

Der Südostrand der Brentagruppe (S. W. Tirol).

Eine tektonische Studie.

Von **Robert Schwinner.**

(Mit 2 Profiltafeln und 1 Faziestabelle Tafel VIII bis X.)

Einleitung.

Den Gegenstand dieses Aufsatzes bildet in der Hauptsache das südöstliche Randgebiet der Brentagruppe, das schroff gegen die weite Talung abfällt, die vom unteren Nonsberg über den Sattel von Andalo und den See von Molveno in das weite Becken von S. Lorenzo—Stenico an der mittleren Sarca zieht (weitere südliche Fortsetzung: Ballino—Riva). In der Literatur ist diese von jüngeren Gesteinen erfüllte Mulde des öfteren als „Synklinale Molveno-Gardasee“ erwähnt und ihre Bedeutung als Grenze zweier großer Faziesprovinzen, die man die lombardische und die venezianische nennen kann, mehrfach hervorgehoben worden (vgl. Lepsius, Bittner, Jahrb. k. k. R.-A. 1883, S. 437). Den Ostflügel dieser ziemlich kompliziert gebauten Synklinale bildet ein mächtiges westlich einfallendes Schichtpaket, dessen gegen Osten prall abbrechender Schichtkopf die Etsch bei Lavis sowie das Tal von Terlago—Toblino beherrscht. Der Teil zwischen den Durchbruchschluchten des Noce bei Rocchetta (Mezzolombardo) und der Sarca bei Alle Sarche (Toblino) wird als der Zug des Mte. Gazza bezeichnet. Seine Fortsetzung südlich der Sarca, der Mte. Casale, läuft bei Arco in gleicher Weise tektonisch aus wie die östliche Brenta bei S. Lorenzo, die Fortsetzung nördlich des Noce, der Zug der Roccapiana endet an der tektonischen Linie Castel Thunn—Ober-Fennberg, welche ihn von der orographischen Verlängerung, dem Roën-Mendelzug trennt. Die Berge, welche den Westflügel der Synklinale bilden, gehören zur Brentagruppe, und sollen als das Randgebirge von Molveno bezeichnet werden. Die orographische Ab-

grenzung dieses Gebirgs Gliedes ist nicht besonders deutlich, desto schärfer jedoch die tektonische, die von einer gewaltigen westlich einfallenden Schubfläche, der Clamer-Überschiebung, gebildet wird, längs welcher (ungefähr auf der Linie Mulini d'Ambies—Mga. Dorsino—Quadre—Doppelscharte zwischen C. di Ghes und Rossati—Passo del Cresole—Passo della Portella—Scharte westlich des Croz della Selvata—Passo del Clamer—Mga. Spora—Passo del Mular—Sporminore) der westlich gelegene Gebirgsteil (im Süden der Zug der C. di Ghes, im Norden der Zug des Mte. Corona); ebenso auf das Randgebirge hinaufgeschoben ist, wie er selbst anderseits im Westen längs der Forcolotta-Überschiebung (von Forcolotta di Noghera) von dem zentralen Hauptdolomitgebirge der Brenta überschoben wird. Besprochen sollen werden das Randgebirge und die Mulde von Molveno. Der Gazzazug wurde nur insoweit berührt, als seine tektonischen Erscheinungen mit dem Andringen der Brentafalten — sozusagen als Gegenfaltungen — in Verbindung zu stehen schienen. Das Gebiet westlich der Clamer-Überschiebung soll einer späteren Arbeit, zu der die Aufnahmen noch nicht abgeschlossen sind, vorbehalten bleiben.

Literatur.

1878. Richard Lepsius, Das westliche Südtirol, geologisch dargestellt. Berlin.
1890. Josef Damian, Der Molvenosee in Tirol. Peterm. Mitt. 1890 S. 262—270.
1895. Michael Vacek, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Trient. Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt, S. 467—483.
1898. Michael Vacek, Über die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Brentagruppe. *ibid.* 200—215.
1902. Josef Blaas, Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck.
1903. Michael Vacek, Exkursion durch die Etschbucht. VII. In: Führer für die geologischen Exkursionen in Österreich. IX. Intern. Geologenkongress 1903, Wien.
Michael Vacek, Geologische Karte der österreichischen Monarchie, Blatt Trient (Zone 21, Kolonne IV) citiert als geol. Sp.-K. Die Erläuterungen dazu sind 1911 erschienen. (citiert als Erl.)
1908. L. Aegerter, Begleitworte zur Karte der Brentagruppe. Zeitschr. des D. und Ö. Alpenvereines, S. 80—91.
1909. Albrecht Penck, Der Eischgletscher. In: Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter.

1912. Robert Schwinner, Der Mte. Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen. Mitt. d. Geol. Gesellsch. Wien, Band V, S. 180—182.

An topographischen Karten stand für einen Teil des Gebietes die vom D. und Ö. Alpenverein herausgegebene Karte der Brentagruppe 1 : 25.000 (citiert als A. V. K.) von L. Aegerter zur Verfügung, deren ausgezeichnete Felszeichnung eine wertvolle Illustration zur Tektonik bietet, für den Rest war leider nur die Spezialkarte 1 : 75.000 (citiert als Sp.-K.) zugänglich.

Bemerkungen zur Stratigraphie.

Es ist am natürlichsten mit den gewaltigen Kalkmassen den Anfang zu machen, welche die Unterlage der jüngeren Formationen und sozusagen das Knochengerüst der Brentagruppe bilden, und zwar empfiehlt es sich Hauptdolomit und Rhät in einem zu besprechen, schon vom praktischen Standpunkt aus, da im Handstück die grauen bis weißen Kalke, welche die Hauptmasse der norischen und rhätischen Stufe ausmachen, kaum zu unterscheiden sind. Man kann höchstens sagen, daß im Hauptdolomit die dunkleren und körnigeren (manchmal zuckerkörnig und dann stets dolomitisch), im Rhät die hellweißen und dichteren Varietäten häufiger sind. Fossilien findet man im Hauptdolomit zwar nicht allzu viel, doch auf größere Strecken immerhin ziemlich sicher: schlechte Hohl-drücke von *Turbo solitarius* und ebensolche Steinkerne von Megalodonten. Im Rhät dagegen habe ich über der schmalen Zone dünn- und unebenschichtiger schwarzer Mergel mit der Contortafauna (die *A. contorta* selbst ist in der Brenta noch nicht gefunden worden) an der Basis¹⁾ noch kein Fossil gesehen bis zur obersten Grenze, wo stellenweise (z. B. Gipfel des Corno di Flavona) unbestimmbare kleine Gastropoden auftreten. Knapp unter den Contortamergeln tritt in der Brenta recht konstant eine Bank mit Schalenexemplaren von großen Megalodonten und Dicerocardien auf, die dort, wo erstere durch Schutt verdeckt sind, als Leithorizont sehr nützlich wird. Lei-

¹⁾ Wenn Vacek (Erl. S. 88 und Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt 1898) als mittleres Glied des Rhät graue Kalke mit *Terebratula gregaria* abtrennt, so ist dies nur teilweise richtig. Im Zuge der Pietra grande könnte man diese Zone nach der Gesteinsfarbe vielleicht abtrennen, in anderen Teilen der Brenta ist auch dies kaum mehr möglich, allein die paläontologische Charakteristik ist unrichtig. Brachiopodenreste habe ich niemals in anderem Gestein als in den schwarzen Mergeln gefunden.

der scheint im Randgebirge von Molveno selbst diese dürftige Fossilführung an der norisch-rhätischen Grenze aufzuhören. Wir haben hier (nur in V. della Seghe aufgeschlossen) zwischen den beiden lichten Kalkmassen zwar noch zirka 100 m schwarze Kalke mit spärlichen Mergelzwischenlagen, die im Handstück und im ruinenartigen Aufbau²⁾ dem unteren Rhät von Groste und so weiter völlig gleichen, bis jetzt aber keine Fossilien geliefert haben. Die Basis des Hauptdolomites ist in unserem Gebiet nirgends aufgeschlossen. Als Mächtigkeit des Rhät hatten wir im Grostéprofil 800 m.³⁾ Im Südkamm der C. di Ghes hätten wir von Doss delle Saette⁴⁾ gegen V. d'Ambies hinab 600 bis 700 m zu rechnen. Im Randgebirge scheinen in der Riesenwand des Croz altissimo zirka 1000 m Rhät aufgeschlossen zu sein. Allein hier liegt Verdacht auf tektonische Verdopplung vor (vgl. Tektonik, B. 1), der noch dadurch bestärkt wird, daß man an der C. dei Lasteri wieder schwärzliches Gestein, ähnlich wie unteres Rhät findet.⁵⁾ Somit wären hier nur 500 bis 600 m Rhät zu rechnen, und wir hätten in der angegebenen Reihenfolge ein Abnehmen der Mächtigkeit anzunehmen, was ebenso wie das Verschwinden der fossilführenden Contortamergel (NB. Nur die Mergelzwischenlagen verschwinden, von einer Sedimentationsunterbrechung haben wir gar keine Anzeichen!) als Übergang zu den Verhältnissen im Osten und Süden angesehen werden könnte.

Für die ganze Juraformation sind die stratigraphischen Anhaltspunkte in unserem Gebiet sehr ungenügend. Der weiße Rhätkalk geht nach oben ohne scharfe Grenze in weiße oder graue Oolithe über. Da auch makroskopisch kaum erkennbare Oolithe vorkommen, ist selbst die rein petrographische Abtrennung schwer möglich, Mächtigkeit daher ungewiß, doch kaum über 40 bis 50 m. Stellenweise besonders an der oberen

²⁾ Davon hat das Tal seinen Namen: sega == schmales Grasband.

³⁾ Vacek, Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt 1898, S. 210; Schwiner, Mitt. der Wiener Geol. Gesellsch. 1912, S. 155.

⁴⁾ Die Beobachtung war hier durch Neuschnee behindert. Bei Bearbeitung der südlichen Brenta wird ohnedies auf die Scaglia von Doss delle Saette zurückzukommen sein.

⁵⁾ In der Karte wurde dieses fragliche untere Rhät an der C. dei Lasteri nicht ausgeschieden. Der Farbenunterschied läßt sich nicht sicher durchverfolgen und bei der tektonischen Komplikation schien es wenig rätlich, rein dem Gefühle nach den Horizont durchzukonstruieren.

Grenze sind Echinodermenreste eingestreut, doch läßt sich absolut keine Regel weder für die vertikale Verteilung der Gesteinstypen noch für ihre horizontale auf die einzelnen tektonischen Elemente geben: Auf M. Prada Echinodermenbreccie; westlich und nördlich von Molveno (Vorfaite) grauer Oolith, zum Teil mit Korallen, unter S. Tommaso ganz feinkörniger weißer Oolith (ein [1] Ammonitenquerschnitt), bei P 1125 Sp.-K. an der Straße Andalo—Fai Crinoidenbreccie; knapp nördlich von P 511 unter Spormaggiore Lithiotüsscherben, etwas höher an der alten Straße grauer Oolith, noch höher an der neuen Straße kein Oolith mehr, dagegen sind die obersten Lagen unter dem ammonitico rosso rotgefleckt. Es ist kar, daß unter diesen Umständen die in der geol. Sp.-K. vorgenommene Ausscheidung von l (graue Kalke von Noriglio) und id (gelbe Kalke und Oolithe von S. Vigilio) für den Kartierenden nur eine Quelle von Verlegenheit sein konnte. Daß er aber den Spieß umkehrt und im Verlegenheitsfalle einfach l oder id kartiert hat, ist theoretisch wohl nicht ganz zu billigen und auch in den Resultaten ziemlich unglücklich ausgefallen. Bei P. 979 Sp.-K. (südwestlich von Andalo) war es wohl ein Stück der fast ganz von Schutt verdeckten Majolika, das zum Irrtum Anlaß gab. Das darunter liegende schöne flache Gewölbe ist aber, so grau es von ferne aussieht, ammonitico rosso, nur der innerste Kern errötet unter dem Hammer nicht. Ober Masi di Cadin und östlich von Toscana ist ebenfalls Majolika verwechselt worden. Die Abgrenzung des l westlich gegenüber von Spormaggiore ist rein arbiträr (ich habe in einer frischen Erd-rutschentblößung nur den undefinierbaren Rhät [?] kalk, nicht einmal Oolith gesehen), ebenso die des id am Paganellagipfel. Und auf dem Mte. Gaggia (Erl. S. 87) schließlich ist nur Scaglia aber kein id zu finden.⁶⁾ Da durch diese irrigen Einzeichnungen

⁶⁾ Sollte hier eine Verwechslung mit Malga di Gaggia vorliegen? Dort steht allerdings schöner grauer Oolith an mit Korallen und (20 Schritt nördlich von den Hütten) Lithiotisbänken, ganz concordant gelagert, also weder id noch »Anlagerung«.

Unter der Weideterrasse des Monte Gaggia, in den Wandeln NW. unter P. 1348 Sp.-K. ist die Anticlinale der Gegenfalte stärker erodiert und es erscheint fensterartig (concordant unter dem Scagliarabmen steil WNW. fallend) auf eine kurze Strecke der Liaskern entblößt. (Konnte in der Karte leider nicht mehr nachgetragen werden.) Mit der Darstellung in geol. Sp.-K. und Erl. hat dieser kleine, schwer zngängliche Aufschluß aber keine Berührungspunkte.

ungünstige theoretische Konsequenzen entstehen können, zum Teil in der „Anlagerungstheorie“ auch schon entstanden sind, mußten sie hier ausführlich besprochen werden. Der Gesamteindruck dieser unteren Jurasedimente ist der von unsteten Übergangsbildungen an einer Faziesgrenze, als Strandablagerung ist keines zu bezeichnen, insbesondere fehlt klastisches Material gänzlich. Hervorzuheben ist höchstens noch, daß die einzige Andeutung der Norigliofauna in den Bereich des Gazzazuges fällt. Parallelisierungsversuche wären hier müßig.

Als sicherer Abschluß des Jura nach oben erscheint der ammonitico rosso, der auch für die Kartierung einen wertvollen Leithorizont abgibt. Höchstens mit der Scaglia könnte man ihn verwechseln. Unterschiede: Scaglia verwittert immer rotbraun und „scaglioso“, das heißt schuppig-stückelig, nie als graue kompakte Felsbank, wie der ammonitico, und zeigt auch in ihren lichterem Partien nie fleischrote Farbe, dagegen wird der ammonitico nie sandig. (Diese Kriterien gelten natürlich nur für einen beschränkten Umkreis, im Veronesischen, zum Beispiel ist auch die Scaglia stellenweise als Ammonitenkalk entwickelt.) In unserem Gebiet verdient der ammonitico seinen traditionellen Namen nur wenig. Am besten ist noch der Gemeindesteinbruch von S. Lorenzo (etwas ober „ne“ von „Moline“ Sp.-K. eben dort, wo in der geol. Sp.-K. das Tithon nicht durchgezogen ist). Da kann man — meistens — glatte und gerippte Ammoniten noch unterscheiden. Doch schon in der Gegend von Andalo (Vorfalte) verliert das Gestein seine typische Knollenstruktur fast völlig und bei Spormaggiore (Gazzazug) hat man einfach einen kompakten roten Kalk. Ob darin auch die Acanthisuszone vertreten ist, kann unter diesen Umständen nicht entschieden werden, daß sie fehlt (Erl. S. 41) ist natürlich ebenso unbeweisbar. Zu der in den Erläuterungen (S. 41, 42) neuerdings proponierten Einreihung der Acusthicuszone ins Oxford Stellung zu nehmen, liegt also kein zwingender Grund vor. Mächtigkeit des ammonitico rosso 10 bis 15 m, bei Andalo dürfte sie etwas höher, auf etwa 20 m zu schätzen sein.

Ein nicht unwichtiges Ergebnis ist, daß die Majolika (= Biancone²⁾) überall in den Profilen festgestellt werden

²⁾ Der lombardische Ausdruck »Majolika« ist in unserem Gebiet der größeren Ähnlichkeit halber vorzuziehen. Der venetianische »Biancone« bleibt besser auf jene Varitäten beschränkt, die wirklich ganz kreidigweiß sind.

konnte, entgegen der in Erl. und geol. Sp.-K. ausgesprochenen Ansicht, daß sie hier fehle. Allerdings ist die Majolika relativ leicht zu verwechseln. Sichere Unterschiede: 1. Die Führung von Knollen oder Lagen von schwarzem Hornstein; Noriglio-Lias, oberes Rhät usw. führen nie Hornstein, der rauhe Kieselkalk mit schwarzen Hornsteinlagen des lombardischen Lias ist aber meist schon im Gesteinscharakter völlig verschieden, besonderes Kennzeichen die diffus verlaufenden Kieselausscheidungen, während die der Majolika stets gut begrenzt sind. 2. Die eigenartigen schwarzen, „schädelnahtartigen“ Suturen. 3. Sind überhaupt in anderen Schichten so reine gleichmäßig dichte Varietäten, wie sie in der Majolika die Regel, bei genauerem Zusehen recht selten. Im übrigen behebt die Lagerung zwischen ammonitico rosso und Scaglia jeden Zweifel. Gute Profile: Neue Straße zwischen Cavedago und S. Tommaso; das Tälchen bei P. 1080 Sp.-K., SW von Andalo; Abkürzungsweg NO über Molveno und der vorerwähnte Steinbruch von S. Lorenzo. Die Mächtigkeit schwankt. Es ist nun allerdings schon anderwärts festgestellt worden, daß von allen Schichtgliedern die Majolika am schnellsten auf tektonische Einflüsse durch Reduktion oder Auskeilen reagiert.⁸⁾ In unserem Gebiet aber müssen auch primäre Differenzen bestehen: im Steinbruch von S. Lorenzo kaum 5 m (wohl auch tektonisch ein wenig reduziert, daß kein Hornstein gefunden wurde, ist wohl nur lokal; denn in gleicher tektonischer Position ober Masi di Cadin fand sich solcher ziemlich reichlich). Auch über Molveno (Vorfalte) und im Gazzazug dürfte die Mächtigkeit nur wenig größer sein. In der Umgebung von Cavedago-Andalo (Vorfalte) jedoch erscheinen an der Basis schwärzliche Mergelschiefer und da auch die typische Majolika stark entwickelt ist, kommt das Ganze auf ca. 15 m.

⁸⁾ Ein bekanntes Beispiel bei Torri (Gardasee) vgl. Koken, Zentralbl. für Min. etc. 1900, S. 115 und Penck und Brückner S. 890. Die Deutung durch Gletscherwirkung ist allerdings unglücklich, auch Penck steht derselben mit großer Reserve gegenüber. Die Beobachtung ist aber trotzdem sehr wertvoll durch die Konstatierung der Rutschstreifen, die beim Steinbruchbetrieb nie lange erhalten bleiben (ich fand die betreffende Fläche leider gerade abgemeißelt), weil durch diese die Bewegungsrichtung der lombardischen Schubmasse, welche de facto die Abscherung der Scagliäscholle verursacht hat, an dieser Stelle präzise festgestellt wird.

Die Scaglia erscheint als der typische, braunrote stückelige Mergelschiefer, im unteren Teile ist gewöhnlich eine lichtere bis weißliche Zone zu beobachten. Da sie tektonisch quasi als Füllsel auftritt, ist ihre Mächtigkeit nicht genau festzustellen, sicher jedoch über 200 m. Das Eocän unterscheidet sich von der Scaglia fast nur durch die Farbe: bleigrau bis schwärzlich, verwittert grünstichig bis gelblichgrau (ebenso wie im Nonsberg). Im unteren Teile finden sich jedoch auch ziemlich kompakte Bänke, die bei oberflächlicher Betrachtung sogar mit Majolika verwechselt werden können. Nördlich von Prato fand sich in den Basallagen eine Echinodermenbreccie. Die Mächtigkeit ist noch schwerer zu fixieren, als die der Scaglia, doch dürfte sie nach der Flächenausdehnung, welche dies leicht zerstörbare Terrain nördlich von Spormaggiore und bei S. Lorenzo hat, zu schließen, kaum geringer als jene sein.

Von den in der Kartenskizze eingetragenen quartären Gebilden soll bei anderer Gelegenheit im Zusammenhang mit denen benachbarter Gebiete gesprochen werden. Das hiezu nötige weitere Ausgreifen liegt nicht im Plane dieser Arbeit, eine isolierte Behandlung wäre aber nicht rationell.

Tektonik.

A. Vorbemerkungen zu den Tafeln.

Sämtliche wesentlichen Daten zur Tektonik sind in der Kartenskizze und in den Profilen 1—20 enthalten. Es kann also davon abgesehen werden, hier in längerer Beschreibung zu wiederholen, was dort viel präziser dargestellt ist, die Darstellung kann sich somit auf die systematisch-tektonische Gliederung beschränken, welche durch die Beschreibung von für die Auffassung wichtigen Einzelheiten ergänzt werden soll. Da bei allem der Hinweis auf die graphische Darstellung nötig sein wird, vorerst ein Wort über diese. Die Beschränkung auf eine Kartenskizze ohne Terrainuntergrund, erfolgte der Not gehorchend, nicht dem eigenen Triebe, da eben keine einheitliche Karte für das ganze Gebiet zu beschaffen war. Die Spezialkarte 1:75.000 aber farbig zu überdrucken, wäre gerade bei diesem Blatt, bei dessen Ungenauigkeit, Luxus. Es mag auch vielleicht unbequem erscheinen, daß die Profilserien nicht

regelmäßig, etwa als äquidistante Parallelschnitte, aufeinander folgen. Es wurde aber Gewicht darauf gelegt, in dieser Serie möglichst wenig bloß Vermutetes zu bringen, und damit ergab sich die Abhängigkeit von den Aufschlüssen. Dem hiedurch entstandenen Mangel an Anschaulichkeit soll die Serie von theoretischen Durchschnitten abhelfen.

B. Die einzelnen tektonischen Glieder.

1. Clamer-Überschiebung und Rossatisynklinale. (Vgl. Profil 15.) Verfolgt man die wichtige Linie, welche nach dem besten Aufschluß Clamer-Überschiebung genannt werden soll, von Norden her, so trifft man den ersten schönen Aufschluß am Passo di Mular, 2341 m A.-V.-K. (vergleiche Profil 3), südlich von dem Hauptdolomitgipfel (reichlich *Turbo solitarius*) des Croz del Rè, 2494 m A.-V.-K. (Croz del Rè, 2492 m Sp.-K.). Die Felszeichnung der Alpenvereinskarte zeigt hier ausgezeichnet, wie die fast horizontalen Bänke des Mularkammes an der Überschiebung abschneiden, dagegen ist der zackige Verbindungsgrat zum Croz del Rè im Kartenbild stark schematisiert. Es handelt sich nicht um regelmäßig südlich einschießende Schichten, wie man danach vermuten könnte, sondern um eine ziemlich unregelmäßige tektonische Klüftung. Längs der Überschiebung ist Reibungsbreccie (grauer Dolomit, mit Kalzit verkittet) gut entwickelt.

Es folgt nun der schönste Aufschluß der Überschiebung am Passo di Clamer, 2165 m A.-V.-K., der den Übergang von Mga. Spora in die Vallazza (V. delle Seghe) vermittelt (vgl. Profil 6). Das Wasser hat hier, von der glatten Schubfläche sozusagen ableitend, durch Entfernung der aufliegenden, leicht zerstörbaren Reibungsbreccie eine tiefe Runse gerissen und die Schubfläche auf 100—150 m Höhe und mehrere hundert Meter Länge bloßgelegt, als tektonisches Schaustück kaum zu übertreffen. Wie bereits erwähnt, zeigen die Gesteine der vom Passo di Clamer SO gelegenen C. dei Lastèri eine intensive Faltung,⁹⁾ welche nur als komplizierte, gegen

⁹⁾ Vgl. dazu die Skizze Aegerters (»Z. d. A.-V.« 1908, S. 88). Obgleich meine Skizze in einer Kleinigkeit differiert und ich überhaupt die Ansicht von der entgegengesetzten Seite, vom Croz altissimo, für instruktiver halte, ziehe ich es vor, mich auf das Zeugnis dieses ausgezeichneten — und dabei von keinem geologischen Vorurteil beschwerten Beobachters zu berufen.

SO offene liegende Synklinale gedeutet werden kann. Da die Schubfläche mit 40° WNW fällt, liegt dieser Gipfel höchstens 100 m unterhalb derselben und der Zusammenhang der „Gipfel-faltung“ mit der Überschiebung ist evident.

Das Gegenstück zum Passo di Clamer, nur weniger großartig, bietet auf der anderen Seite der V. delle Seghe die kleine Scharte SW von Croz della Selvata, P. 2010 A.-V.-K. (vgl. Profil 8). Beachtenswert ist hier die eigenartige Ausbildung der Reibungsbreccie. Direkt der Schubfläche aufgelagert ist eine wenige Zentimeter dicke Schicht, welche in einer rötlichen griesigen Grundmasse nußgroße, vollkommen gerundete, mit kleinen Grübchen besetzte Elemente enthält. Wenn ich dieses Pseudokonglomerat nicht eigenhändig aus der Fuge herausgekratzt hätte, würde ich kaum gewagt haben, es als Reibungsbreccie zu bezeichnen. Der nächstfolgende Aufschluß am Passo della Portella, 2220 m A.-V.-K., ist weniger günstig. Auch vom Passo del Cresole, 2310 m A.-V.-K. (vergleiche Profil 9), ist nur zu berichten, daß hier die Reibungsbreccie eine dichte braunrote Grundmasse hat, was den Verdacht nahelegt, daß hier schon ein Fetzen Scaglia mit hinein verknetet wurde. (Man sieht die grellrote Schmitze bei einiger Achtsamkeit schon von V. Ceda aus.)

Immer nach Süden fortschreitend gelangen wir nun zu dem interessantesten Punkte der Clamer-Überschiebung, nämlich deren Schnitt mit dem Gebirgsstock der C. di Ghes. Vom obersten Kessel der V. Dorè kann man die beiden wichtigen Aufschlüsse auf einmal übersehen. Der klarere ist am Südrand der V. Dorè (zwischen P. 2100 und P. 1940, A.-V.-K., vergleiche Profil 11), wo eine prachttvolle Synklinale von Eocän und Scaglia in der Felswand aufgeschlossen ist (in der Alpenvereinskarte ausgezeichnet dargestellt). Wie der Augenschein lehrt, ist die Synklinale im Westen, bei P. 2100, durch die Überschiebung abgeschnitten, doch auch im Osten, bei P. 1940, befindet sich eine Störung, da hier statt Majolika, ammonitico rosso usw., ein kompakter grauer Kalk die von diesem Punkt südlich ziehende Felswand bildet, während Majolika, ammonitico rosso und Krinoidenkalk erst unter dieser ca. 160 m tiefer auftreten. Größere Schwierigkeit bereitet die Deutung der Rossati, die eine Pyramide von scheinbar ungestörten, horizontal liegenden braunroten Scagliamergeln, merkwürdiger-

weise aber mit mehreren lichterem Bändern bilden (vergleiche Profil 10). Die Ansicht von Süden gab schließlich Aufschluß, da sie deutlich die synklinale Umbiegung an der westlichen Scharte, P. 2374, A.-V.-K., zeigt, was eigentlich keineswegs überrascht, da die Rossati im Streichen und kaum 1.25 km von der vorerwähnten ungemein deutlichen Synklinale entfernt sind. Damit finden die hellen Bänder befriedigende Erklärung. Außerdem ist der Gipfel sichere Majolika mit Hornstein. Die Überschiebung an der westlichen Scharte ist hier weniger deutlich als bei P. 2100, dagegen um so augenfälliger, daß die Scaglia der Rossati an einer Verwerfung gegen das Rhät der östlich gelegenen C. Soràn, 2395 m A.-V.-K., abgesunken ist. An Ort und Stelle sieht man deutlich, daß letzterer Gipfel außerdem noch von einer Anzahl ca. N—S streichender Verwerfungsclüfte durchzogen ist, in deren System auch die vorerwähnten Störungen bei P. 1940 sich einordnen. (Die Ablösung des Bergsturzes von Nembia ist offenbar seinerzeit dadurch sehr begünstigt worden.) Es ist nicht zu leugnen, daß die genauere tektonische Bewertung dieser Sorànverwerfungen einige Schwierigkeit bereitet, besonders da die Aufschlüsse ein schrittweises Verfolgen der Störungslinie nicht gestatten. Diese Heraushebung eines keilförmigen Mittelstückes eines Gewölbes ist ungewöhnlich, jedenfalls ist das Gegenteil viel häufiger. Die Sprunghöhe dürfte bei P. 1940 fast 200 m betragen, gegen Süden nimmt sie ab, die Störung ist jedoch noch in dem Vorspringen der Eocän—Scagliagrenze zwischen Ri und Mga. Dorsino deutlich zu spüren.

Da die Überschiebung von P. 2100 südlich zwischen harten Rhätkalken im Hangenden und Eocän im Liegenden ausstreicht, prägt sie sich in der Oberflächenform als die Basisgrenze der Felsbauten des Doss alto—Castellozuges scharf aus. Westlich der kleinen Hüttengruppe Le Mase (zwischen P. 1098 m und P. 981 m A.-V.-K.) ist eine typische „Lochseite“ gut aufgeschlossen. (Daß sie als Notstallung verwendet wird, ist allerdings etwas störend.) Gesteinsverketnungen, Kalklinsen im Eocänschiefer usw. sind, weil der Gesteinscharakter ähnlich, von der Lochseite bei Schwanden kaum verschieden. Die Schubfläche fällt hier flacher (25° SW), die Rutschstreifen zeigen nach SSO.

Endlich tritt am Ambiesbach ober Mulini d'Ambies, bei ca. 700 m, wieder Scaglia an die Schubfläche. Diese ist hier aber nicht mehr, wie an allen anderen Aufschlußstellen, glatt und eben (natürlich abgesehen von ihrer nur im großen fühlbaren sanften Schweifung!), sondern Rhätkalk und Scaglia greifen lappenartig ineinander, wobei auch stellenweise eine dünne „Schmierschicht“ Eocänmergel zwischen beiden hineingequetscht ist. (Guter Aufschluß in einer kleinen Felswand am linken Bachufer.) Offenbar befindet man sich hier schon nahe an der Stirne der Schubmasse.

2. Die Beziehungen zwischen Haupt- und Vorfalte im Randgebirge. Auf die Clamer-Überschiebung, respektive die Rossatisynklinale, folgt östlich die gewaltige Antiklinale der Hauptfalte des Randgebirges. Bereits ganz im Bereiche der Talfurche ist ihrer Stirn ein, allerdings nicht ununterbrochen aufgeschlossener Zug von kleinen Schichtaufwölbungen vorgelagert, der wegen seines Verhältnisses zur Hauptfalte zweckmäßig als Vorfalte bezeichnet werden mag. Über das Verhältnis beider geben Aufschluß die Profile Andalo—Mga. Dagniola (Nr. 5) und bei Moline (12, 13, 14, 16, vergleiche auch Aegerter's Zeichnung in „Z. d. A.-V.“ 1908, S. 88). Bei Andalo geht die Hauptfalte mit knieförmiger Flexur in die flach und niedrig sich vorschiebende Vorfalte über, bei Moline liegt zwischen beiden eine überkippte, eng zusammengepreßte, aber anscheinend ziemlich tief greifende Synklinale. (Nicht unwichtig ist, daß im Südflügel dieser Synklinale, in einem kleinen Steinbruch nördlich unter Beo, P. 881 A.-V.-K., in der Scaglia N—S-Rutschstreifen auftreten.) Als nördliches Ende der Vorfalte haben wir bei P. 511 Sp.-K., unter Ruine Belfort, eine kleine Antiklinale aufgeschlossen (Profil 2). Ihre Verbindung mit der Hauptfalte dürfte, nach dem Vorspringen des Rhät gegenüber Spormaggiore (Profil 1) wohl eine Überschiebung sein. Bei Molveno finden wir an korrespondierender Stelle ebenfalls eine Überschiebung, und zwar etwas unter P. 1035 in der Alpenvereinskarte ober den Sägemühlen am Delta der V. delle Seghe (siehe Profil 8.) Lochseite, Schubfläche NNO—SSW streichend, mit 45° W-Fallen, Rutschstreifen fast NO—SW) und im innersten Winkel der Bucht Mezzolago, wo die Schubfläche steiler fallen dürfte (ca. 55° W, vgl. Profil 9 und 19).

Ist nun die Vorfalte einheitlich oder setzt sie sich aus mehreren, etwa kulissenartig einander ablösenden Faltenzügen zusammen? Daß von Cavedago bis Molveno ein einheitlicher Faltenzug streicht, ist evident und daß das nördlich gelegene kleine Gewölbe bei P. 511 Sp.-K. mit diesem direkt zu verbinden ist, kann kaum Zweifel herrschen. Dagegen ist die Verbindung von Molveno nach Moline durch See- und Bergsturz auf lange Strecke gründlichst verdeckt. Ein Stückchen weit kann man den Verlauf noch vermuten. Von der Halbinsel Corno zieht durch den tiefsten Teil des Sees gerade gegen S ein 40 m hoher Sporn, der den in den Isobathen der Alpenvereinskarte sehr deutlichen Flußlauf (ertrunkenes Tal!) gegen O abdrängt. Es könnte dies der harte Rhätkern der Vorfaltenantiklinale sein. Da diese schon von Andalo weg leicht absinkt (Profil 16, 19) und nach dem Scagliaaufschluß an der Brücke über den Seghebach schon dort unter den Spiegel des Sees taucht, würde die Höhenlage stimmen. Wenn nun auch die folgenden 5 km bis Moline verdeckt sind, so scheint doch die direkte Verbindung der Antiklinalen von Molveno und Castel Mani bei Moline am natürlichsten.

Beachtenswert ist, daß die wechselnde „Intensität“ der Synklinale zwischen Haupt- und Vorfalte genau dem Wechsel der Entfernung des Widerlagers auf der anderen Talseite entspricht. Die Flexur von Andalo hat die breite Paßhöhe von Santèl, die Synklinale von Moline das Talbecken an der Sarca vor sich, während den engen Talstrecken die Überschiebungen entsprechen.

3. Komplikationen in der Vorfalte. Zwischen Cavedago und Andalo treten in der Vorfalte zwei sekundäre Störungen auf. (Vgl. Profil 4, 5, 18, 19.) Die östliche hat unter P. 1083 Sp.-K., 80—100 m Sprunghöhe, die westliche bei P. 979 (an der Straße südlich von Andalo) 40—50 m, bei beiden ist der Ostflügel der tiefere. Es ist immerhin möglich, daß es sich um echte Brüche handelt, wahrscheinlicher ist jedoch die Auffassung als Faltenverwerfung; denn die Störung von P. 1083 scheint in die Scagliafalte überzugehen, welche bei den Mühlen in der östlichen Fraktion von Andalo abgeschlossen ist, in der Fortsetzung der Störung von P. 979 liegt die isoklinale Eocänmulde, welche am Nordende des Molvenosees ausstreicht. Es würde sich demnach um die

sukzessive Loslösung von zwei Sekundärfalten von der Stirn der Vorfalte handeln.

Noch ungünstiger als hier aber sind die Aufschlüsse auf der Halbinsel Corno. Im innersten Winkel der Bucht Mezzolago erscheint ein kleiner Fleck Scaglia, der ostwärts fallend, normal von Eocän überlagert wird. Von dem Scagliastreifen, der in der geologischen Spezialkarte die Halbinsel schnurgerade durchzieht, ist aber keine Spur zu finden, dagegen bei den oberen Schanzen (P. 910 A.-V.-K.) und an der Straße südlich bei P. 886 A.-V.-K., dürftige Eocänaufschlüsse, der Rest ist rettungslos Schutt. Dagegen taucht in der Straße genau neben dem Hauptwerk der „Napoleonsschanzen“ (P. 890 A.-V.-K.) ein minimales Fleckchen Scaglia auf. (Anstehend?) Danach müßte hier der östliche Flügel gehoben sein. (Analog den Soranverwerfungen? Vgl. Profil 9, 16.). Es ist vielleicht nicht überflüssig, zu wiederholen, daß die Breccie der Halbinselspitze alter Bergsturz, nicht anstehender Hauptdolomit (geologische Spezialkarte) ist. In der südlichen Bucht sieht man, daß sie auf dem Eocän liegt. Der Sturz ist älter als der von Nembia, weil bereits verkittet, als der See entstand, der in die Breccie eine schwache Strandmarke (ca. 1—1½ m über jetzigem Mittelwasser) eingeschnitten hat, jedoch auch postglazial, weil Gletscherschliffe und Erratikum auf der Breccie fehlen.

Schließlich ist noch zu erwähnen, daß auch der südlichste Teil der Vorfalte, der Sporn des Castel Mani (bei Prato di S. Lorenzo) von mehreren Verwerfungsklüften durchsetzt wird, Ausmaß und Bewegungssinn wegen Mangels an Aufschlüssen nicht zu bestimmen.

4. Die Gegenfalten des Gazzazuges. Knapp südlich von Spormaggiore wölben sich die obersten Schichten des sonst gleichförmig gegen NW einfallenden Spiazzol—Fausiorzuges abrupt (kleine Transversalstörungen an der alten Straße aufgeschlossen) zu einer gegen W überkippten Antiklinale auf, welche sich in den Zwischenraum zwischen Haupt- und Vorfalte hineinlegt. Wegen des den Brentafalten geradezu entgegengesetzten Bewegungssinnes (quasi eine Reaktion gegen deren Andringen) sollen solche Falten als „Gegenfalten“ bezeichnet werden. Sie ergreifen nur die obersten Schichten des Fausior—Gazzazuges, ganz so als wenn diese durch den Druck der andrängenden Brentafalten oberflächlich aufgeschürft und zu-

sammengeschoben würden. Die Überkipfung der Gegenfalte von Belfort (vgl. Profil 1, 2, 17, 18) scheint gegen Süden in eine Überschiebung auszulaufen, allein diese ist nicht mehr ganz zur Gegenfalte zu rechnen. Sie setzt durch den ganzen Berg und ist ein Teil jener größeren Überschiebung, welche die Rhät-Liasmasse des Fausior auf das Eocän von Fai bringt. (Seit der Bau der neuen Straße südlich von Belfort eine Überschiebung mit allem Komfort der Neuzeit auf mehrere hundert Meter aufgeschlossen hat, kann hier von einer „unkonformen Anlagerung“ nicht mehr die Rede sein. (Vgl. Profil 19, 20.)

Dem freien Spielraum, den südlich der Stirnendigung des Fausior der Paß von Santel bietet, entspricht ebenso wie der Vorstoß und die Verzweigung der Vorfalte eine Verflachung der Gegenfalten zu zwei nur mäßig akzentuierten, nicht überkippten Antiklinalen (Profil 3, 4).

Gegen Molveno verengt sich das Tal wieder. Schon auf dem Wege von der Terrasse des Mte. Gaggia gegen Mga. di Gaggia hin stellen sich die Schichten steiler, das Band der Majolika steigt am Berghang herab (Aufschluß bei den zwei Hütten, die in der Spezialkarte 400 m S von P. 1348 eingezeichnet sind und auf dem Steig der von Mga. di Gaggia nördlich hinabführt in ca. 1250 m An.) und NO von Hotel Molveno springt ein Felskopf von grauem Oolith drohend über die am Seerand aufgeschlossene Scaglia vor.¹⁰⁾ (Vgl. Profil 6, 7, 8, 20.) Von diesem durch eine gerade, ca. 30 m breite Schlucht getrennt, erscheint ober Hotel Molveno eine auffällige Felsterrasse („Sopra la Crona“), die aus fast horizontal gelagertem Eocän besteht. Die Scaglia scheint darunter einfach bergwärts einzuschießen, allein im Hohlweg, der vom Hotel SO hinanzieht, erkennt man einen gegen unten sich öffnenden Fächer, also die Antiklinale einer zweiten gegen W überkippten Gegenfalte. Es ist nun naheliegend, die nördlich des Oolithkopfes konstatierte Eocänsynklinale mit jener von La Crona in Verbindung zu bringen und dann hätte die Gegenfalte von La Crona ursprüng-

¹⁰⁾ Dagegen ist der zerrüttete graue Kalk der kleinen Rückfallkuppe, genau NW knapp unter Mga. di Gaggia, nur durch eine Felsrutschung mitten auf die Scaglia geraten; denn wenn er ein »Schubspan« od. ähnl. wäre (an dieser Stelle von vornherein unwahrscheinlich), so könnten ammonitico, Majolika, Scaglia nicht ganz ungestört und ohne jede Spur tektonischer Beeinflussung in dem Sättelchen hinter ihm durchstreichen.

lich südlich unter der Oolithgegenfalte gelegen und wäre durch eine Transversalverschiebung (welcher die vorerwähnte Schlucht entspricht), parallel zu den Schichtflächen östlich und aufwärts in die Verlängerung der ersten gebracht worden. Die Scaglia-antiklinale von La Crona entspricht dann der östlich von Andalo konstatierten und somit einer Fortsetzung der östlichsten Abzweigung der Vorfalte (vgl. Absatz 3), so daß eine sekundäre Falte die Mulde überquert und aus dem Falten-system der Brenta in das des Gazzazuges übergeht. (Auch wenn man statt der direkten Verbindung die Ersetzung durch vikariierende Falten annimmt, wird dieser Gesamteindruck nicht wesentlich geändert.)

5. Zusammenfassung. Nach dem Vorhergehenden ist die Tiefenlinie Spormaggiore—Molveno—Moline zwar keine „einfache Synklinale“ (Erl. S. 58), sondern ziemlich kompliziert, allein eben wegen dieser kleinlichen Details ist es unwahrscheinlich, daß es eine tektonische Linie höherer Ordnung sein sollte. Es wäre kaum möglich, zwischen den Fältchen eine einheitliche Überschiebungslinie durchzulegen. Dagegen spricht auch der bruchlose Übergang von Haupt- und Vorfalte unter Mga. Dagniola und das Überlaufen von Faltenzügen von der Vorfalte zu den Gegenfalten. Der stratigraphische Befund, obwohl wenig charakteristisch, spricht wenigstens nicht gegen eine engere Beziehung des Randgebirges von Molveno zum Gazzazug.

Einen anderen Eindruck macht die Clamer-Überschiebung. Der fast geradlinige, nur leicht geschwungene Verlauf und die sehr beträchtliche Entwicklung von Reibungsbreccien legen die Vermutung nahe, daß wir es mit einer Überschiebung größeren Stiles zu tun haben. Falten- oder Bruchüberschiebung? Die östlich anliegenden Reste von Synklinalen (C. dei Lasteri, Rossati, P. 2100) würden für ersteres sprechen. Allein wir konnten bei Le Mase eine relative Verschiebung SSO feststellen, die Komponente der Verschiebung im Streichen der Schubfläche war wesentlich größer als die im Fallen. Daher wären die Reste von Synklinalen eher gegen das Nordende der Überschiebung zu erwarten, nicht am Südende. Andererseits könnte auch bei einer Bruchüberschiebung die W—O-Komponente (man beachte, daß die feststellbaren Richtungen der relativen Verschiebungen gegen S konvergieren) durch

Schleppung des östlichen Widerlagers ganz ähnliche Formen zustande bringen. Es dürfte besser sein, die Frage der Faltenüberschiebung vorläufig noch in Schwebe zu lassen.

Daß auch im Randgebirge eine starke Verschiebungskomponente in der Längsrichtung vorhanden ist, beweist die energisch gegen S überkippte Mulde bei Moline, sowie die hier und bei Mezzolago südlich weisenden Rutschstreifen. Auch das abrupte Vorspringen der Gegenfalten von Belfort und Hotel Molveno deutet dahin, daß der Schub die Oberfläche des Gazzazuges nicht normal zum Streichen, sondern beträchtlich mehr aus Norden traf. Der Zusammenschub in der NW—SO-Richtung fällt allerdings mehr in die Augen. Durch diesen dürfte aber das Randgebirge nur um etwa ein Fünftel seiner ursprünglichen Breite verschmälert worden sein; im Süden etwas mehr (zirka ein Viertel), was sehr gut zu dem Konvergieren der Schubrichtungen gegen Süden stimmt.

Der Vollständigkeit halber ist noch zu erwähnen, daß Vacek (Erl. S. 61), einen S—N streichenden Bruch angibt, der quer durch den Gazzazug und die Mulde von Cavedago durchsetzend, weiterhin den Ostrand der Brentagruppe abschneiden soll. Die genauere Richtungsangabe weicht hier allerdings von der früheren (in Verh. R.-A. 1881) etwas ab, ohne daß ein Grund für die Änderung gegeben wird. Da aber beide Annahmen unzutreffend sind, erübrigt ein weiteres Eingehen. Es wäre nur zu bemerken, daß in den Alpen für die Existenz von großen Brüchen, die durch mehrere tektonische Einheiten hindurchgehen (also jünger als die Faltung sind), keine sicheren Anhaltspunkte vorhanden sind. Es ist übrigens unerfindlich, warum Vacek immer nur geradlinige lotrecht fallende „Brüche“ in Erwägung zieht, wo doch die W-fallenden Überschiebungsflächen förmlich ins Auge springen. (Vgl. die Baldoüberschiebung in Blatt Rovereto—Riva, geologische Spezialkarte!)

C. Tektonik und Oberflächenbildung.

Die Frage, inwieweit die Formen der Oberfläche von der Tektonik abhängig sind, ist im Laufe der Zeit sehr verschieden beantwortet worden. Natürlich wurden zur Zeit der Spaltentälertheorie auch die jäh das Gebirge durchreißenden Täler der Brenta als klaffende Bruchspalten aufgefaßt. Von

jener Theorie ist man jetzt ja ganz abgekommen, allein es wäre zweifellos irrig, wenn man dafür eine vollständige Unabhängigkeit der Oberflächenbildung vom Gebirgsbau behaupten wollte. Genaue Untersuchungen haben immer gezeigt, daß besonders bei jungen Gebilden, wozu auch die Alpen zu rechnen sind, die Tektonik einer der auf die Gliederung bestimmend einwirkenden Faktoren ist.

Unser Gebiet zerfällt morphologisch in die breite Talfurche und das Randgebirge. Im Bereiche der Talung Spormaggiore—Molveno weicht die heutige Oberfläche von der tektonisch gegebenen Form nur sehr wenig ab. Die Haupttiefenlinie folgt fast genau der tiefsten Synklinale, der zwischen Vorfalte und Gegenfalten, respektive Gazzazug (daß hie und da der Kern der Vorfalte ein wenig seitlich angeschnitten wurde, hat keine Bedeutung), selbst die kleineren Gräben schließen sich gern den Sekundärfältchen an. Auch die stufenartige Absenkung zum Molvenosee, die man leicht ins glaciäre Ressort zu verweisen geneigt sein könnte, entspricht einer Senkung der Faltenachsen. Eine kleine Schicht der leichtzerstörbaren Eocän- und Scagliamergel ist wohl auf der ganzen Fläche abgetragen worden, was zum Teil der Ausräumung durch den Gletscher zugeschrieben werden mag, der jedenfalls auch auf der Paßhöhe von Andalo die länglichen runden, zum Tal parallelen Rücken geformt hat. Das Bild wird hiedurch jedoch in keinem wesentlichen Zug modifiziert. Die Wasserrinnen sind auch in den weichen Gesteinen meist schluchtartig und im Gefäll nicht vollkommen ausgeglichen. Trotz der geringen relativen Höhendifferenzen haben wir (in den Davischen Terminis), sehr jugendliche Formen und fast rein konsequente Entwässerung. Hieraus kann man auch schließen, daß diese Talung nie von den westlich gelegenen Schubmassen überdeckt gewesen sein kann; denn eine Erosion, welche diese harten Deckschollen hätte völlig entfernen können und ohne alle epigenetische Talbildung aus der weichen Unterlage eine Oberfläche herauspräparieren, welche einzig und allein, dies aber sehr ausgesprochen, von der Struktur dieser abhinge, ist nicht denkbar, auch der Gletscher kann nicht so reinlich ausräumen.

Die von der Brentagruppe herabziehenden Täler (V. d'Ambies soll wegen Komplikation außerhalb unseres Gebietes außer

Spiel bleiben), folgen ungefähr den tektonischen Falllinien des Gebirgsrandes, dürften aber durch leichte Undulationen dieser Fläche vorher bestimmt worden sein. Der Zerrüttungszone der Clamer-Überschiebung entsprechen („subsequent“) einige ziemlich unbedeutende Seitentäler (V. Cavai zum Teil, die Vallazza, V. di Daino, V. di S. Lorenzo, V. Dorè und das kleine Tälchen von Mga. Dorsino südlich hinab), in den Querkämmen ist sie nur durch gut markierte, aber nicht besonders tiefe Scharten bemerkbar. Das Gefäll der Täler ist unregelmäßig, die Breite schwankend, die Talseiten ungemein schroff (von V. delle Seghe zum Croz altissimo sind z. B. 1000 m blanke Wand mit ca. 70° Gefäll!). Eine gewisse Ausnahmstellung nimmt V. di Ceda ein, das den Typus eines glacialen Stufentaales zeigt (Abfluß der Tosagletscher) und auch das einzige entschieden „hängende“ Tal ist. Bei den andern ist ein solcher Einfluß viel weniger fühlbar und es ist sehr unwahrscheinlich, daß sie vor der Eiszeit wesentlich besser ausgeglichen gewesen wären. Obwohl diese Formen ebenfalls als ganz jung bezeichnet werden müssen, so ist doch das große Mißverhältnis auffallend, in welchem die geleistete Erosionsarbeit im Haupttal zu der in den Nebentälern steht: 20 m tiefe Bacheinrisse in Scaglia gegen 700 bis 1000 m tiefe Schluchten in hartem Kalkstein. Es ist richtig, daß der Bau der Brenta ein Ablenken der Wassermassen des Hochgebirges gegen Süden (resp. Norden und zum Teil auch Westen) begünstigt, allein dies trifft die beiden hier in Frage stehenden Gebiete ganz in gleichem Ausmaß. Die einzig mögliche Erklärung ist, daß den größten Teil der Zeit im Haupttale nicht erodiert, sondern akkumuliert wurde, mit anderen Worten, daß bis in die jüngste Vergangenheit (geologisch gesprochen) die Erosionsbasis unseres Gebietes über 1000 m lag. Zum Vergleich die Gegenwart: heute wird im Haupttale (außergewöhnliche Ereignisse wie Bergstürze ausgenommen) nicht akkumuliert, genauer noch nicht, dagegen aber im Ober- und Mittellauf der Seitentäler und in großartigem, dem Geologen aber äußerst unerfreulichem Maßstab an den ziemlich steilen Osthängen der Brentagruppe. Wenn, wie es den Anschein hat, die transportierende Kraft der Gewässer dem nicht gewachsen ist, wäre als nächste Phase ein Vorrücken dieser Schuttmassen talwärts und eine neuerliche Verschüttung des Haupttales zu erwarten.

Daß die vorstehenden Ausführungen, wenn sie auch ein von Natur abgegrenztes Gebiet behandelten, in höherem Sinn doch nur ein Fragment vorstellen, bedauere ich selbst am meisten, allein da die Arbeiten die natürliche Fortsetzung, die Tektonik der Brentagruppe betreffend, noch nicht völlig abgeschlossen sind, jedoch voraussichtlich mit nächstem Sommer beendet werden können, so schien es besser, diese Lücke vollkommen offen zu lassen, als sie mit noch unvollkommenem Material auszufüllen. Andererseits bedeutet die vorherige Erledigung eines gut abtrennbaren Teiles eine merkliche Erleichterung der weiteren Arbeit und in gewissem Sinne auch eine Entlastung für den Leser, womit das gewählte Verfahren entschuldigt werden möge.

D. Zur Tektonik von Südtirol.

[Die nun folgenden Ausführungen über die Tektonik von Südtirol waren bereits druckfertig abgeschlossen, als mir Kober's ungemein verdienstvolle Arbeit „Bau und Entstehung der Ostalpen“ (diese Mitt. 1912, H. 4) zukam. Darauf ausführlich einzugehen, ist hier nicht der Platz, es wurde auch im Text nichts geändert; nur an einen Punkt soll, weil zur Erläuterung dienlich, eine kurze Bemerkung geknüpft werden. Kober schlägt folgende stratigraphische Reihenfolge (von Norden nach Süden) vor: Voralpin - Drauzug - Hochalpin - Dinarisch. Betreffs der nahen Verwandtschaft der Fazies des Drauzuges mit den voralpinen Decken Kober's kann zugestimmt werden. Daß aber die Fazies der hochalpinen Decken zwischen Drauzug und „Dinariden“ vermittelt, dürfte nur sehr schwer zu beweisen sein. Das (l. c. S. 459) angeführte Beispiel, daß in den hochalpinen Decken „dinarischer Einschlag unverkennbar“ ist, ist recht unglücklich gewählt: Erstens wäre der Hochgebirgskalk der Steiner Alpen und der Hallstätter Kalk der Wochein im Gegenteil eher ein „nordalpiner Einschlag“ in den Dinariden, zweitens paßt deren Reihenfolge (von Norden nach Süden) schlecht mit Kober's Deckenschema, in dem die Hallstätter unter der Dachsteindecke liegt, und drittens stimmt's mit den anderen Schichtgliedern gar nicht. Typisch „dinarische“ Gebilde sind in diesem Durchschnitt die Fusulinenkalken, die oberpermischen Dolomite, Cephalopodenfazies

der oberen Werfener Schichten, erzführender Kalk und schließlich ein mitteltriadisches Ergußgestein (Quarzporphyr). Keine Spur eines Einschlages oder auch nur einer Annäherung daran sind in den korrespondierenden Teilen der hochalpinen Decken zu finden! Überhaupt, wenn man statt des nebelhaften „dinarisch“ in jedem Alpenquerschnitt die tatsächlich vorhandene Schichtfolge einsetzt, so kann man feststellen, daß längs des ganzen Drauzuges die zwei hochalpinen Decken in keinem Profil an die vorgeschlagene Stelle passen (besonders eindrucksvoll ist die Betrachtung des Profils Bladen-Lienz—Salzburg). Da ihre Einschaltung weiter südlich ebenfalls unmöglich ist, bleibt nur der Ausweg, ihre Wurzeln weiter nördlich zu suchen. Einige weitere Gründe dafür sind im folgenden gegeben.]

Zum Schlusse soll hier ein Überblick über die Tektonik der weiteren Umgebung gegeben werden, um die Lage unseres Gebietes im tektonischen Schema, sozusagen seine tektonischen Koordinaten festzustellen. Wenn hier auch nur eine kurze, in manchen Punkten bloß andeutende Darstellung möglich ist, so soll doch alle Mühe darauf verwendet werden, ein klares und anschauliches Bild der Hauptzüge zu geben, das sich der Leser im Bedarfsfalle ohne Schwierigkeit wird erweitern können.

Erfolgt von einer bogenförmig gekrümmten Zone eine Überfaltung nach der konvexen Seite, so ist evident, daß die Schubrichtungen gegen außen divergieren, ferner daß die vorgeschobene Decke in ihrer neuen Lage im Streichen zu kurz ist. Wir werden eine Querzerreißung erwarten. Derartiges ist tatsächlich bereits vom nördlichen (helvetischen) Alpenrande beschrieben worden. Erfolgt die Überfaltung gegen die konkave Seite, so konvergiert die Schubrichtung, die Decke ist im Streichen zu lang für ihre neue Lage. Wir werden also eine Querfaltung erwarten (Faltung im weitesten Sinne genommen). Auch dies ist aus den lombardischen Alpen seit langem bekannt. Enthält der faltenden Kräften unterworfenen Komplex eine oder mehrere mächtige wenig gegliederte Platten zwischen plastischen Gesteinen, so lehrt die Erfahrung, daß er keinen regelmäßigen Faltenbau bilden kann, wozu offenbar eine Gleitfähigkeit von nicht allzu mächtigen Schichten aufeinander nötig ist, sondern daß er sich nötigenfalls in durch Überschiebungen

getrennte Schuppen auflöst. Es scheint nun eine ganz plausible Lösung der hier gestellten Aufgabe zu sein, die in zentripetalem Vorschub gedachte Decke, da sie sich im Streichen verkürzen muß, aber schlecht faltet, durch Überschiebungsflächen zu zerlegen, welche von der Achse der Bewegung (das ist der Verbindungsgeraden durch den Zielpunkt, zu dem die Schubrichtungen konvergieren, und den Halbierungspunkt des Bogens, von dem sie konvergieren) symmetrisch nach beiden Seiten abfallend in der Bewegungsrichtung divergieren. Man könnte mit Benützung der gebräuchlichen Terminologie sagen, die „Teildecken“ liegen hier nicht über-, sondern nebeneinander und die äußere greift jedesmal über die innere (näher an der Achse gelegene) dachziegelartig ein Stück über. Die Bewegung dieser Teildecken zerlegt sich in Bezug auf diese Gleitflächen in zwei Komponenten: die größere ist eine Horizontalverschiebung im Streichen derselben, die kleinere, im Fallen der Gleitflächen liegende, bewirkt die Aufschiebung der äußeren auf die innere Scholle. Je geringer der Winkel ist, den die Schubrichtung an einem Ort mit der zugehörigen Schubfläche bildet, desto geringer ist auch diese transversale Komponente und umgekehrt. Es ließe sich vielleicht sogar vermuten, daß der hier charakterisierte Vorgang bei passender Wahl der Gleitflächen, wenn die durch die Verhältnisse in die Faltungszone (Wurzelregion) geforderten Verschiebungen als festgegeben betrachtet werden, unter allen möglichen Vorgängen, welche jene Bedingungen befriedigen können, eines der Minima an Hebungs- und Reibungsarbeit darstellt. Dies dynamische Problem exakt zu behandeln, ist heute allerdings noch nicht möglich. Darum ist es vorteilhaft von Kräften usw. abzusehen und nur von den, ihrem Gesamtbetrag nach beobachtbaren Verschiebungen zu sprechen.¹¹⁾

Wir nehmen nun an, daß Südtirol einem zentripetalen Zusammenschub gegen Süden ausgesetzt war. Die Symmetrie-

¹¹⁾ Um Mißverständnisse zu vermeiden, sei hier bemerkt, daß obige rein deduktiv gefaßte Darstellung nicht etwa ein Beweis sein soll. Die Forderung nach einem Beweis ist überhaupt unberechtigt. Es kann nur gefragt werden, ob die Hypothese ihren Zweck, die tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse des in Betrachtung gezogene Gebietes restlos darzustellen, erfüllt oder nicht. Die deduktive Darstellung soll nur dazu dienen, die kinematischen Eigenschaften des hiezu verwendeten Mechanismus kurz und scharf zu präzisieren.

achse dieser Bewegung (im oben definierten Sinn) dürfte ungefähr die Linie Meran—Vicenza sein. Wir haben demgemäß westlich der Etsch eine Reihe von Überschiebungen mit „judikarischem Streichen“ (NNO—SSW), die sämtlich westlich fallen. Es scheint, daß der Fallwinkel hauptsächlich eine Funktion der tektonischen Position ist, da er für die einzelnen aufeinander folgenden Zonen ziemlich konstant bleibt und die Werte gegen innen und vorn anscheinend regelmäßig abnehmen: Judikarienüberschiebung (Nordteil) 55° bis 45° , Brentagruppe 45° bis 40° , Gaverdina (nach Bittners Profilen zu schließen) ungefähr ebensoviel, Gazzazug etwas weniger, Mte. Baldo beträchtlich flacher (zirka 30°). Bisher nahm man einen Zusammenschub normal zum Streichen und sehr geringe Schubweiten an und erklärte dies als Stauung durch das Adamellomassiv. Der Widerspruch, daß eine dieser Überschiebungen das angeblich stauende Massiv an- und unterschneidet, sowie daß das kristalline Gebirge von Pejo—Rabbi—Ulten, das das gleiche Streichen zeigt, unmöglich durch den Adamello so gestaut werden konnte, blieb ungelöst, genauer gesagt, unerörtert. Horizontalverschiebungen im Streichen wurden nicht in Betracht gezogen. Und doch dürften diese recht beträchtlich sein. Greift doch die Scagliasyklinale der „Judikarien“-überschiebung bis Altaguardia (ober Baselga), jene des Nonsberges über Castelfondo zurück.

Gegen die Mitte zu streichen die tektonischen Linien zirka W—O (Marmolata, V. Sugana usw.); im Etschtal kann man auch beobachten, wie die judikarische Streichrichtung in die suganische umbiegt. Und weiterhin in Ampezzo haben wir WNW—OSO streichende Überschiebungen, die nordöstliche Scholle überschiebt die südwestlich gelegene.¹²⁾ Eine volle Symmetrie können wir allerdings nicht finden; denn im Osten vollzieht sich ein allmählicher Übergang von dem Südtiroler Gebirgsbogen in das östlich folgende geradlinige Gebirgsstück und die tektonischen Leitlinien scheinen gegen SO ein wenig zu divergieren. An der Südwestecke jedoch konvergieren die tektonischen Linien, um dann in fast rechtwinkeligem Knick nach W. umzubiegen. Nicht ganz mit Recht hat man dies

¹²⁾ Auf eine Besprechung des eigentlichen Gebietes der »Dolomiten« kann hier nicht eingegangen werden. Hier heißt es: *παύτα έστ.*

ebenfalls der stauenden Wirkung des Adamello zugeschrieben; denn das kristalline Gebirge nördlich vom Tonale zeigt ganz dasselbe Knie, aber mit der konvexen Seite gegen den Adamello. Es scheint dies einem Bewegungsimpuls zu entsprechen, der durch die ganzen Südalpen (vielleicht sogar durch die ganzen Alpen) hindurchging und der Adamello, so groß er ist, spielt nur die Rolle eines einzelnen passiven Gliedes darin. Es ist aber möglich, daß das Eingehen dieser wenig schmiegsamen Masse den Knick am Südrand noch verschärft hat.

Wie die tektonischen Einheiten des vorstehend definierten Systems sich in Südtirol verteilen, zeigt nebenstehende Tabelle. Hinzugefügt wurde als unerläßliche Gegenprobe die Verteilung der Fazies auf dieselben. Hier ist sofort der Einwand zu erwarten, daß das Lienzer Gebirge zu Unrecht mitaufgenommen wurde, da es die „Wurzel“ der nördlichen Kalkalpendecken darstellt. Der Hauptgrund für diese Zuordnung ist die Tatsache, daß die Fazies im Drauzug „nordalpin“ ist. Man sollte präziser sagen, sie ist „bayrisch“, das ist die Fazies der tieferen Decken der Nordalpen. Ebenso entschieden muß man sie aber auch als „lombardisch“ bezeichnen,¹³⁾ was bisher nur noch nicht hervorgehoben wurde. Daraus folgt natürlich weiter, daß auch bayrische und lombardische Fazies fast ident sind. Ferner kommt man von Lienz immer im Streichen gegen West fortschreitend geradewegs ins sichere lombardische, sowie auch gegen SW in der Carnia eine zweifellos an die lombardische eng anschließende Fazies fast bis an den Gebirgsrand vortritt. Nimmt man nun die Wurzeln der unteren nordalpinen Decken im Lienzer Gebirge an, so muß die der oberen noch weiter südlich liegen und zwischen den vorerwähnten vier zusammengehörigen Faziesgebieten drei gewaltige Breschen schlagen (so ziemlich die ungünstigste Lösung des stratigraphischen Problems) — wenn man nicht den bequemen Hilfssatz, daß die Schubweite proportional der östlichen Länge von Paris zunimmt, allzu ausgiebig benützen will. Das zweite landläufige Argument ist, daß die tektonische Struktur des

¹³⁾ Man braucht nur die von Geyer, Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt 1901 und 1903 gegebene Beschreibung ins Italienische sinngemäß zu übersetzen und kann glauben, einen Aufnahmebericht, etwa aus dem Bergamaskischen, vor sich zu haben. Im Handstück ist die Unterscheidung der äquivalenten Gesteine in den meisten Fällen kaum möglich.

Drauzuges die einer Wurzelregion ist. Zieht man zum Vergleich die doch einzig und allein sicherer bekannte Wurzelregion der helvetischen Decken heran, so wird der unbefangene Beobachter wohl kaum viel Ähnlichkeit finden. (Mit anderen noch weniger!) Von Stauungsmetamorphismus ist im Drauzug keine Spur. Andererseits wenn man, wie gebräuchlich, diese Wurzelregion („alpinodinarische Grenze“) von Meran zur Gail ziehen läßt, so schwenkt man vom Zug der „Grünen Gesteine“ ab, was doch mindestens eine Erklärung verlangt, nachdem man ihn fast 400 km (Ivrea—Meran) als Leitlinie benützt hat und schließlich schlägt man in den Bogen der periadriatischen Intrusionsmassive auch noch ein Loch (Adamello südlich, Rieserferner usw. nördlich). Solange keine neuen Tatsachen gebracht werden, ist man also zum mindesten berechtigt, die fragliche Wurzelregion nördlich und nicht südlich von Lienz zu suchen. Und mehr wird hier auch nicht beansprucht.

Das in der Tabelle skizzierte tektonische Schema gewinnt eine wesentliche Stütze in der Verteilung der eruptiven Gesteine, insbesondere dadurch, daß das permische Quarzporphyr- und das tertiäre Basaltsystem an der Valsuganalinie, beide mit beträchtlicher Mächtigkeit (besonders der Quarzporphyr) vollständig abbrechen, was auf ein beträchtliches Ausmaß der dort stattgefundenen Überschiebung schließen läßt. Über die Verteilung der Tonalitmassive (sämtlich der lombardischen Zone angehörig) ist noch ein Wort zu sagen. Denken wir eine Anzahl Intrusivstöcke in einer langgezogenen Zone unregelmäßig verteilt und legen wir diesen Streifen etwa parallel seiner größten Länge in enggedrängte Falten, so muß der Eindruck zustande kommen, alle diese Massive lägen auf einer Längsspalte (hier also dem Faltenstreichen entsprechend auf einem Bogen). Die heutige Perspektive ist kein Beweis für gemeinsamen Ursprung, sondern nur dafür, daß alle schon vor der Faltung vorhanden und zwar in einer länglichen, dem Streichen derselben ungefähr parallelen Zone gelegen waren. Es wäre aber immerhin eine Vermutung möglich, welche trotzdem für einen syngenetischen Zusammenhang (den die Blutsverwandtschaft nahe legt) sprechen und zugleich erklären könnte, warum die Alpenfaltung parallel zur Längserstreckung der intrudierten Zone erfolgt: die mittelkretazische Aufwöl-

bung muß, nach der Verteilung der Konglomerate zu schließen, dem heutigen Alpenbogen sehr ähnlich, nur schmaler und kürzer gewesen sein. Am Südfuß in dem Senkungsfeld an der Innenseite des Bogens intrudierten dann die Tonalite. Die Intrusion eines so gewaltigen Körpers wie der Adamello erzeugte in der Tiefsee scharfe Niveaudifferenzen, Seebeben und im Gefolge davon submarine Rutschungen in den noch wenig verfestigten pelagischen Sedimenten, wovon wir eine Probe in dem von Trener (Verh. der geol. R.-A. 1909, S. 162) beschriebenen „Grundbreccienkonglomerat von Ballino“ haben. Womit zugleich auch eine plausible Deutung für dieses sonst ganz rätselhafte Sediment (Fragmente von Aptychenschiefen und Radiolarienhornsteinen mit Majolika, das ist Globigerinenschlammzement!) gefunden wäre. Es sei nochmals betont, daß diese etwas kühne Schlußkette nur ein Versuch ist, einige Fakten, die isoliert sehr schwer erklärbar sind, zu verknüpfen.

Selten ist der tiefe Sinn des alten Sprichwortes „Incidit in Scyllam, qui vult vitare Charybdim“ mir klarer gewesen, als bei der Niederschrift dieses Kapitels. Es ist lebhaft zu befürchten, daß die hier entwickelten Ansichten von konservativer Seite nicht gebilligt werden. Aber auch umgekehrt findet vielleicht ein Anhänger der tektonischen Moderne die Darstellung ängstlich und besonders nach Betrachtung der Faziestabelle, die vorhandenen auszugleichenden Differenzen zu kleinlich, als daß es gerechtfertigt wäre, an eine Art Deckenschema — und noch dazu an eine neue Art zu denken. Die betreffende Zusammenstellung hat aber gerade den Zweck, diesen allmählichen Übergang der Fazies zu demonstrieren. Dem entspricht eben das supponierte tektonische Bild, das zwischen den einzelnen Teilschubmassen nur kleinere Verschiebungen voraussetzt. Dadurch entstehen zwischen den größeren tektonischen Einheiten schon beträchtlichere Sprünge, besonders wenn ein Mittelglied ausbleibt. So treten wegen des Zurückbleibens beider Bozener Einheiten am Gardasee lombardische und Roveredaner direkt aneinander und die hierdurch entstehende schroffe Faziesdifferenz zwischen beiden Ufern hat schon in den ersten Zeiten die Aufmerksamkeit der Stratigraphen erregt. Um ebenso diese extremen Fälle, wie die des allmählichen Überganges zu einem Bild vereinigen

zu können, wurden die im vorstehenden skizzierten tektonischen Vorstellungen formuliert, die sich unter möglichst sparsamer Verwendung von rein hypothetischen Zwischengliedern an den Formenschatz der hier beobachteten tektonischen Verhältnisse möglichst eng anschließen, gehorsam dem von Mach postulierten Prinzip „der Ökonomie in der wissenschaftlichen Methode“. Es wäre viel schwieriger, an manchen Stellen direkt ein fremdartiges Element, die Tatsachen in einen schulgemäßen Deckenbau einzuordnen. Ein solcher würde einmal formuliert auch weniger Möglichkeit gelassen haben, neue Tatsachen aufzunehmen und einzugliedern. Auf diese Anpassungsfähigkeit wurde aber das größte Gewicht gelegt, abermals geleitet von den Lehren desselben Denkers,¹⁴⁾ die hier angeführt werden mögen, da sie in einem unter dem geologischen Publikum vielleicht nicht sehr bekannten Werk enthalten auch hier eine größere Verbreitung verdienen: „Der englische Forscher Whewell hat mit Recht behauptet, daß zur Entwicklung der Naturwissenschaft zwei Faktoren zusammen wirken müssen: Ideen und Beobachtungen. Ideen allein verflüchtigen sich zu unfruchtbarer Spekulation, Beobachtungen allein liefern kein organisches Wissen. In der Tat sehen wir, wie es auf die Fähigkeit ankommt, schon vorhandene Vorstellungen neueren Beobachtungen anzupassen. Zu große Nachgiebigkeit gegen jede neue Tatsache läßt gar keine feste Denkgewohnheit aufkommen. Zu starre Denkgewohnheiten werden der freien Beobachtung hinderlich. Im Kampf, im Kompromiß des Urteils mit dem Vorurteil, wenn man so sagen darf, wächst unsere Einsicht.“

¹⁴⁾ E. Mach, Die Prinzipien der Wärmelehre. 2. Aufl. Leipzig 1900, S. 390.





