhang zwischen Kluff- und Talbildung an der Grostehochfläche und deren Umgebung.

Die Klüftung an der Grostehochfläche verläuft überwiegend N 70° W und senkrecht darauf N 10—20° E; im N-Teil überwiegt die N-70°-W-Richtung. Viele Karrenspalten verlaufen in dieser Richtung und die Felszeichnung in der A. V. K. zeigt sehr deutlich, wie auch über große Entfernungen tiefe Risse das Gestein in dieser Richtung durchsetzen. Die Cima del Groste hat an drei Seiten die Wirkung dieser Klüftung erfahren. Der N-Ausläufer ist von einer N 70° W verlaufenden Kluff durchsetzt, der Bergsturz an der W-Wand hat an einer N 10° E gerichteten Kluff stattgefunden, die S-Wand ist wieder bedingt durch eine N-70°-W-Kluff. Diese letztere ist nur ein kleiner Teil einer sich über die ganze Breite des zentralen Brentastockes fortsetzenden Kluff, welche im W schon anfängt in der Nähe des oberen Wasserfalles der Vallesinella. Sie setzt sich dann, durch eine deutliche, auch in der Karte angegebene Rinne gekennzeichnet, fort bis Punkt 2184. Von dort aus war sie Ursache für die Bildung der steilen N-Wand des Castello di Vallesinella—Castelletto inferiore-Massivs und für die S-Wand der Cima del Groste. Sie verfolgt ihren Weg über die Bocchetta dei Camosci, zieht dann weiter an der Wand südlich der Linie Punkt 2546 bis Punkt 2558 entlang und endet am Fuß der Wand bei Punkt 2390 an der Pozza Tramontana-Linie. In Wirklichkeit tritt diese Linie noch schöner heraus als im Kartenblatt. Von Punkt 2184 am Höhenweg schaut man an einer kerzengeraden Linie entlang den senkrechten Felswänden bis hinauf auf die Bocchetta dei Camosci. Durch die perspektivische Felszeichnung in der Karte wird dieser Eindruck einigermaßen verwischt. Das Tal der Vallesinella liegt wieder in der Verlängerung dieser Kluff. Der auffallend lange Riß der A. V. K. von Punkt 2353 südlich der Bezeichnung „Pra Castron di Flavona“ nach ESE setzt sich im Pietra Grande-Massiv in tektonisch unwichtige Risse fort.

Der Abstieg vom Grostepaß zum Campo Flavona führt durch eine oft tief eingeschnittene Schlucht, welche auch überwiegend N-70°-W-Richtung hat. In der W-Verlängerung befindet sich der Riß, der den S-Teil des Pietra Grande-Sporns abtrennt.

Die Störung am Passo di Val Gelada scheint sich fortzusetzen in die deutlichen Risse, welche den E-Hang unter der Val delle Giare durchsetzen.

Auch die steil abbrechende S-Wand der Grostehochfläche, vom Corno Rosso bis zu Punkt 2562 verläuft N 70° W.

Rossati—Clamer-Linie.

Diese ist die nächst östlich folgende Überschiebung. Sie wurde von Schwinner (1913) ausführlich beschrieben und von einer Besprechung kann hier abgesehen werden. Nur die Stellen, wo die Bewegungsrichtungen hervortreten, seien hier erwähnt.

Schwinner beschreibt schon die zwei schönen Aufschlüsse der Überschiebung am Rossati und im S-Teil der Val Dore.

Die liegende Falte an der S-Seite des Rossati ist sehr deutlich (Fig. 3). Sehr merkwürdig ist der Gegensatz zur N-Wand dieses Gipfels, weil dort die Schichten bis an die Spitze hinauf ganz normal horizontal liegen (Abb. 3, Taf. XVIII). Der Gipfelkamm des Rossati liegt parallel der Störungslinie und es ist auffallend, daß ein W—E gerichteter Druck an der S-Seite des Gipfelaufbaues solche Wirkung hat, daß eine liegende Falte entsteht, während 100 m weiter an der N-Seite davon nichts mehr zu sehen ist. Eine Erklärung dafür gibt vielleicht die Annahme, daß die Achse dieser Falte nach S fällt, mit anderen Worten, daß der gefaltete Teil der N-Spitze viel höher lag und inzwischen wegerodiert wurde.

Das Fallen der Überschiebungsfläche beträgt am Rossati und weiter südlich bei Punkt 2100 zwischen 40 und 50° W. Nach der Skizze von Trevisan (1936, S. 11) ist das Fallen an letzter Stelle bedeutend steiler. Dies kommt daher, daß seine Photographie von dieser Stelle nicht die richtige Sachlage wiedergibt. Ich habe von genau demselben Standort eine Photographie gemacht, aber auch noch eine von einem höher gelegenen Standort weiter nördlich (Abb. 1 und 2, Taf. XVIII), und von dort aus sieht man, daß die Störung, welche Trevisan als die Überschiebungslinie ansieht, nur eine sekundäre ist. Die Scholle, die er einzeichnet zwischen seiner Überschiebungslinie und der gestrichelten Linie, welche vom selben Punkt weniger steil am Fuß der Wand hinaufzieht, besteht aus Rät und nicht aus Scaglia. Und diese gestrichelte Linie ist die Überschiebungslinie. Beide Linien in der Wand sind rot gefärbt durch verschleppte Scaglia. Ich halte das Gestein, das Trevisan als aschenfarbige Scaglia (*Scaglia cinerea*) deutet, für Tertiär, denn im Streichen dieser Schichten habe ich weiter südlich graue Mergel mit sehr vielen Nummuliten gefunden.

Ein Beispiel für die N—S-gerichtete Bewegung findet man in der E-Wand der Val di Cavai, am Passo del Mular. Die Stirn einer N—S-Überschiebung liegt noch gerade am E-Rand des Kartenblattes. Der Grat des Passo del Mular sieht ziemlich gleich aus wie der der Forcolotta di Noghera. Auch hier sind saigere bis steil S-fallende Schichten durch Stauchung verursacht. Allerdings, wie Schwinner schon feststellt, nicht so gleichmäßig, wie die Kartenzeichnung es darstellt. Auch der fast W—E-verlaufende Störungsdurchgang am Passo del Clamer bei N-Fallen deutet auf N—S-Schub.

Der Streifen zwischen Rossati—Clamer-Linie im E und Pozza Tramontana-Linie—Vedretta dei Camosci-Linie im W fasse ich zusammen unter dem Namen Cima di Ghez—Monte Fibbion-Scholle. Im S-Teil ist sie ganz ungestört, im N-Teil zerfällt sie in verschiedene Teilschollen, welche in S-Richtung verschieden hoch aufgeschoben sind. Es trennt sich dort im E der Groz del Re-Zug ab, der Cima val Scura—Monte Fibbion-Zug ist auch etwas nach S vorgeschoben, im W nimmt die Sasso Rosso—Lago Tovel-Scholle eine Sonderstellung ein. Weiter nach N, noch im Bereich des Kartenblattes verlieren sich die Störungslinien, die diese Teilschollen rennen.

Trevisan (1936) zeichnet in dieser Scholle in Fig. 1 und 4 noch eine N—S-Aufschiebung ein, zwischen Val Persa und Malga Spora, S des Crozzon dei Mandrini. Für diese Annahme spricht gewiß das stark gestörte Gestein

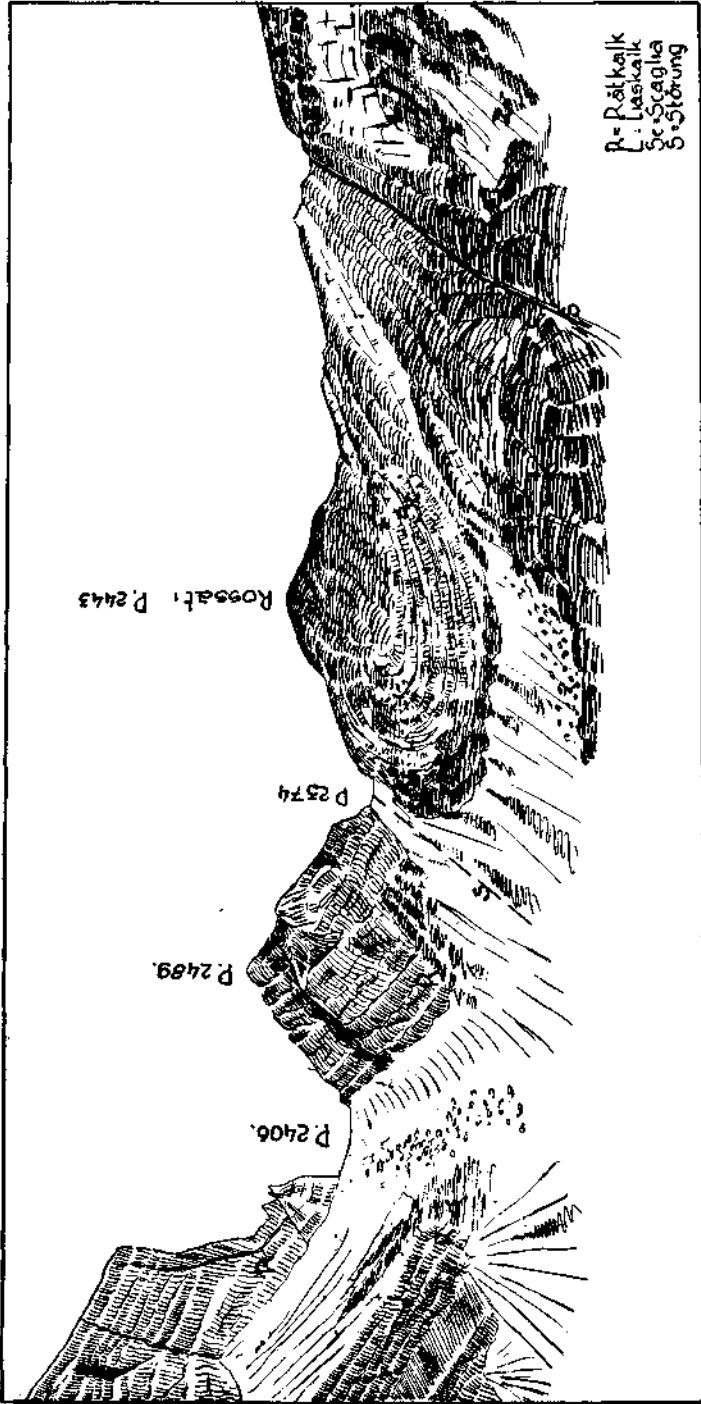


Fig. 3. S-Seite von Rossati. Umbiegen der Scagliaschichten an der Rossati—Clamer-Libite.

in dieser Gegend, und wenn wirklich das Gestein des Pizzo del Clamer und der Busa dell'Acqua aus unterem Rät besteht, wie Trevisan angibt, dann ist es sicher, daß hier noch eine Schubfläche besteht. Ich habe bei meiner Begehung dieses Gebietes im Sommer 1935 hier nur Hauptdolomit festgestellt.

Schwinner (1913) und auch Fabiani (Blatt Trento der Carta Geol. delle Tre Venezie) fassen die Croz del Re-Überschiebung so auf, als ob daran die ganze Scholle zwischen Rossati—Clamer-Linie und Pozza Tramontana-Linie teilgenommen hätte. Beide Autoren rechnen sowohl das Gestein des Croz del Re-Zuges wie das des Cima Val Scura—Monte Fibbion-Zuges zum Hauptdolomit und haben nicht die Störungslinie gesehen, die an der W-Seite der Val di Cavai verläuft und die den Oberrätalkalk auf der W-Seite vom Hauptdolomit auf der E-Seite trennt. Die Störungslinie ist besonders schön zu sehen bei Punkt 2259, südlich der Cima di Val Strangola. Hier hat sich an der Stelle, wo die Störung durchzieht, eine Scharte gebildet. Nur der Teil der Scholle, welcher im Dreieck Sporminore (G. D. B. K.)—Passo del Mular—Lago Tovet liegt, ist vom übrigen W-Teil losgerissen und hat sich mehr gehoben. Nach N hängt dieser Teil ganz normal mit dem Rest der Scholle zusammen.

Interessant ist noch, daß Vacek (Spezialkarte Blatt Trient) das Gestein auf beiden Seiten der Störung zu den „Rätalken und -dolomiten“ rechnet. Die Sasso Rosso—Lago di Tovet-Teilscholle nimmt in tektonischer Hinsicht eine vermittelnde Stellung ein zwischen den E und W angrenzenden. Er liegt tektonisch niedriger wie die Scholle der Pietra Grande, wie dies deutlich zu sehen ist am Vorspringen der Schichten am Grande Formenton und bei der Malga Denno, und tektonisch höher als der östlich angrenzende Teil der Cima Val Scura—Monte Fibbion-Teilscholle. Diese Sasso Rosso—Lago Tovet-Teilscholle wurde tektonisch stark beansprucht, was sich in der starken Zerklüftung des Gesteins an vielen Stellen zeigt, z. B. an dem von W vorspringenden Rücken mit E-Fallen nördlich des Tovelsees, in den Wänden der Costa Lucanica, welche stark durchsetzt sind mit Störungslinien, und an der steilen E-Wand unterhalb des Campo di Tuenno, wo die Rätsschichten oft zu einer endogenen Breccie zertrümmert sind, wie sie in der Sarcaschlucht direkt neben der Judikarienlinie nicht schöner ist. Weiter spricht dafür die Tatsache, daß südlich des Tovelsees das Gestein W fällt, während es nördlich davon ziemlich steil E fällt. Am Passo di Pra Castrom, südlich vom Sasso Rosso, ist das Fallen und Streichen stellenweise ganz unregelmäßig.

Die Störungslinien auf beiden Seiten dieser Scholle verlieren sich rasch und das Gestein schließt bald wieder normal an. Am Pollette beträgt die Sprunghöhe etwa 600 m, westlich vom Sasso Rosso noch etwa 100 m. Am Pra del Asino beträgt die Sprunghöhe mindestens 360 m (die untere Rätgrenze wird noch nicht erreicht) und in der Val Tovet am Rand des Kartenblattes liegen die Mittelrätsschichten auf beiden Seiten des Tales in fast gleicher Höhe.

Molvenolinie.

Diese tritt in das Kartenblatt ein NE von Molveno, quert den Ausgang der Val delle Seghe und verläuft am W-Ufer des Molvenosees nach S.

Bei Molveno sind Hauptdolomit- bis Rätsschichten aufgeschoben auf Liasoolith bis Tertiär. Die Störungslinie ist nirgends aufgeschlossen. Gerade

N von Molveno springt die Linie einige 100 m nach SE vor. Der an diesem Punkt nach S vordringende Keil hellen Rätalkales bildet die außerordentlich stark zertrümmerte Wand mit hohen Schutthalden „Grasso dell'Golate“ oberhalb Molveno, die das Landschaftsbild dort beherrscht. Schwinner (1913) deutet auch diese Wand als Bergsturz, was nicht zutrifft. Im starken Gegensatz zu diesem Trümmerhaufen steht das fruchtbare bebauete Gelände am Fuß dieser Wand, wo das Gestein aus Scaglia und Tertiär besteht.

Die Molvenolinie verliert sich nach S. Die Tertiärschichten am Quadre, welche noch rund 1000 m über der Talsohle liegen, biegen mit der ganzen Schichtfolge stark nach S ein, und in der Gemeinde San Lorenzo liegen die Tertiärschichten auf beiden Seiten der Störungslinie in gleicher Höhe.

Das Gestein E der Störung bildet eine gestörte Mulde, deren Achse nach S ansteigt, was gut zu beobachten ist am Umbiegen der Schichten am SE-Ufer des Molvenosees. Bei Moline steht jedoch wieder Scaglia-Tertiär an. Hier scheint die Achse also wieder unterzutauchen.

Einen schönen Überblick über den SE-Teil der Brentagruppe bietet die Skizze nach einer Aufnahme von L. Aegerter in der Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins 1908, worauf auch dieses Gebiet sehr deutlich dargestellt ist.

Die N—S-Bewegung ist in dieser Scholle zwischen Rosatti—Clamer-Linie und Molvenolinie an mehreren Stellen klar ausgeprägt.

Das Vorspringen der Linie nach SE, oberhalb Molveno deutet darauf hin.

Eine Stauchfalte, fast E—W gerichtet, ist sehr schön aufgeschlossen W von Moline bei der Gemeinde San Lorenzo (siehe auch die obengenannte Skizze). Der N-Schenkel biegt ganz regelmäßig ein, vom S-Schenkel ist nur ein langer Zug Oolith mit aufgelagerter Scaglia übriggeblieben.

Ammonitico Rosso und Majolica scheinen hier ausgequetscht zu sein.

Am Quadre, N von San Lorenzo, haben einige Verschuppungen stattgefunden, deren Stirnen nach S weisen, was auf Druck aus N schließen läßt. Schwinner (1913, S. 207) stellte dort an Hand von Rutschstreifen Bewegung gegen SSE fest.

Schwinner (1913) unterscheidet im Gebirgszug östlich der Rosatti—Clamer-Überschiebung einen „nicht ununterbrochen aufgeschlossenen Zug von kleinen Schichtaufwölbungen, der Stirn der großen Antiklinale des Randgebirges vorgelagert, der wegen seines Verhältnisses zur Hauptfalte zweckmäßig als Vorfalte bezeichnet werden mag“. Davon fällt in den Bereich der Brentakarte der Lias-Oolith-Rücken östlich von San Lorenzo. Nach meiner Meinung ist der Name „Vorfalte“ für diesen ausgepreßten, im Eocän isoliert dastehenden Fetzen Lias-Oolith nicht zutreffend.

Merkwürdig ist, daß Schwinner in derselben Arbeit die wichtige Überschiebung, welche die Molvenolinie doch zweifellos darstellt, eine „Komplikation in der Vorfalte“ nennt. Bei Andalo—Cavedago mag eine Einteilung in Haupt- und Vorfalte berechtigt sein, aber von Molveno bis Moline grenzen derartig verschieden alte Formationen aneinander und ist die Sprunghöhe so groß, daß von einer selbständigen Überschiebung gesprochen werden muß, welche sich nordwärts bei Andalo verliert.

Auch über das Zustandekommen der Falten östlich des Molvenosees bin ich anderer Ansicht. Es ist dort eine Zahl Verschuppungen und Synklinalen

entstanden, welche bedingt sind durch die dort auftretenden W—E und N—S gerichteten Kräfte. Diese haben örtlich eine sehr verschiedene Auswirkung gehabt, und es ist nutzlos, auf größere Entfernung einen Zusammenhang zwischen den verschiedenen Sätteln und Mulden zu suchen.

Trevisan (1936/I) zeichnet nördlich von San Lorenzo eine WNW—ESE verlaufende Überschiebungsfläche, welche nahezu horizontal liegt (*Sovrascorrimiento con piano prossimo all' orizzontale*). Im Blockdiagramm Fig. 4 kommt dies auch zum Ausdruck. Hiernach gehört also das Tertiär an der Sarca zur selben Scholle wie das bei Molveno. Das Tertiär am Quadre oberhalb San Lorenzo, das zur westlich angrenzenden Scholle gehört, ist an der Stirn dieser Scholle durch das Einbiegen der Schichten auf gleiche Höhe gekommen mit dem Tertiär im Sarcatal. Ob aber die Überschiebungslinie, welche diese beiden Tertiärvorkommen trennt, dort verläuft, wo Trevisan sie einzeichnet, bezweifle ich. An der W—E verlaufenden synklinalen Einbiegung westlich von Moline sieht man, daß die Schichten nach S wieder aufsteigen, dort verläuft die Störung also nicht. Wenn aber die Überschiebungslinie weiter südlich liegt, dann wird ihre Feststellung sehr schwierig; das Gelände ist stark bewachsen und mit Moräne bedeckt und überdies sind die Formationen auf beiden Seiten gleich.

Wie schon weiter oben angeführt, habe ich die Gipfelfaltung an der Cima dei Lasteri, die in der Brentakarte so deutlich in der SE-Wand des Gipfelaufbaues eingezeichnet ist, nicht gesehen. Schwinner (1913, Taf. VIII) teilt die Auffassung Aegerters und zeichnet in seinem Profil 6 an der Cima dei Lasteri eine Gipfelfaltung ein. Nach meinen Beobachtungen besteht eine solche Faltung jedoch nicht. Das Gestein ist an der Stelle stark gestört und dies kann natürlich zurückgeführt werden auf die geringe Entfernung von der Überschiebungsfläche. Man kann in diesem gestörten Gestein schon teilweise Linien auffinden, die etwa bogenförmig verlaufen; das ist aber oft in gestörtem Gestein der Fall und hat mit Faltung nichts zu tun. Ich habe in den hellen Rifffalken des Oberräts und des hornsteinfreien unteren Lias nirgends eine Faltung feststellen können. Wo dieses spröde Gestein tektonisch beansprucht wird, dort wird es zertrümmert und zerklüftet, aber nicht gefaltet. Weiche mergelige Gesteine, wie der dünnegebankte Hornsteinlias (bei der Malga Dorsino und in der oberen Val di Jon), Unter- und Mittelrät (an vielen Stellen), Scaglia (Rossati) und Tertiär verhalten sich ganz anders. Die Zeichnung Aegerters der Cima dei Lasteri auf S. 88 in der Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins 1908 zeigt auch nicht die schöne liegende Falte, wie sie in der Brentakarte abgebildet wurde, sondern das, was auch ich wahrgenommen habe: ein stark zerklüftetes, verschupptes Gestein. Daß Aegerter in dieser Zeichnung einige Klufflinien zu bogenförmigen Linien aneinandergereiht hat, ist erklärlich, aber geologisch nicht richtig. Die zerklüftete Wand gibt einen irreführenden Eindruck der Lagerung der Schichten.

Gipfelstörungen.

Der Grat des Cima Val Seura—Monte Fibbion-Stockes ist auf große Erstreckung gestört. Die Schichten liegen dort nicht flach wie sonst überall, sondern sind mäßig steil nach N oder S geneigt. Sehr deutlich zu sehen ist dies am Crosara di Fibbion, Cima di Santa Maria und am Grat von diesem

Gipfel zur Cima Val Scura (Fig. 4). Ein gutes Bild gibt auch die Photographie von A. v. Radio-Radiis im Artikel „Die Brenta-Gruppe“ von Hans Barth und Alfred v. Radio-Radiis in der Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins 1907. Der auf dieser Photographie Monte Fibbion genannte Gipfel ist in der Brenta-Karte Crosara del Fibbion genannt. Die Diskordanz umfaßt nur die obersten 20—50 m. Man könnte hierin Reste einer Gipfelüberschiebung sehen. Die Störungsercheinungen erstrecken sich auf 2 km Länge in genau derselben Höhe und müssen in der gleichen Intensität stattgefunden haben, denn überall

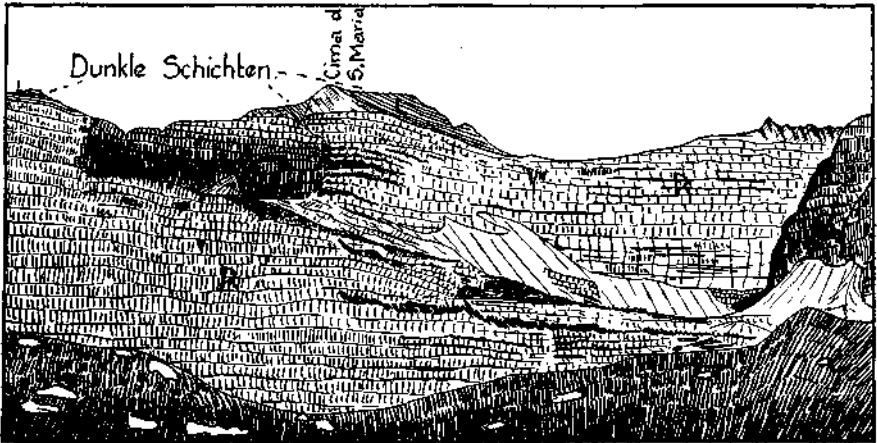


Fig. 4. Gipfelüberschiebung am Grat der Cima di S. Maria.

R = Rätkalk. L = Dunkle Schichten, Rät-Lias Grenzpaket?

liegt der gestörte Teil zwischen 2600 und 2650 m. Überall trifft es nur die höchsten Schichten, das darunterliegende Gestein zeigt keine Spur von Verschleppung und zieht ganz ungestört durch. Weiter darf man annehmen, daß die schiefgestellten Schichten nicht aus großer Entfernung aufgeschoben sind; soweit man aus der Ferne es beobachten kann, bestehen sie aus denselben Schichten wie das Liegende. Es sind helle und dunkle Schichten. Die dunklen Schichten können sehr gut die Rät-Lias-Grenzschichten sein, die Mächtigkeit des oberen Räts an dieser Stelle würde stimmen. Es würde sich also mehr um eine geringfügige Verschiebung handeln.

Quartär.

Die Eiszeiten.

Prä-Würm-Vergletscherung?

Im Jahre 1912 berichtet Schwinner über kristallines Erratum in 2650 m Meereshöhe auf dem Hauptkamm der Brenta-Gruppe am Passo di Val Gelada und kommt nach einer Beschreibung der Fundstelle und der Gerölle aus kristallinem und sedimentärem Gestein zu der Schlußfolgerung, daß der Transport dieser Erratika nur durch Gletscher stattgefunden haben kann und daß das Erratum einer älteren Eiszeit angehören muß.

Ich habe die Fundstelle zweimal besucht, dabei aber leider immer so schlechte Verhältnisse getroffen, daß ich in den Schutthalden nicht nach weiteren Erratika suchen konnte. Die Fundstelle ist größer als 20 m im Geviert, wie Schwinner angibt (Abb. 1, Taf. XX). Man findet auch neben und über der erwähnten brecciösen Felspartie in 2650 m Höhe noch Stellen, bis zu etwa 2700 m Höhe mit kristallinführenden Breccien.

Die von mir gesammelten Stücke wurden makroskopisch bestimmt als:

Granodiorit aus dem Adamello,
feinkörniges, dioritisches Gestein aus dem Adamello,
stark verwitterter Granit aus dem Adamello,
kristalliner Schiefer aus den alten Gneisen,
grünes, basisches, dioritisch-porphyritisches Ganggestein,
roter Sandstein.

Das Vorkommen macht den Eindruck alten Murschutts. Die gut gerundeten bis 1 m großen Kristallinerratika (Abb. 2, Taf. XX) sind vermutlich noch höher abgelagert worden, sind dann heruntergekommen und zusammen mit dem scharfkantigen, grauen Kalkschutt mit einem Bindemittel aus gleichem Material zu einer festen Breccie verkittet worden.

Am Sattel hinter Dosson di Vagliana kommt, wie auch Schwinner schon angibt, eine Fundstelle ziemlich gleicher Erratika vor. Ich habe dort, in Abweichung von Schwinner, auch Tonalit gefunden. Dieses Vorkommen in etwa 2100 m Höhe, also bedeutend tiefer, ist der Zusammensetzung nach derselben Herkunft zuzuschreiben wie jenes am Passo Val Gelada.¹⁾

Viel weiter im S der Brentagruppe habe ich noch eine Stelle gefunden, wo in viel größerer Höhe, als zu erwarten war, kristalline Erratika vorkommen, nämlich am Passo di Cresole am S-Hang des Monte Cresole, auch Corno di Senaso genannt. (Nicht zu verwechseln mit dem Monte Cresole und Passo di Cresole W von Molveno.) An der W-Seite des Passes, direkt oberhalb des Steilhanges, etwas S von Punkt 2471 A. V. K. befindet sich eine Breccie, die der Oberflächenbreccie des Monte Spinale zum Verwechseln ähnlich sieht. In dieser Breccie fand ich einige etwa $\frac{1}{2}$ cm große Splitter eines glimmerführenden, kristallinen Schiefers, Quarzgerölle und Glimmerblättchen. Außerdem findet man dort noch Kalkgerölle, gut gerundet, aber sehr stark verwittert, ein Rollstück war z. B. im Kern noch fester, dunkler Kalk, hatte aber eine Verwitterungskruste von etwa 2 cm Durchmesser. Das Gestein am Paß ist heller, oberer Rätalk, die Breccie enthält aber, wie gesagt, alle Bestandteile wie in der Monte Spinale-Oberflächenbreccie, auch die Kalkbestandteile der Breccie sind also zum Großteil erratisch.

Der Passo di Cresole ist für die Erhaltung einer derartigen Breccie sehr geeignet, da er eine geschützte Stelle ist.

Die Würmvergletscherung hat nicht so hoch gereicht und zu Eigenvergletscherung ist der S-Hang des Monte Cresole zu steil. Außerdem ist,

¹⁾ In der 1:50.000 Karte „Gruppo di Brenta“ des T. C. I. (Touring Club Italiano) wird dieser Paß Bochetta di tre Sassi genannt, auch die Bevölkerung nennt ihn so; in derselben Karte heißt der Paß, der etwa W in die Val Gelada di Tuenno führt, Passo di Val Gelada.

wie auch aus der Karte hervorgeht, die Oberfläche des Passes ziemlich groß, etwa 250 m lang und 50 m breit. Ich hatte nur Gelegenheit, einen sehr kleinen Teil des Passes zu untersuchen. Alles andere lag noch unter Schnee. Wenn der Paß ganz schneefrei ist, ist es sehr wohl möglich, daß noch an Kristallin reichere Fundstellen gefunden werden.

Am Monte Fibbion, N der Malga Spora, fand ich im Schutt der Rinne, die aus dem SW-Kar des Gipfels herunterkommt, etwas oberhalb Punkt 2200, zwei stark verwitterte Stücke eines viel Gimmer führenden, hellen, groben Quarzsandsteines. Dieses Gestein ist hier im Bereich des hellen oberen Rätalkes bestimmt erratisch. Gleichen Sandstein findet man, auch erratisch, sehr viel bei der Casa del Formaggio der Malga Montagnoli di Sotto und auch im Tälchen, das die Straße nach Malga Mondifra—Campo Carlo Magno beim Kalkofen schneidet.

Die Herkunft all dieser Erratika ist nicht ganz geklärt. Sie könnte auf Gletschertransport zurückgeführt werden, es könnte sich aber auch um ver-rutschte Restbestandteile eines ursprünglich viel höher abgelagerten (tertiären?) Konglomerats handeln. Die letzte Annahme dürfte die wahrscheinlichere sein für die hochgelegenen Erratika. Die harten, widerstandsfähigen Bestandteile, sowohl Kristallin als auch Kalk, sind oft gut gerundet, was auf Wassertransport deutet. Dieses tertiäre Konglomerat muß ursprünglich ein sehr großes Verbreitungsgebiet gehabt haben. Der Verwitterungszustand der Kalkgerölle am Passo Cresole war ganz gleich dem vieler Kalkgerölle des pliozänen Hausruckschotters in Oberdonau, wie ich diesen Sommer Gelegenheit hatte festzustellen.

Die Vorkommen am Spinaleplateau (Dosson di Vagliana, Casa del Formaggio usw.) kann man auf Gletschertransport zurückführen, sie entstammen aber auch demselben tertiären Konglomerat, sind durch Wassertransport in tiefere Lage gebracht worden und so in den Bereich des Gletschers gekommen. Möglich ist natürlich auch, daß die Vorkommen am Sattel hinter Dosson di Vagliana und bei der Casa del Formaggio Reste des hier abgelagerten tertiären Konglomerates sind, die bei den jungen tektonischen Vorgängen in der Brentagruppe stets in geringerer Höhe geblieben sind.

Die andere Deutung: Gletschertransport stößt auf die große Schwierigkeit, daß dieser Prä-Würm-Gletscher eine Mächtigkeit gehabt haben müßte, die bis jetzt noch nirgends sicher festgestellt wurde. Die Oberfläche müßte am Passo di Val Gelada bei mindestens 2800 m und am Passo Cresole bei mindestens 2600 m gelegen haben. Der Würmgletscher wird, wie auf S. 318/9 ausgeführt wird, an diesen Stellen bis 2600, bzw. 2000 m gereicht haben (siehe Taf. XII). Man kann auf Grund dieser wenigen Erratikafunde nicht auf einen so großen Unterschied der Mächtigkeit schließen. Im Zusammenhang mit den Erratikafunden möchte ich aber doch einige Beobachtungen erwähnen, die dafür sprechen, daß der Einfluß der eiszeitlichen Gletscher sehr hoch hinauf gereicht haben muß.

Die A. V. K. zeigt am NW- und SW-Hang der Cima di Vallon zwischen 2600—2700 m ein auffallend weißes Band. Von Busa di Sacco NW der Cima di Vallon sieht man, daß dieses Band einen glattgeschliffenen Teil der Felswand darstellt. Die Entfernung war zu groß, um Gletscherschrammen festzustellen, doch macht das Gesamtbild ganz den Eindruck einer von Gletschereis

glattgeschliffenen Wand. Eigengletscher sind an der Stelle nicht möglich, es kommt also nur der Ferngletscher dafür in Betracht.

An der SE-Wand der Cima di Vallon, also an der N—S-Seite der Busa di Vallon, sieht man eine kurze Fortsetzung dieses geschliffenen Wandstreifens, hier kann er aber vom Eigengletscher aus der Busa di Vallon abgeschliffen worden sein.

Auffallend ist weiter in der Umgebung des Rifugio Dodici Apostoli, daß die meisten Wände dort bis wenig unter die Gipfel heran gerundete Formen haben; sehr schön zu sehen z. B. an der Cima Fracinglo II und Cima Vallagola. Dies kann nicht auf Eigenvergletscherung zurückgeführt werden, wohl aber mittelbar durch die Stauung des Prä-Würm-Gletschers, dessen Oberfläche dort dann bei 3000 *m* gelegen haben muß.

Solche gerundete, glatte Formen lassen sich am Rät-Lias-Gestein viel besser feststellen als im rauh verwitternden Hauptdolomit; hier bleiben sie nicht so gut erhalten wie in den dickgebankten Riffkalken des Rät und Lias. Auch am Monte Fibbion und Cima Dagnola sieht man in 2000—2200 *m* Höhe auffallend gerundete Formen.

Im Anstieg zum Monte Ranzo — südlichste Erhebung des Paganellazuges — findet man am Almweg bis etwa 1400 *m* sehr viele, verhältnismäßig frische, kristalline Erratika: Tonalit, Quarzglimmerschiefer und auch stark verwitterte Phyllite. Höher werden sie plötzlich sehr selten. Auf der Hochfläche des Monte Gazza aber zwischen 1650 und 1800 *m* fand ich noch vier große Blöcke stark verwitterten Granites. Lepsius (1870) berichtet schon über diese Erratikafunde. Dem Verwitterungszustand nach gehören diese zur Prä-Würm-Vereisung.

Der Verlauf des Prä-Würm-Gletschers wäre klar. Von dem großen Eisstrom, der aus dem Sulztal über Passo di Campo Carlo Magno ins Sarcatal strömte, hätte sich zuerst am Grostepaß ein Teil abgezweigt, der nach S, wo er sich mit dem Eisstrom verband, der an der O-Seite der N-Brentagruppe durch Val Tovel über Campo Flavone und über Passo della Gagliarda—Malga Spora und über die Bocca di Vallazza in die Val delle Seghe floß. Zum zweitenmal wäre Eis des Hauptstromes an der Cima di Vallon südostwärts abgebogen an den SW-Hang des Monte Cresole und über die Kammsenke südlich davon hinüber (Passo di Cresole), wo er sich wieder mit dem Gletscher an der O-Seite der Brentagruppe vereinigt hatte. Fast die ganze Brentagruppe wäre vom Eisstrom bedeckt gewesen, nur die höchsten Kammstücke und Gipfel des zentralen Stockes hatten über seine Oberfläche aufgeragt.

Bei der Höhe der Eisoberfläche könnte das Eis auch über die hochgelegenen Pässe der zentralen Brentagruppe geflossen sein. Dies ist aber nicht wahrscheinlich, weil die Täler, die hinaufführen, ziemlich quer zur Stromrichtung liegen. Die Geländeformen bei der Bocca di Brenta und Rif. Pedrotti deuten jedoch auf Eiswirkung hin (gerundete Form der Brenta bassa, Bildung des Passo del Rifugio; früher wird wohl der Croz del Rifugio nur durch eine Scharte von der Brenta bassa getrennt gewesen sein; der Eisschliff des gestauten Eises dürfte die jetzige Form verursacht haben). Wie am Rif. Dodici Apostoli dürfte auch hier das Eis gestaut worden und statt nach SW nach SE abgeflossen sein und dabei die obengenannten Formen bewirkt haben.

Die mechanische Wirkung der eiszeitlichen Vergletscherungen war sehr groß. Überall in ihrem Bereiche sind große weite Täler entstanden, die Fels-

wände sind in den unteren Teilen meist ziemlich senkrecht. Die schiffsbugartigen Sporne, mit denen in der Brenta so oft die Grate über Flächen enden, besonders schön z. B. am Grostepaß, kommen im Bereich des Eisstromes nur in der Stromrichtung vor und nie rechtwinklig dazu. Scharfe Grate, die vom Kamm der Pietra Grande nach E oder W hinunterziehen, verlieren bei etwa 2500 m ihre scharfen Formen und sind an der Basis mehr oder weniger zu bastionartigen Sockeln abgerundet. Es liegt sehr nahe, daß die langgezogenen, schmalen Sporne dem starken seitlichen Druck des Eises nicht standhalten haben können. Eine typische U-Form hat das Tal des Campo Flavona erhalten, nur die Turrioni alto und basso sind als isolierte Felssockel stehengeblieben. Vom Turrion basso ziehen nach der Talmitte terrassenweise einige Bögen weg. Sie sind nach der N-Seite konvex. Die nach N liegenden Hänge in den Schichtflächen sehen, oberflächlich betrachtet, wie Moränenrücken aus, die Schichtkopfhänge, südseitig, zeigen anstehendes Gestein. Die höchsten setzen sich nicht bis zur Talmitte fort, sondern brechen ab, die niedrigen ziehen bis an die gegenüberliegende Seite des Tales. Das ganze Bild macht den Eindruck, als wäre es entstanden durch Einwirkung von aus dem S kommenden Gletschern, also von Stadialgletschern.

Wie weit an der Entstehung solcher Formen der Würmgletscher Anteil hat, ist jetzt nicht mehr festzustellen. Da aber der Prä-Würm-Gletscher mächtiger war als der Würmgletscher, darf man wohl annehmen, daß dem ersten die Hauptwirkung zugeschrieben werden muß und daß der zweite nur noch kleine Änderungen an den Geländeformen bewirkt haben dürfte.

Trevisan (1937) berichtet über eine Rißgrundmoräne, überlagert von Terrassenschottern, in der Gemeinde San Lorenzo am Ausgang von Val d'Ambiez. In der beigegefügt Karte zeichnet er dort, wo die Autostraße den Torrente d'Ambiez quert, ringsherum Terrassenschotter ein, die eine Rißgrundmoräne überlagern. Am schönsten aufgeschlossen ist diese Stelle an der E-Seite des Tales, wo die Valle Dru mündet, an der Stelle der Bezeichnung „Narano“ der Karte. Man sieht hier eine Grundmoräne, die, soweit ich feststellen konnte, nur Kalkgeschiebe enthält, welche sehr schön gerundet und gekritzt sind, überlagert von Terrassenschottern, wie auch Trevisan das beschreibt. Die Grundmoräne, die sich an der Straße nach W noch etwa 100 m fortzieht, ist jedoch ganz weich, keine Spur von Verfestigung. Es scheint mir sehr wohl möglich, daß an dieser einen Stelle die Moräne nachträglich eingepreßt worden ist von einem späteren Gletscher, z. B. aus Val d'Ambiez. An den anderen Stellen ist der Charakter der Grundmoräne sehr unsicher. Bei Moline d'Ambiez hat sich der Bach in Gehängeschutt eingeschnitten und darauf liegt grundmoränenartiger Schutt. Es ist möglich, daß es wirklich Grundmoräne ist, aber wahrscheinlicher ist, daß es verschwemmte Terrassenschotter sind. Sonst müßte der Gehängeschutt aus der Mindel-Riß-Interglazial stammen und dazu sieht er zu jung aus. Auch weiter N scheinen mir nur verschwemmte Terrassenschotter vorzuliegen.

Oberflächenbreccien.

Trevisan (1936/II, S. 12) unterscheidet am Spinalplateau ganz richtig zwischen tektonisch zertrümmerten, brecciösen Felspartien und Oberflächen-

breccien, welche aus den verschiedensten Kalkbestandteilen zusammengesetzt und steinhart verkittet sind. Diese Spinale-Oberflächenbreccie sieht der Höttinger Breccie sehr ähnlich. Ähnliche Breccien hat Trevisan auch am Pradel, oberhalb Molveno, auf der Hochfläche der Malga Andalo und am Corno am Lago Molveno gefunden. Meine Beobachtungen weichen hier dahin ab, daß ich am Spinale die Breccie nicht in solch geschlossener Verbreitung gefunden habe, sondern nur stellenweise und viel weniger mächtig, wie Trevisan es in den Profilen von Fig. 3 angibt. Sie ist nach meinen Beobachtungen höchstens 1—2 m mächtig. Das Gestein in der Sarcaschlucht besteht nicht aus derselben Breccie, sondern ist anstehendes, tektonisch zertrümmertes Gestein (siehe S. 294). Auch die Scaglia am Lago Spinale betrachte ich als anstehend, eingefaltet in das dortige untere Rät; an einigen Stellen ist deutlich N—S-Streichen festzustellen, bei saigerem bis steilem W-Fallen. Allerdings ist es oft schwierig, zu entscheiden, ob man es mit Oberflächenbreccie oder mit tektonischer Breccie zu tun hat, es gibt alle Übergänge. Weiter habe ich die Oberflächenbreccie oberhalb Molveno und bei der Malga Andalo nur in losen Blöcken gesehen, nicht anstehend.

Ganz gleiche Breccien findet man in großer, aber nicht geschlossener Verbreitung auf dem Campo di Tuenno, W oberhalb des Tovelsees, weiter noch an der Straße Campo Carlo Magno—Dimaro bei Arnolds Bärenhütte und bei der Überquerung der Val dell'Orso.

Trevisan kommt zu der Schlußfolgerung, daß die Oberflächenbreccie am Spinaleplateau als Blockmoräne des Prä-Würm-Gletschers nach einem kurzen Transport an ihrer jetzigen Stelle abgelagert wurde und dort erhärtete. Schwieriger ist es aber, die Breccienvorkommen bei Arnolds Bärenhütte und in Val dell'Orso auf Gletschertransport zurückzuführen. Eiszeitliche Gletscher scheiden aus, weil im Bereich dieses am W Talhang liegenden Gletscherteiles nirgends Kalk vorkommt. Salomon (1908, S. 148) nimmt an, daß es Blöcke sind, die in der Moräne stecken. Wenn es auch äußerlich danach aussieht, so findet man für Gletschertransport doch keine befriedigende Lösung. Da aber an der Fundstelle der Untergrund von Kalk gebildet wird und wir uns hier hart an der Judikarienlinie befinden, bleibt die Möglichkeit, daß es verfestigte Gehängebreccien sind ohne Gletschertransport.

Eine verfestigte Gehängebreccie von ziemlich großer Ausdehnung kommt im Kar oberhalb der Malga Ben in der Val d'Ambiez vor. Sie wurde von Schwinner zum erstenmal erwähnt. Es ist, wie auch Trevisan (1937) berichtet, eine gut geschichtete, sehr kavernöse Breccie, aus hellen Kalkbestandteilen bestehend. Stellenweise ist sie rot gefärbt. Das Schichtfallen ist nur wenig abweichend von dem des anstehenden Gesteins. Nach N und an der Talseite bricht sie mit einer steilen Wand ab, nach S geht ihre Oberfläche allmählich in die des anstehenden Gesteins über. Über das Alter läßt sich nichts Bestimmtes sagen, dem Verfestigungszustand nach dürfte sie nicht mehr jung sein, wahrscheinlich interglazial. Daß diese Breccie hier erhalten geblieben ist und nicht vom Gletscher ganz erodiert wurde, liegt wohl daran, daß sie im Schutzbereich der Cima di Ghes liegt. Die steilen N- und talseitigen Wände deuten auf Gletscherschliff des Val d'Ambiez-Gletschers hin.

Riß-Würm-Interglazialzeit.

Terrassenschotter kommen im S-Teil der Karte in der Umgebung der Gemeinde San Lorenzo vor. Das größte Vorkommen liegt bei Pergoletti, einige hunderte Meter breit und lang und wenigstens 30 m mächtig. Es sind grobe, verhärtete, geschichtete Schotter, weitaus überwiegend Kalk, mit etwas Kristallin. Die anderen Vorkommen in dieser Gegend sind viel kleiner, bzw. auch viel weniger aufgeschlossen, manchmal ist die Schichtung recht un- deutlich.

Eine andere, bis jetzt nicht erwähnte Fundstelle von Riß-Würm interglazialen Schottern liegt am Ausgang der Sarcaschlucht S von Madonna di Campiglio. Wenn man vom Bauernhof, Punkt 1299, in die Schlucht hinabsteigt, trifft man dort auf ein Terrassenschottervorkommen von etwa 150 m Erstreckung und etwa 15 m Mächtigkeit. Es sind gut geschichtete Tone, sandige Tone, eine verhärtete Sandsteinbank, Mehlsande, alle Kalk- und Kristallinmaterial führend. Das Paket liegt auf Sabbione-Diorit und wird überlagert von etwa 5 m Blockmoräne, darauf liegt in der ganzen Erstreckung des Schotters eine Kalkscholle (Fig. 5, siehe auch S. 322). Etwas weiter N an der gegenüberliegenden Seite des Baches befindet sich noch eine kleine Fundstelle: gleichfalls Wechsellagerung von Sand- und Tonschichten mit reichlich kristallinem Material. Der Sand ist stark kalkig. Zwischen den sehr gut geschichteten Paketen von Sand und Ton liegen viel weniger gut geschichtete aus grobem Schotter. Über dieser Stelle liegt eine Kalkgrundmoräne.

Würmvergletscherung.

Fast allgemein verbreitet, besonders in der Umgebung von Madonna di Campiglio, sind die Spuren der Würmvergletscherung. Die wichtigeren Vorkommen sind auf der Karte verzeichnet. In der Val Meledrio findet man wenig kristallines Grundmoränenmaterial aus dem Sulztal, die großen Gehängeschuttmassen von beiden Seiten des Tales verdecken sie meistens, nur dann und wann — z. B. bei der Malga Mondifra — findet man sie in größerer Zahl. Weiter oben am Hang verschwindet alles unter Gehängeschutt. Morphologisch treten Moränenterrassen mit zwischenliegenden Sümpfen schön hervor in der Umgebung der Enzianhütte. Daß es sich hier um späteiszeitliche Moränenwälle handelt und nicht um Moränen der bekannten Stadien, leite ich aus der Beobachtung ab, daß die Terrassen ziemlich horizontal am Hang verlaufen. Terrassen abgelagert von Gletschern aus der oberen Val Meledrio würden an der Talöffnung doch viel mehr nach der Talsohle der unteren Val Meledrio absteigen. Diese Terrassen sind jetzt mit vielem Tonalitschutt verdeckt.

Klebensberg (1935) nimmt noch an, daß die Würmvergletscherung nicht aus dem Sulztal über den Campo Carlo Magno hinüber in das Sarcatal gereicht hat, sondern daß das Eis aus den Tälern an der östlichen Seite der Presanellagruppe und vom Grostepaß teils nach N in die Val Meledrio, teils nach S in die Val Sarca seinen Weg genommen hat. Salomon (1908, S. 150) sagt aber von der Moräne am obersten Wege von der Malga Zeledria in die Val Meledrio: „Die Moräne schien mir viel Material aus dem Sulztal zu enthalten!“ Das ist aber nur möglich, wenn der letzte eiszeitliche Gletscher dieses Material dort abgelagert hat. Schwinner (1912, S. 130) schließt sich

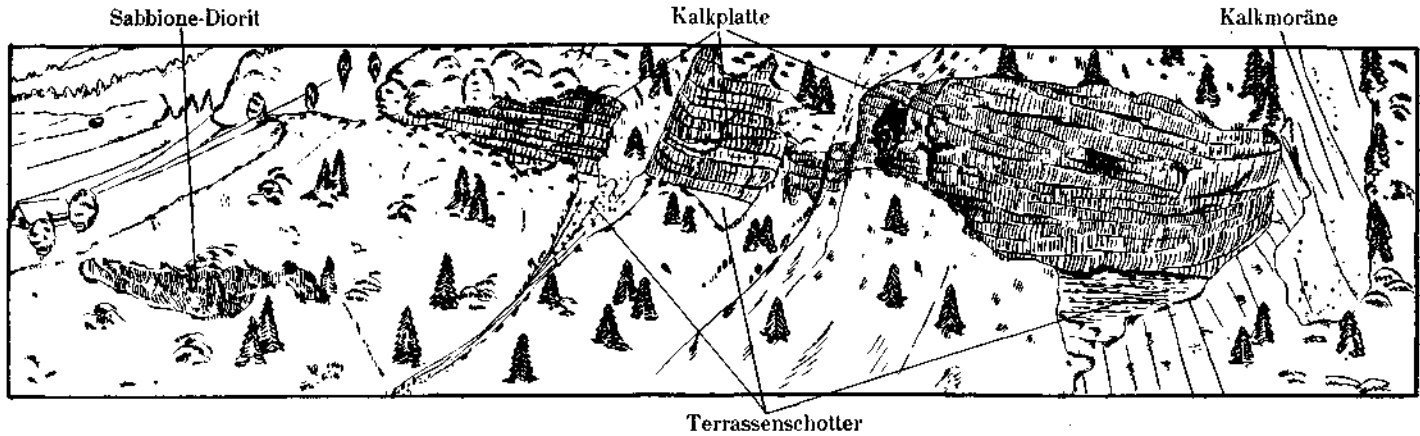


Fig. 5. Erratische Kalkplatte am S-Ausgang der Sarcaschlucht bei Fugaiard.

der Ansicht Salomons an. Mehrere frische kristalline Erratika am Spinaleplateau — bei der Malga Fevri di sopra, Tilly-Hütte und oberhalb der Quelle bei etwa 2250 *m* — und sogar ein Fund an der E-Seite des Grostepasses bei „le Crosette“, 2240 *m*, weisen auf die Wahrscheinlichkeit, daß der Würmgletscher auch das Spinaleplateau bedeckt hat und sogar einen Ableger über den Grostepaß (2450 *m*) hinüber in den Campo Flavona abgegeben hat. Alle diese Erratikafunde habe ich zusammen mit Prof. Klebelsberg gemacht. Weiter noch Funde von der Malga del Mandron in der Val Brenta alta, dort wo der Weg den Tovo bianco kreuzt, und in der Val Brenta bassa, SW der Malga Brenta bassa, an dieser letzten Stelle sogar sehr viele Tonalitblöcke. Diese beiden letzten Stellen liegen weit abseits des Weges, welchen die Stadialgletscher aus dem Nambinotal genommen haben. Weiter findet man an vielen Stellen des W Spinaleplateauabhanges Tonaliterratika. Von Kalkerratika findet man bei der Tilly-Hütte einige Stücke hornsteinführenden Kalk.

Die große Zahl der Erratika und das frische Aussehen sprechen für Würmalter.

Am W-Hang von Val Meledrio—Val Sarca erweisen sich Stücke eines grünen Gesteines als Erratika. Sie stammen wohl aus dem Altkristallin. Sie sind gut gerundet und gekritz an vielen Stellen zu finden. Salomon (1908, S. 140) hat bei der Malga Folgarida viele Serpentinbruchstücke gefunden, die nach ihm zweifellos aus dem Serpentin des Sulzberges stammen. Es dürften dieselben Gesteine sein, die ich gesehen habe, z. B. am Pra da Lago, am Weg von der Malga Patascos nach Lago Nambino, am Weg von Madonna di Campiglio nach Malga Patascos und weiter nach S am Hang oberhalb Fogajard und in den Aufschlüssen der Autostraßen oft geradezu massenhaft. Man findet sie hinauf bis etwa 1800 *m*, oberhalb verschwinden sie unter den Tonalitschuttmassen.

Einen großen Aufschluß von Grundmoräne findet man am Campo Carlo Magno SW Punkt 1708, am Weg zur Malga Zeledria. Der etwa 2 *m* hohe Aufschluß zeigt stark lehmige Grundmoräne. Sie ist in der Mitte durch eine waagrechte, braun verwitterte Lehmschicht, 3—10 *cm* mächtig, in eine obere und untere Hälfte geteilt. Die Zusammensetzung beider Abteilungen ist gleich. Überwiegend Tonalitgerölle, gut gerundet in allen Größen bis etwa $\frac{1}{2}$ *m* und fast ausnahmslos zu Grus verwittert, nur die Form ist erhalten geblieben. Dann stark verwitterte, braunrote oder graue Glimmer führende Schiefer und Gerölle vom obengenannten grünen Gestein mit Quarzknuern, diese letzten meistens weniger verwittert. Der Verwitterungszustand der Bestandteile deutet auf Prä-Würmalter. Weil Überlagerung durch Terrassensedimente fehlt, kann aber nichts Bestimmtes gesagt werden. Eine Baugrube in der Mitte Madonna di Campiglios neben Hotel Campiglio zeigte Grundmoräne von ähnlicher Beschaffenheit. Überwiegend sind es Tonalitblöcke bis zu 1 *m* Größe mit sehr vielen kleineren grünen Geschieben. Der Tonalit ist hier jedoch viel weniger verwittert, oft sogar noch recht frisch. Der starke Anteil an Gestein aus dem Sulztal deutet auf Großvergletscherung, die Frische des Gesteins auf Würmalter. Scharf überlagert wird diese Moräne von einem Paket leicht mit Humus durchsetzter Sande, etwa 1 *m* mächtig und wenig (etwa 5°) S-fallend. Wahrscheinlich also Überschwemmungsgebiet vom Lokalgletscher aus dem Nambinotal, der die schöne Endmoräne beim Hotel Brenta abgesetzt hat.

In manchen Tälern, die bestimmt von der Würmvereisung erfaßt worden sind, findet man keine Erratika, so z. B. in der Umgebung des Lago Tovel, in der Vall'Agola und in der Vallesinella. Die lokalen Gletscher haben hier wahrscheinlich gründlich aufgeräumt mit dem hocheiszeitlichen Moränenmaterial und vieles dürfte unter Schutt liegen. Ein großes Stück Glimmerschiefer fand ich oberhalb Molveno in etwa 1500 *m* Höhe bei Fontanella. Am ganzen Pradel oberhalb dieses Ortes habe ich kein Kristallin gefunden.

Auffallend ist noch eine andere scharfe Grenze des Kristallinerratikums zwischen Molveno und Andalo (G. D. B. K.). In Molveno findet man sporadisch kristalline Erratika, bei der Kirche San Vigilio liegt ein Stück Tonalit. Von hier kann man nach NNE eine ziemlich scharfe Grenze verfolgen, welche von 840 *m* in Molveno bis 1130 *m* am Hang W von Andalo steigt. W von dieser Linie habe ich nirgends ein Erratum gefunden, E davon zunächst noch wenig, aber bald schon sehr viel, und an der Autostraße Molveno—Andalo treten sie schon massenhaft auf. Im Anstieg zur Paganella findet man bis 1600 *m* sehr viel kristalline Erratika, daß an der gegenüberliegenden Talseite die Grenze so viel niedriger liegt, hat einen Grund, der weiter unten besprochen wird (siehe S. 328).

Südlich vom Molvenosee findet man auffallend wenig Erratika. Im Bergsturzmoränengebiet von Nembia sind sie wohl alle von Schutt bedeckt, am E-Rand der Schuttmasse, südlich von Pezolo am Wege zur Malga di Gazza, liegen sehr viele. Auf der ganzen Selva Grande habe ich kein Stück gesehen, auch nicht im großen Moränenaufschluß bei Ri. Kristalline Erratika, hauptsächlich Tonalit, findet man erst wieder in den Moränenmassen am Ausgang der Val d'Ambiez und auch dort nur in den untersten Teilen und auffallend wenig. Die Terrassenschotter in der Umgebung enthalten auch Kristallin, die Möglichkeit besteht also, daß die Erratika teilweise daraus stammen.

In der Val d'Algone ist die Talsohle ganz bedeckt mit kristalliner Blockmoräne, teilweise sehr großen Blöcken. Auch höher am Hang findet man sie massenhaft, z. B. am Weg, der von Orti di Cojagol ins Tal führt. Weitaus das meiste ist Tonalit, weniger Diorit. Etwas südlich von Ponte di Carner hört jedoch dieser Überfluß an Kristallin plötzlich auf und man sieht nur noch Kalkmoränenmaterial mit sehr wenig Tonalit oder Diorit. Schwinner (1912, S. 168) führt diese scharfe Grenze zurück auf das Zufießen des Eisstromes von der E-Seite des Adamellomassivs über den Sattel von Malga Stablei. Dies ist aber sehr unwahrscheinlich, weil in dem Falle die großen Kristallinmassen viel weiter nördlich, mindestens 2 *km*, bis nördlich der alten Glasfabrik, hätten reichen müssen. Außerdem ist nach Klebelsberg (1935) in dem N-Teil der Val d'Algone während der letzten Großvergletscherung mit einer Höhe der Eisoberfläche von 1800 bis 1900 *m* zu rechnen, und nach den letzten Funden kann auf noch bedeutendere Höhe geschlossen werden. Man darf also annehmen, daß Kristallinmoräne an vielen Stellen schon vom Eis in die nördliche Val d'Algone transportiert wurde und somit besteht, nur aus diesem Gesichtspunkt betrachtet, kein Grund, daß im N fast gar kein und im S so unverhältnismäßig viel kristallines Erratum vorkommt. Weiter unten wird versucht, dafür eine Erklärung zu finden (siehe S. 325).

Morphologisch lassen sich die Spuren der Würmvergletscherung auch im Gebirge westlich Madonna di Campiglio, also an den östlichen Ausläufern

der Presanella, verfolgen, wie Schwinner (1922, S. 167) auch schon beschrieben hat. Man darf annehmen, daß die jetzigen niedrigeren Gipfel- und Gratformen nicht älter sind als die letzte Eiszeit. Wären die Gebirgskämme von der Würmvergletscherung nicht mehr erfaßt worden und seit der Rißeiszeit unvergletschert gewesen, dann hätte die Verwitterung sicher mehr, als es der Fall ist, ihren Einfluß auf das leicht verwitternde Gestein ausgeübt. So wie der Zustand jetzt ist, fängt an vielen der höher aufragenden Erhebungen die Verwitterung gerade wieder an, es bilden sich wieder scharfe Grate, Schutthalden usw.

Im N weist der Monte Vigo (2181 m) noch alle Zeichen der Eisbedeckung auf, besonders fehlt ein scharfer Grat. Das Gestein, parallel geschieferter Tonalit, ist sehr brüchig, um so leichter waren alle aufragenden Teile wegzuschleifen. Weiter nach W bleibt der Zustand gleich bis zum Ometto (2285 m). Von dort an wird die Wirkung des fließenden Eises immer geringer, und bei 2300 m fängt ein scharf ausgeprägter Grat an. Die gleiche Grenzhöhe finden wir weiter südlich am Genevria und weiter südwärts bis Pancugolo und Palon. Noch weiter südlich (siehe G. D. B. K.) sinkt die Grenze ab, und am SE-Kamm des Dos dei Fo fängt der zackige Grat schon bei etwa 2100 m an. Die Schlifffwirkung an dieser Seite ist weniger hoch als gegenüber, am Pietra Grande-Massiv, wo sie im allgemeinen bei etwa 2500 m liegt. Dieser Unterschied ist wohl darauf zurückzuführen, daß an dieser Seite die Eigenvergletscherung viel größer war.

Auch einige Bergrücken, niedrige Ausläufer, welche rechtwinklig zur Stromrichtung lagen, sind am Kamm etwas rundgeschliffen, z. B. der nordwestliche Ausläufer der Cima Fracinglo (Punkt 1877), der Dossou di Vagliana, der jetzt einen stark zerbrochenen Eindruck macht und der sicher keiner neuen Großvergletscherung standhalten könnte, und der Pallon di Tovre nördlich von Molveno.

Am Spinaleplateau sieht man einen auffallenden Unterschied in der Ausbildung des N-Hanges und des S-Hanges. Der N-Hang hat steile Wände und scharfe Formen, an der S-Seite sind die Formen viel weicher, vielmehr abgerundet, ohne daß man jedoch von Rundbuckeln reden könnte. Man kann diesen Unterschied so erklären, daß der aus N kommende Gletscher gegen die N-Wand angestaut ist und dabei das Gestein zertrümmert hat, wodurch scharfe Formen entstanden sind.

Die Lokalgletscher.

(Hiezu Tafel XII).

Schlernstadium.¹⁾

Einzugsgebiet der Sarca.

Die Erratikafunde haben gezeigt, daß der Würmgletscher aus dem Sulztal über den Campo Carlo Magno-Paß in die Val Sarca di Campiglio eingedrungen ist; der ganze Hang oberhalb Fogaiard ist bedeckt mit eiszeitlicher Moräne,

¹⁾ Ein Literaturverzeichnis, betreffend Schlernstadium und Schlußeiszeit, gibt O. Reithofer: Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönverwalltal. Jb. G. B. A., Wien 1931.

wie in zahlreichen Aufschlüssen an den Straßen zu sehen ist. Der Talboden der Sarca di Campiglio ist jetzt von den Würm-Moränen-Massen fast ganz befreit, das anstehende Gestein tritt an vielen Stellen zutage — in der Sarcaschlucht, bei den Sägen von Fogaiard, bei Ponte di Cavadros. Die Hänge an beiden Seiten der Sarca bei Fogaiard werden jedoch von Kalkmoräne gebildet, diese ist an vielen Stellen sehr gut aufgeschlossen, z. B. unterhalb Santa Maria, unterhalb des Prinz Albert-Weges und in den tiefen Einschnitten unterhalb der alten Autostraße südlich Fogaiard, also in Höhen von 1100 bis 1400 *m*. Die Aufschlüsse bieten überall das gleiche Bild: bis 30 *m* hohe steile Hänge aus frischem, lehmigem, weißem Kalksand, vollkommen ungeschichtet und darin fast ausschließlich Kalkgeschiebe verschiedener Formationen, meistens gerundet und oft sehr tief gekritzelt. Die einzelnen Tonalitblöcke, die man sieht, können erst in allerletzter Zeit von oben eingespült sein, nur ganz vereinzelt trifft man wirklich in der Moräne Tonalitblöcke an, diese sind dann aber schon ganz zu Grus verwittert. Der Moränenrücken, auf dem der Prinz Albert-Weg angelegt ist, sieht auf den ersten Blick aus wie eine Endmoräne eines Gletschers aus der Vallesinella. Weil jedoch der Materialbestand ganz gleich ist dem der anderen genannten Stellen, liegt es näher, diese „Endmoränenform“ der Erosion zuzuschreiben. Diese Moräne liegt auf stark gestörtem und zerklüftetem Tertiär. Nur an der Basis der Moräne findet man ziemlich zahlreiche frische Tonalitblöcke. Gegenüber den Sägen von Fogaiard, etwas oberhalb des Zusammenflusses der Sarca di Campiglio mit der Sarca di Vallesinella, sieht man bis etwa 5 *m* über dem Talboden wieder nur Tonalit, vorwiegend frisch, und Sulztal-Kristallin, auch weiter stromab sieht man Ähnliches. Dies sind Reste der Würmmoränen. Leider liegt nirgends direkt die Kalkmoräne auf der Kristallinmoräne. Die großen Kalkmoränenmassen können nur abgelagert sein von Gletschern aus der Vallesinella, Val Brenta und Vall' Agola. Nach Schluß der Würmvereisung war das Sarcatal mehr oder weniger ausgekleidet mit deren Moränenmaterial. Das Tal war zur Zeit des Absatzes der Kalkmoräne so gut wie ausgeräumt, u. zw. in viel größerem Maße als das jetzt der Fall ist. Die dafür erforderliche Zeit legt eine große zeitliche Trennung zwischen der Ablagerung des hoch-eiszeitlichen und dieses Kalkmaterials. Wie weit die Schneegrenze sich in der Zwischenzeit zurückgezogen hatte, ist unbekannt, aber aus dem Gesagten geht hervor, daß lange Zeit nach dem Rückzug des Würmgletschers neuerdings eine Senkung der Schneegrenze eintrat und der Vorstoß der Gletscher aus den genannten drei Tälern hier die Moräne ablagerte. Allerdings weiß man nicht, welchen Anteil am Ausräumen des Würmmaterials der Vorstoß der Gletscher selbst hatte. Die damalige Schneegrenze muß bedeutend unter der Gschnitz-Schneegrenze gelegen haben und damit nähern wir uns dem von Klebersberg¹⁾ benannten Schlernstadium. Die dazugehörige Schneegrenze konnte nicht genauer bestimmt werden, weil Endmoränen fehlen, jedoch dürfte sie ungefähr um 1800 *m* gelegen haben.

Die Moränen unterhalb Fogaiard reichen von der Talsohle bis etwa 1260 *m*, die Autostraße liegt dort noch ganz in der Kalkmoräne. Oberhalb nimmt der Tonalitschutt schnell zu, dies ist bei der untersten Kurve der Straßen-

¹⁾ R. v. Klebersberg, Alte Gletscherstände in den Tiroler Zentralalpen. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Berlin 1929.

serpentine gut zu beobachten. Bei 1300 *m* besteht die Moräne schon fast ausschließlich aus Tonalit.

Kalkerratika lassen sich jedoch noch viel höher an diesem Hang verfolgen, die Höchstgrenze wurde auf der beigefügten Tafel Nr. XII eingezeichnet. Die N-Grenze ist besonders scharf, sie wurde festgestellt am Panoramaweg und an der neuen Autostraße. Die Kalkerratika sind sehr ungleichmäßig verteilt. An der neuen Autostraße, von Palu ganz am W-Rand der Karte, bis zur großen Brücke über Ruinace findet man überhaupt keinen Kalk. Nördlich der Brücke schneidet die Straße einige größere Kalkblöcke an. Sie sind, schon von Salomon (1908, S. 152) und Schwiner (1912, S. 141) beschrieben, etwa bis 20 *m* lang und bis 10 *m* hoch. Es sind ein paar Blöcke stark brecciösen unteren Rätalkales und ein Block hellen Hauptdolomits mit einer etwa 1 *m* mächtigen Bank mit sehr schönen Megalodontenkernen. Unterhalb dieser Stelle an der alten Autostraße beim Kalkofen befinden sich ähnliche große Blöcke stark brecciösen hellen Kalkes. Alle diese Blöcke stecken tief in der Moräne, die an dieser Stelle ein Gemisch von Kalk- und Kristallinmaterial ist. Dies war natürlich besonders schön beim Bau der neuen Autostraße zu beobachten. Die Moränenaufschlüsse an der neuen Autostraße von Ruinace nach N wechseln in ihrer Zusammensetzung von fast ausschließlich Tonalit bis fast ausschließlich Kalk. Dem Tonalit ist oft viel Sulztalkristallin beigemischt. In der Kalkmoräne ist das Material vielfach scharfkantig und vollkommen ungeschliffen. Einmal grenzen zwei verschiedene Moränen aneinander. Eine mit stark gerundeten und gekritzten kristallinen Geschieben und großen Tonalitblöcken, welche meist ganz zu Grus verwittert sind, und darüber und daneben — die Grenzlinie ist zwar scharf aber nicht gradlinig — eine andere mit viel Kalk und vielen großen frischen Tonalitblöcken. An der Grenze der beiden Moränen tritt Wasser aus.

Am Steig von Paludac zum Panoramaweg — am W-Rand der Karte — findet man westlich von der Bachkreuzung noch etliche Kalkstücke, am Panoramaweg westlich von Ruinace nichts mehr, östlich in der Umgebung von Laresblick sehr viel.

Im Bachbett am Ausgang der Sarcaschlucht ist eine sehr interessante Stelle. Wie schon oben gesagt, S. 316, wird das Terrassenschottervorkommen dort überlagert von einer Blockmoräne mit vorwiegend Kalkmaterial; darüber folgt eine stark brecciöse gut geschichtete Bank dunklen Kalkes, etwa 20 *m* hoch und 150 *m* lang (Fig. 5, S. 317). Vieles spricht dafür, daß der Kalk nicht ansteht, sondern eine vielleicht durch Gletscherdruck losgelöste Scholle ist, die mit der Moräne auf dem Bänder-ton abgelagert wurde. Würde der Kalk anstehen, also im Hangenden des Sabbione-Diorits, so ergäbe sich an der Stelle eine sehr verwickelte Tektonik. Wenn er nicht ansteht, zieht die Judikarienlinie ungestört weiter. Die Bank ruht für ihre ganze Länge, etwa 150 *m*, auf dem Bänder-ton bzw. auf der Blockmoräne. Es ist doch fast undenkbar, daß sie für eine Länge von 150 *m* frei überhing und in diesem Raum die Terrassenschotter abgelagert wurden. Die Bank hat jetzt sehr tiefe Risse, aber auch darin sieht man nirgends, daß sie sich nach unten fortsetzen würde. Die Terrassenschotter sind im allgemeinen schwach nördlich geneigt, am N-Ende der Wand, wo sie unmittelbar auf den Schottern aufliegt, fallen diese bis 30° N und es macht stark den Eindruck, daß dies durch das Gewicht der auflagernden Kalkplatte verursacht wird.

Die Kalkplatte und auch die höher liegenden großen Blöcke rechne ich zum Moränenmaterial, transportiert von den Gletschern aus der Vallesinella, Val Brenta und Vall'Agola. Dies in Abweichung von Salomon (1908), der sie alle als anstehend eingezeichnet hat, und Schwinner (1912, S. 142), der die höher liegenden Blöcke als Spritzzone des Monte Spinale-Bergsturzes auffaßt.

Es ist wohl derselbe Vorstoß wie jener, der die Moränen unten im Tale abgelagert hat.

Daß bei diesem Vorstoß nur die Brentagletscher eine große Rolle gespielt haben und nicht die Gletscher aus dem Kristallin, z. B. aus dem Nambinotal, ist nicht verwunderlich. Die Gschnitzmoränen liegen, wie wir weiter unten sehen werden, in der Nähe von Madonna di Campiglio, von entsprechenden Moränen aus den Brentatälern ist nichts bekannt, sie dürften alle etwa in der unteren Hälfte der Täler abgesetzt worden sein. Eine Senkung der Schneegrenze um weitere 300 m, also bis 2000 m, hat in der Umgebung des Lago Nambino nur wenig Wirkung, da fast nur steile Hänge dadurch zum Nährgebiet werden. Demgegenüber hat eine entsprechende Senkung in den Brentatälern die Folge, daß die Nährgebiete wesentlich vergrößert werden. In Val Nardis, Val Stretta, Val Fracinglo und im Talschluß der Vallesinella werden große Verflachungen zum Nährgebiet und diese Vergrößerungen der Nährgebiete müssen sich bei der relativen Enge der Täler stark auf die Länge der Gletscherzunge ausgewirkt haben. Das Spinaleplateau war bei dieser Schneegrenze auch vergletschert und alles Eis südlich der Linie Aussichtspunkt—Lago Spinale floß nach S.

Schließlich ist auch die Entfernung zwischen der Schneegrenze des Nambinogletschers und Fogaiard viel größer als die der Brentagletscher.

Es ist sehr schwierig, einigermaßen genaue Zahlen zu geben über die vermutliche Schneegrenze zur Zeit des Gschnitz- und des Schlernstadiums. Der Stand der heutigen Gletscher berechtigt zur Annahme ziemlich verschiedener Höhenlage der Schneegrenzen in der Brenta und im Adamello. Marinelli (1911) stellt für die Brenta die Schneegrenze auf eine mittlere Höhe von 2700 m und Merciai (1930) für die Presanella auf 2857 m. Es ist sehr wahrscheinlich, daß für diese benachbarten Gebiete die morphologischen Verhältnisse Ursache sind für solche große Unterschiede. Die engen Kare und Hohtäler der Brenta, von hohen Wänden umgeben, haben so wenig Sonne, daß dort die Schneegrenze viel tiefer sein muß als in den flachen, viel weiteren Karen des Adamello und der Presanella. Bei früheren Gletscherständen, wo die Schneegrenze bis 900 m tiefer lag, war dieser Einfluß der Morphologie natürlich viel geringer. Eine Schlernschneegrenze in der Presanella dürfte für nördlich gerichtete Gletscher etwa bei 1850—1900 m gelegen haben, heute nimmt Merciai 2764 m an. Die heutige nördliche Schneegrenze liegt in der Brenta etwa bei 2650 m, ob man aber für die Schlernschneegrenze auch 2650 m minus 900 m, macht 1750 m, annehmen darf, ist unwahrscheinlich. Die Schneegrenze liegt in dem Falle schon so weit vom hohen Gebirgskamm entfernt, daß der sonnenschützende Einfluß minimal ist. Es wird deshalb wohl richtiger sein, die nordseitige Schlernschneegrenze in der Brenta auf etwa 1850 m zu schätzen.

Dasselbe gilt für die südseitige Schneegrenze in der Brenta, welche für die heutigen Gletscher auf etwa 2800 m angenommen wird. Auch diese ver-

hältnismäßig tief liegende Schneegrenze ist nur durch die dortigen besonderen morphologischen Verhältnisse (tiefe beschattete Täler) bedingt. Für das Schlernstadium müssen wir die Herabsenkung der Schneegrenze jedoch wohl mit der normalen heutigen Schneegrenze vergleichen und die ist jetzt nach Merciai 2950 *m*. Für das Schlernstadium ergibt sich also etwa 2050 *m*.

Nambinogletscher.

Beim Höchststand des Schlerngletschers dürfte noch ein Hängegletscher vom Spinalplateau ins Tal hinuntergereicht haben. Ein Zeichen hiefür ist das viele gekritzte Kalkmaterial — hauptsächlich Rät — im Aufschluß der neuen Sprungschanze. Dieses Grundmoränenmaterial reicht hinunter bis etwa 10—12 *m* über dem Talboden und geht dann über in fast ausschließlich Tonalitschutt von ziemlich frischem Aussehen. Dies dürfte die Fortsetzung des Endmoränenwalles in der Paluwiese sein.

Etwas spricht dafür, daß diese Kalkmoräne schon ins Tal vorgedrungen war, bevor der Schlerngletscher aus dem Nambinotal so weit reichte. Bei dem alten Bauernhofe in Pra Maniam war im Sommer 1935 eine Kiesgrube, etwa 4 *m* tief (der Sand wurde für Bauzwecke verwendet). In dieser Grube ließen sich deutlich zwei verschiedene Ablagerungen unterscheiden. Im unteren Teil ein gut ausgewaschener Kalksand mit fast ausschließlich Kalkschotter (Gerölle bis Nußgröße, gut gerundet) und darüber ein ebenfalls gut ausgewaschener Sand, zum Großteil aus kristallinem Material bestehend, der neben vielem Kalk doch hauptsächlich Tonalit enthielt. Der Tonalit war sehr verschieden gut erhalten, neben vollkommen zu Grus verwitterten Blöcken kamen auch ganz frische vor. Die Blöcke waren bis $\frac{1}{2}$ *m* groß. Beide Zonen waren vollkommen ungeschichtet, die untere enthielt unregelmäßig angeordnete tonige Schichten. Die Grenze zwischen oberem und unterem Teil verlief sehr unregelmäßig, in diesem kleinen Raum hatte sie schon vertikale Unterschiede von 3 *m*. Sie wurde oft begleitet von einer etwa 2 *cm* mächtigen Tonschicht. Es hat also den Anschein, daß hier Kalkmoränenmaterial überlagert wird von Kristallinmoräne. Der Vorstoßcharakter des Kristallinmoränenmaterials wird betont durch den Gehalt an ganz alten verwitterten Tonalitblöcken und Kalk neben dem frischen Tonalit.

Nach den Kalkerratikafunden oberhalb Fogaiard zu urteilen, dürfte also der Höchststand des Brenta-Schlern-Gletschers dort etwa 1600 *m* betragen haben. Während des Vorstoßes dürfte das Sarcatal zwischen Madonna di Campiglio und Fogaiard gesperrt gewesen sein und es dürfte sich dort ein See gebildet haben. Ein Beweis dafür sind Bändertone in 1500 *m* Höhe, am Pfeifferweg bei Punkt 1497. Sie bestehen aus reinem Ton, sind sehr schön geschichtet in Lagen bis $\frac{1}{2}$ *cm* Mächtigkeit, abwechselnd dünne, dunkle, aus sehr feinschlammigem Material und etwas dickere helle aus größerem Ton.

Die heutige Schneegrenze im SE gerichteten Kar des Lago Nambino dürfte etwa 2900 *m* sein, die Schlernschneegrenze somit 2000 *m*. Für diese Schneegrenze kommen dann die Moränenwälle südlich von Madonna di Campiglio als Endmoränen in Betracht. Die am besten ausgebildeten Moränen sind die bei Hotel Brenta und weiter südlich in der Paluwiese. Beide sind morphologisch sehr deutliche, etwa 5 *m* hohe Endmoränenwälle an der O-Seite des Tales, die W-Flanken sind viel undeutlicher. Außerdem sind noch zwei

undeutliche W-Flanken von Endmoränenwällen etwas weiter südlich zu sehen. Die Endmoräne beim Hotel Dolomiti gehört dann einem Zwischenstadium zwischen Schlern und Gschnitz an. Sie ist deutlich ausgebildet direkt hinter der Villa Alimonta und weiter an der Pension Floriani vorbei zwischen den Villen Vidi und Gaspari vorbei zur Brücke, in der W-Flanke. Von dieser Moräne ist südlich des Ballinweges bei Punkt 1754 noch eine deutliche sumpfige Verflachung vorhanden.

Val d'Algone.

Weiter oben wurde schon gesagt, daß die großen Massen kristallinen Moränenmaterials in diesem Tal etwas südlich Ponte di Carner plötzlich enden und daß von dort an die Kristallinfunde ziemlich selten werden. Kalkmoränenmaterial, oft sehr schön gekritz, nimmt von dort an weitaus überhand. Direkt nördlich von der Stelle, wo das Kristallin verschwindet, ist östlich vom Bach ein etwa 40 m hoher Hang, der nur aus Kalkmoräne besteht. Von einer Endmoränenwallform ist nichts zu sehen, aber diese scharfe Trennung zwischen Kristallin und Kalk deutet doch auf die Wahrscheinlichkeit hin, daß hier zwischen dem Verschwinden des Kristallins und dem Neuaufreten des Kalkes ein Zusammenhang besteht. Und dieser Zusammenhang ist wohl der, daß beim Vorstoß des Schlerngletschers und wahrscheinlich schon vorher im Talabschnitt nördlich Ponte di Carner gründlich aufgeräumt wurde mit dem Kristallinmaterial. Dieser Kalk-Kristallin-Wechsel gibt aber jedenfalls scharf die Grenze an, wie weit der Schlerngletscher vorgedrungen ist. Die Höhe, in der diese Moräne liegt, 1000 m, ist nicht unter der anderer Schlernmoränen. Daß die Endmoränenform nicht erhalten ist, ist in diesem engen Tal nicht verwunderlich.

Der Endmoränenwall am Ausgang der Busa Fonda gehört einem schwächeren Schlernstadium an.

Val d'Ambiez.

Am Ausgang der Val d'Ambiez und der Val di Jon liegen große Moränenmassen, ausschließlich Kalkmaterial, sehr oft schön gerundet und tief gekritz. Trevisan (1937) rechnet diese Moränen zur Würmvergletscherung. Dies scheint mir aber nicht richtig. In der ganzen Gegend südlich von Molveno findet man nirgends größere Massen Würmmoränenmaterial. Die Hänge sind bedeckt mit Gehängeschutt und der Talboden vielfach mit Bergsturzschutt oder Bergsturzmoränen. Auf den großen Hochflächen oberhalb San Lorenzo, Selva Grande und weiter nördlich Soran, die doch bestimmt vom Würmgletscher bedeckt waren und auf denen nachher eine verhältnismäßig schwache Erosion stattgefunden haben dürfte — man sieht wenig große Bacheinschnitte, jetzt sind diese Hochflächen überhaupt ohne Wasser —, dort hat diese schwache Erosion und der nachträgliche Schlernvorstoß genügt, um alle Moränen zu entfernen. Man sieht sehr wenig Schutt, einwandfreien Moränenschutt habe ich nirgends gesehen. Es ist deshalb sehr auffallend, daß gerade hier wieder, am Ausgang von großen Tälern, solche Moränenmassen angehäuft sind. Gerade hier ist doch die Erosion sehr stark und es ist unwahrscheinlich, daß die Gletscherbäche aus den Rückzugstadien der Würm- und der Schlernvergletscherung nicht mehr damit aufgeräumt haben sollten.

Außerdem ist das Moränenmaterial Kalk und man sollte erwarten, wenn man das massenhafte Kristallinmaterial zwischen Molveno und Andalo oder am Hang der Paganella in Betracht zieht, daß doch hier mindestens ein kleiner Prozentsatz Kristallin in der Moräne vorkommen sollte. Es kommt nur im unteren Teil dieser Moränenhänge sehr wenig Kristallinmaterial vor. Weiter findet man in der Umgebung noch Kristallin mehr nach E, in den Aufschlüssen an der Straße, die nach Senaso, Dolaso oder Dorsino führt. Diese Kristallinerratika sind entweder aus der Würmmoräne oder aus dem Terrassenschotter, welcher auch Kristallin enthält. Aus der Taf. Nr. XII geht hervor, daß bei einer Schneegrenze von 2050 m (900 m unter der heutigen, welche für südseitige Hänge auf etwa 2950 m geschätzt wird) das Verhältnis zwischen Nährgebiet und Zehrgebiet durchaus so ist, daß Gletscher aus der Val d'Ambiez und der Val di Jon ihre Moränen vor der Talöffnung ablagern können. Die Ablagerungsstelle liegt zwar bei 750 m, also etwa 1300 m unter der Schneegrenze, aber die Täler sind eng und von hohen Wänden eingeschlossen. Außerdem spielt die Form der Täler eine große Rolle. In der Val d'Ambiez ist die eigentliche Talsohle sehr schmal und tief eingeschnitten, diese Schlucht kann unmöglich für die mächtige Gletscherzunge gereicht haben und so wird bestimmt die 200—400 m höher liegende Verflachung Dengolo mit vom Eis bedeckt gewesen sein. Moränenmaterial wurde hier allerdings nicht gefunden. An ihrem S-Ende ist diese Hochfläche jedoch immer noch 1200—1300 m hoch, also etwa 800 m unter der Schneegrenze. Wenn man sich vorstellt, daß von dem S-Ende Dengolos die Gletscherzunge sich eisbruchartig gegen die Talöffnung hin bewegt hat und dabei bedenkt, daß die Talöffnung sich gerade an der Stelle stark verengt, dann ist es leicht einzusehen, daß die Ablagerung des Schuttes nicht in dieser Talöffnung, sondern etwas außerhalb in der Talweitung stattgefunden hat.

Ähnliche Bedingungen liegen bei der Val di Jon vor. Auch hier ein schmales, tief eingeschnittenes Tal, das sich gegen die Talöffnung hin schluchtartig verengt und steil gegen die Talweitung abfällt. Das gut gerundete und gekritzte Grundmoränenmaterial oberhalb Masi Jon zwischen 1000 und 1100 m, das Trevisan auch zur Würmeiszeit rechnet, dürfte ebenfalls Schlern sein. Außer den oben genannten Gründen spricht dafür noch der reiche Gehalt an hornsteinführendem Gestein, das im Talschluß sehr viel ansteht.

Das Aussehen dieser Moränen ist ganz gleich denen in der Val d'Algone und bei Fogaiard. Überall das gleiche frische Aussehen, die gleichen steilen Hänge, von der Erosion tief eingeschnitten.

Am Ausgang der Val d'Ambiez liegen auf der nördlichen Talseite zwei Moränenwälle und weiter taleinwärts noch einer. Zwei davon gibt Trevisan in seiner Karte an und deutet sie als Bühl. Diese Wälle heben sich nur morphologisch ab von den Kalkmoränen, auf denen sie aufliegen, nicht im Materialbestand. Ich rechne sie zu einem schwächeren Schlernstadium.

Gleiches Moränenmaterial trifft man auch weiter talein in der Val d'Ambiez.

Es scheint vielleicht nicht begründet, anzunehmen, daß der vorstoßende Val d'Ambiez-Schlern-Gletscher imstande war, solche große Moränenmassen so tief unter der Schneegrenze — etwa 1200—1300 m Unterschied — abzulagern. Ein Beispiel aus historischer Zeit zeigt jedoch, daß dies möglich sein konnte. Der Stirnrand des Vernagtgletschers in den Ötztaler Alpen liegt

jetzt bei etwa 2650 *m*, die Schneegrenze liegt wohl um 3000 *m*. Beim Vorstoß des Gletschers in den Jahren 1843 bis 1848 senkte sich die Schneegrenze 50—70 *m*. Dies genügte, um den Stirnrand auf einen Tiefstand von 2090 *m* zu bringen, 800—850 *m* unter der Schneegrenze. Der Umstand, daß der Gletscher am Ausgang des Vernagttales auf die gegenüberliegende Wand stieß, sich dort hammerförmig verbreitete und das Eis 140 *m* hoch an der Wand anstaute, hat natürlich großen Einfluß gehabt auf die Länge der Gletscherzunge. Wenn das Tal sich in derselben Richtung und mit demselben Gefälle weiter fortgesetzt hätte, dann hätte sicher der Stirnrand noch viel tiefer hinabgereicht und der Unterschied zwischen Schneegrenze und Stirnrand wäre sicher nicht weit von 1200—1300 *m*, und das ist auch der Unterschied beim Val d'Ambiez-Schlern-Gletscher, gewesen.

Betrachten wir jetzt die Verhältnisse beim Val d'Ambiez-Gletscher. Wir wissen nicht, wie hoch sich die Schneegrenze zwischen Würmeiszeit, bzw. deren Rückzugsstadien und dem Schlernvorstoß zurückgezogen hat. Nehmen wir, um einen Vergleich durchführen zu können, an, daß vor dem Vorstoß der Stirnrand sich bei Ponte di Brocca, also in etwa 1300 *m*, befunden hat. Dies würde etwa einer Schneegrenze zwischen 2100 und 2200 *m* entsprechen. Beim Schlernvorstoß senkte sich die Schneegrenze auf etwa 2050 *m*, eine Senkung also von 50—150 *m*. Wenn wir jetzt die beiden Abflusstäler miteinander vergleichen, dann sehen wir, daß das Vernagtal vom jetzigen Stirnrand bis zum Punkt 2158, d. i. bis zur Einmündung in das Roifental, in einer Entfernung von 2·75 *km* von 2650 bis 2158 *m*, also rund 500 *m*, abfällt. Die Val d'Ambiez fällt vom Ponte di Brocca bis zur Brücke bei Punkt 799 auf einen Abstand von gleichfalls 2·75 *km* auch 500 *m*. Beide Täler sind eng und nach S bzw. SE gerichtet. Die südlichere Richtung der Val d'Ambiez wird jedoch ausreichend kompensiert durch die größere Beschattung auf beiden Seiten.

Beim Vernagtletscher genügte also eine Senkung der Schneegrenze um 50—70 *m*, um über 500 *m* Vertikal- und 3 *km* Horizontalentfernung vorzustoßen. Neben der Enge und Steilheit liegt die Ursache dafür im großen Firnfeld. Das Vernagtletscher-Firnfeld ist flächenhaft etwas größer als das des Val d'Ambiez-Gletschers. Das Gebirge im Hintergrund erhebt sich rund 400—500 *m* über eine 1850er Schneegrenze von 2900—2950 *m*. In der Val d'Ambiez jedoch liegt der Gebirgskamm zum größten Teil zwischen 2700 und 2900 *m*, also 650—850 *m* über der Schlernschneegrenze von 2050 *m*. Nach dem Inhalt wird also der Val d'Ambiez-Schlern-Gletscher nicht viel kleiner gewesen sein wie der 1850er Vernagtletscher.

Viele Vorbedingungen sind also bei beiden Gletschern annähernd gleich. Der einzige Punkt, um den man sich streiten kann, ist der: hat wirklich einmal einem Stirnrand des Val d'Ambiezletschers bei etwa 1300 *m* eine Schneegrenze von 2100—2200 *m* entsprechen?

Val delle Seghe.

Nördlich oberhalb Molveno, am Pradel, liegt viel Grundmoränenmaterial. Die Umgebung der Quelle bei Busa dell'Acqua ist ganz damit bedeckt, die Wege sind tief darin eingeschnitten. Auch am Weg von Fontanella nach Malga Molveno — die alte Malga Tovre besteht nicht mehr, etwa 50 *m* tiefer liegt die neue Malga Molveno — und in der Nähe der Malga liegt viel ähnliches Material. Bei der Weggabelung südlich der Bezeichnung „Pradel“

zeigt eine Grube, daß auch hier die Oberfläche des Pradel von Moränenschutt bedeckt wird. Das Material ist wieder ausschließlich Kalk, gut gerundet und vielfach tief gekritzelt. Oberhalb der Linie Malga Molveno—Busa dell'Acqua habe ich nichts mehr davon gefunden. Das Material umfaßt alle Gesteinsarten von Hauptdolomit bis Scaglia.

An der W-Seite der Val delle Seghe findet man am Wege nach der Malga Andalo und hinter der Malga Aufschlüsse mit vielen gekritzten Kalkgeschieben, teilweise noch im Moränenlehm eingebettet. Westlich der Malga bis ein Stück nach N führt der Steig durch Blockwerk verschiedener Formationen von Hauptdolomit bis oberes Rät und ziemlich viele Blöcke eines verfestigten Gehängeschutttes. Nach W geht dieses Blockfeld über in den Gehängeschutt des Monte Cresole.

Kristallin wurde in der ganzen Umgebung nicht gefunden außer dem bereits erwähnten Stück Altkristallin bei Fontanella (1506 m).

Wenn wir jetzt wieder die Verhältnisse für eine Schlernvergletscherung untersuchen, dann ergibt sich eine ähnliche Sachlage wie in der Val d'Ambiez. Wieder ein weiter Talschluß, hier gar drei tiefe, hoch hinaufreichende Kare mit großen Verflachungen, besonders im Massodi und in Val Persa. Alle drei Nährgebiete münden gegen die Val delle Seghe mit Steilstufen von mehreren Hunderten von Metern Höhenunterschied. Die Val delle Seghe ist aber wieder ein enges, tief eingeschnittenes Tal, das sich gegen die Talöffnung verjüngt, und wieder ist es wahrscheinlich, daß diese Talschlucht nicht imstande gewesen ist, die mächtige Gletscherzunge zu fassen. Das Eis dürfte auch die Verflachungen an beiden Seiten des Tales, Pradel und die Umgebung der Malga Andalo bedeckt haben.

Das Material am Pradel dürfte nicht durchaus aus der Val delle Seghe stammen. Auch der Croz Altissimo—Monte Gallino-Stock war im Schlernstadium vergletschert. Die großen Kare an der S-Seite boten dazu ausreichend Gelegenheit. Im Zusammenhang hiemit ist es interessant, die Grenze der Kristallinerratika zwischen Molveno und Andalo, die schon oben besprochen wurde (S. 319), zu vergleichen. Genau in dem Abstand, bis zu dem die Gletscherzunge gereicht haben dürfte, liegt die Grenze der Kristallinerratika. Auch hier scheint der Schlerngletscher beim Vorstoß mit dem Kristallinmaterial der Würmvergletscherung an dieser Stelle aufgeräumt zu haben. Die Straße von Molveno nach Andalo schneidet bei etwa 500 m nördlich vom Casin di Castione einen Schutthang an mit überwiegend Grundmoränenmaterial, wahrscheinlich die Fortsetzung des Vorkommens bei Busa dell'Acqua.

Val di Centonian.

Östlich der Malga del Mazza kommt am W-Hang der Val Meledrio statt des sonst dort überall ausschließlich auftretenden kristallinen Schutttes viel Kalkschutt vor, etwas unterhalb der Malga sogar fast ausschließlich Kalk, hauptsächlich Rät und etwas Hauptdolomit. Dieses Material dürfte von einem Gletscher aus der Val di Centonian herkommen. Morphologisch ist an der W-Seite des Baches nichts von Moränenwällen zu sehen, aber östlich vom Bache, genau unter dem zweiten „a“ der Bezeichnung „Mazza“ der Karte sieht man einen auffallenden Rücken, der wohl ein Stück der linken Seitenmoräne darstellt. Die Moräne dürfte vom Schlernstadium des Val di Centonian-Gletschers stammen.

Gschnitzstadium.

Val delle Malghette.

Die tiefstliegende Moräne reicht bis etwa 1700 *m* hinunter. Sie ist nicht deutlich ausgeprägt. Oberhalb der Malga Malghette di Sopra liegt ein Seitenmoränenwall, der teils umbiegt zur Endmoräne bei der Malga Malghette di sopra, teils sich weiter am Hang fortsetzt, allerdings nicht deutlich und auch zufolge der dichten Bewachsung schwer zu verfolgen ist. Ein Stirnbogen selbst ist zwar nicht zu sehen, aber die bei 1700 *m* auftretende Sumpfwiese auf beiden Seiten des Baches läßt vermuten, daß unter der Oberfläche jetzt noch verdeckte Reste davon anwesend sind.

Viel schöner ausgebildet ist die Endmoräne bei 1780—1800 *m*, auf der die Malga Malghette di sopra steht. Nach innen steil abfallend, nach außen flach abdachend, mit schöner Kurve sich vom Hang loslösend, ist sie ein Musterbeispiel eines stadialen Endmoränenwalles. An der S-Seite des Baches ist ein kleiner Rest der S-Hälfte des Bogens zu sehen. Der Wall bildet den Abschluß sumpfiger Talalluvionen.

Es folgen die Moränenwälle, die den Lago delle Malghette in etwa 1980 *m* an der E-Seite einrahmen. Zur Stauung des Sees tragen sie nicht bei, die Talstufe wird von anstehendem Gestein gebildet, auf dem die Moränen aufliegen. Der See liegt in einer Gletscherwanne, die Verlandung hat schon begonnen. Die Seitenmoränen verschwinden allmählich unter dem Gehänge-schutt.

Schließlich liegen oberhalb des Sees, ebenfalls in etwa 1900 *m* Höhe, noch zwei Paar schön ausgebildete Moränenwälle, morphologisch deutlich hervortretend. Beide umschließen wieder sumpfiges Gelände.

Die höchsten und die tiefsten Moränen liegen in diesem Tale etwa 2½ *km* horizontal und 200 *m* vertikal voneinander. Sie gehören alle verschiedenen Ständen des Gschnitzgletschers an. Dem Mittelwerte entspricht wohl die Moräne bei der Malga Malghette di sopra. Die dazugehörige Schneegrenze liegt etwa bei 2250 *m*. Dal Piaz (1935) nimmt in dieser Gegend für die Jetztzeit eine Schneegrenze von 2850 *m* an, wie sie G. Merciai für die Presanella festgestellt hat. Die tiefer und höher liegenden Moränen müssen Prä- und Postgschnitzständen zugeschrieben werden, die höher liegenden etwa dem Gschnitz II von Heißel¹⁾ und Ladurner.¹⁾

Eine Gschnitz-II-Moräne liegt auch etwas nördlich am Lago Laures.

Nambinogletscher.

In der Val Nambino liegen die Moränen ähnlich wie in der Val delle Malghette. Auch hier befindet sich eine sehr schön ausgebildete Endmoräne in der Mitte des Tales, eine in tieferer Lage und einige etwa 140 *m* höher, die alle demselben Gesamtstadium zugeschrieben werden müssen.

Der Endmoränenwall bei der Malga Nambino geht schon aus der Kartenzeichnung hervor. Der hohe Wall bildet wieder den Abschluß ausgedehnter, vom Bach einige Meter tief eingeschnittener Bachalluvionen. Auch Torfbildung hat hier stattgefunden. Nach dem sumpfigen Gelände südlich des Baches zu urteilen, sind hier noch verdeckte Reste des S-Teiles des Walles

¹⁾ Heissel W., 1932, Quartärgeologie des Silltals. Jb. G. B. A. — Ladurner J., Die Quartärlagerungen des Sellrains. Jb. G. B. A.

vorhanden, morphologisch ist jedoch nichts mehr davon zu erkennen. Der N-Seitenwall läßt sich schon von der Malga an verfolgen. Diese Endmoräne gehört bei einer Schneegrenze von 2200 *m* dem Gschnitzstadium an.

Die Endmoränen beim Lago Nambino stimmen in der Lage auffallend mit denen am Lago delle Malghette überein. Sie gehören wieder zum Gschnitz II. Der Lago Nambino ist schon weitgehend verlandet. Die Moränen beim Lago Malghette gehören zum Gschnitzstadium des Gletschers aus dem Kare östlich des Monte Zeledria.

Val Gelada.

Ein Teil eines N-Seitenwalles liegt östlich der Malga Mondifra.

Val d'Ambiez.

In der oberen Val d'Ambiez, in der Umgebung der jetzt wieder zum Gebrauch eingerichteten alten Malga Prato di sotto (die neue wurde von einer Lawine zerstört), fallen einige NNW—SSE verlaufende Rücken auf, sie sind nicht deutlich ausgeprägt. In Aufschlüssen (sie sind sonst mit dichtem Gras bewachsen) zeigen sie Blockschutt. Die Lage dieser Rücken macht es wahrscheinlich, daß es Seitenmoränen sind von Gletschern aus dem Talschluß (Vedretta d'Ambiez, Castei). Die dazugehörige Schneegrenze von etwa 2300 *m* deutet auf Gschnitz.

Gleiches Alter haben Endmoränenwälle, ebenfalls wenig deutlich, vor dem Kar Parol und vor dem Hochtal Pozza bassa.

Val Dore.

Am Talausgang liegt ein gut erhalten gebliebener N-Seitenwall.

Daunstadium.

Val'Agola.

Die weitaus am besten erhalten gebliebene Daunmoräne ist die am Lago di Val'Agola. Der See wird teilweise von ihr gestaut. Der Felsboden ist aber auch wannenartig vertieft. Nur der rechte Endflügel des Walles ist noch vorhanden. Morphologisch lassen sich zwei dicht hintereinanderliegende Wälle unterscheiden; etwas weiter nördlich liegen noch Reste der linken Flügel. Schneegrenze 2400 *m*.

Auch die Moränen in der Val Stretta gehören diesem Stadium an. Schneegrenze 2350 *m*.

Campo Flavona.

Östlich des Monte Turrion alto, in der Mulde bei 2100 *m*, liegen zwei Endmoränenwälle der Vedretta Flavona. Die linke Seitenmoräne ist noch höher hinauf zu verfolgen. Zu diesem Stadium gehört auch die Moräne westlich des Turrion alto. Die Schneegrenze, welche Trevisan (1936/II) annimmt, scheint mir etwas zu tief zu sein, die Gletscherzunge für einen NNE gerichteten Gletscher zu kurz. Denn ein großer Teil des Flavonagletschers wird doch gegen den Campo Flavona abgeflossen sein, nicht der ganze Gletscher wird seinen Weg in die Val delle Seghe genommen haben. Die Moränenwälle, welche Trevisan (1936) von der N-Seite des Turrions alto nach NNE zeichnet, habe ich nicht gesehen.

Pietra Grande.

An der W- und E-Seite des Pietra Grande-Massivs liegen vor den Karen einige gut ausgebildete Endmoränenwälle. Sie sind bei einer Schneegrenze von etwa 2450 m dem Daun zuzuschreiben.

Die heutigen Gletscher.

Die heutigen Gletscher sind alle sehr klein, es sind im ganzen etwa 17. Einige davon haben nur noch sehr geringen Umfang, so z. B. die Vedretta della Tosa sup., Vedretta di Brentei, Vedretta d'Ambiez und Vedretta di Dodici Apostoli. Die höchsten Teile ihrer Firnfelder erheben sich gerade noch über die Schneegrenze. Die Schneegrenze habe ich geschätzt auf 2600—2650 m für N-seitige, 2700—2750 m für E- und W-seitige und 2800 m für S-seitige Gletscher. Trevisan (1936/II) nimmt die Grenzen im allgemeinen etwas tiefer, Richter (1888) legte sogar das Mittel auf 2500—2600 m und hielt es für unmöglich, über 2700 m hinauszugehen. Die von mir angenommenen Schneegrenzen scheinen mir den tatsächlichen Verhältnissen zwischen Nähr- und Zehrgebiet besser zu entsprechen. Etwas zu hoch ist vielleicht die für die Vedretta Dodici Apostoli angenommene Schneegrenze von 2700 m. Bei den beiden daneben gelegenen und gleichgerichteten Vedretta Pra Fiorito und Vedretta di Vallagola aber entspricht diese Grenzziehung gut, man darf daher für die Vedretta Dodici Apostoli nicht wesentlich tiefer gehen. Wahrscheinlich spielt hier die Beschattung doch eine große Rolle.

Daß Richter die Vedretta Tosa inferiore eine merkwürdige Erscheinung nennt, weil sich für diesen südlich gerichteten Gletscher seiner Meinung nach eine auffallend tiefe Lage der Schneegrenze ergibt, hat seinen Grund darin, daß der Verlauf der Höhenlinien auf Richters Skizze unrichtig und die Schätzung der Oberfläche zu hoch ist. Auch ist der Teil oberhalb 2800 m noch sehr ansehnlich. Auch hier ist die Schneegrenze bei 2750 m anzunehmen.

Wie schon Richter sagt, findet man drei Haupttypen von Gletschern:

Gipfelfirn: Cima Tosa, Cima di Brenta.

Schluchtgletscher: Vedretta del Crozzon.

Kargletscher: alle übrigen.

Wie allgemein in den Alpen, gehen auch in der Brenta die Gletscher zurück. Die Rückzugszahlen für einige Gletscher in den Jahren 1930—1935 betragen nach den Jahresberichten von L. Ricci:

Gletscher	Höhe des Gletscherendes		Richtung	Rückzug m
	1931	1935		
	m			
Dodici Apostoli.....	2572	2572	NNW	4.5
Pra Fiorito.....	2540	2548	NW	37
Agola	2504	2520	W	24
Brenta inferiore	2300	2308	NW	
Segno 1 (Bocca)				23
Segno 2 (r. Seite)				7

Die Vedretta della Tosa superiore darf man nicht als selbständigen Gletscher auffassen, die Haupternährung dieses Gletschers erfolgt durch Lawinen vom Cima Tosa-Gipffelirn. Die Schneegrenze liegt bei 2700 m. Die großen frischen Moränenwälle vor einigen Gletschern (Vedretta Prato Fiorito, Vedretta d'Agola, Vedretta di Brenta inferiore) sind aller Wahrscheinlichkeit nach 1850er, für 1820er sind sie zu wenig bewachsen. Man sieht auf diesen Moränen, bei der Vedretta d'Agola z. B., nur sehr spärliche Vegetationsflecke. Wie in der Karte auch angegeben, sind es meistens nicht einheitliche große Wälle, deutlich lassen sich oft zwei große, dicht nebeneinanderliegende Wälle unterscheiden. Ihr Aussehen ist aber gleich.

Verstürzte Korrosionsreste („Bergsturzbildungen“).

Am E-Rand der Brentagruppe fallen einige große Blockfelder auf. Von S nach N:

Zwischen Moline und dem Molvenosee, bei Nembia,
westlich des Molvenosees (Corno und Maroche),
zwischen Malga Flavona und Pra dell'Asino,
SW des Lago di Tovel (Costa Lucanica),
nördlich des Lago Tovel.

Auf den ersten Blick sehen sie alle aus wie Bergsturzablagerungen. Lepsius (1878) nimmt z. B. für die Entstehung des Schuttfeldes von Nembia einen Bergsturz vom Monte Gazza an, Damian (1890) einen Bergsturz vom Monte Soran, Vacek (1911) hält es für rein glazial, Schwinner (1912) schließt sich der Ansicht Damians an. Trevisan (1936) spricht nach Sacco von „Frane morenizzate“ (Bergsturzmoränen), nimmt kurzen Gletschertransport dafür an und schreibt diesem Bühlalter zu.

Reine Bergsturnatur scheidet aus. Die Hänge des Gebirges östlich und westlich enden ganz normal gegen das Tal mit Schutthalden ohne Spur von Bergsturzbildungen. Der langgestreckte Hügel des Schuttfeldes erhebt sich in der Mitte des Tales und ist durch deutliche Rinnen von den beiderseitigen Hängen geschieden.

Bergsturzmoräne ist schon viel wahrscheinlicher, damit wäre wenigstens die Hügelform der Ablagerung erklärt. Aber doch auch wieder nicht ganz. Denn wenn das Material eines Bergsturzes auf einen Gletscher fällt, dann kann man nicht erwarten, daß der höchste Punkt des Schuttkegels in der Mitte des Gletschers liegt, und das müßte so bleiben, wenn, wie Trevisan annimmt, nur kurzer Transport stattfindet. In diesem Falle wäre wohl eine starke einseitige Häufung des Bergsturzschuttes, also Verlauf der Kammlinie auf einer Seite des Gletschers zu erwarten; die Hauptauftragung liegt jedoch deutlich mitten im Tale.

Das Material besteht weitaus überwiegend aus hellgrauen Kalken mit sehr vielem Oolithgestein, so wie es im obersten Lias in dieser Umgebung an der Grenze gegen den Ammonitico rosso vorkommt. Außerdem findet man an einer Stelle, an der Autostraße östlich des Lago di Nembia, viel Scaglia (und Ammonitico rosso?). Diese Gesteinsart überwiegt an dieser Stelle so stark, daß man sich wundert, wie in einem Bergsturz mit nachträglichem Gletschertransport sich eine Formation lokal so häufen sollte.

Das Gestein des Schuttfeldes ist also durchaus gleich dem Gestein, das an den Talhängen östlich und westlich ansteht. Dies berechtigt zur Annahme, daß das Material aus der Nähe stammt.

Ich möchte die Entstehung lieber in folgender Weise erklären. Wenn wir die Gebirgsformen in der Nähe großer Störungslinien betrachten, dann fällt auf, daß manchmal direkt neben diesen Störungslinien sich isolierte Felsen erheben; Beispiele hierfür sind die Monte Turrion alto und basso (Abb. 3. Taf. XX) am Campo Flavona, der Pizzo Giovanni bei der Malga Spora und Monte Brione östlich von Riva. Besonders der Turrion basso hat eine sehr charakteristische Form (siehe geologische Karte), ein schmaler, steil aufragender, etwa 150 m hoher Felssockel, am N- und E-Ende scharf spornartig endend. Es ist wohl sicher, daß dieser Form Gletscherwirkung zuzuschreiben ist. Der Monte Turrion alto ist nicht mehr so gut erhalten. An der N- und W-Seite ist das Gestein stark zertrümmert, die Schutthalden reichen bis zum Gipfel, man hört immer Steinschlag: einem neuen starken Gletschervorstoß würde er vielleicht nicht mehr standhalten.

Ich vermute nun, daß auch in Nembia einmal ein ähnlicher isolierter Fels stand, der Form nach etwa wie der aus tertiärem Gestein bestehende Monte Brione östlich Riva. Die Profilzeichnung zeigt, daß, in gleichsinniger Fortsetzung der Schichtlage am Monte Gazza, sich sehr gut ein solcher isolierter Fels aus Gestein, wie man es am Schuttfeld findet, rekonstruieren läßt. Ein ähnliches jetzt noch bestehendes isoliertes Vorkommen, tektonisch umgrenzt und isoliert, ist der Lias-Scaglia-Rücken „Beo“, Punkt 881, östlich von San Lorenzo. Man kann sich leicht vorstellen, daß erstens der gedachte Fels bei Nembia durch die Lage hart an einer wichtigen Überschiebungslinie tektonisch stark beansprucht war, daß weiter die eiszeitlichen Vergletscherungen durch starke Druck- und Schlifffwirkung den Zusammenhang im Fels stark gelockert haben und daß nach Abschmelzen des Würmgletschers die letzte Stütze verschwand und der Fels zusammenbrach. Vielleicht hat sich zur Zeit dieses Zusammenstürzens noch Eis im Tale befunden, so daß die endgültige Ablagerung des Bergsturzmaterials erst nach seinem Abschmelzen erfolgt ist und dabei hat auch vielleicht eine sehr geringe Verfrachtung stattgefunden.

Daß das Schuttfeld wesentlich beiträgt zur Stauung des Molvenosees wird zwar von allen Autoren angenommen, steht aber keineswegs fest. Im Verlauf der Tiefenlinien des Movenosees fällt auf, daß der tiefste Punkt in der nördlichen Hälfte liegt, u. zw. deutlich im Bereich der Synklinale südlich von Molveno, deren Achse nach S wieder ansteigt. Dies ist jetzt noch deutlich zu sehen, obwohl die Zuschüttung durch den Bach aus der Vall delle Seghe im N-Teil des Sees dort den Verlauf der Tiefenlinien schon stark beeinflusst hat. Der tiefste Teil des Sees dürfte ursprünglich noch mehr N gelegen sein (siehe Taf. XIV, Prof. 11). Der Kern dieser Synklinale enthält nur weiches mergeliges Gestein, nämlich Scaglia und Tertiär. Es ist daher wahrscheinlich, daß der nördliche Teil des Seebeckens eine durch Gletscherschurf entstandene Wanne ist: das weiche Gestein wurde wegerodiert, der weiter südlich anstehende Liaskalk hingegen leistete mehr Widerstand und bildete deshalb eine Schwelle.

Wenn hier unterirdische Entwässerung möglich wäre, würde der Molvenosee eine tiefe Pozza sein, wie etliche andere Pozze in der Brenta (Pozza Tra-

montana, die Pozza, in der die Malga Spora liegt, die Pozza am Ausgang des Nardistales und noch andere). Für die Möglichkeit unterirdischer Entwässerung käme auch die im W ausstreichende Überschiebungsfäche in Betracht. Die Entwässerung der anderen genannten Pozze ist auch tektonisch angelegt. Allein dort befindet sich auf beiden Seiten der Störung hauptsächlich Kalk, während hier vielleicht ein Fetzen Scaglia die Störungsfäche zum größten Teil verschmiert und verstopft hat. Daß auch die heutige Entwässerung zu dieser Störungsfäche in Beziehung steht, darauf weist die Tatsache hin, daß der Bach ganz an der W-Seite des Tales, wo die Überschiebungslinie verläuft, wieder zutage tritt.

Das Schuttfeld „Sassac“ nördlich der Malga Flavona hat einen ganz ähnlichen Charakter. Auch hier wieder ein scharf umgrenzter Hügel mit der Firstlinie in der Mitte. Das Material besteht im S-Teil aus Rätkalk, dann folgt eine Zone von etwa 200 m, wo Rät und Hauptdolomit gemischt vorkommen, und der N-Teil ist ausschließlich Hauptdolomit. Auffallend ist, daß in dem N-Ausläufer der Rocca eine Störung verläuft, die gleichfalls Hauptdolomit von Rät trennt. Möglicherweise hat sich diese Störungslinie nach W durch den nördlichen Teil des Felssockels fortgesetzt; dann wäre die vermutliche Entstehung des Schuttfeldes ganz ähnlich der des Schuttfeldes von Nembia.

In derselben Weise sind die Schuttfelder südlich und nördlich des Lago Tovet entstanden. Auch hier wieder Schuttfelder ohne Zusammenhang mit den umliegenden Schutthalde und mit den höchsten Erhebungen, immer ungefähr in der Mitte, also selbständige Einheiten bildend. Daß die isolierten Felsen, aus denen die Schuttfelder durch Zusammenstürzen entstanden sind, stark gestört waren, dafür spricht das jetzt noch anstehende Gestein, das vielfach zertrümmert ist. Daß der Tovetsee wenigstens z. T. vom Bergsturz gestaut wird, ist wahrscheinlich.

Für das obenbeschriebene Phänomen, das in der Brenta mehrfach auftritt, habe ich den Ausdruck „Verstürzte Korrosionsreste“ gewählt.

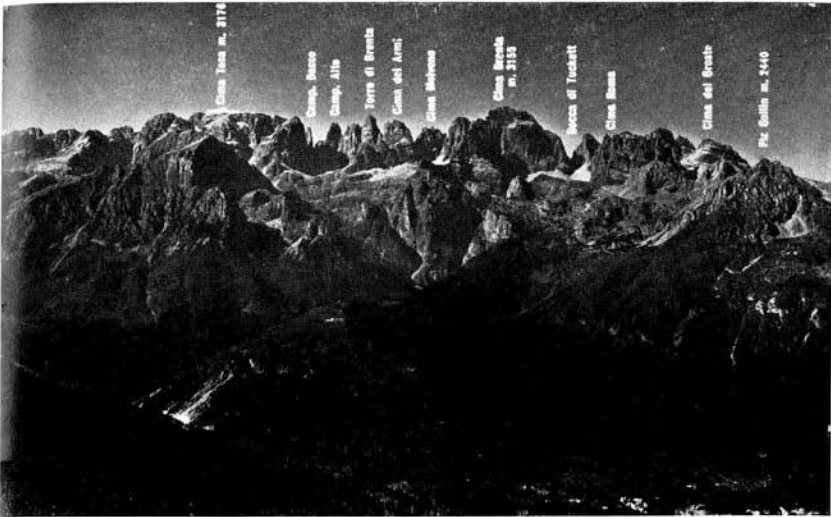
Es soll damit zum Ausdruck gebracht werden, daß isolierte Felskörper unter Einwirkung des Gletschereises (Schliff, Druck und Spaltenfrost) an Ort und Stelle zusammengebrochen sind, nachdem nach dem Abschmelzen des Eises der stützende Gegendruck verschwunden ist. Es bleibt dabei offen, ob nicht die Form des Trümmerhaufens durch nachträgliche neuerliche Gletschereinwirkung noch wenigstens teilweise geändert wurde.

Bergstürze.

Die Blockhalden Corno und Maroche beim Molvenosee dürften wohl auf normale Bergstürze zurückgehen.

Auch an der NW-Seite der zentralen Brentakette sieht man viele Schuttfelder. Hier ist immer noch deutlich der Verband mit der Abbruchstelle zu verfolgen. In einigen Fällen jedoch ist die horizontale Ausbreitung des Schuttes so groß, daß kurze Verfrachtung durch Gletscher anzunehmen ist (Bergsturmoränen).

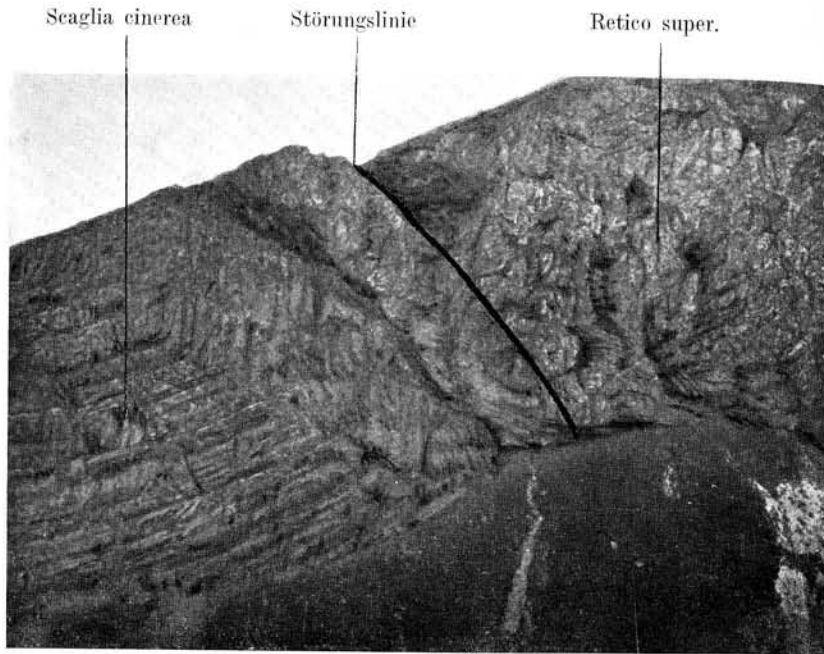
Es fällt auf, daß das Verbreitungsgebiet dieser letzten Bergstürze so beschränkt ist. Sehr viele Gipfel, ja ganze Massive (z. B. Monte Fibbion nördlich der Malga Spora) machen einen äußerst unstillen Eindruck. Das Gestein



Nach einer käuflichen Photographie.
 Abb. 1. Gipfelflur der Brentagruppe.

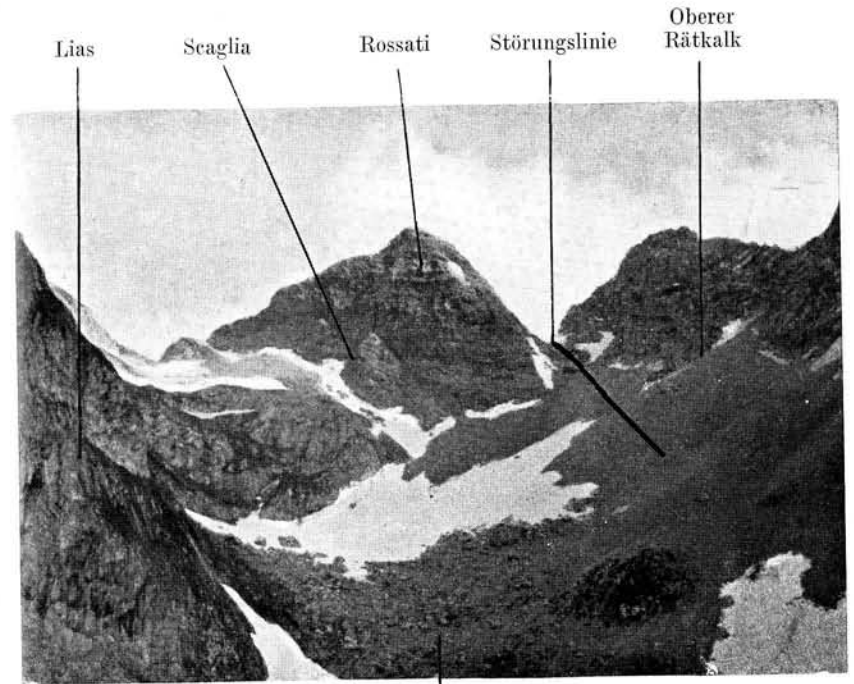


Nach einer käuflichen Photographie.
 Abb. 2. Gegensatz zwischen Hauptdolomit- und Rät-Liaswänden.



Phot. Wiehols

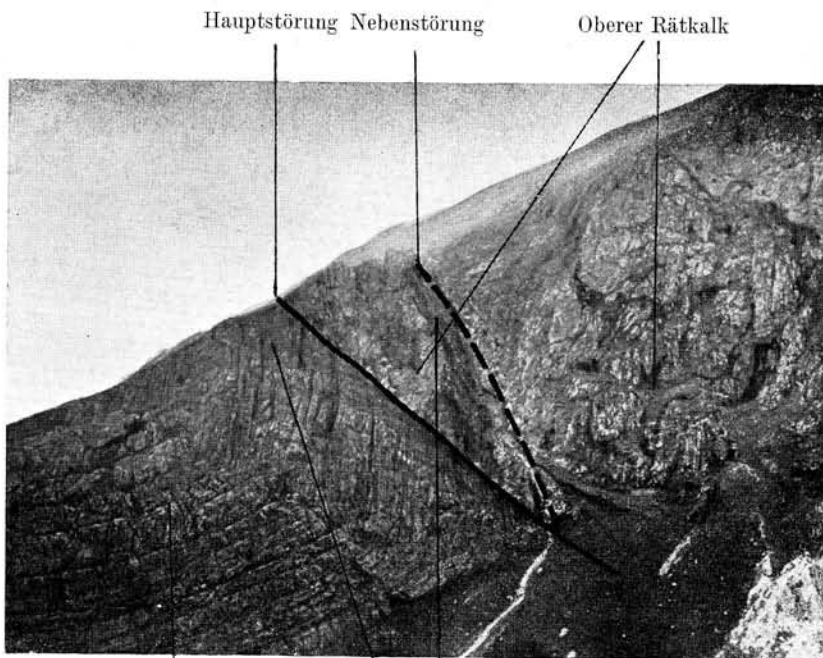
Abb. 1. Störungsdurchgang in der S-Wand der Val Doré. (Darstellung von Trevisan.)



Phot. Wiehols.

Val d. San Lorenzo

Abb. 3. Störungsdurchgang am Rossati. Keine Falte. Gesehen von N.



Phot. Wiehols.

Abb. 2. Störungsdurchgang in der S-Wand der Val Doré. (Meine Auffassung.)



Phot. Wiehols.

Abb. 4. Störungsdurchgang S-Wand Pozza Tramontana.

ist an vielen Stellen derartig mit Klüften, Rissen und Spalten durchsetzt, daß man sich eigentlich wundert, daß nicht mehr Bergstürze stattfinden. Schwinner (1912) sagt: „Wie man über die Art der Wirkung der Eiszeit auch denken mag, darüber besteht völlige Einigkeit, daß die von den Gletschern zurückgelassenen Formen unter den neuen Verhältnissen im höchsten Grade instabil sind.“

Diese Stellen findet man nur im, man kann sagen, Schutzbereich der größeren widerstandsfähigen Massive. Jedenfalls außerhalb der Bahn der großen, eiszeitlichen Gletscher, innerhalb dieser Bahn hingegen sieht man nirgends irgendwelche isolierte steilaufragende Türme. Unmittelbar neben dieser Bahn fangen sie schon an, z. B. der stark brüchige Castelletto inferiore. NW der zentralen Brentakette sind es eigentlich nur die Fridolinspitzen, welche eine nennenswerte stark brüchige Erhebung darstellen, sonst ist das ganze Gelände im Bereich der Bahn des Würmgletschers wie glattrasiert, die Oberflächenformen sind flach, höchstens wellig. Wo sich einmal eine Kammlinie in diesem Gebiet findet, ist sie auch rund geschliffen, z. B. der NW-Ausläufer der Cima Fracingo.

Daß die eiszeitlichen Gletscher die Ursache waren für die jetzige Formgestaltung des Geländes außerhalb der höchsten Gebirgsketten, ist wohl nicht anzuzweifeln. Die Prä-Würm-Vergletscherungen werden schon das meiste gemacht haben. Daß in der Riß-Würm-Interglazialzeit die Erosion und die Verwitterung so groß waren, daß sich ganz neue Felsgebilde aus den Massiven abgetrennt hätten, ist unwahrscheinlich.

Die vielen Bergstürze an der NW-Seite des zentralen Brentastockes sind nach meiner Ansicht die Folge davon, daß gerade an dieser Stelle die Großvergletscherungen besonders starken Druck auf die Wände ausgeübt und außerdem die Wände unterschliffen haben. Denn hier macht die NS-Richtung des Gletschers aus der Val Meledrio eine deutliche Schwenkung nach SW, an der Umbiegung werden Druck und Anschliff größer gewesen sein als sonstwo. Nicht sehr widerstandsfähige Felsgruppen werden dadurch stark gelockert worden sein. Die größten Bergstürze dürften stattgefunden haben nach dem Rückzug des Würmgletschers; dieses Material dürfte aber vom Schlernvorstoß schon aufgeräumt sein, Beweise dafür sind die großen Blöcke oberhalb Fogaiard. Indem die Gletscher sich aber immer mehr zurückzogen, wurden auch die höchsten Wände ihrer Stütze beraubt und in dieser Zeit dürften die jetzigen Bergsturzfelder entstanden sein. Die Abrißstellen liegen nach Schwinner in 2700 und 2400 m Höhe. Wie schon oben angeführt, läßt die große horizontale Verbreitung der Schuttfelder auf nachträglichen kurzen Gletschertransport schließen.

Kleinere Bergstürze gibt es in der Brenta sehr viele. Sie sind alle im Gelände deutlich zu erkennen und sind meist bescheidenen Umfanges.

Der Bergsturz am Monte Spinale, über den Schwinner (1912) berichtet, besteht, wie Trevisan (1936/II) schon erkannt hat, nicht. Man findet am Spinaleplateau tektonisch zertrümmertes, anstehendes Gestein und Oberflächenbreccie. Von einem Bergsturz ist nichts zu sehen. Die „Abrißnischen“ des Bergsturzmaterials sind Kare, die auf erosivem Wege entstanden sind, vielleicht als alte Talschlüsse.

Auch der Bergsturz an der Bocca di Brenta vom Jahre 1882 hat bestimmt nicht in dem Ausmaße stattgefunden, wie Richter (1885) ihn beschreibt.

Ein oder mehrere Bergstürze haben viel früher stattgefunden, als das Tal noch vergletschert war, das Material ist dann vom Gletscher durch das ganze Tal verbreitet worden, es ist Bergsturzmoräne. Man vermißt denn auch in der Beschreibung Richters eine genaue Angabe der Abrißstelle, sie müßte so kurz — drei Jahre — nach dem Ereignis bestimmt noch deutlich zu sehen gewesen sein. Und die Spuren, die die kilometerweit weggerutschten oder gerollten Blöcke hinterlassen hätten, müßten auch so auffallend gewesen sein, daß Richter sie erwähnt hätte. Aus seiner Beschreibung geht vielmehr hervor, daß die Sachlage 1885 genau so war wie jetzt. Ein frischer Bergsturz sieht anders aus.

Daß 1882 ein kleiner Bergsturz stattgefunden hat, ist sehr wahrscheinlich. Daß das Gepolter in Madonna di Campiglio so deutlich gehört wurde, daß die Einwohner glaubten, die Welt gehe unter, liegt wohl daran, daß Madonna di Campiglio genau in der Achsenrichtung der Val Brenta liegt, und daß das Tal also gewissermaßen als Schallrohr gedient hat.

Morphologie.

Hebungsweise Formentwicklung und glaziale Überformung.

Die Gipfflur.

Die Gipfflur in der Brenta ist sehr deutlich ausgebildet (Abb. 1, Taf. XVII). In einer Erstreckung von etwa 15 km erheben sich mindestens 22 Gipfel zu einer Höhe von $3000\text{ m} \pm 100\text{ m}$, nur einige Gipfel ragen etwas darüber hinaus bis zu 3173 m (Cima Tosa). Die Gipfel der Gipfflur sind von S nach N:

1. Cima di Vallon	2986 m	} Rät—Jura. Scholle der Cima Fracinglo.
2. Cima pra Fiorito	2900 m	
3. Cima di Vallagola	2880 m	
4. Cima Fracinglo	2880 m	
5. Cima d'Ambiez	3102 m	} Hauptdolomit.
6. Crozzon di Brenta	3129 m	
7. Cima Tosa	3173 m	
8. Brenta alta	2960 m	
9. Campanile alto	2937 m	
10. Croda di Fulmini	2910 m	
11. Torre di Brenta	3014 m	
12. Cima d'Armi	2949 m	
13. Pizzo Molveno	2910 m	
14. Spallone di Massodi	2995 m	
15. Cima Mandron	3033 m	} Scholle der Cima Tosa—Pietra Grande.
16. Cima di Brenta	3150 m	
17. Dente di Sella	2905 m	
18. Rocca di Vallesinella	2988 m	} Rät.
19. Cima del Groste	2897 m	
20. Pietra Grande	2936 m	
21. Corno di Flavona	2914 m	
22. Cima di Sassara	2892 m	

Diese Gipfel liegen nicht in einem tektonisch einheitlichem Verband, sondern gehören zwei verschiedenen Schollen an. Auch das Gestein ist verschieden und besteht aus Hauptdolomit, Rätkalk und Liaskalk. Die überwiegende Mehrzahl der Gipfel gehört jedoch der Scholle der Cima Tosa—

Pietra Grande an (die Gipfel 5—22) und hievon sind 15 (die Gipfel 5—19) nur aus Hauptdolomit aufgebaut. Von dieser Gipfflur fällt das Gebirge verhältnismäßig rasch in das Vorland ab.

Eine niedrigere, selbständige Einheit bildet der Cima Val Scura—Monte Fibbion-Zug, dessen acht Gipfel auf 3 km Erstreckung sehr konstant zu Höhen von 2660—2686 m aufragen.

Verflachungen in der Gipfflur zwischen 2900—3100 m gibt es auf der Cima Tosa und an der Cima di Brenta neben dem Hauptgipfel, beide bei 3100 m Höhe.

Die Verflachungen.

Die höchsten Verflachungen bilden die vielen Gletscherkare. Die am höchsten hinaufreichenden sind an der N-, W- und E-Seite des Gebirgskammes von Gletschern bedeckt, die niedrigeren und, an der S-Seite auch die höchsten, sind eisfrei. An der S-Seite macht die Vedretta d'Ambiez eine Ausnahme. Diese Verflachungen liegen zwischen 2400 m und 2800 m, die Gletscherkare bilden die Talschlüsse der Täler. Diese Täler zeigen eine Abwechslung von Terrassen und Schluchten und bilden schöne Beispiele für eine hebungsweise Formentwicklung.

In der folgenden Übersicht sind die Verflachungen der Brentatäler zusammengestellt.

1. Stufe	2. Stufe	3. Stufe	4. Stufe
Kalk. Pra Castron 2400—2500 m	Val di Vento 2100 m	Malga Scale 1550 m	
Pra Castron 2400—2500 m	P. 2245	Malga Tuenco 1750 m	Lago Tovel 1200—1300 m
Val Gelada P. 2414	1900 m	Campo Carlo Mo. 1650 m	
Val Gelada di Tu- enno 2400 m	Baito 2200 m	Malga Denno 1700 m	
Pietra Grande. Orto u. Orto delle Re- gina P. 2509 bis P. 2452	Spinaleplateau 2000—2100 m	Campo Carlo Magno 1650 m	
Groste Hochfl. 2800—2400 m	Spinaleplateau 2000—2100 m	Campo Carlo Magno 1650 m	
Val Brenta. Vedr. d. Fulmini 2750—2500 m	Val Brenta alta 2150 m	Malga Brenta alta 1740—1650 m	Malga Brenta bas- sa 1300—1250 m
Massodi-Val d. Seghe. Busa d'Armi, Busa di Massodi ca. 2350 m	Laghetto Baito dei Massodi 2200 bis 2000 m	Pian delle Selvata 1630 m	Pian del Maroccz 1250 m

1. Stufe	2. Stufe	3. Stufe	4. Stufe
Val Ceda. Vedr. Tosa inf. 2800—2600 <i>m</i>	Passo di Ceda 2200 <i>m</i> , Val No- ghera 2100 <i>m</i> , Val S. Lorenzo 2030 <i>m</i> , Val Dore 2100 bis 1900 <i>m</i>	Malga Ceda bassa 1440—1400 <i>m</i>	Forstgarten 1030 <i>m</i>
Val d'Ambiez, Castei 2400 bis 2470 <i>m</i> , Parol 2400—2320 <i>m</i> , Passo Cresole 2445 <i>m</i>	Busa d. Malgani 2000 <i>m</i> , Pozza bassa 2020 bis 1800 <i>m</i> , Pozza Bene d. Senaso 2100 <i>m</i> , Malga Ben 2100—1700 <i>m</i>	Malga Prato di sotto 1700—1600 <i>m</i> , Malga Senaso di sotto 1580 <i>m</i> , Dengolo 1300 <i>m</i>	Malga Laon 1112 <i>m</i>
Val di Jon 1. Stufe fehlt	Busa del Lago 2150—1950 <i>m</i> , Malga Zgolbia 2140—2000 <i>m</i> , Le Binde 2075 <i>m</i> , Pozza Bene di Dorsino 1950 <i>m</i>		
Val Nardis Glet- scher 2800 bis 2450 <i>m</i>	2150 <i>m</i> ? Val Fracinglo 2150—2000 <i>m</i>	Malga Vallagola 1600 <i>m</i> , Grasso d. Pastori 1860 <i>m</i>	Fogaiard 1200 <i>m</i>
Vallesinella 1. Stufe fehlt	Talschluß 2100 bis 2300 <i>m</i> Grasso d'Oveno 1840—1700 <i>m</i>	Malga Vallesinella di sotto u. Malga Vallesinella di sopra 1700 bis 1500 <i>m</i>	Fogaiard 1200 <i>m</i>
Val d'Algone Ve- dretta XII Apost. 2700—2400 <i>m</i> , Busa di Vallon sup. 2600—2500 <i>m</i>	Busa di Sacco 2130—2020 <i>m</i> , Fiorito 2140 bis 2080 <i>m</i> , Malga Movlina, I Coi 1900—1800 <i>m</i> , Le Giare 2160 bis 2100 <i>m</i> , Busa di Vallon inf. 2300 bis 2280 <i>m</i> , Busa di Venedig 2100 bis 2050 <i>m</i>		
Kristallin. Kar E von Roc- chetta di Nam- brone, einschließ- lich einige kleine Seen 2400 bis 2300 <i>m</i> , Tre Laghi 2300 bis 2260 <i>m</i>	Kar E von Nam- bino Mt., einschl. einige kleine Seen 2160—1900 <i>m</i> , Pra da Lago 2100 bis 1900 <i>m</i> , Lago Ritorto 2100 bis 2000 <i>m</i> , S von Lago Nambino 1950—1900 <i>m</i> , S von Pancugolo 2100 <i>m</i>	Lago Nambino, Malga Patascos, Malga Ritorto 1650—1750 <i>m</i>	

Bei näherer Betrachtung dieser Talstufen fällt folgendes auf.

Die Entstehung der Grostehochfläche hängt ohne Zweifel mit einer früheren Erosionsbasis zusammen, die jetzige Form ist aber bestimmt durch Gletscherschliff entstanden. Der Höhe nach gehört sie dem höchsten Verflachungssystem an. Nach W, NW und NNE setzt diese Fläche dann allmählich fort und es scheint, als ob wir es hier mit einer fast ebenen Fläche zu tun haben, welche sich am Spinaleplateau bis auf 2000 m und an der W- und E-Seite des Pietra Grande-Massivs bis auf 2000—2100 m herabsenkt. Wenn man aber die Kare im Pietra Grande-Massiv betrachtet, die dort die höchsten Verflachungen darstellen, dann fällt auf, daß diese vielfach nicht allmählich nach dieser Fortsetzung der Grostehochfläche abfallen, sondern gegen diese hin mit einer deutlichen Steilstufe abschneiden, also hängende Kare sind. Man sieht dies z. B. am Orto della Regina und am Kar, das sich nördlich von der Pietra Grande-Spitze nach E hinunterzieht. Beide enden bei etwa 2400 bis 2450 m, d. i. die Höhe der Grostehochfläche; darunter folgt eine Steilwand. In beiden Fällen liegt die flache Fortsetzung des Grosteplateaus etwa 200 m tiefer. Wenn man vom Groste zu diesem Punkt kommt, dann ist man geneigt, anzunehmen, daß normale Wassererosion hier das untere Rät abgetragen hat (diese Fläche folgt genau der Hauptdolomit-Rät-Grenze) und daß hier, wie schon oben gesagt, eine normale Fortsetzung eines alten Verflachungssystems vorliegt. Wenn man aber aus den Karen zu diesem Punkt kommt, dann ist man wegen der Tatsache, daß hier zwei Verflachungen vorliegen, getrennt durch eine deutliche steile Unterbrechung, geneigt, hierin einen Fall einer hebungsweisen Formentwicklung zu sehen. Man kommt also von verschiedenen Richtungen zu ganz verschiedenen Schlüssen.

Die Annahme, daß hier nur Wassererosion stattgefunden hat, stößt auf Schwierigkeiten. Spuren eines alten Bachbettes sind nicht vorhanden. Man kann sich aber in diesem zerklüfteten Dolomit überhaupt keinen größeren Wasserlauf vorstellen. Die Verkarstung in der jetzigen Form braucht damals noch nicht gewesen zu sein, aber die tektonische Zerklüftung war bestimmt schon da und diese würde genügt haben, das Wasser sofort in die Tiefe verschwinden zu lassen.

Die zweite Möglichkeit ist Gletscherschliff. Schon bei der Besprechung der Großvereisungen wurde gezeigt, welcher auffallende Gegensatz in den Geländeformen besteht zwischen den Gebieten, wo nachweisbar die mächtigen Eisströme der Großvergletscherungen ihren Weg genommen haben und den Gebirgsketten, welche, obwohl sie ganz verfirmt waren, doch außerhalb des Stromgebietes lagen. Die ersten Gebiete haben fast immer weiche Formen, es fehlen steile Aufragungen, alle Schärfen. Diese Eisströme haben auch großen Einfluß gehabt auf die jetzigen Umrißformen der Gebirgsmassive. Die steilen Wände stellen die schönsten Begrenzungen dieser Eisströme dar, die man sich denken kann. Der Sporn am Groste zeigt mit seiner Spitze genau in die Richtung der Grenzlinie der beiden Gletscher, die sich dort vereinigten. Die E- und W-Wand des Pietra Grande-Massivs liegen ganz in der Stromrichtung des Eises, ohne irgendwelche aus der Stromlinie heraustretende Hindernisse. Die leicht konkave Form der E-Wand des Sporns kann bedingt sein durch den größeren Druck und die dadurch größere Schlifffwirkung des Gletschers aus dem Toveltal. Dieser Eisstrom aus dem Toveltal traf auf das Massiv der Cima Val Scura; das dürfte maßgebend gewesen

sein für eine Stauung der Eismasse nach W gegen die Wand der Pietra Grande.

Die Cima del Grosse liegt an der Stelle, an der sich der Gletscher aus dem Meledriotal geteilt hat. Hier hat Stauung stattgefunden. Die schöne, gerundete Form ist Gletscherschliff zuzuschreiben.

Die W- und E-Wände des Cima Val Scura—Monte Fibbion-Zuges tragen ebenfalls die deutlichen Spuren der Eiswirkung. Wie der Pietra Grande-Zug steht dieses Massiv da in vollkommener Stromlinienausführung, auch hier keine seitlich hervorragenden Teile an der ganzen 5 km langen Wand. Die nach E oder W herunterziehenden Grate brechen unvermittelt ab und gehen in senkrechte Wände über.

Das gleiche ist der Fall mit dem schmalen Zuge des Monte Corona—Cima Mular alto. Das zwischenliegende Tal im S, die Val dei Cavai, im N die Val Cadino, ist ein schönes Beispiel für ein durch Gletscherschliff entstandenes „U“-Tal. Hier wird die „U“-Form nicht hervorgerufen durch Schutthalden, sondern sie ist im Fels ausgeschliffen. Eine sehr gute Photographie des Tales findet man in der Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins 1934, S. 144, im Aufsatz: „Die Berge der heiligen Maria von Flavon“ von Dr. Hans Kiene. Sehr deutlich kommt hier die „U“-Form zur Geltung, nur im S-Teil des Tales in der Mitte ist eine durch Wasser erodierte, tektonisch vorgebildete Rinne.

Aus all diesen Tatsachen geht hervor, daß die Großvergletscherungen in diesem Gebiet eine große Auswirkung gehabt haben. Die jetzigen Hauptformen des Geländes sind dadurch entstanden, die hocheiszeitlichen Gletscher haben sich große Durchzugsbahnen freigemacht. In der Stromrichtung liegende Hindernisse wurden entfernt, oder, wie Turrion basso und alto zu Formen geschliffen, die am wenigsten Widerstand boten (Abb. 3, Taf. XX). An vielen Stellen wurden wenig widerstandsfähige, mergelige, feingeschichtete Pakete des unteren Rät abgetragen. Hiefür bietet der Campo Flavona ein Beispiel. Solch ein breites, tiefes „U“-Tal kann nicht durch Wassererosion allein entstanden sein. Denn der Talboden besteht in der ganzen Ausdehnung aus Fels und wenn für die Entstehung Wassererosion maßgebend und die Eiswirkung nebensächlich gewesen wäre, dann müßte jetzt noch ein altes Bachbett zu sehen sein. Dies ist aber nicht der Fall. Das Bachbett auf der W-Seite des Tales verläuft in der tektonisch vorgebildeten Rinne der Pozza Tramontana-Überschiebung und kann nicht als Rest des Entwässerungssystems angesehen werden, das die Erosion des Campo Flavona bewirkte. Die ganze Form des Tales deutet auf Gletscherschliff. Sicher war aber vorher das Tal schon mehr oder weniger vorgebildet in der Weise, daß durch die hebungsweise Formentwicklung hier schon ein oder mehrere größere Täler durch Wassererosion entstanden waren. Die Höhe der zwischen diesen Tälern liegenden Kämme dürfte zusammen mit Turrion alto und basso dem höchsten Verflachungssystem der Brenta entsprochen habe. Diese Turrione stellen die Reste dieser Kämme dar. Die Großvergletscherung hat hier ein stark gegliedertes Gebiet, aus wenig widerstandsfähigen Mergeln bestehend, vorgefunden. Die Aufragungen wurden zum größten Teil vom Eis weggeschliffen und wahrscheinlich der Talboden noch vertieft.

Eine ähnliche starke Erosion nehme ich an für die Grostehochfläche und ihre nächste Umgebung. Die voreiszeitliche Wassererosion wird hier bei der hebungsweisen Formentwicklung ursprünglich andere Geländeformen gebildet

haben. Die nachträglichen Großvergletscherungen haben diese Formen ganz verändert oder verwischt und die jetzigen geprägt.

In derselben Weise entstanden, denke ich mir, die Formen der Oberfläche des Spinaleplateaus. Profilzeichnungen zeigen, daß die Oberfläche des Grosseplateaus sich ganz allmählich fortsetzt in die des Spinaleplateaus, also bis auf etwa 2000 m herab, damit würde das Spinaleplateau dem tieferen Teil des höchsten Verflachungssystems in der Brenta entsprechen. In der ganzen Brentagruppe gehören aber die Verflachungen zwischen 1900 und 2100 m der nächsttieferen zweite Stufen an, man muß also das Spinaleplateau auch dazu rechnen. Aus den gleichen Gründen wie beim Campo Flavona kann man auch hier nicht annehmen, daß nur Wassererosion diese 3 km lange und breite Hochfläche schuf. Analog der Entstehung des Campo Flavona haben wir uns wohl auch hier vorzustellen, daß bei der Hebung dieses Gebietes das Wasser Täler eingeschnitten hat, deren Talsohlen in der Höhe der jetzigen Oberfläche gelegen haben. Die Höhe der diese Täler trennenden Bergrücken dürfte der Höhe der nächsthöheren Stufe des Spinaleplateaus entsprechen haben, oder anders gesagt, das Spinaleplateau hatte vor der Vereisung die gleiche Höhe wie die Grostehochfläche. Die Großvergletscherungen haben auch hier das Relief gründlich geändert und die Aufragungen, welche nach der Wassererosion noch übrig geblieben waren, zum größten Teil weggeschliffen. Die Ansatzstellen dieser Bergrücken sind jetzt noch zu erkennen; als solche betrachte ich die von der Pietra Grande herunterziehenden Grate, die die Kare und die Val Gelada auf der W-Seite trennen.

Besondere Umstände haben diese gewaltige Reliefänderung begünstigt. Das Gestein am Spinaleplateau ist, wie im tektonischen Teil besprochen wurde, sehr stark gestört, große Teile sind stark brecciös. Weiter dürfte die Abflußrichtung des Wassers, und damit die alte präglaziale Talrichtung in der Hauptrichtung E—W gerichtet gewesen sein, da die Anlage des Val Sarca—Val Meledriotal-Systems, indem es entstanden ist an tektonisch vorgebildeter Stelle (Judikarienlinie) schon sehr alt sein dürfte und die Entwässerung sich also dorthin gerichtet haben wird. Die unter starkem seitlichen Druck des Eises stehenden, oft in sich stark gestörten Bergrücken werden nicht standgehalten haben und sind wegerodiert worden. Die Spur eines alten Tales ist am Spinaleplateau noch zu verfolgen. Die Oberfläche des Spinaleplateaus, obwohl von E nach W ganz allmählich abfallend, ist jetzt noch stark gegliedert, es kommen Höhenunterschiede bis zu 200 m vor. Dabei fällt auf, daß der Fußweg vom Grosteweg über den Lago Spinale (ein ganz kleines, seichtes Seechen) zur Tillyhütte ganz ohne Gegensteigung verläuft. Dabei ist er aber für große Erstreckung auf beiden Seiten von höheren Aufragungen begleitet, z. B. bei der Malga Pezzoi, wo der Weg in 2030 m Höhe liegt, sind im N der Aussichtspunkt 2092 m und weiter NE die Erhebung von Punkt 2082 m. Im S liegen Schneeloch 2072 m, Pozza Lunge 2130 m und Busa di Genevri 2082 m. Weiter nach E bei Campo Centenair (Höhe des Weges hier 2080—2090 m) liegen im N der flache Rücken von Punkt 2097 bei Malga Boc di sopra und im S Punkt 2162 bei I Dossi. Es ist sehr wohl möglich, daß dieser Fußweg in einem alten Flußbett liegt.

Eisschliff nehme ich auch an für die Verflachung von Grasso d'Oveno.

Eine ganz ähnliche Verflachung wie die der Grostehochfläche bilden die in gleicher Höhe gelegenen Hochflächen Pra Castron und Pra Castron di

Tuenno, westlich und südlich des Sasso Rosso. Die Ähnlichkeit ist sehr groß, was um so auffallender ist, als die Gesteinsarten ganz verschieden sind. Am Groste sind Hauptdolomit, Rätmergel und -kalke, am Passo di Pra Castron Lias bis Scaglia. Andere Vorbedingungen sind in beiden Fällen gleich, so das Schichtfallen und der Gegensatz zwischen einem Untergrund aus festem Kalk, bzw. Dolomit und einem Aufbau aus weichen, mergeligen Gesteinen.

Der Gletscherschliff war am Pra Castron (G. D. B. K.) sehr stark. In dieser Höhe von 2300—2400 *m* zeigt das Gestein schön rundgeschliffene Formen. Eine Abzweigung des Val Meledrio-Gletschers ist an der Cima del Tov in die Val di Vento eingedrungen und hat über den Passo di Pra Castron und die Bocca del Vento mit dem Val Tovel-Gletscher in Verbindung gestanden. Die Geländeformen weisen auch in diese Richtung. Die W-Wand des Sasso Rosso-Sporns und die des Monte Padon liegen in einer Linie, was durch Gletscherschliff vom Val Meledrio-Gletscher bewirkt worden sein dürfte. Das Gestein an der Bocca del Vento ist deutlich rundgeschliffen. Die SE-Wand des Monte Padon liegt ganz parallel der Hauptrichtung der Wand oberhalb des Campo di Tuenno. Beide haben ihre jetzige Form durch Gletscherschliff des Val Tovel-Gletschers erhalten. Der Monte Padon hat seine charakteristische Form erhalten durch die Lage an einer Stelle, wo Eisströme sich vereinigt und geteilt haben.

Wie die Grostehochfläche ist die Oberflächenform des Pra Castron und des Pra Castron di Tuenno durch Wassererosion vorbereitet gewesen. Das Hocheis hat auch hier die stehengebliebenen Reste weiter modelliert oder ganz weggeschliffen.

Es stellt sich heraus, daß vielfach die erodierende Wirkung des Eises auf größeren Flächen, bei flacher Schichtlage, Schichtplatten bloßlegt. Die Schichtung des Gesteins ist mitbestimmend für die Oberflächenformen, die durch Gletscherschliff entstehen. Die ausgedehnten Schichtflächen am Groste und am Passo di Pra Castron wurden schon erwähnt, weitere gibt es noch in etwas geringerer Ausdehnung beim Rifugio XII Apostoli. Kleinere Schichtflächen sind zu finden bei der Tucketthütte, Pedrottihütte, Brentehütte. Auch die ausgedehnten Schichtflächen an der Cima del Groste, Castello di Vallesinella, Monte Turriorio basso und am Grasso d'Oveno schreibe ich derselben Wirkung zu. Schön entwickelt sind sie auch an vielen Stellen in der oberen Val d'Ambiez, am Campo Flavona, am Prada und Selva Grande nördlich von San Lorenzo und am Monte Gazza. Es ist schwierig, solche Schichtflächen in ein Verflachungssystem der stufenweisen Formerhebung einzureihen. Man weiß nicht, wie groß die erodierende Wirkung des Eises war, kann also nichts Bestimmtes sagen über die Geländeformen vor der Eiszeit. Stellenweise dürften die Verflachungen nur durch Eisschliff entstanden sein. In den meisten Fällen wird wie am Groste und am Spinaleplateau usw. eine Kombination von Wasser- und Eiswirkung am wahrscheinlichsten sein.

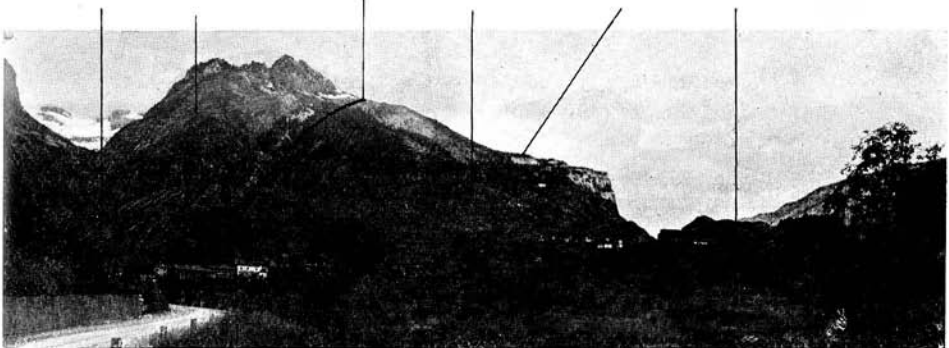
Die Verflachung Prada—Selva Grande N San Lorenzo setzt sich aus der Val Doré von 2070 *m* ganz allmählich abfallend bis auf etwa 1400 *m* fort. Es müssen hier früher zwei oder mehr Erosionsbasen gewesen sein, der Eisschliff hat aber die zwischenliegenden Stufen verwischt. Einige Steilabfälle im Gelände stellen Reste davon dar. Besonders in den höheren Teilen, wo die weichen Scaglia- und Eocänmergel anstehen, dürfte viel abgetragen sein.

Dente di Sella



Nach einer käuflichen Photographie.
Abb. 1. Eisgleitrinne in der N-Wand der Vedretta di Brenta inferiore

Val d'Ambiez	Oberer Rätalk	Rossati- Clamer- Linie	Tithon, Kreide, Tertiär	Selva Grande	Riß-Würm interglaz. Schotter
-----------------	------------------	------------------------------	-------------------------------	-----------------	------------------------------------



Gemeinde San Lorenzo. (Gesehen von S.)

Phot. Wiebols.

Abb. 2. Gegensatz in Geländeformen an Störungslinien.



Fundstelle

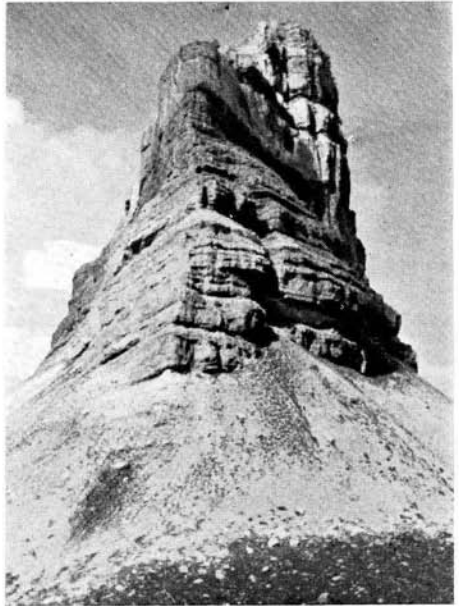
Phot. Wiebols.

Abb. 1. Fundstelle der Erratika am Passo di Val Gelada, zwischen 2650—2700 m. Die Photographie wurde von unten aufgenommen und zeigt daher das Gelände viel weniger steil, als es in Wirklichkeit ist.



Phot. Wiebols.

Abb. 2. Tonaliterratika am Passo di Val Gelada, eingebettet in Breccie.



Phot. Wiebols.

Abb. 3. Gletschergeschliffene Form des Monte Turrión basso.

Es fällt nämlich auf, daß der widerstandsfähigere helle Kalk im W viel höher emporragt. Nur die Val Doré, die geschützt liegt, kann einer Erosionsstufe zwischen 2100 und 1900 *m* zugeschrieben werden.

Das oben Gesagte bezieht sich alles auf Gebiete, wo die Großvereisungen Einfluß gehabt haben. Wir müssen bei der Betrachtung der in der Tabelle gegebenen Erosionsbasen immer untersuchen, ob die genannten Stellen im Bereiche der großen Eisströme gelegen waren oder nicht. Waren sie in deren Bereich gelegen, dann ist mit Übertiefung durch Eisschliff zu rechnen.

Daneben gibt es Verflachungen innerhalb der zentralen Brentakette, welche außerhalb des Eisstromes lagen. Hier sind die durch stufenweise Erhebung entstandenen Verflachungen besser erhalten. Scharf ist die Grenze zwischen beiden Gebieten nicht. In die Täler an der N-Seite des Gebirges ist sicher auch Hocheis eingedrungen, das Lokaleis zurückstauend. Andere Täler, z. B. Val delle Seghe, haben wohl im Eisstrombereich gelegen, waren aber geschützt durch hohe Pässe und es dürfte verhältnismäßig wenig Eis eingedrungen sein. Den Lokalgletschern kommt im Vergleich zum Hocheis viel weniger Erosionsfähigkeit zu. Während der Hochvereisungen sind sie gar nicht richtig zu Worte gekommen und die Mächtigkeit der Stadialgletscher ist sehr gering, verglichen mit der der hocheiszeitlichen Gletscher; entsprechend auch die Erosionsfähigkeit. Immerhin aber gibt es auch gute Beispiele von durch Stadialgletscher geschliffenen Talformen. Eine sehr schöne Eisgleitrinne liegt zwischen Castelletto superiore und Dente di Sella bei der Tuckethütte, oberhalb der Vedretta Brenta inferiore (Abb. 1, Taf. XIX).

Rundbuckel findet man in sehr vielen Tälern. Sehr schön z. B. ist die ganz rund geschliffene Felsstufe in der Val di Ceda, direkt oberhalb der Malga Ceda alta, was auch in der topographischen Kartenzeichnung zum Ausdruck kommt.

Selektive Formentwicklung.

Typische Dolomitenlandschaft hat die Brenta eigentlich nur in ihrem mittleren Teil im Hauptdolomit. Das aus festem, gebanktem, hellem, oft etwas gelblichem Gestein aufgebaute Gebirge ist stark gegliedert. Tiefe Scharten teilen den Gebirgsstock auf in viele einzelne Türme, deren Höhe meist um 3000 *m* liegt. Sehr charakteristisch ist die deutliche, oft feine Bankung. Besonders aus einiger Entfernung hebt sich der Aufbau des zentralen Stockes deutlich hervor, die Form der durch Schichtflächen abgeplatteten Türme mit ihren steilen Wänden ist oft auffallend rechteckig. Bestimmend für das Gesamtbild einer Wand ist das Licht. Um die Mittagszeit, wenn die Sonne hoch steht, wird besonders stark die fast horizontale Schichtung betont. Bei Morgen- oder Abendsonne treten durch die Schattenwirkung viel mehr die senkrechten Risse hervor und wirkt die Schichtung viel weniger.

Die anderen Felsbildner in der Brentagruppe, der obere Rätalkalk und der Liaskalk, bauen Gebirgsmassive auf, die ein ganz anderes Aussehen haben. Die Bankung, obwohl oft auch ziemlich fein, tritt lange nicht so deutlich hervor. Das Gestein ist im allgemeinen brüchiger, und, was hauptsächlich auffällt, es wittert nicht so rauh an. Eine Hauptdolomitwand sieht anders aus wie eine Rät-Lias-Wand. Letztere wirkt glatter und massiger. Weil das Gestein weniger fest ist, kann ein Gebirgsstock auch nie so gegliedert sein wie beim Hauptdolomit. Solche äußerst labil aussehende Türme, wie die

Guglia di Brenta, Castelletto inferiore, Castelletto superiore oder Dente di Sella, um nur einige zu nennen, gibt es im Rät-Lias-Gebirge nicht. Hier herrscht der Typus des langgestreckten, scharfen Grates vor. Besonders augenfällig ist der Unterschied zwischen den beiden Felsbildnern, wo Gebirgsstöcke der beiden Gesteine aneinander grenzen, wie das z. B. der Fall ist auf beiden Seiten der Vedretta dei Camosci, wo die danach benannte Störungslinie durchzieht (Abb. 2, Taf. XVII). Sehr deutlich hebt sich hier das aus festem, gut gebanktem Hauptdolomit aufgebaute, sehr solid aussehende Massiv der Cima Tosa—Crozzon di Brenta ab von der E-Wand der Cima Fracinglo II, die aus Oberrätalkalk und Liaskalk besteht. Die Umgebung des Rifugio XII Apostoli zeigt, daß der Unterschied nicht in geringerer Ausprägung der Bankung liegt. Der Gletscherschliff hat hier die deutliche Bankung bloßgelegt. Man sieht aber an den sich im Hintergrund erhebenden Gipfeln, daß die Bankung in der Felswand nicht hervortritt.

Zwischen Hauptdolomit und hellem Oberrätalkalk liegen die dunklen Kalke und Mergel des unteren und mittleren Rät, welche sich als ein Paket dünngebankter Schichten deutlich in der Landschaft hervorheben. Diese Gesteine bilden Kulturböden, ebenso wie der oberste Hauptdolomit. Sie sind Ursache, daß am Spinaleplateau in 2200 *m* Höhe doch so viele Almen sind, obwohl hier gar kein Wasser ist. Das Wasser wird mittels einer Leitung von der Quelle am Groste hergeführt. Im allgemeinen treten im unteren Rät viele Quellen aus. Quellenaustritt ist in der Brenta auch oft tektonisch begründet. So treten die starken Quellen in der oberen Vallesinella (welche sehr stark sind, viel stärker, als das kleine Quellenzeichen in der topographischen Karte vermuten läßt) an einer Störungsfläche aus. Die Quelle am Groste, die einzige in weiter Umgebung, tritt aus an der Grenze Hauptdolomit—Unterrät-Kalk.

Verkarstung tritt überall dort auf, wo das Gestein in größeren Flächen zutage tritt, der Grad der Verkarstung ist sehr verschieden. Die größte Karrenfläche bildet die Grostehochfläche mit Umgebung und anschließend das Spinaleplateau. Schwinner (1912, S. 159) führt u. a. als Grund für die Annahme des Bergsturzes am Spinaleplateau an, daß man hier gar keine Karstformen, Trichter, Dolinenschlote usw. antrifft. Diese Behauptung ist um so erstaunlicher, als es hier alle Grade der Verkarstung gibt. Von Anfängen wie beim Campo Centenair bis zu der starken Verkarstung im Gebiet nördlich und östlich davon, gibt es alle Übergänge. Tiefe Spalten, große Dolinen bis 10 *m* Durchmesser und 5 *m* Tiefe, gibt es in großer Verbreitung. Weitere große Karrenflächen sind noch der Passo di Pra Castron am Sasso Rosso, das Hauptdolomitplateau südlich von Monte Turrion alto, große Teile in der Val di Ceda und im Talschluß der Val d'Ambiez. Kleinere Karrenfelder gibt es sehr viele. Der Grad der Verkarstung ist im allgemeinen nicht stark.

Die hellen, tonarmen bis tonfreien Kalke des oberen Rät und des hornsteinfreien Lias bilden sterile Böden mit spärlicher Bewachung. Die dunklen, tonreichen Schichten des Hornsteinlias sind bis in große Höhe mit einer dicken Grasdecke bewachsen. Sehr schön ist dies zu sehen am Marugini, wo Almböden bis über 2300 *m* vorkommen. Die mergeligen, tonigen Gesteine der Kreide und des Tertiärs bilden sehr gute Kulturböden. Bis in große Höhe tragen sie sehr gute Wiesen; südlich von Castello dei Camosci in Le Pozze, wo Biancone ansteht, bis zum höchsten Punkt, 2295 *m*.

Die ausgedehnten Grundmoränen in der Umgebung des Sarca- und Meledriotales geben ebenfalls sehr fruchtbare Böden ab.

Schwinner (1912, S. 135) deutet die Terrassen am W-Hang des Sarca- und Meledriotales, welche im Kartenbild deutlich zum Ausdruck kommen, als Moränenterrassen, hauptsächlich von Grundmoränenmaterial. Die Verflachungen sind alle mehr oder weniger versumpft. Es ist wohl sicher, daß Grundmoräne hier eine Rolle spielt, aber auffallend ist doch, daß diese Sümpfe nur dort auftreten, wo der Untergrund aus Rendenaschiefer oder Sabbione-Diorit besteht, wo Tonalit ansteht, sind nirgends Sümpfe. Die Grenze des Vorkommens dieser Sümpfe fällt sogar genau zusammen mit der Störungslinie, welche einerseits Tonalit, anderseits Rendena-Kristallin und Sabbione-Diorit trennt. Wahrscheinlich spielt hier auch die Wasserundurchlässigkeit des Untergrundes eine Rolle, besonders die des tonreichen Rendena-Kristallins. Das Gebiet ist dicht mit Almen besetzt.

Über die Pozze wurde schon im tektonischen Teil gesprochen. Es sind große, durch Wassererosion vorbereitete und von Gletschern umgeformte und vertiefte Wannen, die an Störungslinien liegen und durch einen Riegel aus anstehendem Gestein talabwärts abgeschlossen werden. Die Entwässerung erfolgt unterirdisch, deshalb entstehen keine Seen. Diese Pozze sind mehr oder weniger von alluvialem Schutt erfüllt, die Pozza Tramontana noch sehr wenig, die Val Nardis und die Pozza, in der die Malga Spora liegt, schon ganz.

Störungslinien und Oberflächenformen.

Tektonisch wichtige Störungslinien machen sich in verschiedener Weise in der Landschaft bemerkbar. Manchmal sind durch die Schollenbewegung ganz verschieden alte Formationen nebeneinander zu liegen gekommen. Die Erosion hat dann Geländeformen entstehen lassen, die schon aus großer Entfernung auffallen. Sehr schöne Beispiele dafür findet man an der Rossati-Clamer-Überschiebung. Von verschiedenen Seiten sieht man schon von weitem (aus der Val Ceda, vom Quadre oberhalb San Lorenzo) den auffallend roten Gipfelaufbau der Rossati in einer Umgebung aus hellem Kalk. Weiter nach S, direkt oberhalb San Lorenzo, trennt die Überschiebungsfäche hellen Oberrätkalk von Scaglia und Tertiär. Der starke Kontrast zwischen den hellen, steilen, vegetationsarmen Kalkwänden und dem ganz mit Wald und Wiesen bedeckten sanft geformten Gelände der Selvata Grande, fällt sofort auf, wenn man von S kommt (Abb. 2, Taf. XIX). Ein ähnlicher Gegensatz bildet das Gelände um Molveno. Oberhalb des Dorfes erhebt sich die hohe Schutthalde der Grassi delle Golate und die stark brüchigen Felsen der S-Wand des Pradel. Das Dorf selbst liegt teilweise auf dem guten Kulturboden der Tertiär- und Scagliaschichten, welche von den Einwohnern ganz ausgenutzt werden. Man kann schon an der Ausdehnung des am S-Hang liegenden bebauten Geländes feststellen, wie weit diese Schichten reichen. Der aus gleichen Schichten gebildete Boden am W-Hang oberhalb Hotel Molveno wird nur zu Weidzwecken benutzt.

Der Talschluß der Vall'Agola wird bei Palla durch eine Störungslinie in zwei aus ganz verschiedenen Gesteinsarten bestehende Teile geteilt. Auch hier sieht man deutlich den Unterschied zwischen dem felsigen Aufbau des Lias des Palon dei Mughi und den weichen Formen der Scaglia des Sattels.

Bemerkenswert ist aber, daß hier nicht, wie es sonst meistens der Fall ist, der Verlauf der Störungslinie durch eine Rinne gekennzeichnet ist. Weder am Paß, noch beim Hinunterziehen ins Tal nach N, ist sie morphologisch ausgeprägt. Dies ist um so auffallender, als die Scaglia oben am Sattel an Lias grenzt und weiter nördlich an Hauptdolomit. Man kann dieses Fehlen einer Rinne auf Gletscherschliff zurückführen. Die Großvereisungen haben hier so stark erodierend gewirkt, daß die voreiszeitliche Rinne ganz verschwunden ist. Wasser gibt es dort nicht, so daß Wassererosion die Störungslinie nicht wieder bloßgelegt hat. Nicht erklärt bleibt aber, wenn man Gletscherschliff annimmt, weshalb die selektive Erosion sich hier nicht deutlicher bemerkbar gemacht hat und die weichen Scagliamergel nicht mehr erodiert hat als das widerstandsfähigere Liasgestein. Das Wasser aus der Quelle am Sattel fließt nach S ab. Hier hat das Wasser an der Störungslinie schon wieder eine deutliche Rinne erodiert.

Auch in anderer Weise haben sich Störungslinien im Gelände morphologisch bemerkbar gemacht.

Daß die Judikarienlinie an einigen Stellen durch Dolinenbildung gekennzeichnet wird, wurde schon im tektonischen Teil besprochen (siehe S. 296). Am Spinaleplateau tritt vielfach ähnliche Dolinenbildung auf. Man sieht an manchen Stellen bis zu Hunderte von Metern lange Reihen von Dolinen durchziehen, meistens in Mulden gelegen. Diese deuten wahrscheinlich auch auf Störungslinien, welche tektonisch jedoch meistens unwichtig sein dürften. Das Spinaleplateau wird von einer großen Zahl Störungslinien durchzogen, wovon nur die wichtigsten in die Karte eingetragen wurden. Aber auch tektonisch unwichtige Schollenbewegungen können das Gestein stark zertrümmert haben und nur der zerrüttete Zustand des Gesteins ist maßgebend für Dolinenbildung.

Aus diesen in kleinerem Bereich gemachten Beobachtungen kann man schließen, daß auch im großen ein genetischer Zusammenhang bestehen wird zwischen tektonischen Linien und Talbildung. Im tektonischen Teil wurde schon hingewiesen auf die Übereinstimmung in der Richtung der Klüfte und der Karren und Rinnen am Groste (siehe S. 304). Auch wurde die Entstehung der in der zentralen Brentakette liegenden großen Täler damit in Verbindung gebracht.

Ein genetischer Zusammenhang zwischen Störungslinien und Talbildung besteht aber nur dann, wenn die Störung in der Abflußrichtung des Wassers verläuft. In der Brenta verlaufen die Störungslinien meistens parallel zum zentralen Gebirgsstock und deshalb steht natürlich die Abflußrichtung des Wassers oft mehr oder weniger senkrecht zu den Störungslinien und damit auch zur Richtung der Täler.

Die Täler, in denen eine Störungslinie verläuft, sind: Val di S. Maria di Flavona (als Teil des Hochtales Campo di Flavona), Vallone di Centonia, Val di Cavai—Val Cadina, das Tal der Vedretta dei Camosci, das Tal südlich von Molveno, und das Sarcatal von Madonna di Campiglio bis Fogaiard. In all diesen Fällen verläuft die Störungslinie an der W-Seite des Talbodens. In der Val Meledrio und in der Val d'Algone verlaufen die Störungslinien hoch oberhalb des Talbodens am W-Hang. Daß die Störungslinien immer an der W-Seite des Talbodens oder am W-Hang verlaufen, ist bedingt durch das W-Fallen der Störungsflächen. Die Talbildung hat angefangen am Aus-

tritt der Störungslinie. Bei Vertiefung des Tales kommt sie bei W-Fällen der Störungsfläche auf die W-Seite des Tales zu liegen. Es spielen hier natürlich noch mehrere Faktoren eine Rolle, wie die Neigung der Störungsfläche, die Widerstandsfähigkeit des Gesteins, die Tiefe des Tales und die Form des Tales. Eine flach geneigte Störungsfläche wird natürlich bald am W-Hang austreten. Wo zwei ganz verschieden widerstandsfähige Gesteine die Störungslinie begrenzen, wird die Talbildung sich immer zur Hauptsache in dem weicheren Gestein abspielen. Dies dürfte der Fall sein im Tal zwischen Madonna di Campiglio und Fogaiard. Das Rendenakristallin ist ein sehr weiches, überdies dort stark zertrümmertes Gestein, die E-Wand des Spinalplateaus hingegen, obwohl tektonisch auch stark beansprucht, doch viel fester. Das weiche Rendenakristallin war auch wohl Ursache, daß bei Fogaiard das Sarcatal die Judikarienlinie verläßt. Der Hauptdolomit und der Sabbione-Diorit in der Val d'Algone waren viel widerstandsfähiger.

Nutzbare Mineralien.

Diese fehlen in der Brenta vollständig. In früheren Jahren bestand eine gut gehende Glasfabrik in der oberen Val d'Algone, die ihre Grundstoffe (Quarzporphyr) aus der Val Rendena bezog, aber sie ist schon vor langer Zeit verlassen worden. Oberhalb San Lorenzo ist ein verlassener Steinbruch im Ammonitico rosso (Trientiner Marmor).

Zusammenfassung.

Die wichtigsten Feststellungen sind:

Tektonisch.

1. Die Brentagruppe zerfällt in eine Zahl N—S bis NNE—SSW verlaufende Streifen, die getrennt werden durch W fallende Überschiebungsflächen. Das allgemeine Streichen der Streifen und der Bewegungsflächen verläuft parallel der Judikarienlinie. Die Hauptrichtung der Bewegung war WNW—ESE gerichtet.
2. Neben der W—E gerichteten Bewegung haben manche Streifen noch eine N—S gerichtete durchgemacht. Sie sind mit ihrem S-Ende auf jüngere Schichten aufgeschoben unter deutlichen Stauchungserscheinungen.
3. Die Schollen zeigen in sich wenig tektonische Beanspruchung, obwohl sie im Verhältnis zu ihrer Länge sehr schmal sind. Querverschiebungen treten nicht auf, nur Klüftung wurde festgestellt.
4. Der Kontakt zwischen dem Tonalit und dem Sabbione-Diorit—Rendena-schiefer-Komplex ist im Kartenbereich tektonisch.

Stratigraphisch.

1. Ein Lager dunkler, fossilreicher Kalke und Mergel teilt an vielen Stellen der Brenta die hellen Kalke, die zwischen den Rätmergeln und dem Liasoolith liegen, in zwei etwa gleich mächtige Pakete. Diese dunklen Kalke und Mergel sind stratigraphisch den Schichten mit der Fauna von Noriglio und der Flora von Rotzo gleichzustellen und bilden somit das Grenzpaket von Lias gegen Rät.
2. Die Brenta stellt lithologisch ein Übergangsgebiet dar zwischen der lombardischen und der venezianischen Fazies der oberen Trias und des Lias.

Die Profile der beiden Fazies sind:

Lombardische Fazies:	Venezianische Fazies:
Hornsteinlias,	—
Oolith,	Oolith,
Liaskalk,	graue Kalke,
dunkle, fossilführende Kalko und Mergel,	Schichten von Rotzo,
obere Rätkalke,	obere Rätkalke,
mittlere Rätkalke und Mergel,	—
untere Rätkalke und Mergel,	—
Hauptdolomit,	Hauptdolomit.

Sowohl das Verschwinden, bzw. Dolomitisieren der unteren und mittleren Rätschichten (in der Umgebung des Molvenosees) wie das Neuauftreten von Hornsteinlias (am Passo di Pra Castron), kommt in der Brenta vor.

3. Die Grenze Hauptdolomit—Untere Rätschichten wird an vielen Stellen von einer Breccie gebildet.

4. Die mittleren Rätschichten enthalten ein charakteristisches Paket Kalke und Dolomite, erfüllt von großen Megalodonten.

5. Zwischen Liaskalk und Hornsteinlias tritt vielfach eine starke Diskordanz auf.

6. Die am Castel dei Camosci und oberhalb San Lorenzo gefundene hornsteinführende rote Breccie dürfte der Ballinobreccie von Trener (1909) entsprechen.

7. Hoch gelegene Funde von Kristallin- und Kalkerratika deuten darauf hin, daß große Teile der Brentagruppe von einem (tertiären?) kristallin- und kalkführenden Konglomerat bedeckt waren.

Glazialgeologisch.

1. Zwischen Würmeiszeit und Stadialvergletscherung war eine lange zeitliche Trennung. Der tiefstreichende Vorstoß nach dieser Zeit hat einer Schneegrenze von etwa 900 m unter der heutigen entsprochen.

Morphologisch.

1. Der von Schwinner (1912) festgestellte Bergsturz am Spinaleplateau existiert nicht. Das Spinaleplateau besteht aus anstehendem Gestein.

2. Die großen Blockfelder von Nembia, Sassere usw. sind keine Bergstürze im engeren Sinne, sondern nach dem Zurückziehen der Gletscher zusammengestürzte, isolierte Aufragungen, die von Gletschern unterschliffen waren.

3. Wo die Abflußrichtung Störungslinien folgt, haben sich an diesen Täler gebildet. Selektive Erosion tritt auffallend zurück und spielt nur dort eine Rolle, wo geeignete Gesteinsstreifen in der Abflußrichtung verlaufen.

4. Wo in der Brenta Tal- und Störungslinie zusammenfallen, verläuft die Störungslinie immer an der W-Seite des Tales. Dies ist bedingt durch das W-Fallen der Störungsflächen.

5. Die jetzigen Oberflächenformen der Brentagruppe, gelegen im Bereich der großen Eisströme, sind in der Hauptsache durch Eisschliff entstanden, in der Weise, daß er auf die durch Wassererosion entstandenen Formen nivellierend und vertiefend gewirkt hat.

6. In der Brentagruppe bestehen außerhalb des Bereichs der großen Eisströme im allgemeinen deutlich Reste von drei alten Erosionsbasen. Im Bereich der Eisströme sind sie nicht so gut erhalten geblieben.

7. Die Bildung der Pozze ist bedingt durch die Lage an tektonischen Linien.

8. Der Molvenosee liegt in einer tektonisch angelegten und durch selektive Gletschererosion vertieften Felswanne.

9. Abgesehen von Bergstürzen haben die Oberflächenformen in der Brenta sich seit der letzten Eiszeit wenig geändert.

Schriftenverzeichnis.

- 1853: Trinker J., Erläuterungen zur Geologischen Karte Tirols. Innsbruck.
 1860—65: Stoppani A., Geologie et Paléontologie des couches à *Avicula contorta* en Lombardie. Pal. lomb. S. 3 u. 1, Milano.
 1862: Gümbel C. W., Die Dachsteinbivalve (*Megalodon triquetra*) und ihre Verwandten. Sitzungsber. Ak. Wiss., W. 45.
 1863: Oppel A., Über das Vorkommen von jurassischen Posidonomyen Gesteinen in den Alpen. Z. D. Geol. Ges., Berlin.
 1864: Benecke E. W., Über den Jura in Südtirol. N. Jb. f. Min., Geol. u. Pal., Stuttgart.
 1864: Rath G. v., Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteine der Alpen. Z. D. Geol. Ges., Berlin.
 1866: Benecke E. W., Über Trias und Jura in den Südalpen. Geogn. Pal. Beitr., München.
 1878: Lepsius R., Das westliche Südtirol. Berlin.
 1880: Stache G., Aus den Randgebieten des Adamellogebirges. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
 1881: Bittner A., Über die geologischen Aufnahmen in Judikarien. Jb. k. k. G. R. A. Wien.
 1881: Neumayr M., Über den Lias in SE-Tirol und in Venetien. N. Jb. f. Min., Stuttgart, 1. Bd.
 1882: Boehm G., Die Fauna des Kelheimer Diceraskalkes. Dunker u. Zittel, Paläontographica. 28, Kassel.
 1885: Richter E., Der Bergsturz an der Bocca di Brenta. Mitt. D. u. Ö. A. V., Salzburg.
 1885: Süß E., Das Antlitz der Erde. I., Leipzig.
 1886: Vacek M., Über die Fauna der Oolithe von Cap San Vigilio. Abh. k. k. G. R. A. Wien.
 1887: Tausch L. v., Einiges über die Fauna der „Grauen Kalke“ der Südalpen. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
 1888: Richter E., Die Gletscher der Ostalpen. Handb. z. d. Lds. u. Volkskde. 3., Stuttgart.
 1889: Teller F., Über porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Centralalpen. Jb. k. k. G. R. A. Wien, S. 718.
 1889: Finkelstein H., Über ein Vorkommen der Opalinus- (und Murchisonae?) Zone im westlichen Südtirol. Z. D. Geol. Ges. Berlin.
 1889: Neumayr M., Über Bergstürze. Z. D. u. Ö. A. V. Wien.
 1890: Damian J., Der Molvenosee in Tirol. Petermanns Mitt., 1890, S. 262—270.
 1890: Tausch L. v., Zur Kenntnis der Fauna der „Grauen Kalke“ d. Südalpen. Abh. k. k. G. R. A. Wien.
 1892: Damian J., Seenstudien in Seen aus der Umgebung von Trient, W der Etsch. Mitt. Geogr. Ges. Wien.
 1894: Vacek M., Über die geologischen Verhältnisse des Nonsberges. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
 1895: Vacek M., Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Trient. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
 1898: Vacek M., Über die geologischen Verhältnisse des S-Teiles der Brentagruppe. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
 1901: Salomon W., Über neue geologische Aufnahmen in der E-Hälfte der Adamellogruppe I. Sitzungsber. kön. preuß. Ak. d. Wiss. Berlin.
 1902: Blaas J., Geol. Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck.
 1903: Reis O. M., Über Lithiotiden. Abh. k. k. G. R. A. Wien.

- 1903: Waehner F., Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. Leipzig und Wien.
- 1905: Trener G. B., Über die geologischen Verhältnisse des N-Abhanges der Presanellagruppe. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1906: Trener G. B., Geologische Aufnahmen im N-Abhang der Presanellagruppe. Jb. k. k. G. R. A. Wien.
- 1908: Aegerter L., Begleitworte zur Karte der Brentagruppe. Z. D. u. Ö. A. V. München.
- 1908: Arthaber G. v., Gliederung der alpinen Trias. *Lethaea geognostica*, II. Teil, 1. Bd., Stuttgart.
- 1908: Salomon W., Die Adamellogruppe. Abh. k. k. G. R. A. Wien. 1. Teil 1908, 2. Teil 1910.
- 1908: Trener G. B., Erläuterungen zu Blatt Bormio-Passo del Tonale. Teil II, Wien.
- 1909: Penck A. u. Brückner E., Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 1. Leipzig.
- 1909: Trener G. B., Über ein oberjurassisches Grundbreccienkonglomerat in Judikarien. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1910: Kronecker W., Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Südalpen. *Zentralbl. f. Min.*, Stuttgart.
- 1911: Bonfioli B., Le misurazioni d. ghiacciai Trentini. *Boll. S. A. T.* 1911.
- 1911: Marinelli O., Prime ricerche sui ghiacciai del Gruppo di Brenta. *Riv. d. Stud. sc. Trento*.
- 1911/I: Vacek M., Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte Blatt Cles. Wien.
- 1911/II: Vacek M., Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte Blatt Trient. Wien.
- 1911/III: Vacek M., Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte Blatt Rovereto-Riva. Wien.
- 1912: Schwinner R., Kristallines Eozänikum in 2650^m Meereshöhe auf dem Hauptkamm der Brentagruppe. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1912: Schwinner R., Der Monte Spinale. *Mitt. Geol. Ges. Wien*.
- 1913: Schwinner R., Der Südostrand der Brentagruppe. *Mitt. Geol. Ges. Wien*.
- 1910—13: Trener G. B., Aufnahmsberichte Adamello-Tione-Storo. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1914: Folgner R., Zur Tektonik des N-Etschbuchtgebirges. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1915: Schwinner R., Zur Tektonik des N-Etschbuchtgebirges. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1915: Vacek M., Einige Bemerkungen zu Folgners Paganellalinie. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1917: Schwinner R., Vorläufige Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse des Nambinotales. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1918: Nowack E., Über den Charakter der Judikarielinie im Gebiet der Talwasserscheide zwischen Sarca und Chiese. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1918: Schwinner R., Das Gebirge westlich von Ballino. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1923: Marinelli O., Sui ghiacciai del Gruppo di Brenta. *Atti S. Congr. geogr. ital. Firenze 1921 (1923)*.
- 1927: Monterin, Le variazioni periodiche dei Ghiacciai Italiani 1925, 1926, Gruppo di Brenta. *Boll. Com. Glac. It.* 7. 1927.
- 1928: Fabiani R., Rilevamenti geologici nei fogli Trento e Bolzano. *Boll. Ass. Min. Sicil., Palermo*.
- 1929: Teichmüller R., Zur Frage des Alters der tektonischen Bewegungen in den südlichen Kalkalpen. *Z. D. Geol. Ges. Berlin*.
- 1930: Merciai G., I Ghiacciai della Presanella. *Boll. d. Com. Glac. It.*
- 1930: Patrizio V. u. Teichmüller R., Die kretazischen Ölschiefer und Globigerinenkalke des Nonsberges und der nördlichen Brentagruppe. *Z. D. Geol. Ges. Berlin*.
- 1935: Dal Piaz G. B., Antichi depositi morenici presso Madonna di Campiglio nel Trentino Occidentale. *Boll. Com. Glac. It.*
- 1935: Klebelsberg R. v., *Geologie von Tirol*. Berlin.
- 1935: Trevisan L., Risultati preliminari di un nuovo rilevamento geologico nella zona di Cima Tosa e nei dintorni di Stenico. *Inst. d. Geol. d. R. Università, Palermo*.
- 1931—36: Ricci L., Relazione delle Campagne glaziologiche 1930—1935. Gruppo di Brenta. *Boll. Com. Glac. It.*
- 1936/I: Trevisan L., Nota preventiva sui risultati di un nuovo studio geologico del Gruppo di Brenta. *Inst. d. Geol. d. R. Università, Palermo*.
- 1936/II: Trevisan L., Le formazioni glaciali del Gruppo di Brenta. *Boll. d. Com. Glac. Ital.*
- 1937: Trevisan L., La conca di Stenico. *Stud. Trentini d. Scienze Nat. Trento*.

GEOLOGISCHE KARTE DER BRENTAGRUPPE

Von J. Wiebols u. L. van Houten

11. Auflage



Farbenerklärung

- Tonalit
- Sabbione-Diorit
- Aplitischer Sabbione-Diorit
- Rendena-Schiefer
- Eozän
- Eozän-Basalkonglomerat
- Scaglia
- Biancone
- Majolica
- Ammonitico rosso
- Oolithischer Liaskalk
- Liaskalk
- Hornsteinreicher Liaskalk
- Oberer Rätalk
- Mittlerer Rätalk und -dolomit
- Unterer Rätalk, -mergel und -dolomit
- Hauptdolomit
- Raibler Schichten
- Diabasporphygang
- Verrucano und leicht verschieferter Grödnert Sandstein
- Unverschieferter Grödnert Sandstein, fossilführend
- Gehängeschutt (Nach der jeweiligen Gesteinszusammensetzung)
- Bergsturz
- Verstärkter Korrosionsrest
- Alluvionen, Sümpfe
- Torf
- Moränenwälle
- Kalk-Blockmoräne
- Riesen-Kalkerratika bei Fogajard
- Erratische Rätacholle bei Fogajard
- Kalkgrundmoräne
- Kristallin-Blockmoräne
- Kristallin-Grundmoräne
- Oberflächen- und Gehängebreccie
- Bergsturmoräne
- Interglaziale Bändertone und Schotter
- Eiszzeitliche Kristallinerratika
- Hochgelegene Kristallin-Geschiebe am Passo di Val Galada, am Passo di Cressole und am Monte Fibbian
- Austritt einer N-fallenden Störungsfläche (nachgewiesen und vermutet)
- Fallzeichen mit Grad-Angabe
- Saigere und söhliche Lagerungen
- Klufmessung

Arbeitsteilung
J. Wiebols
L. v. Houten
J. Wiebols

Geologische Reinzeichnung: J. Wiebols
Geologische Aufnahme: J. Wiebols (1935—1936—1937)
unter Benützung der Manuskriptkarte von L. van Houten 1930 für
den Teil Süd der Cima Tosa
und der älteren geologischen Aufnahmen von Vacca, Salomon, Stache,
Hammer, Lepsius.

Gedruckt mit Unterstützung durch die Nederlandse Alpen-Vereeniging
Herausgegeben vom Deutschen Alpenverein 1939

Topographische Karte aufgenommen und gezeichnet 1908 im
Auftrage des D. u. O. Alpenvereins von Aegerter, Nachträge bis 1938.

Druck der Kartogr. Anstalt Freytag & Berndt, Wien.

Maßstab - 1:25.000

Äquidistanz 20 Meter
Seitenlinien nach Adolf Damann 1938