Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 15 (1918-1920)

Heft: 2

Artikel: Geologische und Morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardinpasses (Südwestliches Graubünden)

Autor: Heydweiller, Erna

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-247570

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 14.10.2025

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

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Geologische und Morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardinpasses

(Südwestliches Graubünden).

Von Erna Heydweiller.

Mit einer geologischen Karte, einer Profiltafel, 10 Tafeln-Ansichten und einer Textfigur.

Einleitung.

Im Misox finden wir geologische Probleme in solcher Mannigfaltigkeit und Fülle, dass es meine Kräfte und die mir während zweier Sommer zur Verfügung stehende Zeit bei weitem überstiegen hätte, allen nachzugehen. Es galt, eine Wahl unter den zahlreichen Fragen aus den Gebieten der Morphologie, Tektonik und Petrographie zu treffen.

Die eigentümlichen Stufenbildungen des Misox und die zahlreichen verschiedenartigen Karformen der Gegend lenkten das Interesse in erster Linie auf die morphologischen Erscheinungen. Die interessante Arbeit von Lautensach über «Die Uebertiefung des Tessingebietes» bot reiche Anregung, erweckte aber im Laufe der Untersuchung vielfach Widerspruch.

So reichhaltig die theoretische morphologische Literatur ist, so spärlich ist die monographische Behandlung beschränkter Gebiete. Fast alle, die auszogen, um eine bestimmte Landschaft zu beschreiben, taten dies, um die eine oder die andere vorher aufgestellte Theorie zu beweisen oder zu widerlegen. So wird der Formenschatz stets von einem einzelnen Gesichtspunkte aus betrachtet, viele Erscheinungen werden übersehen und andere in nicht zu rechtfertigender Weise verallgemeinert. Diese einseitig theoretische Betrachtungsweise, die oft eine phantastische, durch keine Tatsachen bewiesene Darstellung der Natur zur Folge hat, brachte die heutige

Oberflächen-Geologie in den Verruf der «oberflächlichen Geologie».

Nur die eingehende, unvoreingenommene Untersuchung möglichst vieler Einzelgebiete kann dazu beitragen, der Morphologie das ihr gebührende Interesse zu verschaffen und diese Wissenschaft auf die gleiche Höhe zu heben, welche Stratigraphie, Tektonik und Petrographie längst infolge ihrer durch zahllose objektive Detailarbeiten geschaffenen Fundierung einnehmen. Von diesem Gedanken ausgehend, habe ich mich bemüht, möglichst alle Ursachen, die eine Form bedingen könnten, in Betracht zu ziehen und zu erwähnen.

Als Unterlage für meine Arbeit dienen die Blätter der Top. Karte 1 : 50,000 (Siegfried-Karte): *Hinterrhein* Nr. 505 und *Mesocco* Nr. 509. *Grono* Nr. 513 leistet uns gute Dienste bei der im Anschluss an unser Gebiet oberflächlich gestreiften untern *Val Mesolcina* und *Calanca*. Bei der Beschreibung der untern Teilfalten der Aduladecke und an andern Stellen greife ich auch vielfach auf die Blätter 504 *Olivone* und 508 *Biasca* über. Das ganze behandelte Gebiet ist auf Blatt XIX der Dufourkarte (1 : 100,000) enthalten; zum Studium der morphologischen Verhältnisse genügt dieses aber nicht.

Leider wurde mir die Publikation der Siegfriedkarte während der Kriegsdauer vom Schweizer Generalstab verboten. Die auf die vergrösserte Dufourkarte übertragene geologische Aufnahme ist nur ein Notbehelf. Der Leser sollte, wenigstens zum Studium der Talböden und Terrassen, die Siegfriedkarte zur Hand nehmen.

Voraussetzung für das Verständnis des Oberflächenbaues ist eine ausreichende Kenntnis der geologischen Verhältnisse des Gebietes. Wir werden uns zunächst hiermit zu befassen haben. Da jedoch dieser tektonisch-lithologische Teil in erster Linie der Erklärung des Oberflächenbaues dienen soll, macht er keinen Anspruch auf erschöpfende Darstellung. Es bleiben viele interessante Fragen noch ungelöst und warten auf eine spätere, eingehendere Bearbeitung, die bei den grosszügigen tektonischen Verhältnissen ein grösseres Gebiet umfassen müsste.

Ich lernte mein Gebiet in den Sommermonaten 1915 und 1916, soweit es das in dieser Gegend notorisch schlechte Wetter erlaubte, durch fast tägliche Exkursionen kennen. Fast 8 Monate brachte ich da zu, die Zeit mit eingerechnet, die ich, zwecks besseren Verständnisses, auf Begehungen der anstossenden Talgebiete verwendete.

Meinen herzlichsten Dank möchte ich Herrn Prof. SCHARDT

aussprechen für das Interesse, das er meiner Arbeit durch zweimalige mehrtägige Exkursionen ins Gebiet entgegenbrachte. Auch Herrn Dr. AMSLER, Assistent am geologischen Institut in Zürich, bin ich für seine freundliche Hilfe, besonders bei der Reinzeichnung von Profilen und Karte, zu grösstem Danke verpflichtet.

Herzlichen Dank schulde ich auch meiner lieben Schwester, LILLI HEYDWEILLER, die mich während zweier Monate auf allen Exkursionen begleitete und beim Photographieren wertvolle Hilfe leistete.

ERSTER TEIL

Geologie der Gegend des St. Bernhardinpasses.

A. *Bisher erschienene geologische Literatur.*

Das Gebiet zwischen dem oberen *Hinterrhein*, der *Moesa* und der *Calancasca* war in seinen grossen Zügen schon ESCHER und STUDER, G. VOM RATH und RÜTIMEYER bekannt. Eingehender wurde es zuerst von ROLLE und von HEIM untersucht und zwar von ROLLE der südliche, von HEIM der nördliche Teil und in Blatt XIX der geologischen Karte der Schweiz dargestellt. Die Beschreibung findet sich in den «Beiträgen» zu Blatt XIX von ROLLE (1881) und Blatt XIV von HEIM (1891). ROLLE rechnet das Adulamassiv zum Tessiner Massiv, das er von dem es umgebenden Seegebirge, Gotthard- und Liromassiv (Tambomassiv) scheidet. Es war ihm schon bekannt, dass das Liromassiv das Tessiner Massiv überschiebt. Dieses ergäbe nach ihm im Gesamtdurchschnitt einen breiten, vielfach zusammengesetzten Sattel mit schiefer, nach Norden fallender Mediane.

Auch HEIM hielt 1891 (S. 350) die Adula für ein «breites SN streichendes Gewölbe, das gegen Norden in Form einer Kuppel erst aus sich selbst heraus sanft abfällt und endlich durch äusseren Widerstand gezwungen normal ENE streichend abgestaut, steil unterbiegt. Längs der Westseite im Bleniotale ist der Massivrand überliegend, so dass der Bündnerschiefer unter den Massivrand einfällt — oder wie ROLLE sich ausdrücken würde: das Adulamassiv ist den westlichen Tessinermassivteilen überschoben. Am Ostrande hingegen haben wir regelmässiges Ostfallen der Gneisse und Glimmerschiefer des Adulamassives, und darüber liegt die Mulde der Dolo-

mite und Bündnerschiefer des Misoxertales, welche ihrerseits hingegen östlich unter den überhängenden Rand des Pizzo Tambo-Massives einfällt.

Von der Erkenntnis dieser Verhältnisse durch Rolle und Heim bis zu ihrer Deutung auf Grund der Deckentheorie war dann nur noch ein kurzer, durch die Zeit bedingter Schritt, umsomehr, als die Erklärung der zweifachen Faltungsrichtung und des zum Alpenkörper abnormalen Streichens Heim zweifelhaft erschien.

1898 erklärte SCHARDT in « Les régions exotiques du versant nord des Alpes Suisses » (S. 213) die Aduladecke für eine Deckfalte von ähnlichem Typus wie die liegende Falte des Antigoriogneisses.

LUGEON führt 1901 den Gedanken in « Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse » (S. 813 ff.) näher aus. Er hält das Tessiner-Massiv für den Rücken der sich nach Osten fortsetzenden Antigoriodeckfalte. Klar setzt er schon auseinander, dass die in der Gegend des *Bernhardin* den sogenannten Tessiner Dom vertretende, liegende Aduladeckfalte nach Norden und nicht nach Westen vorgeschoben ist, da das auffällige Ostfallen nur von einer « ondulation transversale des nappes » herrühre. Weiter zeigt er, dass die Aduladeckfalte von der Tambo- und diese von der Surettadeckfalte überlagert wird.

Nachdem auch HEIM sich von der Richtigkeit der Deckentheorie überzeugt hatte, revidierte er 1906 seine 1891 gezeichneten Profile und gab in der « Geologischen Nachlese » (N° 17) eine bildliche Darstellung der vier nördlichen Tessiner Massivlappen: der Molare-, Adula-, Tambo- und Surettadecke mit den sie trennenden sedimentären Mulden.

Seither blieb die Existenz der vier nach NNW vorgestossenen, von W nach E treppenförmig übereinanderliegenden kristallinen Decken ziemlich unbestritten.

Einen weiteren Fortschritt in der Kenntnis der NE Tessiner Decken bedeuteten die Versuche SCHARDTS (1906 S. 319 ff., 1907 S. 13 ff.), LUGEONS (1905/06) und ARGANDS (1911 S. 10), sie mit den westlichen penninischen Decken zu parallelisieren.

Einen neuen Bearbeiter fand die Aduladecke in WILCKENS, der 1907 seine Ansicht « Ueber den Bau des nordöstlichen Adulagebirges » darlegte: dass die Aduladecke nicht so einfach und grosszügig gebaut sei, wie aus Heims Profilen hervorzugehen scheine, sondern ein Gebiet ausserordentlich intensiver Faltung darstelle. Die in der Fanellamasse aufge-

schlossene Stirn zeigt sich nach Wilckens als ein Komplex liegender Falten, in deren Mulden triadischer Dolomit liegt und die (nach NW) in die Tiefe tauchen, ähnlich wie am Simplon.

1909 erschien eine Arbeit von Wilckens «Ueber die Existenz einer höheren Ueberschiebungsdecke in der sogenannten Sedimenthülle des Aduladeckmassives». Hier bestreitet er den einfachen Verlauf der sedimentären Stirnhüllen der südwestlichen Bündnerdecken nach der Heim'schen Auffassung. Ausser einer durch Faltung erklärbaren, vielfachen Wiederholung der gleichen Schichtenglieder innerhalb der einzelnen Umhüllungssysteme glaubt Wilckens auch noch Reste einer ausgewalzten Decke in den Bündnerschiefermassen gefunden zu haben, die bisher als zum Sedimentmantel der Aduladecke gehörig betrachtet wurden. Wilckens vermutet in diesen seiner Meinung nach stark ausgequetschten Resten eine Teilfalte der Tambodecke oder diese selbst gefunden zu haben und bezweifelt das auffallend weit südliche Zurückbleiben der Tambodecke.

1910 führt Wilckens seine «Ideen über die Intensität der Faltung im Adulamassiv» näher aus. Er beschreibt, wie die Falten in vielen einzelnen Detailfalten treppenförmig vordrängen und hierdurch eine häufige Wiederholung desselben Gebirgsgliedes in der Vertikalen eintritt. Auf diese Weise erklärt Wilckens den erstaunlichen, vielfachen Wechsel von Gneiss, Glimmerschiefer und Dolomit. Er glaubt, das Liegende der Adulafalte gefunden zu haben und zwar in einer dünnen, linsenförmig ausgequetschten Dolomit- und Marmorzone, die sich auf beiden Talseiten des *Zapport* verfolgen lässt. Er frägt sich, ob dieser Marmorzug mit dem der *Val Soja* zusammenhängt, also durch das Adulagebirge durchstreicht. Diese Marmore des Zapport sollen die Gneisse des Rheinwald-Güfer-Lentahornes usw. von einer tieferen Gneissmasse scheiden, über deren Stellung sich noch nichts aussagen lasse. Dagegen wäre die obere Falte, die sich in ihrer Stirn wieder in sekundäre Deckfalten teilt, die gegen den *Piz Aul* in die Tiefe stossen, die eigentliche Aduladecke.

Mit einigen petrographischen Problemen des Adulagneisses, speziell dem Alter ihrer Entstehung, befasst sich Freudenberg (1908 und 1913). Jedoch sind seine Ausführungen so unklar, dass es in einer Arbeit, die die petrographischen Probleme des Gebietes nur flüchtig berühren kann, zu weit führen würde, auf sie einzugehen.

In einer 1916 erschienenen Arbeit über die «Tektonik der

südöstlichen Schweizeralpen» löst R. STAUB die Frage nach den Wurzeln der nordöstlichen Tessiner Massivlappen und behandelt die geologischen Verhältnisse des unteren Misox.

Auf die morphologische Literatur wird im zweiten Teil eingegangen werden. Verhältnisse halber kam ich erst nach Fertigstellung meiner Arbeit zum Durchlesen des grössten Teils der im Literaturverzeichnis aufgeführten Arbeiten. Jedoch scheint es mir nach ihrem Studium, dass es einer monographischen Detailarbeit beim gegenwärtigen Stande der morphologischen Wissenschaft nichts schadet, wenn der aufnehmende Geologe sich möglichst wenig mit Theorien belastet hat.

Die Arbeiten von HEIM und ROLLE bilden die Basis, auf der ich meine Untersuchungen weiter bauen konnte. Die kurze Zeit, die Rolle für die Aufnahme des grossen, mühsam zu begehenden Gebietes, welches Blatt XIX umfasst, zur Verfügung stand, hatte zur Folge, dass die Karte in vielen Einzelheiten ungenau und vor allem unvollständig ist, und der Text nur sehr summarisch und lückenhaft ausfiel. Viel mehr Anhaltspunkte bietet Heims Beschreibung des nördlich an unser Gebiet anstossenden Blattes XIV, da er hier auch auf den von ihm begangenen nördlichen Teil von Rolles Gebiet zu sprechen kommt.

Bevor wir auf die genannten Arbeiten näher eingehen, soll eine tektonische Uebersicht über das Gebiet Gelegenheit geben, die Ergebnisse der neuen Untersuchung mit den Darstellungen und Ansichten der Vorgänger zu vergleichen.

B. *Ueberblick über die tektonischen Verhältnisse des Gebietes.*

a) **Gebiet der Aduladecke.**

Würden wir aus der Vogelschau auf die oberen Talgebiete der *Calancasca*, des *Hinterrheins* und der westlichen *Mesolcina* herabschauen, so erstaunten wir über die Einfachheit, Grosszügigkeit und Klarheit der geologischen Verhältnisse, die wir hier überblicken. Wir sehen weithin alle Kämme aus den gleichen, wohlgeschichteten Gneissen und Glimmerschiefern aufgebaut. Alle diese Gneissbänke fallen und streichen auf weiten Strecken in fast der gleichen Richtung (E, bezw. NS).

Nur ganz allmählich, fast unmerklich, wendet sich das Streichen: *Südlich* von *Soazza* (Siehe Tafel 9 *c* und *d*) und *Rossa* (T. 4*h*) sind die beiden Furchen der *Val Mesolcina* und der

Val Calanca quer zum Streichen der Gneissbänke eingeschnitten. Mässig steil fallen diese gegen NNE unter die Talsohlen ein. Langsam dreht sich die NNE-Richtung des Fallens in der *Val della Forcola*, *Alpe di Boggio* und *Alpe di Calvarese* in eine NE bei *Mesocco* (T. 9 *b*) und *Rossa*, dann ENE bis E, die den ganzen Grat von der *Cima di Gangella* bis zum *Pizzo di Muccia* beherrscht (T. 4 *a*, *c*, *d*, 6, 7, 8 *a* bis *g*). Zwischen *San Bernardino* Dorf und Pass ist das Fallen ESE.

Noch stärker als das Streichen des Gneisses wendet sich im N das des ihn bedeckenden, nach N stark anschwellenden Bündnerschiefers. So finden wir im Gebiet von *Vignone* ESE, SE und endlich am Vignone-Pass SSE-Fallen. Zwischen der Forcola und dem Vignone-Pass dreht sich also das Streichen allmählich um etwa 140° bis 150°, während die Richtung des Fallens stets gegen das Zentrum dieses durch die Richtung des Streichens bestimmten Kreisbogens gerichtet bleibt (T. 5 *b*, *c*, 9 *c*). Die Aduladecke zeigt hier auf ihrem Rücken eine muldenförmige Einsattelung, die, wie wir gleich sehen werden, durch den Erosionsrest anderer tektonischer Elemente ausgefüllt wird. Die infolge dieser Depression zwischen dem *Areutal* und dem *Bernhardinpass* ESE bis SE-Fallrichtung macht sich nur in der obersten Deckenregion bemerkbar. Im Gebiete der *Marscholalp* und *Tälialp* ist das Streichen recht wechselnd und schwankt auf kurzen Strecken um ein Beträchtliches.

Verhältnismässig flach liegen die Gneissbänke in der oberen Val Calanca. Auf beiden Talseiten stehen die Schichtköpfe an. Sie fallen am *Pizzo Termine* (T. 4 *h*) noch schwach gegen Norden. Am *Pizzo di Giumella*, *Pizzo delle Streghe* und *Fil de Remia* (T. 4 *g*) liegen sie fast horizontal. Am *Pizzo di Pianasso* (T. 4 *f*), *Fil di Revio* (T. 11 *d*), *Cima dei Cogni*, *Fil Rosso* (T. 4 *e*) und *Poncione della Parete* finden wir wieder ein schwaches Nordfallen der Schichtleisten. Im Hintergrunde des Talschlusses der Val Calanca über *Alpe di Stabbio* sehen wir, dass sie sich an dem nach NE gerichteten *Poncione della Freccione-Zapportgrate* in dieser Richtung sanft senken. Wir finden also in der oberen Val Calanca erst ein N, dann NE bis E und endlich wieder NE-Fallen. Ueberall können wir die Schichtbänder auf grössere Strecken in ihrem geraden Verlaufe verfolgen, ohne irgend welche plötzliche Verbiegungen oder Störungen zu erkennen.

Gehen wir zum *Hinterrheintal* über: Im *Zapport* herrscht NE-Fallen vor, im oberen Teile sogar N. Den Südhang bilden, wo dessen Böschung schwächer wird, wie an den *Paradies-*

köpfen (T. 3 *a*) die Schichtflächen. Am Nordhang steigen westlich von *Hinterrhein* (T. 3 *b*) ganz langsam die von den Schichtköpfen gebildeten Bänder aus der Talsohle auf und gegen Westen empor. Wie in der Val Calanca liegt auch hier bis auf die Gipfel hinauf gleichförmig und regelmässig Gneissbank auf Gneissbank.

b) Gebiet der Tambodecke.

Nicht ganz so einfach wie in der Val Calanca und dem Zapport liegen die Verhältnisse im obern *Misox* auf der Ostseite. Hier tritt zu unserem wohlgebankten Gneiss ein weiteres Element und über diesem noch ein drittes hinzu. Schauen wir vom Bernhardinpass das Tal gegen Süden hinunter (T. 5 *c*), so sehen wir seine linken Gehänge steil zu den Gipfeln des *Pizzo Mutun*, *Pizzo di Curciusa*, *Cima di Barna*, *Verconca*, *Pian Guarnei*, *Corbet* und *Pombi* aufsteigen. Auf den ersten Blick hin will uns scheinen, dass sich nichts aussagen lässt über die Lagerungsverhältnisse dieser ungeheuren, stellenweise das Tal um mehr als 2400 m überragenden Felsmassen. Das durch die auffällig deutliche Bankung des Adulagneisses verwöhnte Auge findet sich an diesen unregelmässig höckrigen Wänden nicht mehr zurecht. Hinter dem *Pizzo Tombi* ändert sich das Bild, hier steigen jenseits der *Forcola*furche (T. 9 *c*) wieder die bekannten, grauen, nackten Felsplatten empor zu den Gräten des *Pizzo Campello* und *Pizzo Stabiucco*. Auf eine Entfernung von vielen Kilometern lässt sich ihr regelmässiges NNE-Fallen erkennen und weiter nach Süden zeigt Kamm um Kamm das gleiche Fallen und Streichen der sie aufbauenden Gneissplatten: *Pizzo di Padion*, *Pizzo di Settaggio*, *Pizzo Gandajole*, *Pizzo Settaggiolo* und *Pizzo dei Laghetti*. Erst noch weiter südlich beim *Pizzo di Cresem* und *Sasso di Castello* weist das immer noch gleich deutliche Fallen und Streichen eine andere Richtung auf (T. 9 *d*). Der Unterschied in der Formation der die Forcolafurche links und rechts begleitenden Gipfel und Kämme ist auffallend genug, um auf einen völligen Gesteinswechsel jenseits des Forcolatales schliessen zu lassen: NE des Tales finden sich die Gneisse und Glimmerschiefer der Tambodecke, SW die der Aduladecke, wie wir sie schon in der Val Calanca und im oberen Hinterrheintale antrafen.

c) Der Bündnerschieferzug des Misox.

Von den unteren Wänden des *Pizzo Pombi* zieht ein weicher, waldbedeckter Rücken (T. 9 *c*) gegen den Ausgang des

*Forcola*tales, und von diesem Rücken senkt sich ein breites Wiesenband, das oben die *Alpe Gumegna* trägt, hinunter nach *Mesocco*. Die Zone der Dolomite, Kalk- und Grünschiefer streicht hier aus dem Forcolatale, wo sie stark ausgequetscht ist, ins Misox hinüber, quert das Tal beim Orte Mesocco (T. 9 *b*) zwischen dem *Castello* und *Anzone* und zieht sich am westlichen rechten Hange wieder talaufwärts. Deutlich heben sich die weichen Gehängeformen der unteren, durch diese Zone gebildeten Partieen von den über den *Alpen Caverzina*, *Ceta* und *Viganaia* (Siehe Blatt Mesocco) durch die harten, ebenen Adulagneissplatten gebildeten oberen ab.

Die Ostseite der Bergkette zwischen dem Misox und Calancatale zeigt noch deutlicher als die Westseite die oben schon hervorgehobene überraschend gleichmässige Bankung dieses Gneisses. Ueberall an den Gräten der *Cima di Gangella*, des *Tresculmine*, *Arbeolo*, *Rotondo*, *Muccia* sehen wir die gleichen ebenen Schichtflächen, und wir verfolgen diese geraden Linien der Plattenränder im Profil von den Spitzen der Berge bis auf die Karböden oder in die Schluchten hinunter. Ueber diesen regelmässigen, hier zentripetal einfallenden Gneissbänken des Aduladeckfaltenrückens liegt der Gesteinskomplex der Bündnerschieferzone und trennt sie von den Gneissen und Glimmerschiefern des höheren, die oben erwähnte Mulde ausfüllenden Tambodeckenkernes.

Von *Ceta* und *Viganaia* zieht sich die Bündnerschieferzone herauf zum *Giumella*grate, baut aber das Gehänge nun nicht mehr bis zur Talsohle herab auf. Der Fuss des den Tresculmine-Giumellakamm quer abschneidenden Hanges ist durch eine Platte von Tamboschiefern bedeckt. Die *Moesa* beschreibt zwischen *Andrana* NW *San Giacomo* und *Cebbia* einen schwachen gegen Osten gerichteten Bogen und das Tal ist an dieser einzigen Stelle in die untersten Gesteinskomplexe der über die Bündnerschiefersynklinale des Misox hinübergeschobenen Tambodecke eingegraben (Siehe Profile Tresculmine-Giumella T. 2 und T. 5 *e*).

Nördlich der *Alpe d'Arbea* quert der Bündnerschieferzug das Tal zum zweiten Male und bildet den grössten Teil des Stufenbodens von *San Giacomo*.

Weiter besteht östlich der *Monti di Monzotenti* (T. 5 *c*, *d*, 10) der hüglige Grund der Misoxerfurche aus den Bündnerschiefern. In der Gegend von *San Bernardino-Acqua-Buona* ist die Mächtigkeit dieser Zone stark reduziert, verbreitert sich dann wieder erheblich und baut die zwischen *Bernhardinpass*, *Vignonetal* und *Hinterrheintal* gelegene Berggruppe

des *Einshorns*, *Mittaghorns* und *Pizzo Uccello* auf (T. 5 *a*, *b*, 9). Im *Hinterrheintal* geht unsere Synklinalzone in die mächtige Bündnerschiefermasse über, in die dieses Tal zwischen den Dörfern *Hinterrhein* und *Splügen* eingeschnitten ist, und die sich über den *Valserberg* und *Safienberg* zum *Vorderrhein* zieht.

d) Unterschied in der Lagerung bei Adula- und Tambodecke.

Wir sahen schon, dass zwischen Forcola- und Vignonetal die Gneisse und Glimmerschiefer der Tambodecke über der Bündnerschiefersynklinale folgen, dass aber diese undeutlich gebankten Felsmassen ihren Bau nur schwer erraten lassen. Jedenfalls ist er ziemlich kompliziert. Das zeigen schon die stark verzweigten Stirnfalten im *Vignonegebiet* und die intensive Fältelung aller Gesteine. Prächtigere Beispiele helizitischer Texturen als im Gebiete von *Curciusa* und *Balniscio* lassen sich kaum finden.

Der auffallende Unterschied der im Grossen wie im Kleinen gleich einfachen Gesteinslagerung der Aduladecke gegen die verwickelten Verhältnisse der höheren Decke ist leicht erklärlich, sind wir hier doch noch weit entfernt von der Adulastirn, während die Tambodecke hier brandet. Weit blieb ihre Frontalumbiegung hinter der der Aduladecke zurück und ragt in den hohen Gipfeln des *Pizzo della Lumbreda* und *Pizzo Tambo* über das *Vignone-* und *Areutal* empor (T. 5 *b*, 10 *e*).

e) Vergleich der neuen Darstellung mit Rolle's Karte.

Ein Vergleich der oben gegebenen Darstellung mit der auf Blatt XIX der geol. Karte d. Schweiz gegebenen zeigt wesentliche Unterschiede im Gebiete der unteren Misoxermulde. Rolle zeichnet sie viel zu schmal. Er lässt die von dieser Zone gebildeten Hänge unter *Caverzina*, *Ceta* und *Viganaia*, sowie den Kamm zwischen der *Giumella* und *Pradirone* aus Adulagneiss bestehen, und die Bündnerschiefer viel zu schmal und tief durchstreichen. Infolgedessen sind auch die Tamboschiefer auf der rechten Talseite nicht genau eingezeichnet. Ungenau ist Rolle's Karte auch auf dem Gebiete von *Monzotenti-Prato dei Fiori*, wo die Rötidolomitzone in der Natur weiter nach Westen greift, und im *Vignone-Areu*-Gebiet, wo das ganze, innig mit den Dolomiten und Marmoren verfaltete System der Tambostirnlappen nicht be-

achtet wurde. Die Abgrenzung der grauen und grünen Bündnerschiefer, der Kalkschiefer und Dolomite gegeneinander ist auf Rolle's Karte sehr willkürlich und ungenau und stimmt mit meiner Kartierung nicht überein.

C. *Die Aduladecke und ihre Marmoreinlagerungen.*

1. Erstreckung, Bau, Stirn und Wurzel.

Die Aduladecke ist weitaus die grösste, mächtigste und die am weitesten nördlich vorgeschobene der vier östlichen penninischen Decken, erstreckt sie sich doch zwischen der *Val Blenio* einerseits, dem *Misox* und *Meratale*, ja sogar der *Val Codera* andererseits, von der untersten *Val Calanca* und *Val Mesolcina* bis nach *Olivone*, dem *Frunthorn* und *Vals*.

In mein Gebiet fällt weder die Wurzel, noch die Stirnregion der Aduladecke, sondern nur die Osthälfte des dazwischen gelegenen Mittelstückes. Seine einfachen Lagerungsverhältnisse wurden in der tektonischen Uebersicht schon charakterisiert. Eine Darstellung dieses Deckenabschnittes bleibt Stückwerk, solange die südliche und die nördliche Region noch nicht besser bekannt sind.

Nach R. Staub (1916, S. 36/37 und Karte) ist die Wurzel der Aduladecke in der Gneisszone von *Claro* zu suchen; die Marmorzone von *Castaneda* entspräche der Bündnerschiefermulde des Misox. Die Aduladecke stünde demnach noch in Verbindung mit ihrer Wurzel.

Das regelmässige Nordfallen in der Gegend von *Soazza* hört am *Fil di Nomnone* und *Pizzo di Settaggiolo* auf und südlich dieser Linie wechselt das Streichen und Fallen plötzlich seine Richtung am *Pizzo Mottone*, *Groveno*, *Molera* und *Sasso di Castello* (Blatt Grono, T. 9 *d*). R. Staub (1916, S. 24 und Profil 6) glaubt am Sasso di Castello eine südwärts überkippte Aufwölbung der Decke zu sehen, deren knieförmige Umbiegung die Verbindung der steilstehenden Gneisse der Wurzelregion mit den nordwärts einfallenden nördlich des *Settaggiolo* herstellt. Diese Annahme ist sehr wahrscheinlich, jedoch scheint der Bau des Knies ziemlich kompliziert zu sein, und es würde sich eine eingehende Untersuchung der Groveno-Sasso di Castello-Gegend sicher verlohnen [1].

[1] Das westliche Einfallen des Gneisses in der Gegend des *Pizzo Gordasco* und bei *Cresem* weist jedenfalls auf ein starkes Abbiegen des Knies. Unklar ist vor allem heute noch, wie man sich die Fortsetzung dieser Auf-

Auf die Komplikationen der Stirnregion weisen die zahlreichen schon HEIM bekannten Marmoreinfaltungen des *Fanella-Hornes*, des *Passo della Sorreda* und der *Val Soja* hin (T. 11 *a*, *b*). Wie wir schon sahen, deutet WILCKENS sie als zwischen die verzweigten Stirnlappen eingeklemmte Mulden.

2. Marmoreinfaltungen.

Wie weit sich diese Marmorvorkommnisse südlich des Bernhardinpasses weiter verfolgen lassen, ist meines Wissens bisher noch nicht untersucht worden.

Bei einer Mächtigkeit des mittleren Stückes der Aduladecke von mehreren Kilometern erscheint es von vornherein unwahrscheinlich, dass ein so ungeheurer Komplex nicht weiter gegliedert sein sollte. In einem kristallinen, völlig fossilfreien Gebiet ist es schwierig, etwas über die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Schichtglieder gegeneinander auszusagen. Die einfache tektonische Lagerung lässt auch keinerlei Schlüsse zu. Das einzige, was uns hier auf die Spur helfen und zu einer Gliederung der mächtigen Decke führen kann, sind die Marmoreinlagerungen im Gneiss und Glimmerschiefer.

FREUDENBERG (1913) hält sie zwar für vom Orthogneiss bei seiner Eruption mitgerissene Schollen. Diese Anschauung zu widerlegen ist nicht schwer, da man beobachten kann, dass die Marmorlagen zum weitaus grössten Teil nicht in den Orthogneissen auftreten, sondern in den Glimmerschiefern offenbar sedimentären Ursprunges. Ausserdem treten sie nicht willkürlich hier und dort im Gneisse auf, sondern in weithin zu verfolgenden, kilometerlangen Zonen. Auch die eigentümliche, linsenförmig ausgequetschte Form ihrer Vorkommnisse spricht gegen die Freudenbergsche Behauptung und für ihr Auftreten als ausgedehnte, stark verquetschte Einfaltung. Die grosse Aehnlichkeit der eingeklemmten Dolomite, Marmore, Kalkschiefer und Quarzite mit denen im Liegenden des Bündnerschiefers lässt auf das triadische Alter dieser sedimentären Einschlüsse schliessen.

wölbung westlich der Moesa vorzustellen hat. Die Lagerungsverhältnisse des hier oft schlecht gebankten Gneisses sind am *Groveno* und *Mottone* nicht immer leicht zu deuten und jedenfalls ziemlich verwickelt. Es scheint mir jedoch, dass sich die knieförmige Umbiegung über den *Torrente alto* (östlich Biasca, zwischen Val Blenio und Val Calanca) in der Richtung auf die transversale Kulminationszone des *Sobrio*kammes fortsetzen lässt. (Vgl. Panorama von LISIBACH, J. S. A. C. 1904/05.) Diese scheinbare NW-Richtung der Achse des Deckenscheitels ist die Folge ihres Ansteigens gegen W und der südlichen Ueberkippung des Knies.

Von den Marmorvorkommnissen innerhalb des Adulagneisses unseres Gebietes sind auf ROLLE's Karte diejenigen eingezeichnet, die zwischen den oberen Windungen der Poststrasse, südlich des *Bernhardinpasses*, aufgeschlossen sind und im Süden unseres Gebietes der Zug *Rossa-Calverese* (Westseite der Val Calanca).

Ausserdem zeigt die Karte einen dritten Marmorstreifen südlich des Dorfes *San Bernardino* bei den Maiensässen von *Monzotenti*. Dieses ist jedoch kein isolierter Marmor, sondern der Dolomit der hier durchstreichenden, die Aduladecke umhüllenden Triaszone, die von ihrem Hangenden, dem Bündnerschiefer, durch die diesem Horizont eigentümlichen Gneisse und Glimmerschiefer getrennt ist.

Weitere Fundstellen von Kalkeinschaltungen im Adulagneiss entdeckte WILCKENS (1910) im Hinterrheintal zwischen *Talstafel* und dem Zapport.

Seine Angaben kann ich bestätigen und durch weitere ergänzen [1].

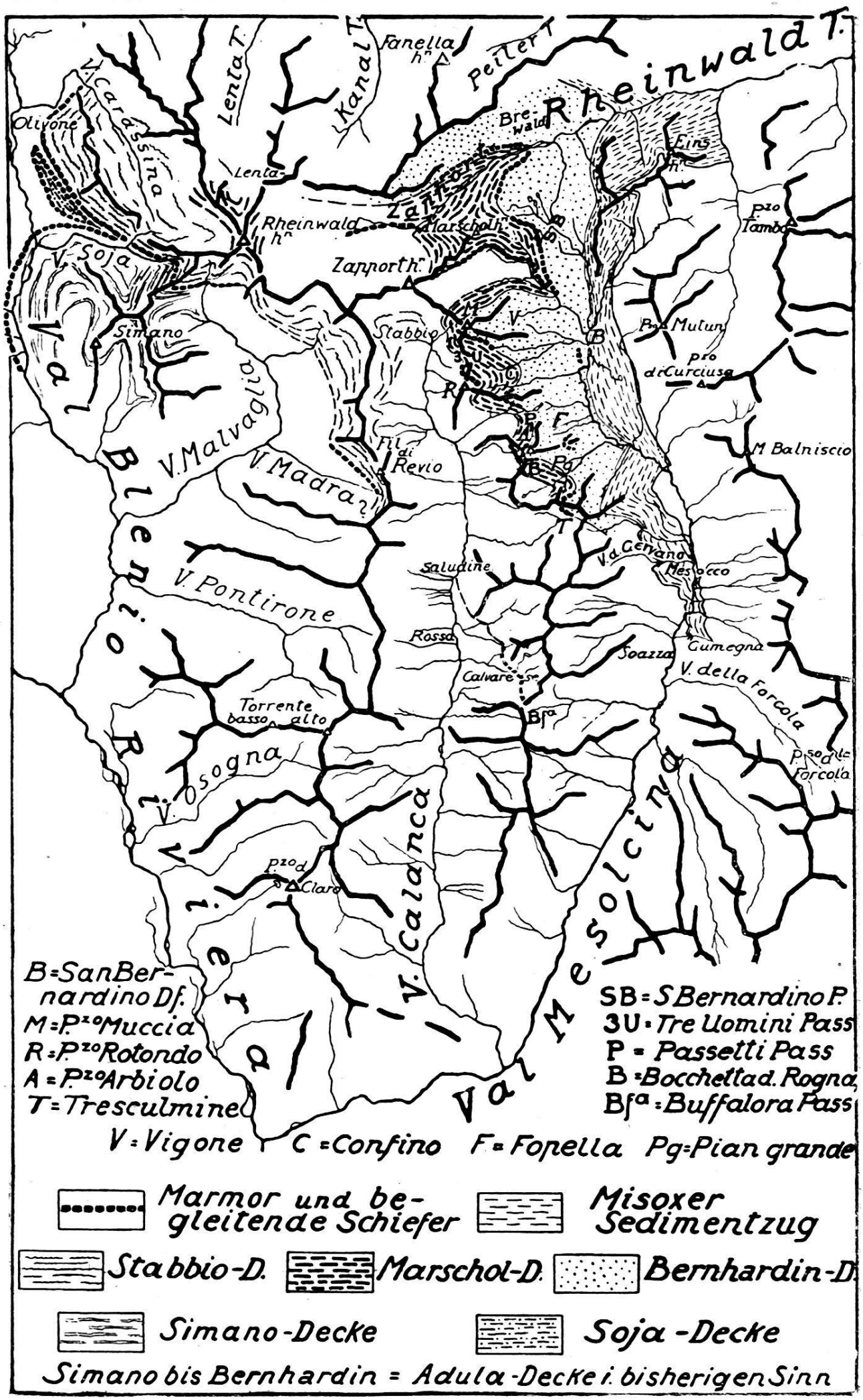
a) *Zapport.*

Etwa beim *Brewald* schneidet die Sohle des Hinterrheintales diese Kalkzone. Auf der rechten Talseite sind einzelne Linsen hier am Pfade, der ins Zapport führt, aufgeschlossen. Andere Linsen sieht man höher oben in den Felsen stecken. Dieser Zug von Kalklinsen muss sich, seinem Streichen und Fallen gemäss, gegen das Plateau unterhalb der Moräne des heutigen Marschol-Gletschers ziehen. Man findet Marmorgerölle in den Bachrunsen bis zu der erwarteten Höhe. Den Kalk selbst kann man nicht überall auf dem steilen, mit dichtem Erlengebüsch bestandenen Gehänge bis zu den moränenbedeckten Halden der *Marschol-Alp* verfolgen.

Auf der linken Talseite fand ich den Kalk anstehend über dem bei Punkt 1649 herunterstürzenden Wasserfall, etwa bei dem «B» von Brunst *B* der Siegfriedkarte. Von hier müsste er sich weiter über den *Unterheuberg* in die Wände oberhalb der Schafalpen des *Hochberges* und Zapportes fortsetzen. Auf den Heubergen konnte ich leider keine Spur mehr von ihm finden, da hier auch alles von Gehängeschutt und Moränen bedeckt ist. Dass er sich in die Wände des Hochberges jedoch fortsetzt, beweisen die Marmorgerölle der in zahlreichen Wasserfällen von hier ins Tal stürzenden Bäche.

Oberhalb des Engpasses der *Hölle* zwischen P. 1956 und der Klubhütte findet man am Weg zu dieser wieder grosse

[1] Vergleiche beistehende Uebersichtsskizze.



Uebersicht über den Verlauf der Marmorzüge in der Adulagneissmasse westlich vom Bernhardinogebiet (die Sojadecke nach Argand).

Blöcke schneeweissen, zuckerkörnigen Marmors, aber keinen anstehenden, während ein dunkler, viel Karbonat führender Glimmerschiefer, auf dem sich auch Kalkpflanzen, wie das Edelweiss, angesiedelt haben, bei der Quelle auf dem Wege, kurz vor der *Paradieshütte*, geschlagen werden kann. Dieser Kalkglimmerschiefer muss jedoch einem tieferen Horizonte als die Marmore vom *Brewald* angehören. Vermutlich schneidet er unterhalb der *Zapport*schäferhütte die Talsohle, da das Fallen ein NNE ist. In der «Hölle» fand ich auch einzelne disthenführende Quarzitgerölle, wie sie in der Val Calanca die Kalkzone zu begleiten pflegen. Weiter westlich entdeckte ich keine Kalkspuren mehr, weder in der Gegend des *Paradiesgletschers* noch an der *Lentalücke*, wo man die Fortsetzung des Brewaldzuges erwarten könnte. Hier tritt zwar der grosse Granaten führende Glimmerschiefer auf, der den Kalk so häufig begleitet. Ebenso wenig fanden sich Kalke in den Wänden des *Lentatales*, unterhalb der Lentalücke, ausser einzelnen nuss- bis faustgrossen Kalkeinschlüssen im Gneiss, die auch anderer Entstehung sein können. Auf der linken Seite des obersten Zapportes kann ich keine Fundstellen angeben, da dies Gebiet schwer zugänglich und zum grossen Teil von Gletschern, die seit Spätsommer 1916 stark im Vorrücken begriffen sind, bedeckt ist. Nach STOFFEL jun., Führer von Berghaus St. Bernhardin, sollen Kalke an den *Paradieskköpfen* zu finden sein, wo man auch die Fortsetzung der Zone aus der Hölle erwarten kann. Seine Fortsetzung nach E fällt unter den *Zapportgletscher*.

b) *Bernhardinpass.*

Den ersten Marmorzug, der vom Brewald hinüberstrich, finden wir auf der *Alpe di Moesola* (= südlicher Teil der Marscholalp der Dufourkarte) wieder, und zwar in einer Höhe von 2250 m, und verfolgen ihn von hier über das *Berghaus*, wo er in mehreren parallel verlaufenden, linsenförmigen Vorkommnissen aufgeschlossen ist, westlich des *Moesolasees*, und zwischen den Kurven der Passstrasse durch bis unterhalb der *Cantoniera*, wo er südlich der zerstörten *Victor-Emanuels-Brücke*[1] durch die Schlucht weiter streichen müsste. Hier verlor ich seine Spur.

c) *Confinoalp und Muccia.*

Im Bereiche der *Confinoalp* taucht er wieder auf, und zwar sowohl an den das Confinokar südlich wie nördlich ab-

[1] Angegeben auf der Dufourkarte circa 1 cm WSW vom «M» in *Monti di San Bernardino*.

schliessenden Gräten. Besonders mächtig ist er auf dem Südkamm entwickelt, wo sich auch *Rauhwacke* findet (einziges mir hier bekanntes Vorkommnis innerhalb des Adulagneisses). Am Boden der Confinoalp ist auf der Verbindungslinie der beiden auf den Gräten oder in den Wänden entdeckten Vorkommnisse nichts von Kalkgesteinen zu sehen. Sie sind ausgelaugt oder mit Moränen verdeckt.

Im Gebiete der Confinoalp findet sich in tektonisch tieferem Niveau eine weitere Zone zahlreicher, isolierter Marmorlinsen von wechselndem Umfang. Sie sind am Grate zwischen dem *Tre Uominipass* und dem *Pizzo Rotondo* aufgeschlossen. Dieser unteren Zone, die wir im Unterschied zum *Brewaldmarmorzug* den *Tre Uominizug* nennen wollen, entspricht wohl die auf der Karterrasse der *Alpe di Muccia* aufgefundene Schar von Marmorlinsen. Diese ziehen sich gegen Westen nach dem Grat zwischen *Marscholhorn* und *Breitstock*, wo ebenfalls Stoffel jun. noch kleine Linsen in den Wänden beobachtet hat. Es ist möglich, dass diese Vorkommnisse mit den unter dem Zapportgletscher durchstreichenden der Hölle zu verbinden sind. Der Zug lässt sich besser nach SE verfolgen, hinunter in den unteren *Muccia*boden, wo der Kalk, lokal recht mächtig, in einem kleinen Steinbruch für die Beschotterung der Passstrasse ausgebeutet wird. Weiter südlich finden sich noch weitere Linsen dieser Kalkzone bei der alten Strasse unter der *Cantoniera*, um dann ebenso wie die obere Zone auf eine Weile zu verschwinden.

Auffallend ist, dass sich hier die beiden Kalkzüge, die des Brewaldes und die des Tre Uominipasses, sehr nähern, der sie trennende Gneiss-Glimmerschieferkomplex also sehr ausgedünnt wird. Es entspricht dies ungefähr der Stelle, wo auch unter der hier überschobenen Tambodecke die Bündnerschieferzone enorm an Mächtigkeit verliert. Es scheint, dass nicht nur der Bündnerschieferkomplex, sondern auch die oberen Lappen der Aduladecke erst nach dem Zurückbleiben der Tambodecke ihre ganze Mächtigkeit erlangen.

Es ist sehr schwierig, den Zusammenhang all dieser Kalk-Dolomitvorkommnisse ununterbrochen festzustellen, da sie meist linsenförmig ausgequetscht sind. Diese Linsen sind häufig ausgewaschen, und nur im Hintergrunde der dadurch entstandenen kleinen Höhlen befindet sich noch Kalk. So kann man ihn, besonders an steilen Wänden, leicht übersehen, wenn er sich nicht durch abgebröckelte Stücke in den Schutthalden verrät. Es ist daher möglich, dass sich später an manchen Stellen der Zusammenhang noch durch zufälliges Auffinden weiterer Linsen feststellen lassen wird.

d) *Bocchetta di Rogna.*

Südlich des Confinokares müssen die beiden Kalkzüge durch das obere *Passettital* durchstreichen, sich am Osthang der Val Calanca unter dem *Pizzo d'Arbeolo* (= Cima d'A. der Dufourkarte) durchziehen, wo ich den untern dann auf der *Bocchetta di Rogna* wieder auffand. Von hier streicht er südlich, gegen P. 2547 des top. Blattes.

Weiter nach Süden konnte ich diese Kalkzüge nicht verfolgen. In der *Valle di Larsé* entdeckte ich keinen Kalk. Am Ausgange des kleinen Seitenkares des *Pian Grande* NW unter der *Alta Burrasca* liegen noch abgestürzte Marmorblöcke, die darauf schliessen lassen, dass die Fortsetzung wenigstens einer Kalkzone am *Tresculmine*grat zu suchen ist (s. Karte).

Auch an der *Bocchetta di Rogna* trafen wir zwei Kalkzonen, eine unmittelbar in der Passlücke und eine höher oben an den Wänden des Pizzo Arbeolo. *Wir fanden also vom Zapport bis zum Pizzo Arbeolo stets zwei Zonen von sedimentären linsenförmigen Kalkeinschlüssen übereinander.* Jede dieser Zonen besteht wieder aus zwei bis vier und mehr übereinander liegenden Horizonten von Kalken, Dolomiten und Quarziten, die in sehr veränderlicher Mächtigkeit auftreten. Sie sind stets von Glimmerschiefern und häufig von Amphibolschiefern begleitet. Ganz vereinzelte Kalkeinschlüsse stecken auch in dem Gneiss-Glimmerschieferkomplex, der von den beiden Kalkzügen eingeschlossen wird, und zwar nicht nur im Glimmerschiefer, sondern auch im Gneiss.

e) *Fraco und Arbeolo.*

Ausserhalb dieser Zonen sind Kalkeinlagerungen sehr selten. So findet sich z. B. ein kleines Dolomit- und Kalk-Marmorvorkommnis im Adulagneiss des *Fracowaldes* auf dem Hügel mit der Kurve 1680 des top. Blattes, südlich des Dorfes San Bernardino und am Grat zwischen *Arbeolo* und *Fopella*. Diese beiden Stellen sind in den höheren Gneisslagen der Aduladecke gelegen und stellen wohl lokale Einknetungen von Fetzen der Rötidolomitzone dar.

f) *Calvarese.*

Rolles Karte verzeichnet einen breiten Marmorstreifen zwischen *Rossa* und *Calvarese* (Ostseite des Calancascatales). Im Gebiete sucht man vergeblich nach einem so ausgeprägten Marmorbande. Unter der Alpe Calvarese an der Stelle, wo die beiden Bäche zusammenfliessen, befinden sich

zwei ganz schmale Marmorbänder im Biotitglimmerschiefer. Der Marmor ist stark gefältelt. Hier ist ein längst verlassener Kalkofen. Weiter oben in der Richtung auf den *Buffalorapass* zu finden sich im Walde weitere Fundstellen, aber stets hat der Marmor eine sehr geringe Mächtigkeit. Alte Kalköfen verraten auch hier, dass einst mehr Kalk anstehend sein musste. Nach Rolles Karte sollte der breite Marmorstreifen sich über *Monti Asinella* gegen *Monti Rì* (SE und E ob Rossa) fortsetzen. Trotz eifrigsten Suchens konnte ich hier aber nirgends mehr eine Spur von ihm entdecken. Da sich jedoch in den Bachrunsen unterhalb *Saludine* (= Monti Sabione der Dufourkarte) nördlich Rossa Marmortrümmer finden, später aber nirgends mehr, so ist anzunehmen, dass die Kalkzone hier in der Tat unter die Talsohle untertaucht, was mit der Richtung des Fallens und Streichens übereinstimmen würde.

Rolle erwähnt dies Marmorvorkommnis im *Text* nicht. Vielleicht hat er es nach Studers Karte kopiert, der hier gleichfalls einen längeren Streifen einzeichnet, in seiner *Geologie der Schweiz* aber (I, S. 244) nur von isolierten, ganz von Gneiss umschlossenen Marmornestern, über *Rossa* und *Landarenco* spricht.

Unsere Kalkzonen von der Bocchetta di Rogna müssten aber, falls sie weiter streichen, hier mindestens 1300 m höher liegen. Wir haben es also mit einem weit tieferen Horizonte, einem *dritten* Kalkzuge zu tun. Es frägt sich, ob er von eng begrenzter Ausdehnung ist oder sich ebenso weit verfolgen lässt wie die oberen. Ueber Saludine fanden wir keinen Kalk mehr, er muss unter die Talsohle untergesunken sein. Vielleicht geben uns die Schuttkegel der Bachrunsen unter *Rossa* einige Winke. Wir finden hier stets prächtigen, schneeweissen, grobkörnigen Marmor in Vergesellschaftung mit schönen typisch sedimentären Schiefern: Disthen-, Granat- und Staurolith-Schiefern, Glimmerquarziten usw., so im Bache, der von der *Alpe Ganano* (ENE Rossa) kommt (die mineralreichen Schiefer sind oberhalb *Rì* anstehend, Marmor fand ich keinen), im *Buffalorabache*, im Bache, der von *Piove di Dentro* (top. Blatt 513) kommt und weiterhin, wenn auch spärlicher, in den Runsen von *Selma* bis zum *Riale d'Arvigo*. Anstehend fand ich die Granat-, Disthen-, Staurolithschiefer in der Gegend des Buffalorapasses und von da herunter bis *Boggio* und ganz spärlichen disthenhaltigen Quarzit auf der rechten Seite der Val Calanca am *Giumellapass*. Hier scheint die Zone sich, wie die Marmorgeröllfunde

zeigen, unter dem *Pizzo Termine* fortzusetzen oder sie werden hier durch neue tiefere Einfaltungen abgelöst. Nach Angaben von STUDER soll wie oben erwähnt Marmor über *Landarenco* anstehen und nach SCHMIDT am *Pizzo di Claro*. Auch in verschiedenen Bächen des *mittleren Misox* finden sich Marmorgerölle. Hier kann nicht weiter auf diese Marmorvorkommnisse (Siehe Blatt Grono) der unteren Val Calanca und Mesolcina eingegangen werden. Es soll nur darauf hingewiesen werden, zum Beweise, **dass die sogenannte Aduladecke kein einheitlicher Deckenkern ist,** sondern tief zerspalten und aufgebaut aus mehreren Teilfalten, deren freilich stark reduzierte Mulden bis weit gegen die Wurzelregion zu verfolgen sind. Auch hier sind die Muldenumbiegungen noch nicht zu finden. Die Fortsetzung der Mulde würde in der Luft liegen, und die Umbiegung müsste in dem von STAUB angenommenen, südwärts überliegenden Knie der Aduladecke zu suchen sein, falls wir die Gneisszone von Claro als einheitliche Wurzel aller Teildecken annehmen. Jedoch bedarf, wie gesagt, diese südliche Region der Aduladecke noch der genaueren Untersuchung.

h) *Val Soja*. (Siehe Blatt Olivone.)

Prächtig lässt sich die Abspaltung von Teildecken in der *Val Blenio* beobachten[1]. Ueber der Molareteilfalte folgt, durch die Dolomite von *Ponte-San Valentino-Dangio* getrennt, der die Gebirgsgruppe des *Simano* aufbauende, nach Norden einsinkende Gneisslappen. Seine Stirn wird umhüllt von dem ziemlich mächtigen, von *Dangio* aus die *Val Soja* heraufstreichenden Dolomit-Marmor-Quarzitzug. Dieser lässt sich über die *Alp Soja* hinaus (T. 9 *a*) noch ein gutes Stück schluchtaufwärts verfolgen und zieht sich dann über den *Fil di Forcla* (Dufourkarte: Grat Simano-Rheinwaldhorn zwischen P. 2692 und 2675 (T. 11 *a*) zur *Alpe Guarnajo*, wo er immer noch beträchtliche Mächtigkeit aufweist.

Rolles Karte lässt den Zug in der obern Val Soja enden. Auf einem seiner Profile durch den Simano (loc. cit. T. 5 Fig. 7) ist jedoch die Fortsetzung des Soja-Guarnajo-Zuges bei *Urbello* in der obern *Val Malvaglia* richtig angegeben.

Wahrscheinlich streicht er von hier an den linksseitigen Wänden der Val Malvaglia allmählich hangaufwärts.

Die von WILCKENS vermutete Verbindung der Sojazone mit dem Marmor des Zapports ist ausgeschlossen, da erstere

[1] Blatt XIX von ROLLE, Uebersichtskarte von STAUB, top. Blatt 504 und 508.

einen weitaus tiefern Horizont innerhalb der Aduladecke einnimmt, als letztere.

Wahrscheinlicher ist die von ARGAND vermutete Kombination der Sojazone mit den Marmoren von *Calvarese*, wie sie R. STAUB auf seiner tektonischen Karte der südöstlichen Schweizeralpen durch punktierte Linien andeutet, wenn ich auch glaube, dass diese wiederum tiefer als die Soja-Dolomite liegen.

Möglicherweise ist die Fortsetzung der letztern noch in der *Val Madra* zu suchen (T. 11 *d*). Auf dem Bande, welches sich in der Höhe der *Alpe Rotondo* (oberhalb der *Alpe Ciavasco*) W unter dem *Fil di Revio* hinzieht, finden sich kalkreiche Schiefer (ähnlich jenen oberhalb der *Alpe Guarnajo* am Pfade zum *Passo del Cadabbi*, Blatt Olivone) und kleine Marmorknauer im Gneiss, aber die mächtigen Dolomite des Fil di Forcla sind verschwunden.

In der obern *Val Calanca* und dem *Stabbiokessel* sowie der *Val Pontirone* (linkes Seitental der Val Blenio oberhalb Biasca) sind mir keine Marmorvorkommnisse bekannt.

In der *Val Carassina* (bei Olivone mündendes, linkes Seitental der Val Blenio) schliesst der Gneiss bei der *Alpe Bresciana* Knauer oder Schlieren hochkristallinen Marmors ein.

3. Die Teildecken.

Erst ein genaueres Verfolgen der an zahlreichen Stellen zwischen *Grono* (oberhalb Roveredo) und *Vals*, *Biasca* und *Olivone* anzutreffenden Marmorvorkommnisse und der teils allein, teils in Verbindung mit ihnen auftretenden andern stark metamorphen Sedimente wird einen genauern Einblick in die Tektonik der Adulagruppe bringen, und diese ungeheuer mächtige Decke definitiv in ein System von Teilfalten zweiter und dritter Ordnung auflösen. Folgende Ausführungen können also nur als vorläufige betrachtet werden. (Siehe die Skizze S. 163.)

a) *Die obern Teildecken.*

WILCKENS Darstellung der Aduladecke als einer in der Fanella-Masse tief zerschlitzten Decke, die im Zapport von Marmorzügen unterlagert wird, kann dahin ausgebaut werden, dass man seine eigentliche Aduladecke noch über den Bernhardinpass fortsetzt bis mindestens zum *Pian Grande*, S des Pizzo d'Arbeolo. Es scheint mir jedoch richtiger, diese « eigentliche » Aduladecke nicht so scharf von den tiefern Gneiss-

lappen loszulösen und den Namen Aduladecke im alten weiteren Sinne fortzuführen, solange die einzelnen Teildecken nicht bis in die Wurzelregion herein zu unterscheiden sind. Es ist also vorzuziehen, diesen Teildecken Lokalnamen beizulegen.

Die *oberste* dieser Teilfalten, also Wilckens eigentliche Aduladecke, umfasst die Gebiete des *Lenta-Kanal-* und *Peilertales* zum grossen Teil, ferner den *Hochberghorn-Kirchalphorn*-Grat (N des Hinterrheintales), die Gegend *Hinterrhein-Talstafel*, den *Bernhardinpass*, die rechte Seite des obern Misox mit dem *Vignone*kare, dem untern *Confino*kare, dem *Fopella*kare, sowie dem untern Teil des *Pian Grande*kares. Wir wollen sie als *Bernhardinlappen* bezeichnen. Diese Teildecke wird unterlagert vom *Brewald-Marmorzug*, und darunter folgt der von diesem und dem *Tre Uomini-Marmorzug* eingeschlossene Gneiss-Glimmerschieferkomplex des *Unter-Heuberges*, *Heitenbühles*, *Marscholhornes*, des bezeichnendsten Gipfels des Zuges, und der obern *Confino-Alpe* : der *Marschollappen*, welcher wahrscheinlich auch den Gipfel des *Rheinwaldhornes* aufbaut. Diese beiden obern Teildecken sind nur in der Stirnregion mächtig und dünnen sich gegen Süden stark aus.

In der Gegend der unterhalb Soazza von links sich öffnenden *Val della Forcola* und der bei Mesocco von rechts mündenden *Val di Gervano* ist der biotitreiche Gneiss vorherrschend, wie er für die untern Teildecken typisch ist. Vielleicht lässt auch dies darauf schliessen, dass hier die Stiele der beiden obern Teilfalten ganz ausgezogen und abgequetscht sind.

b) *Die mittleren und unteren Teildecken.*

Zwischen dem Kalkzug der *Tre Uomini* (s. oben sub *c*) und dem von *Calvarese* (s. oben sub *f*) folgt der mittlere und bedeutend mächtigere Gneiss-Glimmerschiefer- oder Glimmergneisskomplex, wie Heim ihn nennt, die *Stabbioteildecke*, in die die oberste *Val Calanca* oberhalb *Saludine* (nördlich Rossa) eingeschnitten ist. Vielleicht umfasst der südliche Teil dieses Komplexes nicht nur die Südhälfte der Stabbioteildecke, sondern auch den Südteil der *Simano*teildecke, welche hier vereinigt wären. Unter einem Fenster des Marschollappens hat der Rhein bei der *Zapportalp* infolge des hier nördlicheu Einfallens der Gneisse diese mittlere Decke angeschnitten. Erst unter den Marmoren von *Calvarese* würde die unterste und gewaltigste Gneissmasse hervortreten, diejenige, in die die untere *Val Calanca* und *Mesolcina*, die

untere *Val Blenio*, die *Val Malvaglia* und die *Val Pontirone* eingeschnitten sind.

Die Teilfalte des *Simano* ist kürzer als die darüberliegende Rheinwaldhornfalte und die darunterliegende Lucomagnodecke, so dass zwischen *Dangio* und *Olivone* die dritte unmittelbar auf der ersten liegt, getrennt durch Bündnerschiefer und Dolomite[1].

Wird nun der Stiel der Simanofalte auch dünner gegen Süden und gehören die Calvaresemarmore zur Zone, die die Gneisse des Simano von denen des Molare-Lucomagno trennt? Ich lasse die Frage offen, da ich die westliche Hälfte der Aduladecke nur auf wenigen Exkursionen kennen gelernt habe.

c) *Ueberblick über die Gesteine der Teildecken.*

Die Mulden bestehen aus Marmoren, Dolomiten, Glimmerquarziten und hochkristallinen Schiefern sedimentären Ursprunges, die Deckenkerne aus Orthogneissen und Glimmerschiefern mit Amphibolit- und Amphibolschiefereinlagerungen. Während es möglich ist, bei fast jedem Handstück auf den ersten Blick zu sagen, ob es der Aduladecke oder der Tambodecke entstammt, die Gesteine der beiden Decken also wenig Verwandtschaft zeigen, ist es nicht ganz so leicht, die Gesteine der fünf oder sechs Teildecken auseinander zu halten. Die Gesteine der beiden oberen Teildecken sind fast die gleichen, hauptsächlich : Bernardinoaugengneisse, Fracogneisse, Granatmuskovitschiefer, Amphibolschiefer, Granatamphibolschiefer und Amphibolite. Die Gesteine des mittleren Komplexes unterscheiden sich von den höheren hauptsächlich durch den dunklen Glimmer, der sehr reichlich neben dem Muskovit auftritt, und den grösseren Reichtum an Quarz.

[1] ARGAND (Vortrag an der Jahresvers. der Schw. Geol. Ges., 11. September 1917) beschrieb in dem Rötidolomit-Bündnerschieferzug, der den Simanolappen vom Stabbiolappen trennt, einen weitern Gneisslappen, der südöstlich *Olivone* seine grösste Mächtigkeit erreicht, gegen Süden in der Gegend der *Alp Soja* aber auskeilt (berei s in der Uebersichtskarte von R. STAUB 1916 angegeben). Er parallelisiert ihn mit der Lebendundecke, nachdem er früher schon die Simanodecke der Antigoriodecke gleichgestellt hatte.

Damit hätten wir hier folgende sechs Teilfalten übereinander:

6. *Bernhardinteildecke* . } 5. *Marscholhornteildecke.* }	Gr. St. Bernharddecke.
4. *Stabbioteildecke*	Monte Leonedecke.
3. *Sojateildecke*	Lebendundecke.
2. *Simanoteildecke*	Antigorioteildecke.
1. *Molareteildecke* (resp. Lucomagno oder Sole).	Verampiodecke.

Während der charakteristische Glimmer der Bernardinogneisse intensiv hellgrüner Phengit ist, herrscht im mittleren und unteren Gesteinskomplex ein schwarzer, unter dem Mikroskop hellbräunlicher bis dunkelgrünlich brauner, stark pleochroitischer Biotit als Hauptgemengteil.

Die Gesteine des untersten Komplexes, die nach S in den sogenannten Tessinergneiss übergehen, stimmen mit diesem und dem Antigoriogneiss überein. Es sind prachtvolle, dickbankige Zweiglimmeraugen- und Lagengneisse, z. T. Injektionsgneisse und treten bald in einer ganz sauren, bald mehr basischen Modifikation auf.

Intrusionen und Einlagerungen von Amphiboliten und Amphibolfelsen treten auch im unteren, besonders aber dem mittleren Komplex auf.

Pegmatitgänge sind nur in der untersten Teildecke zu finden und sehr spärlich und verquetscht in der mittleren (*Allogna* oben in der Val Calanca, wo das Passettitälchen einmündet, *Passo della Crocetta* nordwestlich Bocchetta di Rogna).

D. *Der Bündnerschieferzug des Misox.*

(Siehe Tafel 2.)

Den Muldencharakter dieser Bündnerschieferzone zeigt am deutlichsten ein zwischen *Wälschberg* und *Vignonetal* durch sie gelegtes Profil (Siehe Profil 4): Ueber den Glimmerschiefern der Aduladecke folgt ein vielfacher Wechsel von Dolomiten, Marmoren, Quarziten, Phylliten und dieser Zone eigentümlichen Augen- und Lagengneissen. Darüber befindet sich ein mächtiger Kalkschieferkomplex mit wesentlich auf zwei Horizonte verteilten Grünschiefereinlagerungen, darauf eine Zone von schwarzen kalkarmen Phylliten, eine nicht allzu mächtige Lage von Kalkbänken, eine neue starke Phyllitzone, dann Kalke mit in dieser Gegend allerdings höchst spärlichen Grünschiefereinlagerungen und endlich unter den übergeschobenen Schiefern der Tambodecke eine neue Zone von Rauhwacken und Marmoren, ohne die Gneisseinlagerungen der untersten ihr sonst entsprechenden Zone.

Die Mächtigkeit aller dieser Glieder nimmt gegen das *Rheintal* auffallend zu. Der Muldenschenkel gewinnt nach dem Zurückbleiben der ihn auswalzenden, hangenden Decke (T. 5*b*) rasch an Dicke. Seine Lagerung bleibt weiterhin der ihr Liegendes bildenden Aduladecke angepasst, und mit dieser streicht sie über den *Valserberg* ins *St. Petertal.* Bald übersteigt die Mächtigkeit jedes einzelnen Gliedes die des Gesamtsystems bei *San Bernardino.*

Auch der Muldenkern, die schwarzen Phyllite, nimmt im Gebiete der *Gadriolalp* und *Horneralp* mächtig zu und öffnet sich weit gegen den Hinterrhein (T. 10 *e*).

Der Mittelschenkel der Misoxermulde (T. 5 *b*) weist dort einen komplizierten Bau auf: wo er in den Gewölbeschenkel der oberen Decke übergeht, schmiegt er sich doch den Stirnfalten der Tambodecke mit all ihren frontalen Abzweigungen eng an. Weithin sichtbar ist die Umbiegung des Kalkbandes am *Einshorn* (T. 10 *e*, *f* und 2 Profil 5), die dessen stolz isolierten Bau bedingt. Der Kern dieser Antiklinale enthält einen der weit vorgeschobenen Stirnlappen der Tambodecke, zwischen die die triasischen Dolomitbreccien und die dickbankigen kristallinen Kalke kompliziert eingefaltet sind. Es ist wohl möglich, dass die auftauchende Stirn der Hauptfalte bedeutend höher war. Dass sie weiter nach Norden reicht, wie Wilckens glaubt, ist unbegründet. Wir sehen die geschlossenen Frontalumbiegungen sämtlicher sekundärer Teilfalten, und dass diese sich in einem tektonisch höheren Niveau der Bündnerschieferzone befinden, als demjenigen, der über den Valserberg im St. Petertal streichenden Schiefer, die nach Wilckens Ansicht Reste der ausgequetschten Tambodecke enthalten sollen.

Im Gegensatz zu Wilckens bin ich der Ansicht, dass das Heim'sche Profil (Heim, Geologische Nachlese Nr. 17, 1906) wenn auch im Detail komplizierter, im Prinzip hier richtig ist, wofür später noch weitere Beweise folgen werden.

Wir wollen nun das soeben der Uebersicht halber, gewissermassen aus der Ferne betrachtete Profil zwischen *Wälschberg* und *Vignonetal* aufmerksam begehen und die verschiedenartigen es zusammensetzenden Glieder einzeln kennen lernen, sie in nach typischen Lokalitäten benannte Zonen einteilen und diese darauf in ihrem Streichen nach Norden und Süden verfolgen.

a) Wälschberg-Vignonetal.

(Siehe Tafel 2 und 10 *f*.)

I.	1. Bleigraue, dunkelgraue, körnige Glimmerschiefer mit oder ohne Granaten. 2. Dichte, feinschuppige, schwarze Biotitschiefer. 3. Weisse Muscovitgneisse fallen 35° E.	*Oberste Aduladecke.*

II.	1. Konkordant aufgelagerte grobe Rauhwacke 6 m mächtig, beginnt auf Höhe 2130. 2. Feiner Augengneiss 2 m mächtig. 3. Dolomit 1/2 m mächtig. 4. Weisser Glimmerquarzit. 5. Brauner Dolomit. 6. Weisser Dolomit. 7. Grünliche und graue Glimmerschiefer. 8. Augengneiss. 9. Dolomit. 10. Dolomitsande. 11. Schwarze Phyllite. 12. Augengneiss.	*Untere Rötidolomit-* oder *Adulatriaszone.* Der ganze Komplex etwa 300 m mächtig.

Es folgt ein schuttbedecktes Plateau und ein schuttbedeckter Hang, der die obersten Schiefer dieser Zone bedeckt.

Bei Höhe 2270 auf Weg zur *Schattwanglücke* [1] schauen kleine Felsköpfe aus dem Wiesenhang hervor. Der untere Teil besteht aus:

III. Den Kalkschiefern der *Geissbergzone* und IV. der obere Teil aus den Grünschiefern der *Gadriolzone.*	150 Meter.
V. Bei dem kleinen Wändchen auf Höhe 2340 stehen wieder Kalkschiefer an, die sammt den ihnen eingeschalteten kalkhaltigen Phylliten bis auf Höhe 2440 anhalten: *Wandfluhzone.*	160 Meter.
VI. Darüber die Grünschiefer mit Einlagen von Kalken und Phylliten: *Nufenenzone.*	60 Meter.
VII. Darauf die dickbankigen Kalke der *Mittaghornzone.*	90—100 Meter.
VIII. Durch die Schattwanglücke streicht ein schmaler Phyllitzug: Die *Schattwangzone.*	40—50 Meter.
IX. Darüber finden wir einen hier sehr bröckligen Kalk: Die *Uccellozone.*	20—60 Meter.

[1] Die auf der Siegfriedkarte nicht benannte Lücke zwischen dem Mittaghorn und P. 2795 im Hintergrunde der Gadriolalp.

X. Eine mächtige Phyllit- und Sericitquarzitzone: Die *Vignonezone*. bis 500 Meter

XI. und XII. Endlich Kalke, Marmore und Dolomite mit eingefalteten Tamboschiefern in sehr wechselnder Mächtigkeit: Die nicht immer deutlich von einander zu unterscheidenden *Einshorn-* (XI) und *Obere Rötidolomitzone* (XII). 20—200 Meter.

XIII. *Tamboschiefer*.

b) Die Gegend der Gadriolalp, Horneralp, des Aelpliwaldes und Geissberges.

Der untere Rötidolomit, oder wie wir die Zone bei ihrer petrographischen Reichhaltigkeit besser nennen, die *Adulatrias*, setzt sich vom *Wälschberg* in fast der gleichen petrographischen Zusammensetzung über *Neuwahli*, den *Geissberg* und *Hinterrhein* zum *Valserberg* fort. Ueberall finden wir die gleichen Augengneisse, Glimmerschiefer, Glimmerquarzite, granathaltigen Phyllite und Grünschiefer zwischen die Dolomite, Rauhwacken und Kalkschiefer eingelagert.

Selten ist diese Zone in ihrer ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen, sondern meist unter Schutthalden und Wiesen versteckt. Schöne Aufschlüsse finden sich bei *Neuwahli*, in dem Steinbruch neben der obersten Kehre der Poststrasse, in dem Tälchen darüber sowie in der östlich folgenden Bachrunse. Am auffallendsten wird die Mannigfaltigkeit dieser Zone, in der Gegend des *Valserberges*, da sie nördlich des Hinterrheines ihre grösste Mächtigkeit erreicht.

Der *Räpierbach* legt die triadischen Schiefer an vielen Stellen bloss, und in seinem mächtigen, bei Hinterrhein aufgeschütteten Schuttkegel lässt sich bequem die Reichhaltigkeit der in dieser Zone vertretenen Gesteinsarten studieren.

Ueber den, stellenweise in schneeweissen, grobkörnigen Marmor übergegangenen, selten gut aufgeschlossenen Kalken der Geissbergzone folgt die Gadriol-Grünschieferzone, die sich im oberen Teil der eben genannten und den ihnen benachbarten Runsen südlichen Hinterrhein beobachten lässt.

Steigen wir zum Beispiel östlich der *alten Rheinbrücke* in die Höhe, so treffen wir über der Schutthalde Grünschiefer, Kalkschiefer, kalkhaltige Phyllite und dunkle Schiefer. In den Kalken finden sich stellenweise noch Grünschieferlinsen. Es sind dies alles Gesteine der triadischen Zone. Gehen wir nach Westen über die Schutthalde hinauf, so treffen wir als erstes

Anstehendes Kalke auf Höhe 1820. Ueber einer etwa 4 m dicken, weissen, harten Marmorbank folgen wieder Kalkschiefer und bei 1850 m Grünschiefer, dann wieder Kalke und nochmals Grünschiefer. Dieser obere Grünschieferzug ist mächtiger als der untere.

Der ganze Hang ist mit fast undurchdringlichem Erlengestrüpp bestanden, so dass einzig die Bachrunsen die Aufnahme kleiner Profile erlauben.

Im nächsten westlich folgenden Bachbett stehen die Grünschiefer auf Höhe 2040 an. Auch hier sind sie nicht sehr mächtig, darüber folgen Kalke, und dann wieder der zweite, mächtigere Grünschieferzug.

Unter dem unteren Grünschieferzug ist die kleine Schlucht in die Kalkschiefer, Triasgneisse und Glimmerschiefer, die mit Dolomiten abwechseln, eingeschnitten. Die Dolomite sind oft stark verbogen und stehen lokal ausnahmsweise steil.

Am mächtigsten wird die untere Grünschieferzone bei der Mündung des *Gadriolbaches* in den Hinterrhein, weswegen ich sie *Gadriolzone* nenne. An den Nordhängen des Rheinwaldtales ist sie schlecht aufgeschlossen, lässt sich jedoch über den Valserberg ins St. Petertal verfolgen.

Die darüber liegende Zone von Kalken und kalkreichen Schiefern bildet den unteren Teil der Wände des *Mittaghornes*.

Interessante Verhältnisse zeigt sie beim Aelpliwald und auf den Steilhängen unter der Gadriolalp. Hier ist sie intensiv von Grünschiefern durchdrungen, die sich nicht nur in wiederholten kleinen Lagergängen, sondern auch in zahlreichen isolierten Nestern finden. Die Kalke sind zum Teil in prachtvollen, dickbankigen, durchsichtig weissen Marmor von sehr grobkörniger Ausbildung umgewandelt.

Zwischen den Kalken und den Grünschiefern finden sich zuweilen Fetzen von Gneissen und Glimmerschiefern der Aduladecke.

Jenseits des Hinterrheines setzt diese Zone sich in der *Wandfluh* fort, wo wir die gleichen schönen Marmoreinlagerungen finden; ich habe sie nach dieser Wand benannt.

Die zweite Grünschieferzone, die uns am Weg zur Schattwanglücke begegnete, zieht sich hoch an den Wänden des *Mittaghornes* entlang und herunter zu den genannten Stellen in den beiden Bachrunsen über Hinterrhein. Sie ist im allgemeinen von viel bedeutenderer Mächtigkeit als die untere, verliert sich aber in der Verlängerung dieses Horizontes gegen

den Aelpliwald so ziemlich. Dafür tritt Grünschiefer hier reichlicher in den höheren, sonst grünschieferfreien Komplexen auf. Am mächtigsten und petrographisch reichhaltigsten ist er dann wieder in der Gegend von *Nufenen* (nach welchem Dorf ich ihn benenne) entwickelt. Jenseits des Hinterrheines setzt er sich sehr mächtig über den *Brennhof* fort.

Die dickbankigen, ziemlich rein ausgebildeten Kalke, die wir unter der Schattwanglücke antrafen, ziehen sich über das *Mittaghorn* (Mittaghornzone) fort. Sie bilden nicht nur den obersten Teil seiner Westwände, sondern auch die aus den Schichtflächen bestehenden Hänge bis hinunter zum *Gadriolbach*.

Die von Hinterrhein aus sichtbare Kuppe nördlich des Mittaghorns, die von der Bevölkerung *Mittagsturm* genannt wird, auf der Karte aber nicht bezeichnet ist, besteht nur noch an den Westwänden aus diesen Kalken, während auf der Kammhöhe die Phyllite der *Schattwangzone* folgen. Oestlich des Gadriolbaches sind die Kalke nur noch in einem schwachen Streifen, im Gebiete des *Aelpliwaldes* durch einige dickbankige schneeweisse Marmorbänder angedeutet.

Das Phyllitband, das durch die Schattwanglücke streicht, setzt sich auf der rechten Seite der von der Schattwanglücke zur Gadriolalp herab ziehenden Schlucht fort.

Oestlich des Mittagsturmes bedecken diese Phyllite auf der linken Seite des Tales die Kalke der Schattwangzone und bilden die glatten, im Abrutschen begriffenen Hänge über der wilden Schlucht der unteren *Gadriolalp*.

Gleich über der Schattwanglücke hatten wir ein schmales Band angetroffen, das aus lockerem, fast in Kalksand zerfallendem Gestein bestand. Dieses lässt sich bis in die Nähe der Gadriolalphütte verfolgen und verschwindet dann. Möglich ist jedoch, dass die weissen Marmorbänke im Grünschiefer bei Nufenen noch hierhin gehören. Nördlich der Gadriolalp lassen sich die beiden Phyllitzonen unter und über dieser *Uccello-Zone* nicht mehr trennen. Die mächtige obere Phyllitzone baut fast ganz die gewaltig steilen Wände der *oberen Gadriolalp* auf. Die vereinigten Phyllitzonen streichen in stattlicher Mächtigkeit über den *Wannenberg* (E Hang N vom Einshorn) und die *Horneralp* ins untere *Areutal* und bilden die Basis der Nordwände des *Guggernüll*. In dieser Phyllitzone finden sich auch einige kalkreichere Lagen, sogar kleine Kalkbänke, aber diese treten im allgemeinen stark gegen die kalkarmen bis kalkfreien Phyllite und Sandsteine zurück. Die deutlichsten dieser Kalkbänke treffen wir beim

nntersten Seitenbache des Areuflusses ESE des *Stockerwaldes* an, von hier ziehen sie sich zum Rücken des Wannenberges und sind weithin noch an den Wänden unter dem Einshorn zu verfolgen (s. Karte). Der tiefeingeschnittene imposante Kessel der *Gadriolalp* (T. 10 *e*, *f*) verdankt seine Existenz offensichtlich diesen weichen, hier enorm an Mächtigkeit gewinnenden Phylliten.

In der Gegend von *Nufenen* gehen die Grünschiefer sogar bis in die Phyllite hinauf. Es ist dies die einzige Stelle meines Gebietes, wo das der Fall ist. Diese innige Vermengung der Grünschiefer mit den Phylliten finden wir nur auf den Hängen südlich des *Brennhofes*. Auf den Hängen zwischen *Wannenberg* und *Aelpliwald* ist nichts mehr von ihr zu entdecken.

Lehrreich für die Tektonik dieses Gebietes ist der Blick vom Mittaghorn auf die ungeheuer steilen Wände des *Einshornes* und des *Pizzo Cavriolo* (T. 10 *e*, *f*).

Von dem kühnen Spitzchen des Pizzo Cavriolo senkt sich ein aus massigen Gesteinsbänken bestehendes Band langsam nach NE. Es streicht unter P. 2820 und P. 2862 durch und steigt unter dem Einshorn mit prächtiger, deutlich sichtbarer Umbiegung wieder in die Höhe, um nach einer Biegung von etwa 170° von der Erosion abgeschnitten zu werden.

Ein zweites, jedoch nicht so massiges Kalkband dieser *Einshornzone* bildet den Gipfel des Einshorns und macht die gleiche Umbiegung mit. Gegen SW streicht es zwischen der *Bocchetta del Diavolo* und dem *Pizzo Cavriolo* in die Luft aus. Die äusserste Umbiegung dieses Bandes ist fort erodiert, und die aufgeschnittene Antiklinalumbiegung bildet die steilen Wände, in denen das Einshorn gegen N zur « *Alp unter dem Horn* » abfällt. Ungemein scharf heben sich hier die steilen, aus den Kalkbänken bestehenden Wände von den sanften, mit Buschwald und Matten bedeckten Phyllithängen der *Horneralp* ab.

Wo der *Areubach* diese Kalke quert, hat er eine tiefe, enge Klamm in sie eingeschnitten. Von hier ziehen sie sich zu den Nordwänden des *Guggernüll* hinüber und von da sanft nach Osten hinunter (T. 10 *e*).

Die Grateinsattelung südlich des Einshornes wird, wie uns die Untersuchungen im *Einshorntäli* (SE der Einshornspitze) zeigen, aus Glimmerschiefern der Tambodecke gebildet. Eine bis hierhin vorgestossene Stirnzunge der Tambodecke füllt also den Kern der Einshorn-Antiklinale aus.

Eine weitere Komplikation bemerken wir unter dem Gipfel

P. 2862. Ein gleichfalls massiges Marmorband bildet hier zwei kurze, liegende Antiklinalen zwischen den Tamboschiefern. Eine ebensolche befindet sich unter der kleinen Spitze P. 2820.

c) Vignonegebiet.

Ein sehr vollständiges Profil durch die Misoxermulde zeigt das Vignonetal. Der *Rio Gulmagno* durchschneidet kurz vor seiner Mündung in die Moesa die *untere Triaszone*.

Profil durch diese Zone:

1. (unten) grau-grüner Glimmerschiefer;
2. eine dünne Lage Dolomit, 1 m;
3. weisse Quarzite und Glimmerquarzite, 1/2 m;
4. Dolomit, 30 cm;
5. graue Glimmerschiefer gespickt mit Pyrit, 15 cm;
6. Dolomit, 50 cm;
7. grauer Schiefer von sehr wechselnder Beschaffenheit mit kleinen, von Muskovit umschmiegten Albitaugen, dazwischen Quarzlagen, bankweise reich an Granaten, 12 m;
8. dicke, knollige Dolomite, 6 m;
9. Lagengneiss und silbergraue Glimmerschiefer, 3 bis 4 m;
10. Dolomit, 3 m;
11. Augengneiss, 6 m;
12. Dolomit;
13. dunkle, weiche Glimmerschiefer und Grünschiefer, 20 m;
14. (oben) dunkle Kalkglimmerschiefer.

Wir haben hier also eine ähnliche Ausbildung der triadischen Zone wie am Wälschberg. Mit dieser steht sie auch in kontinuierlicher Verbindung. Sie bildet im allgemeinen den Fuss der Wände des *Pizzo Uccellogrates* (T. 5 *a*, *b*). Stellenweise liegt auch das Bett des von N herkommenden Baches noch in den untersten triadischen Schiefern. In der Gegend von *Gareda* greifen die Marmore sogar auf dessen rechtes Ufer über. Unter dem Pizzo Uccello schauen die Gesteine dieser Zone nur an einzelnen Stellen aus den riesigen an den Wänden aufgehäuften Schuttkegeln hervor.

Oberhalb der Rötidolomitzone bildet der *Rio Gulmagno* prächtige Wasserfälle (T. 12 *a*). Er schneidet hier die Wandfluh- und Mittaghorn-Kalkzonen samt den ihnen eingelagerten Grünschiefern. In der Schlucht des Rio Gulmagno sind diese nur sehr spärlich vorhanden; meist treten sie in mehr oder weniger isolierten Nestern auf. Gegen Norden sind sie besser ausgebildet, besonders wieder die obere Zone. Die untere

Zone streicht unter dem *Pian Lumbrivo* durch, setzt aber stellenweise aus.

Die Nufenenzone lässt sich hingegen ohne Unterbrechungen in mehreren parallelen, durch Kalkbänke getrennten Lagen über den Pian Lumbrivo und an den Wänden des Pizzo Uccello bis zu dem Punkte verfolgen, an welchem wir sie auf dem Weg zur Schattwanglücke antrafen.

Die schönen, kräftigen Kalkbänke der Mittaghornzone bilden die rechte Talseite und meist auch den Grund des Bachbettes zwischen der Brücke (Weg Acquabuona-Pian Lumbrivo) bis zu dem Wasserfall über Pian Lumbrivo. Von hier streichen sie längs des Gratrandes gegen N und unter der Spitze des Pizzo Uccello durch zum *Mittaghorn* (T. 10*f*).

Zwischen dem Wasserfall von Pian Lumbrivo bis etwas oberhalb des Zusammenflusses der beiden Vignonebäche fliesst der Rio Gulmagno durch die Phyllite der Schattwangzone, die den Hang bis hinauf zu der kleinen Südwand des Pizzo Uccello aufbauen, und von hier ziehen auch sie unterhalb der Spitze des Pizzo Uccello durch zur Schattwanglücke. Dann folgen die Kalkschiefer, die den *Pizzo Uccello* (T. 10 *a*) und die unmittelbar nördlich davon gelegene kleine Spitze aufbauen (*Uccellozone*), und die unterhalb der *Casa Vignone* durch die westliche der beiden Talfurchen streichen. Darüber liegt die mächtige Phyllitzone (*Vignonezone*), die sich auf der rechten Seite des Vignonetales hinaufzieht zu dem Kamm zwischen dem Nordgipfel des Pizzo Uccello und dem Pizzo Cavriolo (T. 10 *b*) und von hier unter den Wänden des Einshornes zur Horneralp streicht.

Wir sahen vom Mittaghorn aus das Kalkband, das zwischen Pizzo Cavriolo und Einshorn die Schiefer der vorgestossenen Tambozunge trägt. Dies Kalkband quert den *Piattone di Vignone* und sinkt westlich der *Motta di Castaccio* unter den grossen Bachschuttkegel, der hier die Sohle des Tales verhüllt, ein. Im Talgrunde ist diese Kalkzone ziemlich ausgequetscht, wir finden Kalkschiefer und Rauhwacken von wechselnder Mächtigkeit. Erst oberhalb des Piattone di Vignone schwillt sie an, hier finden sich mächtig dicke Bänke eines grobkörnigen Marmors von rein weisser Farbe. Daneben sind auch hier die Kalkschiefer und Rauhwacken vertreten.

In der Mitte des breiten Tales erhebt sich ein ansehnlicher, runder Felshügel, der, wie die hohen Gipfel, die das Vignonetal gegen Süden begrenzen, ganz aus den kristallinen Schiefern der Tambodecke aufgebaut ist.

Die Schiefer streichen an der *Motta di Castaccio* gegen

NE und setzen sich an den Nordhängen des Tales fort bis zu der Stelle, wo die kleine Wand von den Spitzen P. *2862*, *2803* und *2747* abfällt. Leider ist ein grosser Teil des Hanges von Moränen bedeckt, aber die schwarzen runden Köpfe, die sich dazwischen über die Gehänge erheben, zeigen schon von weitem, dass wir es hier nicht mehr mit den Bündnerschiefern zu tun haben. Die Untersuchung an Ort und Stelle bestätigt, dass ein Stirnlappen der Tambodecke bis zum Grat zwischen P. *2820* und *2862* vorstösst. An einigen Stellen sind scharfe Einfaltungen von Marmor auch hier zu finden, wie über der kleinen Einsattlung nördlich der Motta di Caslaccio und auf dem Piattone di Vignone. Die tektonisch bedingte Wechsellagerung der Tamboschiefer und Triasdolomite in der Gegend der oben genannten Gipfel zeigen am besten die auf dem Piattone di Vignone und im oberen Vignonetal aufgenommenen Photographien (T. 10 *c*, *d*).

Dass jenseits des *Areu*tales die Intensität der Verfaltung zwischen den Gesteinen der Tambodecke und der Rötidolomitzone nicht abnimmt, zeigt ein Blick vom Vignonepass auf die Wände des *Guggernüll* und die Hänge unter dem *Areupass*.

d) Gegend von San Bernardino, Monzotenti und Acquabuona.

In der Gegend von *San Bernardino* ist die Bündnerschieferzone stark ausgequetscht, und daher sind nicht alle Glieder gleich deutlich entwickelt.

Südlich San Bernardino gewinnt die Zone wieder bedeutend an Mächtigkeit.

Die triadischen Schiefer streichen von der unteren Rio Gulmagnoschlucht hinter dem Hotel Victoria durch zum *Prato dei Fiori* und von dort die ganze Terrasse von *Monzotenti* hinunter bis zum Stufenabfall über *San Giacomo*. Bei San Bernardino bedecken die Aufschüttungen des alten Rundhöckersees einen Teil der Zone. Aber weiter im Süden ist das Profil durch die Rötidolomitzone gut aufgeschlossen. Rauhwacke fehlt hier wie auch schon in der Gulmagnoschlucht, dagegen treten knollige Dolomite, granatführende Kalkglimmerschiefer, Quarzite, Grünschiefer und Gneisse aller Art auch hier wieder auf, wie uns ein von *Monzotenti* zur *Bellavista* gelegtes Profil zeigt (T. 2 Profil 2). Südlich San Bernardino sind die Gadriol-, Wandfluh-, Nufenen- und Mittaghornzonen nicht mehr immer deutlich auseinander zu halten, da sie stark ausgequetscht wurden. Besonders der

Grünschiefer setzt in der Gegend von San Bernardino stellenweise aus und ist unter *Acquabuona* nur in Form isolierter, in den Kalkschiefern steckender kleiner Linsen zu finden. Erst unter der *Bellavistaspitze* wird wenigstens die untere Zone (Gadriol-Zone) wieder mächtiger, und nun ist sie bis zum Stufenabfall von San Giacomo zu verfolgen. Der ganze, die genannten vier Zonen umfassende Kalk-Grünschieferkomplex, den wir am Rio Gulmagno zwischen dem untersten Wasserfall und der Brücke unter Pian Lumbrivo verlassen hatten, streicht stark reduziert unter Acquabuona durch und westlich der Poststrasse zum Rücken mit P. *1785*, *1788,9* und *1716* des top. Blattes (T. 6). Fast die ganze Ostseite wird aus den Schichtflächen der Kalkbänke gebildet, in die nahe der *Monti Fies* Grünschiefer eingelagert sind, die wohl der *Nufenenzone* entsprechen. Sie sind circa 500 m NWhang-aufwärts (bis südlich *Sovassa* des top. Blattes) zu verfolgen.

Auffallend ist die in diesem Komplex auftretende *Einfaltung* von *Dolomiten* und *Gneissen*. Besonders letztere sind auf weite Strecken hin zu verfolgen und bilden die Kammhöhe östlich der *Monti di Monzotenti*. Wir konnten diese Gneisse weiter S, wo sie mächtiger sind, wieder treffen (siehe unten Profil *f*).

Die *Schattwangphyllite* begleiten den *Rio Gulmagno* gegen S linksseitig bis zu der schon erwähnten Brücke von Pian Lumbrivo und ziehen sich von hier zu den Hütten von Acquabuona und links der Poststrasse zu der *Forcola di San Bernardino* (nicht zu verwechseln mit Forcolatal- und -Pass E Soazza). Südlich dieser kleinen Passfurche schwillt die Zone an und streicht über *Fies* und *Viganaia* zum Pian San Giacomo. Im Bereiche dieser Phyllite sinkt der Steilabfall treppenförmig zum Stufenboden hinunter (T. 5 *d*, 12 *b*).

Die Kalke der *Uccellozone* werden oberhalb P. 2060 vom Vignonebach geschnitten und streichen unterhalb der *Fontana alba* und östlich Acquabuona durch zur Westseite des *Lago d'Osso*. Von hier verfolgen wir sie zu den Hütten östlich P. 1626 und durch die kleine Schlucht zu den Windungen der Poststrasse über *Pescedalo* (SW Mea), wo die Schichtflächen dieser Kalke nochmals hoch hinauf den Hang bedecken.

Die nördlich des Vignonetales so mächtigen *Vignonephyllite* sind schon bei der Casa Vignone auf ein schmales Band reduziert. Bei der Fontana alba stehen ihre Schichtköpfe in einem kleinen Wändchen an. Von hier ziehen sie sich durch

die Schlucht südlich Acquabuona zum *Lago d'Osso* (bei P. 1646), der fast ganz in dieser Zone eingegraben ist.

Während südlich des Lago d'Osso und der Forcola die Schattwangzone bedeutend an Mächtigkeit gewinnt, wird umgekehrt die Vignonezone (die bisher stets mächtigere der beiden Phyllitzonen) bis auf einen schmalen Streifen zusammengepresst, der unter *Monte Frigera* den Grund des kleinen Tales bis zur Strasse hinunter, P. 1337, bildet.

Im Süden des Pizzo Uccello zeigt das Vignonetal eine doppelte Furche, die getrennt wird durch einen kleinen Rücken. Er besteht vorwiegend aus den vom Pizzo Cavriolo herabstreichenden Marmoren und Kalkschiefern, zwischen welche die Glimmerschiefer der Tambodecke eingefaltet sind. Auch weiter im Süden sind in dieser Zone, wenn auch nicht mehr so mächtig, fast überall Tamboschiefer eingeknetet. So bei Fontana alba und in dem kleinen Tale südöstlich Acquabuona. Häufig sind die Schiefer der Tambodecke und die dieser Zone in einer Reibungsbreccie innig miteinander vermengt.

Nördlich Acquabuona sind Grünschiefer nur sehr spärlich vorhanden. Oestlich davon beginnt jedoch ein kontinuierlicher Streifen, der sich über die *Alpe del Pian d'Osso* und östlich des Lago d'Osso verfolgen lässt bis südlich Monte Frigera. Zwischen Frigera und dem Lago d'Osso erreicht er seine grösste Mächtigkeit. Die triadische Zone ist südlich und nördlich der Alpe del Pian d'Osso zum grössten Teil von den mächtigen, von der *Curciusa* und dem *Mutun* herabkommenden Schuttkegeln bedeckt.

e) Profil quer durch die Val Mesolcina oberhalb des Pian San Giacomo.

Oberhalb *Monte Corina* (Alla Spina gegenüber) stürzt die Moesa in zwei gewaltigen, das Tal weithin mit ihrem Tosen erfüllenden Wasserfällen über die Gneissbänke der Aduladecke in den Stufenboden des Pian San Giacomo hinunter.

Oestlich der Mündung des Pian Grande-Baches in die Moesa beginnen

(unten) die triadischen Schiefer und Dolomite; darüber liegen

graue dicke Kalkbänke, calcitreiche Phyllite, braune Kalkglimmerschiefer, zuckerkörniger, weisser Marmor, wieder Kalke, Kalkschiefer und Phyllite,

dunkle Grünschiefer mit grossen Albitkörnern, helle, muscovithaltige Grünschiefer,

20 bis 30 m mächtige graue Kalkschiefer und Phyllite, schneeweisser grobkörniger Marmor und Dolomit (einige Meter mächtig), dann

1/2 bis 1 m mächtige graue Kalke,

Grünschiefer in verschiedenen, z. T. sehr fein geschieferten Variationen, darüber

kalkreiche Bündnerschiefer, die in ihrer Basis faustgrosse Dolomitlinsen enthalten, und darauf

die kalkarmen, quarzreichen Phyllite der *Schattwangzone*, mit einigen Kalkbänken. Kurz vor der Strasse treffen wir

im Bachbett die Kalke der *Uccellozone* und

jenseits der Strasse die *Vignonephyllite*, darüber

Kalke und Grünschiefer, und

bei *Monte Moca* (Mea des Top. Blattes) tauchen zum Schluss einige Rauhwackenbänke aus der Wiese auf. Die darüber folgenden

Tamboschiefer sind unter den Schutthalden versteckt.

f) Pian San Giacomo, Pradirone [1], Arbea [1], Giumella.

Durch den Stufenabsturz über *San Giacomo* wird die Bündnerschieferzone abgeschnitten, und ihre Fortsetzung liegt eine Strecke weit unter dem Alluvium der Ebene von San Giacomo begraben (T. 12 *b*). Auf der rechten Talseite taucht sie wieder auf und bildet den Abhang zwischen *Monte Scotto* und *Andrana* bis hinauf zum *Giumella*kamm (T. 5 *e*). Der Fuss der Gehänge ist durch einen von der gegenüberliegenden Seite stammenden Bergsturz und das durch die zahlreichen hier niedergehenden Lawinen und die periodischen Bäche angehäufte Schuttmaterial bedeckt. Darüber befinden sich dichte Wälder und Gestrüpp, sodass nur die wenigen und nicht sehr tief eingeschnittenen Runsen Anhaltspunkte geben für die Fortsetzung des Bündnerschieferzuges.

Viel schöner zeigt sich dieser auf einer Kammwanderung von den *Ortigherei* (W Giumella) nach *Pradirone*.

g) Profil durch den Giumellakamm.

(Vergl. Profil 1.)

Schon von Mesocco fallen die zwischen dem *Tresculmine* und der Giumella gelegenen kleinen Gneisszacken auf, die sich scharf gegen den Horizont abheben. Die Bevölkerung nennt sie « Ortigherei » : Brennesseln, wegen ihrer Aehnlichkeit mit den Zacken eines Blattes dieser Pflanze. Ueber den

[1] Pratirone. Arbiöa der Dufourkarte.

dickbankigen, weissen, kleine Granaten enthaltenden Gneissen der *Aduladecke* folgen hier die der Zerstörung in verschiedenem Grade Widerstand leistenden Gesteine der *Rötidolomit-* und *Bündnerschieferzone*. Sie beginnen mit

$FeCO_3$haltigen, dünnplattigen braunen Kalken und granatreichen schwarzen Phylliten. Darüber folgen quarzreiche dunkle Schiefer und teils granathaltige, teils granatfreie Kalkschiefer.

In der kleinen Lücke über der Giumella finden wir vorwiegend quarzreiche dunkle Schiefer und dann Gneisse und Glimmerschiefer, die wohl nichts anderes als eingeknetete Fetzen der *Aduladecke* sind.

Schneeweisse Marmore trennen sie von einem

zweiten Gneisskomplex, in welchem ein Zweiglimmergneiss mit ausgesprochener Lagentextur vorherrscht. Derselbe Gneiss streicht südlich von hier bei den Maiensässen von *Pianezzo* durch, wir werden ihn *Pianezzogneiss* nennen. Wir fanden ihn schon z. T. als Lagengneiss, z. T. als Augengneiss entwickelt am Bellavistakamm.

Von dem zwischen San Bernardino und dem St. Petertal beständig zwischen den Dolomiten auftretenden Augengneiss unterscheidet er sich vorwiegend durch seinen Reichtum an kleinen schwarzen Biotitblättchen.

Wie an der Bellavista, so folgen auch hier über diesen Gneissen die *Grünschiefer* als ziemlich mächtiger und petrographisch mannigfacher Komplex. Ueber den Grünschiefern finden wir nochmals

Gneisse und Glimmerschiefer verschiedener Art, darauf

Kalkschiefer,

schwarze Gneisse mit kleinen Albitaugen, kalkfreie und darauf

kalkreiche Phyllite und endlich

in mächtigem Komplex die schwarzen kalkarmen Phyllite der *Schattwangzone*, die zwischen P. 2035 und Kurve 1860 den Rücken aufbauen.

Unter Kurve 1860 ist er von den Kalken der *Uccellozone* bedeckt.

Auch hier ist die *Vignonephyllitzone* nur als schmales Band vorhanden.

Ueber ihr folgen Kalke und knollige weisse Dolomite der *Tambotrias*, und endlich auf der Wiese, die sich nach Pradirone zieht, eine feine Rauhwacke. Der zwischen diesen Rauhwacken bei *Pradirone* und im Walde zwischen Andrana und Pradirone auftretende, bis 40 m mächtige *Gips* ist hier

nicht mehr anstehend, aber ein Trichter in der Wiese lässt auf sein Vorhandensein schliessen.

Auf Höhe 1550 über *Valinuovo* (Top. Blatt) beginnen die dem Casannaschiefer ähnlichen Gesteine der übergeschobenen Tambodecke.

Hier lassen sich wie in der Gegend der Bellavista die Gadriol-, Wandfluh-, Nufenen- und Mittaghornzonen nicht mehr scharf unterscheiden, und hier wie dort treten komplizierte Gneisseinfaltungen in diesem Komplex auf. Die übrigen Zonen lassen sich jedoch auch hier wieder erkennen.

Die *Dolomite* der Adulatrias sind nicht immer gleich deutlich ausgebildet. Verhältnismässig mächtig sind sie in dem Tälchen westlich der Hütten von *Arbea*, während sie höher oben fehlen. Auf dem Hange unter Arbea ist die Zone meist verdeckt. Nur hie und da steht der weisse Marmor an.

Auch die Aufschlüsse der Kalke, Phyllite, Grünschiefer und Pianezzogneisse sind auf diesen waldbedeckten Hängen spärlich. Auf dem unteren Wege von Pradirone nach Arbea treffen wir, nachdem wir den Gips, die Rauhwacke und die grauen Kalkbänke passiert haben, erst die Phyllite, dann den Pianezzogneiss zwischen schönen Marmorbänken und endlich unter der Alpe Arbea den Grünschiefer an. Die Hügel P. 2045 bestehen aus den gleichen wechsellagernden Glimmerschiefern und Kalkschiefern, die wir an der Giumella fanden.

h) Gegend von Mesocco.

Südlich der Linie Giumella-Pradirone-San Giacomo habe ich die Bündnerschieferzone nicht im einzelnen verfolgt, will mich daher auf einige Bemerkungen beschränken, die ich auf gelegentlichen Exkursionen machte.

Die *Adulatrias* ist in der *Val Gervano* gut aufgeschlossen. Auch hier finden wir die dieser Zone eigentümliche Reichhaltigkeit der Gesteinsarten. Klettern wir längs des Baches talaufwärts, so finden wir eingangs der Schlucht den dunklen Gneiss mit kleinen Albitaugen, dazwischen Marmorlinsen und etwas höher oben Kalke, Marmore, Quarzite, schwarze Phyllite und Dolomite, in kleinen Linsen auch Grünschiefer. Bei *Ceta* (Dufourkarte : Cetta) streicht eine Rippe von *Pianezzogneiss* durch und zieht sich in Begleitung des schwarzen, kleinäugigen Schiefers auf der linken Seite der Val Gervano abwärts und quert den Bach oberhalb *Cremeo*.

Die schönen Rundhöcker bei der Parocchia von *Mesocco* bestehen ebenfalls aus diesen Gneissen. Weiter steht er in einem kleinen Anschnitt der Bahnlinie südlich von Mesocco an.

Die Ruine des *Castello* steht auf *Adulagneiss*, gleich bei der Kirche an ihrem Fusse beginnen die grobkörnigen gelben und grauen Kalke. Darüber folgen Kalkschiefer und Phyllite.

Dunkle Kalkglimmerschiefer finden wir auch im Dorfe Mesocco, am Fusse des Hügels, der die Parocchia di Mesocco trägt.

Den oberen Teil des Zugs studieren wir am besten in der *Valle di Tresculmine* (N Val Gervano). Oberhalb der Poststrasse folgen über dem mächtigen, neu eingeschnittenen Bachschuttkegel dünnschichtige Kalkschiefer, Phyllite und Sericitquarzite, in die der Tresculminebach frisch eingeschnitten ist (T. 9 *a*). Alle diese Schichten sind stark gefältelt und gebogen und von kleinen Verwerfungen durchzogen. Dies ist um so auffallender, als die Bündnerschiefer nördlich San Giacomo im Allgemeinen eine ziemlich ruhige Lagerung einnehmen. Nur die Phyllite sind hie und da leicht gefältelt.

Etwas unterhalb des kleinen Wasserfalles etwa auf Höhe 1050 beginnen die dickbankigen Kalke, die das Wändchen bilden, über welches der Wasserfall herunterstürzt. Die Kalke haben ihre einfache, ungestörte Lagerung beibehalten. Auf ihren glatten Schichtflächen rutschen die Phyllite ab. Dadurch entstehen trichterförmige Gruben auf dem oberen Hang, die von halbkreisförmigen Trümmerwällen umgeben werden.

In dieselben Phyllite ist auch das Tälchen von *Monte Nanno* eingeschnitten. An seinem Nordhange unter *Cros* und *Valinuovo* (Top. Blatt) stehen wieder Kalke und Reibungsbreccien an, darüber folgen die Schiefer der Tambodecke. Zwischen den triadischen Schiefern stecken über der Poststrasse südlich der Kiesgrube Grünschieferlinsen. Sonst sind die Hänge nordwestlich Mesocco sehr arm an Grünschiefern.

Bei *Caverzina* (Top. Blatt, Maiensässe westlich von Cremeo) trifft man steilstehende dicke, gelbe, graue und schwarze Kalke und die Phyllite und Glimmerschiefer, die auch in der Val Gervano die *Adula-Triasschiefer* begleiten.

Bei der Brücke auf dem Weg nach *Doira* (S Mesocco) tritt der Bach in die harten grauen Kalke über. Links am oberen Rande der Klamm stehen Phyllite an, die aber zum grössten Teil von Schuttkegeln verdeckt sind

Die Klamm (T. 9 *b*) ist in die Kalke eingesägt, die sie abwechselnd quer und parallel zum Streichen schneidet. Rechts begleiten die Schichtflächen, links die Schichtköpfe den Fluss.

Das *Doira* und *Gumegna* (Comeigna der Dufourkarte) tragende Wiesenband ist wahrscheinlich durch die weichen Phyllite und die Tambotrias bedingt, während die steile Wand darunter, über welche sich zahlreiche Wasserfälle in die Tiefe stürzen, aus den Kalken und den hier wieder sehr mächtigen Grünschiefern bestehen.

Wie mächtig die *Grünschiefer* hier im Süden der Misoxer Mulde noch einmal werden, zeigt am besten ein Abstecher zu dem prächtigen Wasserfall, der östlich des Castello di Mesocco von den aus dicken Grünschieferbänken und diesen zwischengelagerten Kalkbändern bestehenden Wänden herabfällt. Diesen Wasserfall erreicht man über den kleinen Pfad, der von Doira auf der gleichen Höhe nach Süden führt und mehrfach die Grünschieferbänke schneidet.

Das Band Gumegna-Doira ist zum grossen Teil von Gehänge- und Bachschutt verdeckt. Die *Tambotrias* steht erst wieder östlich P. 1084 am Wege zwischen Doira und Gumegna, ungefähr in der Mitte zwischen beiden, an. Hier ist der Phyllit fast völlig ausgequetscht. Die triadische Zone (Tambotrias) besteht aus weichen, leicht zerfallenden dolomitischen Kalken, grobkörnigem weissem Marmor und gelben Dolomiten. Darunter folgen im Bachbett feste, graue, dickbankige Kalke. Dazwischen sind Grünschieferlinsen eingeschlossen. Darunter liegt ein etwa 8 m mächtiges Kalkband und dann wieder Grünschiefer. Dieser ist hier zäh und massig, kaum geschiefert. Der Kalk ist im Kontakt dünnschiefrig und etwas verbogen. Wahrscheinlich gab der Grünschiefer dem Drucke weniger nach, und der Kalk wurde daher gegen ihn gequetscht.

Nachdem der Bach nochmals ein Kalkband passiert hat, fällt er über eine mächtige Grünschieferbank den erwähnten Wasserfall hinunter.

Ein kleines Grünschieferband streicht auch zur Alpe Gumegna herauf, und wird vom Weg verschiedentlich geschnitten.

Südlich hinter *Gumegna* treffen wir in der Fortsetzung des wilden Tobels (T. 9 *c*), das bei *Soazza* mündet, eine frisch eingeschnittene Schlucht. Ihre obere Hälfte ist in die Schiefer der *Tambodecke* eingeschnitten, die untere in weiche, gelbe Dolomite, schwarze Phyllite und Kalkschiefer. Geht man von Gumegna über den Triangulationspunkt 1240, 1 (Top. Blatt, 200 m W des Weges durch die Alp) hinunter, so trifft man am Rande des Tobels unter den triadischen Dolomiten und Kalkschiefern ein Band schwarzer Phyllite, Grünschiefer und

darauf Phyllite in dünnen Lagen und endlich reine Kalkbänke. Im unteren (W) Teile der Alp stehen wieder *Adulagneisse* an.

Dort wo der Pfad auf den waldigen Rücken anlangt, der sich zur *Alpe di Feppe* hinaufzieht und das genannte wilde Tobel von dem *Forcolatal* scheidet, treffen wir wieder mehr oder weniger grobe Kalke, Kalkschiefer und schwache Phyllitlagen an. An den Wänden des Forcolatales verliert die Zone immer mehr an Mächtigkeit. Einige frisch abgerutschte gelbe Stellen zeigen, dass der Dolomit hier noch vertreten ist.

Von *Cristera* glaubt man dieses Dolomitband eine Strecke weit am Nordhang verfolgen zu können : von dem genannten Rücken unter Feppe senkt es sich langsam ins Tal bis zu der Stelle, wo der Bach vom *Pizzo Forato* über der Klamm mündet. Dort, wo die Klamm beginnt, muss er etwa die verschüttete Talsohle erreichen und auf der Talsohle bleiben bis unterhalb *Corneja* (höher oben im Forcolatal), dessen steiler Abhang gegen die Flussebene von Glimmerschiefern gebildet wird, in denen wahrscheinlich Marmorlinsen stecken. Im Schutte der Bachrunsen befinden sich Blöcke weissen Marmors und schwarzer schuppiger Glimmerschiefer [1].

Jedenfalls ist die ganze sedimentäre Zone hier stark reduziert.

E. *Gesteinsbeschreibung und Mineralquellen.*

Vor allem verweise ich hier auf die Literatur :

Rolle, Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin, 1881 ;

Heim, Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, 1891 ;

Schmidt, Anhang von petrographischen Beiträgen hiezu, 1891.

In der Adula- und Tambodecke sind noch viele petrographische Probleme zu lösen. Sie bleiben einer späteren Bearbeitung vorbehalten. Dies Kapitel will nichts als einen Ueberblick über die wichtigsten Gesteinsarten des Gebietes geben. Auf ihre Genesis und auf viele der weniger häufig vorkommenden Typen kann hier nicht eingegangen werden.

[1] Ueber die Fortsetzung dieser Mulde über die Forcola nach Albaredla, Chiavenna, Bando siehe R. Staub : « Zur Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen », Seite 24.

1. Adulagesteine.

a) *Orthogneisse der Aduladecke.*

Unter den Orthogneissen der Aduladecke lassen sich verschiedene Typen unterscheiden, die jedoch durch Uebergänge miteinander verbunden sind. Jeder dieser Hauptgneisstypen zeigt wieder durch wechselndes Mengenverhältnis der Komponenten und Variationen der Textur und Struktur eine Anzahl von Untertypen.

α) *Zweiglimmergneiss.* — Das auffallendste Merkmal der unteren Adulagneisse im Gegensatz zu den oberen, den Decken-Rücken aufbauenden kristallinen Schiefern ist das deutliche Hervortreten eines bräunlich-schwarzen Biotites, der mehr oder weniger mit Muscovit vermischt, bisweilen auch allein vorkommt. Die Zweiglimmergneisse nehmen den Süden und Westen der Massivdecke ein, finden sich also in der *Val Mesolcina* südlich der *Val Gervano* und des *Forcolatales*, in der *Val Calanca*, *Val Blenio* und *Val Malvaglia*. Im Allgemeinen ist das Gestein feinkörnig und feinschuppig und ziemlich homöoblastisch. Nur zuweilen treten grosse Feldspäte als Porphyroblasten auf. Die Schieferung ist stets durch die Lage des Glimmers angedeutet. Entweder ist dieser unregelmässig im Gestein verstreut oder in einer Ebene fleckenweise angereichert oder er bildet mehr oder weniger zusammenhängende Häute zwischen glimmerfreien Lagen. Diese Lagen sind dann entweder parallel und eben oder sie schwellen lokal zu Augen an, die von Glimmerhäuten umschmiegt werden und eine beträchtliche Grösse erreichen können. Die Augen bestehen zuweilen aus den erwähnten grossen Feldspatindividuen, aber meist aus einem weissen, zuckerkörnigen Quarz-Feldspatgemenge.

In der unteren *Val Calanca*, westlich der *Lenta*lücke, in der *Val Carasina* und am *Passo Guarnajo*[1] fand ich in diesen Gneissen nuss- bis faustgrosse Einschlüsse eines grobkristallinen rötlichen Marmors, der mehr den Eindruck einer Einschmelzung als Einfaltung erweckt.

Auffallend ist, dass, während auf kurzen Strecken ein ständiges Variieren von sauren, hellen und basischen dunklen Gneissen, von Augengneissen, Lagengneissen usw. stattfindet, diese gleichen Variationen doch an räumlich weit-

[1] Siehe Siegfriedkarte Blatt Olivone : nicht bezeichneter Passübergang von der *Val Carasina* in die *Val Malvaglia*, südlich des *Bresciana*gletschers.

entfernten Lokalitäten immer wieder in genau der gleichen Ausbildung auftreten. So findet sich derselbe gebänderte Biotitgneiss in den tiefsten aufgeschlossenen Stellen der Aduladecke, so in der *Val Pontirone* (siehe Siegfriedkarte Blatt Biasca) über *Ponte Leggiuno* und auf dem Rücken des Deckenmassives in der *Val Forcola*, und genau der gleiche Gneiss kommt auch an den von den genannten Orten weitentfernten *Paradiesgletscher* vor.

Viele Handstücke des Zweiglimmergneisses aus der *Val Gervano* (westlich Mesocco), der *Val Calanca* und *Val Pontirone* sind nicht von einander zu unterscheiden, könnten aber auch mit Gesteinsproben aus der Antigorio- oder den höheren Simplondecken verwechselt werden.

Diese in den unteren Teilen der Aduladecke so weit verbreiteten Gneisse treten nur am Süd- und Westrande des von mir kartierten Gebietes auf.

Aus den glimmerreichen Zweiglimmergneissen entwickeln sich bei weiterer Zunahme des Glimmers eigentliche Biotit- und Muscovitschiefer, wie sie besonders häufig in der mittleren Zone der Aduladecke sind.

β) *Bernhardingneiss.* — Unter den die obersten Teilfalten der Aduladecke zum grössten Teil aufbauenden Orthogneissen lassen sich wieder zwei Haupttypen unterscheiden : erstens die biotitfreien, muscovitarmen, hellen Fracogneisse und zweitens der glimmerreiche, graue Bernhardingneiss. Letzterer ist meist als prächtiger Augengneiss entwickelt, wie er typisch in dem kleinen Steinbruch an der Passtrasse über dem Dorf *St. Bernhardin* ansteht. Er ist deutlich geschiefert und löst sich in 5 bis 10 cm dicken Platten ab. Die Schieferungsflächen sind mit silbernen Glimmerflecken überzogen, die jedoch keine zusammenhängenden Häute bilden. Ausser dem grünlich-silbernen Glimmer sind winzige Schüppchen eines dunklen Biotites zu erkennen. Die mittelfeinkörnigen, ebenen Feldspatlagen schwellen stellenweise durch 2 bis 3 cm lange und 1 bis $1^1/_2$ cm hohe, lebhaft spiegelnde Orthoklaszwillinge an. Epidot ist weit verbreitet, schon makroskopisch deutlich sichtbar. Ausser dem spärlichen Vorkommen der stets nur winzigen Biotitschüppchen unterscheiden sich die Bernhardingneisse von den tieferen Zweiglimmeradulagneissen durch ihre Quarzarmut. Quarz kommt wenig und in kleinen buchtigen Körnern vor. Mikroklin und die Plagioklase wiegen über den Orthoklas vor. Alle Feldspäte sind poikilitisch durchwachsen, sie sind stets sehr frisch erhalten, stellenweise zeigen sie kataklastische Spuren.

Die kleinen Biotitplättchen sind stark pleochroitisch und zeigen braune bis grüne Farben.

Die Bernhardingneisse sind in meinem Gebiet weit verbreitet. So finden sie sich zwischen *Cif* (= Civ der Dufourkarte) und *Pignella*, bei *Nocola* an den Gehängen unter der *Confinoalp*, am *Pan di Zucchero*, *Pizzo di Muccia* und *Marscholhorn*, an der Poststrasse zwischen Dorf und Pass *St. Bernhardin*, bei der *Tälialp*, unter den *Heubergen* und an vielen anderen Orten mehr.

γ) *Fracogneiss.* — Durch das fast völlige Verschwinden des Biotites und Spärlichwerden des hellgrünen Glimmers geht der graue Bernhardingneiss in die weissen Fracogneisse über, die in den oberen Deckfalten der Aduladecke ziemlich häufig sind. Typisch findet sich der helle, eigentümlich rötliche Gneiss in dem Sumpfgebiet von *Fraco*, westlich des Dorfes St. Bernardino. Er ist feinkörnig und schwach geschiefert. Die parallel angeordneten kleinen, graugrünen Glimmerschüppchen deuten die Schieferung an. Dieser makroskopisch lichthellgrüne Glimmer, ein Phengit, ist charakteristisch für den Fracogneiss. Unter dem Mikroskop zeigt er kräftigen Pleochroismus, dunkel- bis hellgrün. Der gleiche Glimmer tritt auch im Bernhardingneiss und zwar viel reichlicher auf, ist aber hier meist mehr oder weniger gebleicht und gibt durch seine grössere Menge, untermengt mit den kleinen schwarzen Biotitschüppchen dem Gestein seine silbergraue, prächtig schimmernde Farbe. Hauptgemengteile sind auch hier die Feldspäte : Orthoklas, Plagioklase und Mikroklin. Quarz ist spärlich. Das rote Pigment wird z. T. durch Hämatit und Eisenhydroxyd, z. T. durch kleine Granatkörnchen und rote Epidotkriställchen geliefert.

Als häufig makroskopisch sichtbare Uebergemengteile sind Pyrit und Turmalin zu nennen.

Die Struktur ist bei den Fracogneissen granoblastisch homöoblastisch, während sie bei den Bernhardingneissen grano- bis lepidoblastisch und zuweilen porphyroblastisch ist.

Die hellen sauren Gneisse, die stellenweise in den unteren Gneisskomplexen der Aduladecke auftreten, gleichen den Fracogneissen nur oberflächlich, unterscheiden sich aber durch den grössern Quarzgehalt und das Fehlen des grünen Glimmers.

Der Fracogneiss steht an zwischen *Arbea* und *Cebbi*, an der *Fopella*, unter dem *Vigonekar*, am *Pizzo di Muccia* und *Marscholhorn*, in *Fraco*, am östlichen *Bernhardinpass* und an vielen anderen Stellen.

b) *Paragesteine : Granatglimmerschiefer.*

Die granatführenden Glimmerschiefer sind äusserlich stets durch Eisenhydroxyd braun gefärbt, während sie auf der frischen Bruchfläche durch den reichlich auftretenden Chlorit einen Stich ins Grüne erhalten. Biotit ist selten vorhanden, meist ist er mehr oder weniger vollständig chloritisiert. Wo er erhalten blieb (*Passo dei Tre Uomini*), ist er braun oder schwarz, unter dem Mikroskop stark pleochroitisch, hellgelb bis dunkelgrünbraun. Muscovit und Quarz sind die Hauptgemengteile. Charakteristisch für das Gestein ist der Granat. Dieser kommt in allen Dimensionen, von der nur mikroskopisch fassbaren Grösse bis zu einem Durchmesser von 7 und mehr Centimetern vor. Bei so grossem Umfang ist er aber stets in ein unregelmässig umgrenztes Aggregat von mit Quarzkörnchen und Chloritschüppchen untermengten Granatkörnern zerfallen. Die kleinen Granatindividuen hingegen erhalten ihre Rhombendodekaederform sehr schön. Sie sind meist hellrot, erscheinen aber durch den Keliphitrand grün.

Häufige Uebergemengteile sind Karbonate, Epidote, Pyrit und andere Erze und Turmalin, dessen feine Nadeln und Stengel den Schiefer büschel- und schwarmweise durchziehen. Solche makroskopisch deutlich wahrnehmbaren Turmalinanreicherungen sind z. B. südlich der *Bernhardinpass*höhe und besonders häufig auf der Südhälfte des *Confino*karbodens zu finden.

Das Mengenverhältnis zwischen Quarz, Muscovit, Chlorit und Granat ist verschieden, so dass in Färbung und Struktur verschiedenartige Modifikationen auftreten.

Im Allgemeinen sind alle Komponenten in mittelgrossen Körnern und Blättchen vertreten; wie jedoch die Granaten stellenweise Riesendimensionen annehmen, so auch an einzelnen Stellen der Muscovit, der einen Durchmesser von 3 bis 4 cm erreicht.

Zuweilen reichert sich der Feldspat so an, dass das Gestein besser als Granatmuscovitgneiss bezeichnet wird. Prächtige, chloritarme mit Granat gespickte Gneisse finden sich in der südlich an mein Gebiet anstossenden Gegend von *Soazza-Monte Gorgino-Baggia.*

Während Heim und Schmidt in der Beschreibung der Gesteine von Blatt XIV die granatführenden Muscovitschiefer als stark gefältelt beschreiben, ist für mein Gebiet zu bemerken, dass entsprechend der im Allgemeinen ruhigen Gesteinslagerung auch die Schieferungsflächen dieser Glimmerschiefer vollständig eben sind.

c) *Lagerungsverhältnisse des Glimmerschiefers.*

Wie schon HEIM und SCHMIDT es schildern, sind alle diese Granatglimmerschiefer in zahlreichen, parallelen Zwischenlagen dem Orthogneiss eingeschaltet. Ihr ganzer Habitus, der häufige Reichtum an Karbonaten, ihr Auftreten im Liegenden der triadischen Schiefer und in Begleitung der Marmoreinschaltungen weisen darauf hin, dass wir es mit triadischen oder prätriadischen, **metamorphen Sedimenten** zu tun haben. Die Dolomite und Rauhwacken sind ihnen konkordant aufgelagert.

Es gibt zahlreiche Zonen innerhalb des Adulaorthogneisses in welchen der Granatglimmerschiefer ohne Marmorbegleitung auftritt, während der Marmor nur selten von Gneiss eingeschlossen wird (hierhin gehört die von FREUDENBERG erwähnte Stelle zwischen *Muccia* und *Bernhardinpass*). Es besteht also jedenfalls ein Zusammenhang zwischen dem Vorkommen der Granatglimmerschiefer und Marmore. Wo letzterer in den zahlreichen Einfaltungen des Granatglimmerschiefers fehlt, ist er möglicherweise ausgequetscht worden. Seine Neigung hierzu zeigt der Marmor durch sein stets linsenförmiges Auftreten.

Es gehören viel eingehendere petrographische Untersuchungen, als ich bisher anstellen konnte, dazu, um festzustellen, inwieweit diese Wechsellagerung der Glimmerschiefer und Gneisse auf das von WILCKENS geschilderte treppenförmige Vordringen der Falten oder auf gewaltige, zwischen die wahrscheinlich prätriadischen Sedimente eingedrungenen Lagergänge zurückzuführen ist. Die denkbar einfache Gesteinslagerung lässt nirgends auf das WILCKENS'sche Faltungsschema schliessen. Dieses mag im Gebiet der Stirnregion der Aduladecke seine Geltung haben, aber 15 bis 20 km von der Frontalumbiegung entfernt scheint die Annahme einer so intensiven detaillierten Faltung gewagt, wenn sie sich durch keine weiteren Anzeichen, als häufige Wechsellagerung der Gneisse und Glimmerschiefer bemerkbar macht. Umbiegungen der Gneissbänke sind zwischen *Hinterrhein* und *Lostallo-Cauco* nirgends, stärkere Verbiegungen höchst selten zu finden. Auch Fältelung des Gesteines im Kleinen ist, wie schon früher erwähnt, sehr selten und meist darauf zurückzuführen, dass leicht zu faltende Glimmerschiefer sich bei den gebirgsbildenden Vorgängen an spröden Quarzkluftausfüllungen stauten.

Selbst die Lagerung des Bündnerschiefers, das empfindlichste Anzeichen für einen Detailfaltung hervorrufenden

Druck, zeigt auf weite Strecken keinerlei Störung. Eine so intensive Fältelung, wie wir sie etwa von den Bündnerschiefern der *Val Santa Maria* oder *Val Camadra* (oberhalb Olivone) kennen, ist in unserem Gebiet nirgends zu treffen. Selbst in der Brandungsregion der Tambodecke, also im Gebiet von Vignone und Areu lässt sich die Fältelung der Gesteine der Rötidolomit- und Bündnerschieferzone hiermit nicht vergleichen. Innerhalb der Misoxermulde selbst findet sich nur in der Gegend der *Tresculmine*schlucht lokal eine stärkere Zerknitterung der schwarzen Phyllite. Alles weist darauf hin, dass wir in unserem Gebiet nur die einfachen, langgestreckten, dünn zusammengepressten Stiele riesiger Falten haben können.

Mir scheint daher wahrscheinlicher, dass wir es in der Aduladecke mit Wechsellagerung sowohl infolge von Faltung als von Intrusionen zu tun haben. Die endgültige Entscheidung über alle Einzelfälle muss noch der Zukunft vorbehalten bleiben.

Granatgneisse mit auffallend grossen Granaten finden wir nördlich des *Marscholhornes* in der Gegend des *Nonopalo*, im obersten *Zapport* über der *Hölle*, bei den *Paradiesköpfen*, auf der *Lentalücke*, dem *Passo Guarnaio* (Blatt Olivone), in der *Confinoalpe* usw. Granaten von bescheideneren Dimensionen zeigen die Schiefer am westlichen *Bernhardinpass* und im Bereich der *Marschol-* und *Bernhardinalp*, an den *Heubergen*, unter dem *Pan di Zucchero* und am *Passettipass* sowie vielerorts im Liegenden der Trias zwischen *Hinterrhein* und *Mesocco*.

d) *Die übrigen Gesteine der Aduladecke.*

Ausser diesen drei die rechte Talseite des oberen Misox hauptsächlich aufbauenden Gesteinstypen (Bernhardingneiss, Fracogneiss und Granatglimmerschiefer) finden wir in der oberen Aduladecke noch verschiedene andere weniger auffallende und weniger verbreitete Gesteinsarten, so einen braunen, schuppigen Muscovitgneiss und mehrere karbonatreiche Glimmerschiefer in verschiedenartiger Ausbildung, auf die hier nicht weiter eingegangen werden kann. Sie kommen vorwiegend im Liegenden der Trias und in Begleitung der Marmoreinlagerungen im Adulagneiss vor.

In den tieferen Teilen der Aduladecke treten prächtige, mineralreiche, kristalline Schiefer sedimentärer Herkunft auf. Hier kann jedoch nur hingewiesen werden auf die abwechslungsreichen Gesteinsserien, wie wir sie auf der *Alpe Guarnaio*

ober- und unterhalb des Dolomites finden und auf die wiederholt erwähnten Disthen-, Andalusit-, Paragonitschiefer in der *Val Buffalora*, *Val Piove di Dentro* usw., auf die Staurolithschiefer von der *Alpe di Boggio* und auf die an den verschiedensten Mineralien so reichen Schiefern von *Ri*, usw.

2 Die Rötidolomitzone.

Hier wie fast überall im Gebiete der penninischen Decken wird der Bündnerschiefer durch die Rötidolomitzone von den liegenden Gneissen und Glimmerschiefern getrennt. Wie die Bündnerschiefer, so ist auch die Rötidolomitzone ein Komplex höchst verschiedenartiger Gesteine, die zum grössten Teil sedimentärer, zum kleinern eruptiver Herkunft sind und die alle durch den Druck der über sie hinweggeschobenen Decken metamorphosiert wurden. Unter den so entstandenen kristallinen Schiefern finden wir : Dolomite, dolomitische Kalkschiefer, Marmore, Rauhwacken und Breccien, Gips, Kalkglimmerschiefer, Glimmerquarzite, Phyllite, Glimmerschiefer, Gneisse und Grünschiefer [1]. Nach Analogieschlüssen mit gleichen oder ähnlichen Zonen in anderen Gebieten darf man diesen ganzen Komplex als triadisch betrachten, wenn auch in meinem Gebiet bisher noch keine bestimmbaren Fossilien gefunden wurden. Doch beruht daher die Abgrenzung und Einteilung dises ganzen Komplexes auf einer gewissen, nicht zu vermeidenden Willkür. Die schneeweissen, grobkörnigen Marmore der Rötidolomitzone finden sich stellenweise auch in den höheren Horizonten des Bündnerschiefers, und selbst die dichten, gelben Dolomite sind nicht einzig auf die Basisschichten unserer mesozoischen Zone beschränkt. Jedoch finden sie sich nur hier vorherrschend und regelmässig, während ihr Vorkommen in anderen Zonen stets auf Schuppung zurückgeführt werden kann, sodass wir sie als leitenden Horizont wählen können und denjenigen Gesteins-

[1] Schmidt (Erläuterungen zur geologischen Karte der Schweiz, Simplongruppe) erwähnt auch aus der Simplongegend ausser den Rauhwacken, Dolomiten, Marmoren, dem Gips und Anhydrit eine ganze Reihe verschiedenartiger kristalliner Schiefer, die den Gesteinen der Misoxer Rötidolomitzone entsprechen dürften : granathaltige Glimmerphyllite, Quarzite, sericitische Quarzite, Quarzglimmerschiefer und chloritische Schiefer. Wie in unserm Gebiet verdrängen sie auch hier zuweilen die Karbonatgesteine.

Auch Heim beschreibt Quarzite in den Sockelschichten und Tonschiefer im Dach als typisch für den Rötidolomit. In seinen Profilen durch diese Zone (Valsergegend) nennt er weisse und grünliche Glimmer Bündnerschiefer, die wohl mit unsern Valser-Augengneissen und deren Derivaten übereinstimmen werden.

komplex als Rötidolomitzone bezeichnen, dem der wiederholt eingelagerte Dolomit oder die ihn vertretenden Gipse, Rauhwacken und Breccien ihr Gepräge geben.

a) *Dolomit.*

Dieses der Zone ihren Namen verleihende, typische Gestein tritt entweder in knolliger oder plattiger Form auf. Meist ist es hell, weiss bis gelblich oder hellgrau, äusserlich gelb angewittert. Seltener sind aschgraue bis dunkelgraue Dolomite (*Vignonepass*, *Rapiertal*, usw.). Häufig erscheint das Gestein durch abwechselnd weisse und graue, feine Lagen gebändert.

Die Struktur ist fast dicht oder feinkörnig. Die feinkörnigen Varietäten fühlen sich sandig an. Glimmer ist spärlich vorhanden. Meist zeigen die Schichtflächen der feinkörnigen Dolomite kleine weisse Muscovit- oder rötlichbraune Phlogopitblättchen

Der Dolomit findet sich fast im ganzen Gebiet zwischen Mesocco und Hinterrhein in der die Adulagneisse bedeckenden unteren Rötidolomitzone. Nur in der südlichsten Region der Zone *Scotto-Arbea* (NW und W von San Giacomo) -*Mesocco* ist der Dolomit häufig ausgequetscht. Er wird stellenweise recht mächtig und tritt in zwei bis sechs verschiedenen durch Gneisse, Glimmerschiefer und Phyllite getrennten Horizonten auf.

In der oberen von der Tambodecke überschobenen Rötidolomitzone fehlt der Dolomit meist und wird durch Rauhwacken, Gips, Breccien und Marmore vertreten.

Häufiger als jedes andere Gestein zeigt der Dolomit kataklastische Spuren. Der oft unregelmässig splittrige Bruch ist auf ein durch Quetschung hervorgerufenes Sprungsystem zurückzuführen. Schön zu beobachten ist die Ausbildung der Dislokationsbreccien an den weiss und grau gebänderten Dolomiten (*Rapiertal* nördlich Hinterrhein). Während einzelne dieser Bänder ganz von Sprüngen durchsetzt sind, der Zusammenhang aber noch bewahrt bleibt, sind andere Lagen schon vollständig mylonitisiert.

b) *Rauhwacke.*

Diese zerquetschten Dolomite können jedoch nicht mit den eigentlichen Rauhwacken verwechselt werden, wie sie in schönster Ausbildung am *Wälschberg* und bei *Nuwahli* vorkommen. Diese sind intensiv gelb angewittert und grobgelöchert, z. T. brecciös. Runde und eckige Stücke von Quarz, Marmor, Dolomit und dunklen Schiefern sind hie und

da eingebacken. Die zwischen den ausgelaugten Löchern stehengebliebenen Rippen sind papierdünn. Sie stehen z. T. senkrecht, z. T. schief aufeinander. Mit verdünnter HCl betupft braust die Rauhwacke heftig auf und grössere Partien lösen sich schnell vollständig.

c) *Breccien.*

In der zur Tambodecke gehörigen triadischen Zone haben wir es eher mit einer löcherig ausgebildeten Breccie als einer eigentlichen Rauhwacke zu tun. Die Quarz-, Phyllit- und Gneiss- oder Marmor- und Dolomitstückchen sind hier durch ein eisenhaltiges kalkiges Bindemittel verkittet. Die Löcher sind viel kleiner und unregelmässiger geformt als bei der eigentlichen Rauhwacke der Adulatrias.

Diese Breccie findet sich im *Vignonetal*, bei der *Fontana alba*, über dem *Pian Cales*[1], bei *Acquabuona*, bei der *Alpe Pian d'Osso*, bei *Monte Mea* (= Monte Moca der Dufourkarte), *Pradirone* (= Pratirone der Dufourkarte) und *Valinuovo* (T. 10 *d*). Am auffallendsten ist die Breccienbildung bei der Alpe Pian d'Osso, wo die Trümmer über Faustgrösse erreichen und häufig aus einem rötlichen oder grünen in dieser Gegend nirgends anstehenden Tonschiefer bestehen.

d) *Gips.*

Zwischen die Rauhwacke ist auf dem Westhang des Moesatales beim *Pian San Giacomo* Gips in ziemlicher Mächtigkeit eingelagert. Anstehend ist dieser zwischen *Pradirone* (Weg S Giacomo-Arbea) und *Andrana*, südlich davon ist er nur durch Trichter in der Wiese angedeutet. Möglich ist, dass die trichterförmige Grube bei *Andergia* (circa 1 km N Mesocco), welche von der Bevölkerung als Etruskergrab gedeutet wird, auch auf einen unterhalb des Bachschuttkegels ausgelaugten Gipstrichter zurückzuführen ist. Dass Gips auch noch an anderen Orten vorkommt, ist wahrscheinlich, aber nicht mit Sicherheit zu sagen. Die Zone ist bis auf die genannte Strecke zwischen Andrana und Andergia auf ihrem ganzen Verlauf bis hinauf zum Vignonepass von Bachschuttkegeln, Gehängeschutt, usw. verdeckt. Die brecciöse Rauhwacke schaut nur inselförmig aus diesen Aluvialbildungen hervor und ist auf den grössten Strecken vergraben, sodass ein ähnliches Schicksal des Gipses nicht ausgeschlossen ist. Wie mir Herr Sekundarlehrer Ciocco nach meiner Abreise aus San Bernardino noch

[1] Name auch nicht auf dem top. Blatt, sumpfige Fläche W *Acquabuona*.

freundlich mitteilte, tritt im Sumpf des *Pian Cales* eine kleine H_2S haltige Quelle aus. Der Pian Cales liegt über der genannten Zone, die hier von den riesigen Schuttkegeln eines von den Gehängen des Pizzo Mutun kommenden Baches verdeckt wird.

e) *Die Mineralquelle von San Bernardino.*

Die Mineralquellen von San Bernardino entstammen der Adulatrias. Die Heilquellen scheinen schon in alter Zeit bekannt gewesen zu sein, denn als man[1] 1865 zwecks Neufassung der Hauptquelle auf dem Platz bei der Trinkhalle in die Tiefe grub, traf man unter einer Geröllschicht von $^1/_2$ m und einem Torflager von $^2/_3$ m Mächtigkeit eine weitere Geröllschicht, in welcher sechs alte hölzerne Badekästen, das Mauerwerk für den Kessel, verkohlte Holzreste, die Zuleitungsrohre und das hölzerne Reservoir der Quelle steckten.

1717 wird die Quelle von J. J. Scheuchzer erwähnt. Im Jahre 1800 wurde sie von der Familie Brocco gefasst und mit einem einfachen Dach gedeckt. 1829 liess Paulo Battaglia aus Mailand in seiner Freude über die heilende Wirkung des Wassers eine kapellenartige Trinkhalle erbauen. 1865 wurde sie erweitert und die Quelle neugefasst. Man grub damals 6 m tief bis auf den Glimmerschiefer herab, aus welchem sie entspringt. Rings um die Trinkhalle ist das Anstehende von der Aufschüttung des alten Bernhardiner Rundhöckersees verhüllt. Erst im Bachbette des Rio Gulmagno findet es sich wieder und es lässt sich aus den hier angetroffenen Verhältnissen schliessen, dass die Mineralquelle auf der Grenze zwischen den Glimmerschiefern der Aduladecke und der Rötidolomitzone entspringen muss. Die Geröllschichten der alten, in dem ehemaligen Bernhardinsee abgelagerten Bachschuttkegel sind stellenweise durch den, damals im Seeboden entspringenden, Eisensäuerling schwarzbraun gefärbt.

Das Wasser ist klar und von angenehmem säuerlichem Geschmack, ein wenig prickelnd und ganz schwach nach H_2S riechend. Stossweisse quellen aus CO_2 und N bestehende Gasblasen auf.

Die durchschnittliche Wassermenge bestimmte v. Planta zu 13'848 cm^3 pro Minute, die Temperatur zu 8,7° Celsius.

Analysen des Bernhardiner Mineralwassers machte zuerst

[1] « Die Heilquelle von St. Bernhardin » von Dr. A. v. Planta, Reichenau, und Dr. Geronimi, Chur 1871.

1824 Capeller und 1825 Broglia und Grossi, dann 1871 v. Planta.

Die letzten und exaktesten Analysen wurden 1895 von Prof. Treadwell ausgeführt. Dieser war so freundlich mir dieselben mitzuteilen, wofür ich ihm hier herzlich danken möchte.

Analyse des St. Bernhardiner Mineralwassers.

Ausgeführt von F. P. Treadwell, 1895.

Spez. Gewicht bei 15° C, bezogen auf Wasser von +4° C = 1,00228.

Temperatur 8,25° C bei —3,5° Lufttemperatur.

In 1 Kilogramm des Mineralwassers sind enthalten:

Kationen.	Gramm.	Millig-Mol.	Millig-Aeq.
Kalium - Jon (K) . . .	0,0073	0,1867	0,1867
Natrium - Jon (Na) . .	0,0159	0,6913	0,6913
Lithium - Jon (Li) . .	0,000017	0,0024	0,0024
Calcium - Jon (Ca) . .	0,7088	17,6890	35,3780
Strontium - Jon (Sr) . .	0,0066	0,0753	0,1506
Magnesium - Jon (Mg) .	0,0756	3,1086	6,2172
Ferrum - Jon (Fe) . . .	0,0105	0,1880	0,3760
Aluminium - Jon (Al) .	0,0013	0,0480	0,1440
			43,1462
Anionen.			
Chlor - Jon (Cl) . . .	0,0045	0,1269	0,1269
Jod - Jon	0,000007	0,000055	0,000055
Sulfat - Jon (SO_4) . . .	1,1966	12,4600	24,9200
Hydrophosphat - Jon (HPO_4)	0,00028	0,0029	0,0058
Hydroarseniat - Jon ($HAsO_4$)	0,000012	0,00009	0,00018
Hydrokarbonat - Jon (HCO_3)	1,1038	18,0933	18,0933
Kieselsäure (H_2SiO_3) . .	0,0344		43,1462
Borsäure (HBO_2) . . .	0,00006		
Freies Kohlendioxyd (CO_2)	1,5540		
Freier Schwefelwasserstoff (H_2S) .	0,0003		
Summe aller Bestandteile	4,720		

Das Mineralwasser entspricht in seiner Zusammensetzung ungefähr einer Lösung, welche in 1 Kilogramm enthält:

Kaliumchlorid (KCl)	0,0095
Kaliumjodid (KJ)	0,000009
Kaliumsulphat (K_2SO_4)	0,0051
Lithiumsulphat (Li_2SO_4)	0,000135
Natriumsulphat (Na_2SO_4)	0,0491
Aluminiumsulphat ($Al_2(SO_4)_3$)	0,0082
Calciumsulphat ($CaSO_4$)	1,6348
Calciumhydrophosphat ($CaHPO_4$)	0,0004
Calciumhydroarseniat ($CaHAsO_4$)	0,0000015
Calciumhydrokarbonat ($Ca(HCO_3)_2$)	0,9201
Strontiumhydrokarbonat ($Sr(HCO_3)_2$)	0,0158
Magnesiumhydrokarbonat ($Mg(HCO_3)_2$)	0,4548
Ferrohydrokarbonat ($Fe(HCO_3)_2$)	0,0333
Kieselsäure (H_2SiO_3)	0,0344
Borsäure (HBO_2)	0,00006
Freies Kohlendioxyd (CO_2)	1,5540 - 809,8 cm bei 8°25 und 760 mm Druck.
Freier Schwefelwasserstoff (H_2S)	0,0003
Summe aller Bestandteile	4,720

Absorbierte Gase:

CO_2	809,8	cm %
N_2	17,87	»
H_2S	0,196	»
	827,866	cm %

Spez. elektrische Leitfähigkeit (in reziproken Ohm pro cm-Würfel) = $0{,}00291\,^1/_{52}$.

f) *Gesteine der sedimentären Einfaltungen zwischen den Teildecken der Adula.*

Von den Dolomiten der unteren triadischen Zone absolut nicht zu unterscheiden sind die feinkörnigen, hellen, ebenfalls fein schwarz gestreiften Dolomite, wie sie in Begleitung von Marmor und Quarzit als linsenförmige Einschlüsse im Adulagneiss vorkommen. Häufig jedoch sind hier die Dolomitkörner gröber auskristallisiert, und auch die braunroten Phlogopitblättchen sind hier besser entwickelt als in der die Aduladecke umhüllenden Zone. Auch der sandig anzufühlende, weissgraue Dolomit fehlt den Einschlüssen nicht (*Muccia*).

Die Marmore der Rötidolomitzone sind ebenfalls im Handstück nicht von denen, die im Adulagneiss eingefaltet sind, zu unterscheiden. Sehr grobkörnigen, reinen, durchscheinend

weissen, dickbankigen Marmor mit spärlichen Glimmerschüppchen finden wir sowohl in der Adulatrias (*Val Gervano*, *Gareda*) als in der Tambotrias (*Piattone di Vignone*, *Fontana alba*, usw.) und auch in den Einschlüssen im Adulagneiss (*Zapport*, *Bernhardinpass*, *Calvarese*, *Piove di Dentro*, usw.). Auch der zuckerkörnige Marmor mit kleinen Glimmerschüppchen kommt in der gleichen Ausbildung in der Adula-Rötidolomitzone (*Gareda*) und in den linsenförmigen Einschlüssen (*Muccia*) vor. Dort wo der Glimmer reichlicher und besser ausgebildet ist, kann man von eigentlichem Cipollinomarmor sprechen, wie am Grat zwischen *Pizzo Rotondo* und *Passo dei tre Uomini* und auf der Südseite des *Bernhardinpasses* über der Cantoniera. Auch der aschgraue oder grau und weiss gestreifte Marmor lässt sich in den triadischen Einschlüssen (*Muccia*, *Bocchetta di Rogna*) und der eigentlichen triadischen Zone (*Val Gervano*, *Ortigherei*, *Rio Gulmagno*, *Gareda*, *Vignone*) nicht unterscheiden.

Sowohl in den Triaslinsen, als in der Adula- und Tambotriaszone finden sich zuweilen stark Fe-haltige Karbonate (*Ortigherei*, die von FREUDENBERG erwähnte Stelle bei *Muccia*, usw.).

Rechnet man, wie es dem heutigen Stande der Wissenschaft entspricht, die Rötidolomitzone zur Trias, so kann nach dem Gesagten auch kein Zweifel daran bestehen, dass die Marmore, Dolomite und Quarzite innerhalb des Adulagneisses ebenfalls triadisch sind. Dies bestätigt auch die Aehnlichkeit der hier wie dort mit den Dolomiten und Marmoren vergesellschafteten Glimmerquarzite. Es sind dies leuchtend weisse Gesteine. Der Muscovit liegt entweder in schönen, oft sechsseitig umgrenzten Exemplaren im Gestein verstreut, parallel oder schief zur Schieferung (zwischen *Bocchetta di Rogna* und *Passettisee*, *Muccia*, usw.) oder er umschmiegt in dünnen Häuten die flasrigen Quarzlagen (*Passo dei tre Uomini*, usw.). Häufig sind diese Quarzite reich an Pyrit (*Monzotenti*, *Rio Gulmagno*, *Tre Uomini*, usw.).

Ein prächtiger Glimmerquarzit findet sich ausserhalb meines eigentlichen Gebietes in der *Ganano*schlucht über *Rì* (bei *Rossa* in der Val Calanca). Dies Gestein besteht aus wasserklaren, grobkörnigen Quarzflasern und Muscovittäfelchen, die einen Durchmesser von mehr als 3 cm erreichen. Auch sie sind oft schief zur Schieferung gestellt.

g) *Granatführende Schiefer der Adulatrias.*

Stets finden sich zwischen den Dolomiten und Marmoren der Adulatrias dunkle Phyllite, Glimmerschiefer und Kalkglimmer-

schiefer mit oder ohne Granaten eingelagert. Bald tritt der Quarz, bald das Calciumkarbonat, bald der Glimmer, bald der Granat reichlicher auf, bald verschwindet der eine oder andere Bestandteil ganz, und damit wechselt Zusammensetzung und Farbe dieses Gesteins auch beständig. Bald erinnern sie an die Kalkglimmerschiefer, bald an die Phyllite der Bündnerschiefer, bald haben wir es mit echtem Glimmerschiefer zu tun, ohne dass diese Schiefer mit den Gesteinen der Bündnerschieferzone oder der Aduladecke zu identifizieren wären. Sie können also nicht als Einfaltungen oder Schuppen erklärt werden, sondern als aus einem tonig-sandigen abwechselnd mit Kalken und Dolomiten abgesetzten triadischen Sediment von oft schwankender Beschaffenheit hervorgegangen.

Auf die der Rötidolomitzone eingelagerten Augengneisse und Grünschiefer werden wir später noch zu sprechen kommen.

8. Bündnerschiefer.

Hier unterscheiden wir zwei Typen : die kalkreichen und die kalkarmen Bündnerschiefer. Zu den ersteren gehören die grauen Marmore und Kalkglimmerschiefer, zu den letztern die schwarzen Phyllite und dunklen Sericitquarzite. Die erstern sind in den schon genannten *Wandfluh-*, *Mittaghorn-*, *Uccello-* und *Einshornzonen* zu finden, die letzteren in den *Schattwang-* und *Vignonezonen*.

a) *Kalkreiche Bündnerschiefer.*

Die Marmore der Bündnerschiefer unterscheiden sich von denen der triadischen Zone durch feineres Korn, stärkere organische Pigmentierung und grösseren Glimmergehalt. Bei weiterer Zunahme des Glimmer und Quarzes gehen die Marmore in die Kalkglimmerschiefer über.

Eine auffallende Varietät der Bündnerschieferkalke sind die Knotenkalke. Besonders scharf treten die dunklen, aus strahlen- oder traubenförmigen Aggregaten kleiner, schwarzgrauer Körnchen bestehenden Knoten auf den angewitterten Flächen hervor. Unter dem Mikroskop erweisen sich die dunklen Körnchen als durch organische Substanz gefärbte Calcitkristalle. Diese Knotenkalke scheinen vorwiegend in der Uccellozone aufzutreten.

Im Mittelschenkel der Misoxermulde sind die Kalkglimmerschiefer und Marmore meist ausgequetscht, erst unter der Frontalumbiegung der Tambodecke treten sie wieder

mächtig und in prächtiger Entwicklung hervor. Dickbankig und stark marmorisiert ziehen sie, die *Einshorn*wände über der *Horneralp* bildend, ins *Areutal* herunter. Durch Wechsellagerung von hellen Mamorlagen mit dunklen, an Pyrit und kohligen Substanzen reichen Bändern erscheinen sie gestreift. Auch sie zeigen, wenn auch weniger ausgesprochen, die erwähnte Knotenbildung. Die *Einshorn*spitze selbst besteht aus intensiv geschieferten Kalken, die sich in dünnen Platten ablösen.

b) *Kalkarme Bündnerschiefer.*

Das Innere der Misoxermulde bilden die schwarzen, metamorphen Tonschiefer, die dann in der Uccellozone nochmals einen kalkreichen Kern besitzen. Diese Tonschiefer, die häufig in Mergel und Sandsteine übergehen, wurden durch Druckmetamorphose in Phyllite, Sericitquarzite und sericitische Kalkschiefer umgewandelt. Sie sind durch organische Substanzen dunkelgrau bis tiefschwarz gefärbt und intensiv geschiefert.

4. Die Grünschiefer.

Rolle, Heim, Schmidt, Preiswerk, Franchi, Novarese und andere haben den auffallenden grünen Bündnerschiefern ihre Aufmerksamkeit geschenkt, aber die Meinungen über die Art und Zeit ihrer Entstehung weichen immer noch stark von einander ab.

Die Art ihres Auftretens als Linsen, Stöcke und kilometerweit sich erstreckende Einlagerungen in den Kalkschiefern ist längst sowohl aus den Piemonteser Alpen als aus der Gegend des Simplon und dem westlichen Graubünden bekannt. Hier wie dort sind sie dem Sediment konkordant eingeschaltet und mit ihm verfaltet, und hier wie dort treten sie am häufigsten in den unteren Lagen der Kalkschiefer auf, kommen jedoch auch vielfach zwischen den Gesteinen der Rötidolomitzone vor.

Der Mineralbestand der Grünschiefer ist : Plagioklase, Epidot, Amphibol, Strahlstein, Chlorit, Quarz, Sericit und manchmal Biotit, Kalzit, Magnetit und Pyrit. Jedoch treten diese Bestandteile nie gleichzeitig auf.

Es gibt grobkörnige Varietäten mit verhältnismässig grossen, durchsichtig weissen Albitkörnern, grossen Chloritschuppen und makroskopisch schon sichtbaren Epidot- oder Strahlsteinkristallen. Andere Varietäten sind ganz dicht und lassen ausser kleinen Sericit- und Chloritschüppchen mit dem blossen Auge nichts erkennen. Hier tritt der Epidot, Chlorit

und Kalzit meist auf Kosten des Feldspates und der Hornblende hervor. Z. T. sind die Grünschiefer kalzithaltig, z. T. kalzitfrei, oft enthalten sie viel Magnetit und auch schöne grosse Pyritwürfel. Quarz tritt nur stellenweise reichlicher auf, ist aber meist spärlich.

Die Struktur schwankt zwischen granoblastisch, lepidoblastisch und nematoblastisch, je nach dem Vorwiegen der einzelnen Bestandteile.

Die Textur variiert zwischen den Extremen einer rein massigen und ausgesprochen schiefrigen Ausbildung. Fluidale Texturen sind stellenweise schon dem blossen Auge deutlich sichtbar.

Die Farbe ist meist dunkelgrün, seltener bräunlich. Einzelne stark schiefrige Varietäten sind hell- bis grasgrün.

Die Grünschiefer werden jetzt allgemein für ein metamorphes Glied der Diabasreihe angesehen.

Heim sieht sie für alte, submarine, vulkanische Tuffe an, die als periodische Aschenfälle in das Liasmeer des Bündnerschiefers sanken. Jedoch hält er die Frage für noch weiterer Prüfung bedürftig. Der ganze Habitus des Grünschiefers, sein häufiges Vorkommen in der Rötidolomitzone, die deutlich festzustellende Kontaktmetamorphose der zu schneeweissen, grobkörnigen Marmoren umgewandelten Kalkbänke zwischen den Grünschiefern widerspricht dieser Ansicht. Ich schliesse mich Schmidts Auffassung an, der die Grünschiefer für intrusiv erklärt, nach Art der Diabase, die häufig schichtenförmig in dünnen Lagergängen auftreten. Intrusion erscheint mir wahrscheinlicher, als die von Preiswerk angenommenen Deckenergüsse während der Trias- und Jurazeit, denn Liegendes und Hangendes zeigen die gleichen Anzeichen einer durch Regionalmetamorphose verwischten Kontaktmetamorphose. Auch ist unwahrscheinlich, dass die Deckenergüsse sich durch die Trias- und Jurazeit hindurch fortgesetzt hätten.

Die nach Preiswerks Ansicht gleichzeitige Entstehung der Grünschiefer mit den basischen Intrusionen im Gneisse der Simplondecken halte ich auch für das Adulagebiet für höchst wahrscheinlich. Jedoch müsste ihre Verwandschaft noch durch Analysen bewiesen werden.

Auffallend ist der Reichtum der Adula- und Tambodecke an Amphibolschiefern und Amphiboliten gerade in den die Bündnerschieferzone mit ihren Grünschiefereinlagerungen einschliessenden Gneiss- und Glimmerschieferlagen. Gänge, die die verschiedenen Horizonte miteinander verbunden hätten,

konnte ich nicht finden, doch ist augenfällig, dass die basischen Einlagerungen der Rötidolomitzone einen Uebergang zwischen denjenigen der Deckenkerne und denen des Bündnerschiefers bilden. Handstücke dieser Einlagerungen vom *Valserberg* und *Wälschberg* erinnern stark an solche des Bernhardinpasses und besonders der *Kirchalp-Wengelispitz*-gegend.

Metamorphose und Lagerung des Grünschiefers lässt keinen Zweifel daran zu, dass die Intrusion vor der Alpenfaltung erfolgte, aber zu welcher Zeit zwischen Lias und Miozän, ist bis jetzt nicht nachzuweisen.

5. Die Amphibolite und Amphibolschiefer der Aduladecke.

Die Amphibolite und Amphibolschiefer der Aduladecke treten meist in Form von Lagergängen, aber auch gang- bis stockförmig auf und schicken kleine und kleinste Gangtrümmer in die umgebenden Glimmerschiefer und Gneisse, deren Platten sie buckelförmig auftreiben (Ostseite des *Pizzo di Muccia*, nördlich des Dorfes *San Bernardino*, südlich *Tälialp*, usw.).

In den tieferen Deckenregionen (*Val Calanca*) ist das basische Magma so schlierenhaft, gezackt und gewunden in dem Gneiss verteilt, dass es den Eindruck macht, es seien zwei Flüssigkeiten ineinander geflossen und erstarrt, bevor sie sich hätten mischen können (T. 12 *c*).

Wie bei den Grünschiefern, so finden wir auch hier alle texturellen Varietäten vom massigen Amphibolfels bis zum ausgesprochen schiefrigen Amphibolit und Amphibolschiefer. Bald treten sie feinkörnig auf, bald kommt es zur Ausbildung fingerdicker Amphibole. Besonders schöne Gesteine sind die grobkörnigen, tiefdunkelgrünen Amphibolfelse, wie sie z. B. auf der *Confinoalp*, der *Alpe di Tresculmine*, über *Ri* und in der Moräne des Brescianergletschers gefunden werden. Auch Strahlsteinschiefer tritt in der Aduladecke auf, hauptsächlich in den mittleren und tieferen Teilen derselben, so in der obersten *Cofino*alp unter dem Pizzo Rotondo und in der *Val Calanca* im untersten Teil des *Stabbio*kessels, ferner in prächtiger Ausbildung im Tobel von *Piove di Dentro* und in der *Val Buffalora*.

Die eigentlichen Amphibolschiefer und Amphibolite sind meist reich an Granaten. Sie sind in der ganzen Aduladecke, besonders aber deren oberen und mittleren Teilen in Form von Lagergängen weit verbreitet. Im Glimmerschiefer ist am Kontakt Granat reichlich ausgebildet.

Hier können nur einige der zahllosen Vorkommnisse erwähnt werden : die Hänge westlich *Soazza*, *Boggio*, der Eingang des *Forcola*tales, die Gegend nördlich des Dorfes *San Bernardino*, oberste *Confino*alp, Ostfuss des *Pizzo di Muccia* im *Vigone*kar, beim *Nonopalo*, Rundhöcker südlich der *Täli*alp, Weg zwischen *Zapporthütte* und der Klubhütte zum *Ursprung*, usw.

6. Kluftausfüllungen.

Sowohl im Bündnerschiefer als im Gneiss finden sich oft grosse Dimensionen annehmende Kluftausfüllungen von leuchtend weissem Quarz, die schon von ferne auffallen, so z. B. zwischen *Nocola* und *Passetti*, unter dem *Vigone*kar, am *Bernhardinpass*, bei *Monzotenti*, an den *Uccello*wänden, usw. Die Klüfte verlaufen selten parallel der Schichtung oder Bankung, sondern meist schief dazu. Es kann kein Zweifel daran bestehen, dass diese Quarzkluftausfüllungen schon vor der Dislokation entstanden sind. In ihrer Umgebung ist das Gestein stark verdrückt, sodass es oft einen ganz veränderten Habitus annimmt. Der Quarz zeigt stets stark undulöse Auslöschungen.

Oft ist der Quarz prächtig gelb oder weinrot opalisierend gefärbt (wie unter dem *Vigonegrat*, über *Gareda* und über dem *Rione d'Arvigo*), was auf Eisenreichtum zurückzuführen ist. Häufig sind die Quarzklüfte reich an Limonit, Pyrit und anderen Erzen, wie besonders in der Umgebung des Dorfes *San Bernardino*.

Im Bündnerschiefer enthalten die Quarzkluftausfüllungen meist grosse Ankeritkristalle.

7. Gesteine der Tambodecke.

Während es sich nicht immer ohne weiteres sagen lässt, welchem der fünf bis sechs Teildecken der Adula-Molaredecke ein Handstück entstammt, besteht wohl selten ein Zweifel, ob es zur Adula- oder zur Tambodecke gehört. So verschiedenartig auch die Gesteine in den beiden Komplexen wieder ausgebildet sind, so zeigen sie doch hier wie dort ihre charakteristischen und stark von einander abweichenden Merkmale.

Auch die Tambodecke enthält Ortho- und Paragneisse. Am Aufbau der das obere Misox zur linken abschliessenden Wände sind jedoch vorwiegend die Paragesteine der Tambodecke beteiligt, von denen viele casannaschieferähnlichen Habitus zeigen.

Typisch für diese Gegend ist ein grauer Glimmerschiefer mit grossen Muscovitporphyroblasten. Makroskopisch lässt sich ausser dem Muscovit kein weiterer Bestandteil erkennen. Die Grundmasse besteht aus grösseren und kleineren Quarzkörnchen, Sericit und Chlorit. In diese graue Grundmasse sind die grossen, oft sechsseitigen Muscovitblättchen und Täfelchen eingebettet. Als Uebergemengteile finden sich Turmalin und Magnetit. Die Struktur ist porphyroblastisch, grano- bis lepidoblastisch, die Textur helicitisch. Streifen von Sericit, Chlorit und kleinen Quarzkörnchen umziehen die grösseren Quarze. Der Biotit ist völlig chloritisiert, die Muscovitblättchen beginnen sich in Sericit umzuwandeln, und oft stecken nur noch lange Muscovitfasern in einer Sericithülle. Dieser Glimmerschiefer ist im *Balniscio-* und *Curciusa*gebiet weitverbreitet.

Häufig ist ferner ein grauer, harter, abwechselnd aus feinen Quarz- und Glimmerlagen bestehender Glimmerschiefer. Auch dieses Gestein ist sehr feinkörnig. Plagioklas ist spärlich, er zeigt feine Zwillingsstreifen. Ausser Muscovit findet sich Biotit und Chlorit. Der Biotit zeigt unter dem Mikroskop kastanienbraune bis olivgrüne Farben.

An den Hängen unter *Barna* (in der Gegend von *Gratella* und *Stabbio*) findet sich ein viel grobkörnigerer, ebenfalls schön helicitischer Glimmerschiefer von dunkelsilbergauer Farbe. Plagioklas ist spärlich, Muscovit, Biotit und Quarz sind Hauptbestandteile. Der Biotit hat kräftigen Pleochroismus, hellgelb bis kastanienbraun. Die Struktur ist homöoblastisch, grano- bis lepidoblastisch.

Auffallend ist das Fehlen von Granatschiefern in der Tambodecke. Granat ist in allen Tambogesteinen ein nur seltener und kleiner Uebergemengteil.

Zuweilen wird der Biotit so häufig, dass er den Hauptbestandteil ausmacht, so bei einem schwarzen feinschuppigen Glimmerschiefer unter dem *Pian San Giacomo*. Ausser dem unter dem Mikroskop kastanienbraunen Biotit ist hier viel Magnetit, Hämatit und Quarz vorhanden, daneben Apatit, Epidot, etwas Hornblende (von sehr starkem Pleochroismus, hell strohgelb bis dunkelgrünbraun) und ganz wenig Feldspat. Die Struktur ist vorwiegend lepidoblastisch. Die Schieferung ist deutlich, die Biotite liegen parallel und die Quarze sind in der Schieferungsebene abgeplattet.

Ihm ähnlich ist der bei *Pradirone* das Liegende (resp. tektonisch Hangende) der Rauhwacke und des Gipses bildende Glimmerschiefer. Er ist, da der Quarz hier reichlicher vor-

kommt, grano- bis lepidoblastisch. Ausser Biotit ist Muscovit vorhanden.

Am *Curciusapass* und gegen den *Pizzo Curciusa* finden sich schwarze bündnerschieferähnliche, aber nicht so leicht zerbrechliche Phyllite.

Mit ihnen zusammen kommt ein dichter fettigglänzender Quarzit vor, der abwechselnd durch helle und dunkle Lagen gebändert wird. Ausser Quarz ist noch Sericit und Plagioklas in ganz geringen Mengen vorhanden.

Auch kleine Marmorstücke fand ich in der Moräne unter dem Curciusagletscher.

Ein eigentümliches Gestein befindet sich noch am Curciusapass. Auf den ersten Blick würde man es für Kalkstein halten. Es ist ein Sericitquarzit mit Ankerit- und Pyriteinsprenglingen, ein hellrötlichgelb bis hellgraues Gestein; durch die Ankeritkörner erscheint es gelbbraun gesprenkelt. Makroskopisch lassen sich nur einzelne grössere Muscovitblättchen und Pyritkörner erkennen. An einzelnen Stellen wird der Ankerit grösser und auch der Limonit reichlicher. Der Ankerit tritt in einem Grundgewebe von kleinen Quarzkörnchen und Sericitschüppchen auf. Er ist in ein Haufwerk kleiner Spaltungsstücke zerfallen. In den Spaltrissen und an der Umrandung sitzt Limonit. Die Schieferung ist unter dem Mikroskop an der parallelen Lage des Sericites zu erkennen. Stellenweise, am Kontakt mit dem Pegmatit, zeigt das Gestein riesige Ankeritkristalle.

Bei der Brücke unter *Pian San Giacomo* steht ein graugrüner, stark helicitischer Glimmerschiefer an. Seine Bestandteile sind Quarz, Muscovit und Sericit, etwas Biotit, Chlorit und Kalzit.

Alle die verschiedenen Arten von Sericitschiefer, die zum Teil durch Graphit schwarz gefärbt sind, können hier nicht beschrieben werden.

Durch Zunahme des Plagioklases gehen die Glimmerschiefer allmählich in braungraue, feinkörnige Gneisse über. Im Gegensatz zu den Adulagneissen ist hier der Feldspat aber selten frisch, sondern meist mehr oder weniger sericitisiert. Es tritt Muscovit und Biotit auf.

Auch Augengneisse sind in der Tambodecke zu finden, aber sie sind von denen der Aduladecke völlig verschieden. Die Schieferungsflächen sind bedeckt mit winzigen, schwarzen Biotit- und kleinen silbernen Muscovitschüppchen. Der Biotit ist viel reichlicher als in den Adula-Augengneissen auch der unteren Zonen vertreten, weshalb das Gestein einen viel

dunkleren Eindruck macht. Als Gemengteile treten auf : Biotit und Muscovit, Mikroklin, Plagioklas, Quarz, Epidot, Kalzit und Hämatit. Die Grundmasse ist feinkörnig. Die Augen bestehen entweder aus mehr oder weniger einheitlichen Feldspatindividuen, oder diese sind von einem Mörtelkranz umgeben, oder total zertrümmert und mit Quarz und Kalzit untermengt. Diese Augen sind unregelmässig, bald gross bald klein, bald rund bald elliptisch, bald gehen sie in die angeschwollenen, gefältelten und gewundenen Lagen über, weshalb das Gestein einen viel unruhigeren Eindruck macht, als die Adula-Augengneisse mit ihren spärlichen und gleichförmigen Augen. Dieser Augengneiss findet sich in schönster Ausbildung im *Forcola*tal. Unter den kleinen Seitenkaren von *Mottlaccio* und *Lughezasca* ist er in riesigen Blöcken angehäuft. Weiter findet er sich in der *Val Curciusa*.

Der Biotitaugengneiss vom *Monte Brione* (südöstlich San Giacomo) zeigt stark sericitisierte Feldspäte. Der Biotit besitzt ein schönes Saginitgewebe; dies bleibt auch dort erhalten, wo der Biotit vollständig in Chlorit übergegangen ist.

Fast nirgends in der Aduladecke finden wir Pegmatite, ausser etwa in der tiefsten und südlichsten Zone zwischen *Grono* und *Busen*. In der Tambodecke sind sie hingegen häufig, besonders an den Hängen des *Mutun*, in der *Curciusa*- und *Balnisciog*egend.

Die weissen Pegmatitgänge am Pizzo Curciusa, dicht unter der Spitze, lassen sich nicht nur vom Curciusapass aus, sondern auch von der Talsohle unter San Bernardino gut verfolgen.

Die Entstehung der Gänge ist zweifellos der Deckenbildung vorangegangen. Stellenweise ist der Pegmatit so gepresst, dass Komponenten und Struktur stark verändert wurden. Das Grundgewebe besteht aus Sericitblättchen und verdrückten Feldspatkörnern. Auch die grossen Feldspatindividuen sind stark zertrümmert und sericitisiert. Die grossen Muscovitblättchen sind verbogen. Die Pegmatite der Curciusa sind reich an Turmalin.

Basische Einlagerungen finden sich, wie in der Aduladecke, so auch in der Tambodecke, am häufigsten aber in der stratigraphisch höchsten (tektonisch in unserem Gebiet tiefsten) Zone der Tambogneisse, die unmittelbar unter die Trias zu liegen käme.

Es sind meist chlorit- und ilmenitreiche Hornblendeschiefer, die oft an die Grünschiefer der triadischen Zone erinnern.

F. *Die « Valserschuppe » und die Gneisseinlagerungen im Bündnerschiefer.*

In den vorhergehenden Kapiteln haben wir nachgewiesen, dass die Aduladecke nicht nur, wie WILCKENS vermutet, in zwei Teildecken, sondern in fünf zu zerlegen ist. Auch die von Wilckens beobachtete komplexe Natur der Bündnerschiefermassen im Hangenden der Aduladecke hat sich bestätigt. Dagegen können wir Wilckens' Anschauungen über den Bau dieser Bündnerschiefermassen nicht folgen, wenn er die Valser-Augengneissschuppen mit einer tiefen Verzweigung der Tambodecke oder gar deren Hauptstirn selbst verbindet und das südliche Zurückbleiben des Tambo-Antiklinalscharnieres bezweifelt; denn klar und deutlich lässt sich die der Stirn der Tambodecke folgende Umbiegung des Mittelschenkels verfolgen und ebenso deutlich der Verlauf des den Rücken der weiter vorgestossenen Aduladecke einhüllenden Muldenschenkels. Die Abspaltungen der Stirnlappen finden wir alle erst dort, wo die darunter liegende Mulde sich weit gegen Norden öffnet. Alle Teilfalten bleiben normal von dem hier stark mitgefalteten oberen Rötidolomit oder dem dazu gehörigen Bündnerschiefer umhüllt, aber nirgends lässt sich beobachten, dass einer der Frontallappen sich in die liegende Mulde einbohrt und sie durchstösst. Im Kern der hier mächtig angeschwollenen Bündnerschiefersynklinale sind keinerlei Fetzen von Tambogesteinen zu entdecken, und ebenso wenig im südlichen, eng zusammengepressten Teil der Misoxermulde, abgesehen von der erwähnten Breccie unmittelbar im Liegenden der überschobenen Tamboschiefer.

Ganz im unteren Teil des Muldenschenkels, dicht über dem Rücken der Aduladecke will WILCKENS in einem grünen Augengneiss Reste einer höheren Ueberschiebungsdecke gefunden haben und zwar die Tambodecke oder eine ihrer Verzweigungen. Derselbe Augengneiss, den Wilckens aus den Valserprofilen beschreibt [1], lässt sich durch die ganze Rötidolomitzone, von Vals durch das *Peilertal* über den *Valserberg*, *Hinterrhein* und dem *Wälschberg* bis südlich *San Bernardino* verfolgen. Stets ist er als eine ein- oder mehrfach übereinanderliegende, weithin zu verfolgende Platte der Rötidolomitzone konkordant eingeschaltet. Mit Recht erklärt Wilckens es nach der Beschaffenheit des Gneisses für ausgeschlossen, ihn als sedimentäres Glied der Zone anzu-

[1] Zuerst hat STEINMANN (Das Alter des Bündnerschiefers) auf den Augengneiss des Valserbergprofiles aufmerksam gemacht.

sprechen; ein Gedanke, den die Art des Auftretens sonst nahelegen würde. Ausser der schon besprochenen Lagerungsweise spricht aber auch die Gesteinsausbildung dagegen, die Valserschuppe von der Tambo- oder gar Surettadecke abzuleiten. Alle mir bekannten Gneisse der beiden genannten Decken sind grundverschieden von diesen quarzarmen Phengitgneissen. Im Mineralbestand zeigt dieser hingegen entschiedene Verwandtschaft zu den Gesteinen der obersten Aduladecke, während allerdings die porphyrische Ausbildung an den Rofnagneiss erinnert, von dem er sich jedoch durch seine Quarzarmut unterscheidet.

Es ist wahr, der *Valser-Augengneiss* gleicht keinem der Adulagneisstypen vollkommen, jedoch zeigt er soviel Uebergänge zu den Bernhardin- und Fracogneissen, dass manche Handstücke mit diesen verwechselt werden können. Er besitzt denselben für den oberen Adulagneiss typischen hellgrünen Glimmer, den WÜLFING [1] als Phengit bestimmte, nur dass sein Glimmer noch intensiver grün ist. Die kleinen Biotitschüppchen fehlen, sonst würde die Aehnlichkeit des Valsergneisses und Bernhardingneisses noch grösser sein.

Südlich *Monzotenti* ist in der Rötidolomitzone nichts mehr von dem Valser-Augengneiss zu bemerken. Die ganze Zone wird von hier ab aber auch stark reduziert.

Dafür tritt höher oben an der *Bellavista* ein ähnliches Gestein auf, das wieder von Dolomit begleitet wird und sich über den ganzen Rücken östlich Monzotenti fortsetzt. Bei *Arbea* und am *Giumella*kamm findet es sich wieder und zieht von dort, wie schon in einem der vorhergehenden Kapitel beschrieben, nach *Mesocco* hinunter. Dieser *Pianezzagneiss* unterscheidet sich vom Valsergneiss ausser durch grösseren Glimmerreichtum durch das Vorkommen kleiner Biotitschüppchen neben dem Muscovit.

Bei *Monte Ceta* (W ob Mesocco) und anderen Orten findet sich ein dem Pianezzagneiss oberflächlich ähnlicher, nur noch biotithaltiger Augengneiss zwischen den Triaskalken. Er ist von einem am *Tresculminepass* anstehenden Augengneiss nicht zu unterscheiden. Die Struktur ist ausgesprochen porphyroblastisch. Die Augen heben sich scharf hervor und bestehen aus grossen, verdrückten Feldspatindividuen.

Der eigentliche Pianezzagneiss tritt aber nicht als Augengneiss, sondern als feiner Lagengneiss auf. Dünne weisse

[1] Untersuchung zweier Glimmer aus den Gneissen des Rheinwaldhornmassives. *Bericht der Deutschen chem. Ges.*, Jahrg. XIX, Heft 13.

Quarzlagen wechseln mit parallelen Glimmerhäuten, sodass der Gneiss auf dem Längs- und Querbruch wie liniert erscheint. Muscovit und Quarz sind Hauptgemengteile. Der Feldspat ist zuweilen selten. Der Quarz tritt in ganz unregelmässigen kleinen und grossen länglichen Körnern auf. Biotit ist spärlich und zeigt hellgelben bis schwarzbraunen Pleochroismus. Die Lücken sind durch Kalzit ausgefüllt. Der Pianezzagneiss macht den Eindruck eines Paragesteines und scheint daher nicht gleichen Ursprunges mit den Valsergesteinen zu sein. Nur der Gneiss von Ceta ist ein mit dem Tresculmineorthogneiss identisches Gestein.

Auch an anderen Orten finden sich unzweifelhafte Adulagesteine in der Rötidolomit- und der Bündnerschieferzone eingeknetet. So am *Giumella*kamm und bei *Arbea*, über *Monzotenti* und in kleinen Fetzen bei *Pian Lumbrivo* und zwischen *Aelpliwald* und *Gadriolalp*. In ihrer Gesellschaft finden sich auch zuweilen Dolomitbrocken von meist geringem Umfang. Westlich der *Bellavista* ist der Dolomit jedoch in grösserer Mächtigkeit eingefaltet, als er je hier in der normalen Rötidolomitzone vorkommt. Es scheint, als sei ein Teil der südlich von Monzotenti meist ausgequetschten Dolomite hier angehäuft worden. Merkwürdigerweise treten diese fetzenartigen Einfaltungen stets in der Nachbarschaft der Grünschiefer auf, und zwar in dem Niveau der Wandfluhzone [1].

Während die **Valsergneisseinlagerungen** vorwiegend **nördlich San Bernardino entwickelt sind,** treten die **südlich dieses Ortes** oft recht **mächtigen Wandfluheinfaltungen** hier nur noch in **kleinen Fetzen** auf.

Es fragt sich nun: ist der Valsergneiss eine ähnliche Einfaltung von Adulagneiss in der Rötidolomitzone, wie jene in der Wandfluhzone? Die Verwandtschaft des Valsergneisses mit den Bernhardin- und Fracogneissen ist nicht zu bestreiten, aber weiter bin ich zu keinem endgültigen Resultat gekommen. Die porphyrische Struktur, das regelmässige, mehrfache Alternieren dünner, aber ausgedehnter Gneissplatten mit dem Dolomit, ihre weite, ununterbrochene Verbreitung, muss dazu führen, diesen Augengneiss mit dem in der Lagerung mit ihm übereinstimmenden und häufig zwischengeschalteten Grünschiefer zu vergleichen. Immer wieder drängt sich dann der Gedanke auf, dass die Valserporphyrgneisse in die Rötidolomitzone eingedrungene Lagergänge sind, die mit den Bernhardinaugengneissen in gleichem Zusammenhange stehen,

[1] Ueber dem Aelpliwald sind in dieser Zone auch kleine Fetzen von Valsergneiss eingeknetet.

wie die Grünschiefer mit den Amphiboliten und Amphibolschiefern des Deckenkerns. Mancherlei Verschiedenheiten im Grade der Metamorphose würden sich vielleicht durch diese Annahme erklären lassen.

Wir kämen so, wenn auch auf anderem Wege, zu dem gleichen Resultat wie FREUDENBERG. In diesem Falle müsste ein triadisches Alter der Intrusion wenigstens eines Teiles der Adulagneisse angenommen werden.

Jedoch bleibt petrographischen Untersuchungen hier noch ein grosses Feld der Tätigkeit offen, und es können einstweilen nur Vermutungen ausgesprochen werden.

Wir wollen nur noch einen Blick auf die Verbreitung der schneeweissen, grobkörnigen Marmore werfen und bemerken, dass wir diese erstens in den linsenförmigen Einschlüssen im Adulagneiss, zweitens in der Adulatrias, drittens, aber seltener, in der Tambotrias und viertens in Begleitung der Grünschiefer finden. Die übrigen Kalke der Bündnerschieferzone sind stets viel feinkörniger und durch organische Substanz grau gefärbt. Sowohl die Bleichung als die grossen Dimensionen der einzelnen Körner sprechen für stärkere Metamorphose. Es frägt sich : ist dies eine Folge des Druckes oder des Kontaktes? Dass die Marmore zwischen den Teilfalten der Aduladecke bei der Ueberschiebung stärker mitgenommen worden sind als die in der Misoxermulde, steht ausser Frage. Möglich ist auch, dass dort, wo leicht plastisch werdende Gesteine an solche angrenzen, die dem Druck grösseren Widerstand entgegensetzen, die ersteren stärker metamorphosiert werden. Diese grössere Plastizität erklärt ja auch die fast völlige Ausquetschung der Rötidolomit-Bünderschieferzone zwischen diesen Teilfalten und das schwarmweise Vorkommen der in die Schichtfugen verschiedener übereinander liegender, in ihrem Zusammenhang ungestörter Gneissbänke eingedrungenen, linsenförmig abgeschnürten Marmornester. In den meisten anderen Fällen, so bei den Vorkommnissen in Begleitung der Grünschiefer liegt die Annahme der Kontaktmetamorphose jedoch näher, die auch durch die Ausbildung der übrigen Schiefer bestätigt wird. Jedoch kann an dieser Stelle nicht weiter hierauf eingegangen werden. Bei den Marmorvorkommnissen im Liegenden der Tambodecke ist in Betracht zu ziehen, dass die Abwesenheit des Grünschiefers hier wohl auf Ausquetschung zurückzuführen ist.

Das Erkennen einer Kontaktmetamorphose wird hier durch die darauffolgende Druckmetamorphose erschwert, die jedenfalls ihre Anzeichen zum grössten Teil verwischte.

ZWEITER TEIL

Wer über einen reichen Wissensschatz gebietet, der kann den ganzen Erdenrund umfassen, um morphologischen Gesetzen nachzuspüren, der mag an dem Beginn dieses Abenteuers sich ergötzen, weil er die Gefahren desselben zu umgehen vermag.

Bescheidenere Kräfte werden bescheidenere Aufgaben sich stellen. Sie werden ein bestimmtes Gebiet, das sie aus eigener Anschauung kennen, und über das genügende Vorarbeiten existieren, sich erwählen und darauf ihre Aufmerksamkeit beschränken. *Sie werden nicht allgemeine Gesetze aufstellen können, aber sie werden die Gesetze zu ergründen vermögen, unter denen sich das Relief eines bestimmten Gebietes gebildet hat. So liefern sie die Grundlagen für eine wissenschaftliche Landeskunde, die ja, wie die Morphologie, der Zukunft angehört, der aber auch die Zukunft gehört.*

SUPAN, Studien über die Talbildung des östlichen Graubündens und der Tiroler-Zentralalpen, 1877.

Morphologie der Gegend des St. Bernhardinpasses.

A. *Ueberblick über den Formenschatz des Gebietes.*

Wandern wir durch die obersten Talstrecken der *Moesa*, der *Calancasca* und des *Hinterrheins*, oder betrachten wir die Karte, die beigegebenen Photographien und Profile, so fällt uns der Unterschied des Formenschatzes dieser drei so eng benachbarten Täler auf.

Verschieden ist schon ihr **Beginn.** Die *Val Mesolcina* ist ein offenes Tal, d. h. das Hintergehänge ihres Talschlusses ist durch die breite und tiefe Bresche des St. Bernhardinpasses gegen das quer zu ihr verlaufende Tal des Hinterrheins geöffnet (siehe Tafel 5 *d*).

Die *Val Calanca* hingegen ist wie das Rheinwaldtal ein geschlossenes Tal. Sie zeigt uns über der einsamen Schafalp von *Stabbio* einen imposanten zirkusförmigen Talschluss. Zahlreiche kleine Bäche stürzen sich von den hoch oben mit

schmalen Gletscherbändern umkränzten Wänden und vereinigen sich unten in dem engen Talkessel (T. 4 *a*).

Das oberste Talstück des *Hinterrheines* wird von dem mächtigen *Paradiesgletscher* erfüllt. Daher kommt das Relief seines Talschlusses nicht recht zum Ausdruck (T. 3 *a*).

Wie der Talschluss, so ist auch der Verlauf der drei **Talsohlen** verschieden. Der Oberlauf der *Moesa* ist reich an wechselnden Landschaftsbildern. Auf eine grossartige Rundhöckerlandschaft (T. 5, 7) folgt ein weites Becken (T. 5 *c*), dessen Boden von einer alten Seeausfüllung eingenommen wird, darauf eine rezent eingesägte Klamm, ein Doppeltal (T. 5 *d*), ein hoher Stufenabfall (T. 5 *d*), ein zweiter alter Seeboden (T. 12 *b*), ein zweiter Stufenabfall (T. 5 *e*), ein drittes Becken, eine junge Schlucht (T. 9 *b*) und dann erst der breite, aufgeschüttete Talboden des Mittel- und Unterlaufes.

Auch die *Val Calanca* zeigt einen gewissen Stufenbau, jedoch ist dieser bei weitem nicht so ausgeprägt wie in der Val Mesolcina. Das Gefälle der Calancasca ist viel ausgeglichener. Die Stufen zeigen eine grössere Länge und die Stufenabfälle eine mässigere Böschung (T. 4 *b*, *c*). Auch ist der Lauf weitaus einfacher. Fehlen ihr doch die zahlreichen Flussverlegungen, Becken, Riegel und Doppeltalbildungen der Moesa.

Wieder anders verhält sich der Hinterrhein. Nachdem er einer Höhle des *Paradiesgletschers* entsprungen ist (T. 3 *a*), zwängt er sich unmittelbar darauf durch zwei enge Klammen und überwindet in der zweiten derselben (der sogenannten *Hölle*) auf kurzer Strecke ein grosses Gefälle. Bald danach wird die Neigung des Talbodens aber schon so schwach, dass der Fluss über stundenlange Alluvialebenen verwildert (T. 3 *c*, 5 *a*). Erst unterhalb des Dorfes Splügen wird der Lauf des Hinterrheins in der *Rofnaschlucht* und weiter unten in der *Via Mala* aufs neue belebt.

Auch die **Seitengehänge** der drei Täler zeigen in ihrer Gestaltung die grössten Unterschiede. Diejenigen der oberen *Val Mesolcina* sind ausgesprochen symmetrisch. Mit steilen, fast ungegliederten Hängen, oft prallen Wänden steigen die Bergketten über die linke Talseite empor (T. 5 *a* bis *d*), während sie sich auf der rechten mit viel sanfterer Neigung heraufziehen, auf einer gewissen Höhe sich mit plötzlichem Knick verflachen und nun weiten Karböden Raum geben, die durch schmale, mauerartige Gräte voneinander geschieden werden (T. 6, 7, 8 *a* bis *d*).

Die Gehänge der *Val Calanca* erscheinen auf den ersten Blick symmetrisch, fallen sie doch beiderseits mit fast erschreckender Steilheit gegen die enge Schlucht der Calancasca und verleihen dem Tal einen finsteren, unheimlichen Charakter (T. 4), der es in starken Gegensatz zu dem im oberen Teil weit offenen, freundlichen Misox (T. 5 *c*, *d*, 6) bringt. Bei näherem Zusehen finden wir jedoch, dass die Karformen, und mit ihnen selbstverständlich auch die Gipfelformen, den beiden Talseiten viel von ihrer Symmetrie nehmen. Tiefe trichterförmige Karkessel sind das Charakteristikum der linken Seite (T. 4 *c*, 8 *e*, *g*), schmale Karleisten das der rechten (T. 4 *b*, *e*, *g*, *h*).

Noch symmetrischer ist das obere *Hinterrheintal*, das sogenannte *Zapport*, gebaut. Nackte steile Wände begrenzen es jederseits. Rechts werden sie durch eine breite, jetzt noch gletschertragende Karleiste (T. 3 *c*, *d*), links durch kleine, aneinander gereihte Karmulden (T. 3 *b*) gegliedert. Unterhalb der Talstafel verschwindet jegliche Symmetrie. Verhältnismässig einförmig setzen sich links die schroffen Gneissgräte in den sanfter geböschten Bündnerschieferrücken des *Valser-* und *Safienberges* fort, bis die aufliegenden Klippen der Schamserdecke auch hier Abwechslung in die Profillinie bringen. Die rechten Talhänge unter der Talstafel sind stärker gegliedert als alle bisher betrachteten. Hier folgen breite Passlücken (T. 5 *a*), steile Gipfel und tief eingeschnittene Seitenschluchten einander (T. 10 *e*).

Unsere Aufgabe wird nun sein, diese auffallenden Unterschiede im Baue der drei Nachbartäler zu begründen und auf den geologischen Bau des Untergrundes zurückzuführen.

B. *Die Faktoren der Ausmodelierung der Hochgebirgsoberfläche.*

Hier können wir zwei Gruppen unterscheiden : erstens die passiv und zweitens die aktiv wirkenden Faktoren.

Als Faktoren rein **passiver** Wirkung bezeichnen wir die Verteilungs- und Lagerungsverhältnisse der Gesteine, die tektonisch bedingte Abdachung und den direkt oder indirekt daraus resultierenden Abstand der Haupttalwege, sowohl der heutigen als der früheren Gebirgsoberflächen.

Aktive Faktoren sind erstens die unterhalb der Schneegrenze wirkenden Kräfte der pluvial-fluviatilen Erosion und zweitens die oberhalb der Schneegrenze, in gewissen Perioden (lokal heute noch) auch unter ihr, arbeitenden der nival-glazialen Erosion.

1. Passive Faktoren.

a) *Lage der Täler und tektonischer Bau.*

Als Erstes wird sich uns die Frage aufdrängen : Was bedingt die Lage und Richtung der drei Täler?

In den Alpen kann in den seltensten Fällen ein ursächlicher Zusammenhang zwischen dem tektonischen und petrographischen Aufbau der Gebirgsgruppe und der Lage und Richtung ihrer Haupttalwege entdeckt werden. Täler, die auf den ersten Blick als subsequent erklärt werden können, sind meist unbedeutende Nebenäste des ganzen Entwässerungssystemes. Dies ist eigentlich selbstverständlich, erlauben doch die geologischen Verhältnisse, die wir heute in einem Momente antreffen, der nur ein zufälliges Entwicklungsstadium in der langen Geschichte der Talbildung darstellt, keine Schlüsse auf die Umstände zu ziehen, unter denen das Tal seine Bahn gewählt hat. Höhere, heute längst abgetragene Decken schrieben den Talweg vor die Furche schneidet unbekümmert um den senkrechten Wechsel ihres liegenden Gesteins stets weiter ein und gelangt in immer neue, anders gebaute und anders zusammengesetzte tektonische Elemente. So tritt bald ein Stadium ein, in dem die Wahl des Talweges uns unverständlich erscheint.

Suchen wir also die Gründe für die Lage eines heutigen Talweges ausfindig zu machen, so müssen wir gestehen, dass dies nur teilweise und unvollkommen möglich ist, da die Lösung der Frage stets von einer Bekannten und einer Unbekannten abhängig ist. Es kommt darauf an, welcher von beiden der überwiegende Einfluss zusteht, ob den bekannten tektonisch-petrographischen Verhältnissen der heutigen Oberfläche, was meist nur bei kleinen Tälern der Fall ist, oder den unbekannten einer mit Sicherheit nicht mehr rekonstruierbaren früheren, wie bei fast allen grössern Alpentälern. Die Erklärung wird also um so befriedigender ausfallen, je jünger das betreffende Tal ist, während wir bei frühzeitig angelegten Tälern die Antwort schuldig bleiben und uns, wenn wir uns nicht ins Reich der Hypothesen begeben wollten, damit zufrieden geben müssen ihren Formenschatz zu erklären und ihre jüngste Geschichte zu entziffern.

ARGANDS kühne Konstruktionen der penninischen Deckenembryologie lassen uns jetzt schon für diesen Teil der Alpen ein anschauliches Bild der Gebirgsoberfläche in den verschiedensten Stadien ihrer Entwicklung entstehen. Die ungemein schnelle Vervollständigung unserer heutigen Anschau-

ungen über den Deckenbau und dessen Werdegang lassen es möglich erscheinen, dass wir in nicht zu ferner Zeit diese Unbekannten in der Voraussetzung durch Bekannte ersetzen können. Dann erst wird die Alpenmorphologie einen für ihr Gedeihen wahrhaft fruchtbaren Boden vorfinden..

Wenden wir uns nun wieder unsern drei Tälern zu, so finden wir, dass keinerlei tektonische oder petrographische Gesetzmässigkeiten die Lage der *Val Calanca* und des Rheinwaldtales erklären. Erstere ist vom Talschluss bis zur Mündung, von der Sohle bis zu den Gipfeln der sie einschliessenden Bergketten in den mächtigen Komplex der Adulagneisse eingeschnitten. Der Oberlauf verläuft parallel, der Unterlauf mehr oder weniger schief bis senkrecht zum Streichen dieser in ihrer Erodierbarkeit gleichförmigen Gneiss- und Glimmerschieferbänke.

Ebensowenig könnte man eine Ursache für die Lage des *Rheinwaldtales* angeben. Auch sein Talschluss ist in den gewaltigen Komplex der Adulagneisse eingegraben, und die Talrichtung verläuft unabhängig vom Streichen und Fallen der Schichten. Ohne die eingeschlagene Richtung zu ändern, tritt der Rheinlauf in die Bündnerschiefer über und durchbricht die Serie quer zum Streichen.

Die *Val Mesolcina* lässt in ihrem Verlauf, jedoch nur im obersten Teil, eine gewisse Beziehung zum tektonischen Aufbau erkennen, indem die obersten 8 Kilometer des Tales dem Erosionsrande der Bündnerschiefermulde über der Aduladecke folgen (T. 5 *a* bis *d*), jedoch in der Weise, dass das Bachbett stets in den Adulagneiss eingeschnitten ist, und die Triasdolomite und Bündnerschiefer erst in einer gewissen Höhe über dem Fluss beginnen. Später quert die Moesa plötzlich die gesamte Bündnerschieferserie (T. 12 *b*), ist auf kurze Strecke in die Glimmerschiefer der Tambodecke eingeschnitten (s. Profiltafel und T. 5 *e*), quert die Bündnerschiefer ein zweites Mal (T. 9 *b*) und bricht darauf in einer Länge von mehr als 15 km meist quer zum Streichen durch die Gneissbänke der Aduladecke (T. 9 *c*, d). Nur das letzte Stück verläuft wieder parallel zum Streichen durch die Wurzelregion zwischen *Grono* und *Castione*. Wir sehen also auch hier die grösste Strecke des Tales unabhängig vom Gebirgsbau. Daher ist es auch nicht richtig, wenn LAUTENSACH die Lage der Val Mesolcina durch die Existenz der Ueberfaltungsmulde erklärt, denn die Lage des Tales unterhalb des *Pian San Giacomo* kann sich nicht nach der kürzeren, oberhalb gelegenen, in ihrer tektonischen Lage verständlicheren

Strecke gerichtet haben. Höchst wahrscheinlich ist zwar (siehe ARGAND, « Sur le drainage des Alpes occidentales et les influences tectoniques », *Bull. Soc. vaud. sc. nat.*, XLVIII), dass die Durchtalung in dem zuerst über dem Meeresspiegel auftauchenden zentralen Teil der Alpen früher einsetzte, als in dem peripherischen; aber sicher ist, dass damals die embryonale Anlage der Misoxermulde noch tief unter der Erdoberfläche verborgen lag und daher auch keinen Einfluss auf die Wahl des Talweges ausüben konnte.

Auch die Lage des unteren Misox und der Val Calanca lässt sich, wie wir schon sahen, nicht durch das NS-Streichen des Gneisses erklären, wie LAUTENSACH will, da dieser südlich der Linie Mesocco-Rossa nur selten so streicht. Ueberdies ist nicht bewiesen, dass ein Streichen parallel zum Flusslauf der Erosion förderlicher ist, als ein queres, in beiden Fällen (wie hier) das gleiche Material vorausgesetzt.

In einem durch Erosion stark entblössten System von durch Bündnerschiefermulden getrennten Massivdecken, die infolge bedeutender Aufwölbung in der Streichrichtung östlich des Tessintales östlich einfallen, müssen irgendwo diese Bündnerschieferzonen zu Tage streichen. Es fragt sich nur, ob diese Linien geringsten Widerstandes gegen die erodierenden Kräfte immer mit Talfurchen zusammenfallen, wie es vielfach hingestellt wird, aber geologisch unverständlich wäre. Die Talbildung in einem aus wechselnden, mässig steil einfallenden Bündnerschiefer- und Gneisskomplexen bestehenden Deckengebiete muss so vor sich gehen, dass eine Talsohle, die heute im Bündnerschiefer liegt, gestern sich noch im Gneiss befand und morgen wieder im Gneiss eingeschnitten sein wird. Man müsste daher erwarten, den Bündnerschiefer bald auf Berggipfeln anzutreffen, bald am Grunde des Tales, bald die Schichtköpfe der linken Seite, bald die Schichtflächen der rechten bildend. In der Tat finden wir in unserem Gebiete Beispiele für alle Lagen.

Es liegt auch keinerlei Ursache vor, die in einem Längstal eine bedeutende horizontale Talverlegung durch den Bündnerschiefer bewirken könnte. Die in der Natur auftretenden Fälle sprechen dagegen, dass der Fluss sich nach dem Durchsägen der weichen Bündnerschiefer scheue, das harte Liegende anzugreifen und sich statt dessen seitlich an der Kontaktlinie eingrabe und so den Erosionsrand der Bündnerschiefer zurückdränge.

Wir stellen also fest : die Ausbildung des oberen Misoxes kann durch die Existenz der Ueberfaltungsmulde beschleunigt

worden sein, und seine Gestaltung ist, wie wir noch sehen werden, stark von ihr beeinflusst. Aber bedingt ist seine Lage nicht durch sie. Alle drei Täler sind verhältnismässig alt. Ihre Anlage erfolgte in einer Zeit, als geologische und petrographische Verhältnisse anderer, heute abgetragener, tektonischer Elemente das Gebiet beherrschten.

Betrachten wir jetzt den Gebirgsstock, in dem unsere drei Täler wurzeln. Dieser schickt nach allen Richtungen radial verlaufende Talsysteme aus. Nicht weniger als 8 grössere Täler nehmen ihren Ursprung an dem *Zapport-Rheinwald-Güfer-Lorenzhornstock*. Der Verlauf und die Anordnung dieser 8 tief eingeschnittenen Täler zeigt deutlich, dass wir es hier mit einem verhältnismässigen alten Kulminationspunkte des Adulagebirges zu tun haben, dessen Abdachungsverhältnisse die Lage der *Val Malvaglia*, der *Val Calanca* und *Val Mesolcina*, des *Hinterrhein-*, *Peiler-*, *Kanal-*, *Lenta-* und *Carasinatales* bestimmten. Dennoch lässt sich die Wahl dieses Kulminationspunktes durch die lokale Tektonik nicht erklären.

Die stark vergletscherte Gebirgsgruppe nimmt die Mitte des Winkels ein, der vom *Tessin-* und *Vorderrheintal* eingeschlossen wird und ist in der Richtung der Winkelhalbierenden verlängert. Der Lauf des Tessin und Vorderrheins wird von dem Adulastock nicht beeinflusst, beide entstammen dem Quellgebiet sämtlicher grossen Schweizer Ströme.

Dass alle tief eingeschnittenen Stammtäler der heutigen Schweizeralpen im *Gotthardgebiete* wurzeln, zeigt, dass wir es hier mit einem alten Kulminationspunkte des Alpengebietes zwischen Boden- und Genfersee, Lugano- und Ortasee zu tun haben. Das um die heutigen tektonischen und orographischen Verhältnisse unbekümmerte gradlinige Hinstreben der Stammtäler gegen das zwischen den umgebenden Bergriesen relativ niedrige Gotthardgebiet lässt keine andere Ursache als ursprüngliche Abdachungsverhältnisse zur Erklärung zu. Dies harmoniert bestens mit den tektonischen Verhältnissen, die sich das Gotthardgebiet oder, da die Wasserscheide ja infolge der südlich tieferen Lage der Erosionsbasis nach N wandert, die unmittelbar südlich davon gelegene Gegend sehr wohl als Scheitelpunkt der gesamten Decken dieses Gebirgsabschnittes sowohl in der zum Alpenkörper transversalen als longitudinalen Richtung vorstellen lässt. Die in diesem Zentrum grösste Taldichte erklärt, dass nicht nur die tiefsten geologischen Elemente hier aufgedeckt sind, sondern das

Gebiet sogar unter das Durchschnittsniveau der umgebenden Gipfel abgetragen wurde.

Zwischen je zwei dieser vom primären Kulminationspunkte strahlenförmig auseinandergehenden Stammtäler schaltet sich, so bald der Abstand ein genügend grosser geworden ist, ein sekundärer Kulminationspunkt ein, der die Richtung der Haupttäler in dem von den beiden Stammtälern eingeschlossenen Winkel beherrscht. So finden wir zwischen Vorderrhein und Reuss die Tödigruppe, zwischen Reuss und Aare den Dammastock, zwischen Aare und Rhone das Finsteraarhornmassiv, zwischen Rhone und Toce das Geisshorn-Ofenhorn, zwischen Toce und Tessin den Basodino und zwischen Tessin und Vorderrhein den Adulastock. Diese sekundären Kulminationspunkte sind nicht wie der primäre zugleich tektonische Kulminationspunkte, sondern der in der Mitte der beiden Stammtäler am längsten die Höhe bewahrende Erosionsrest. Dort, wo ihr Abstand beträchtlich ist, hält sich der sekundäre Scheitelpunkt auf einer 400 bis 1000 m grösseren Höhe als der primäre.

Der Einfluss unseres Adulakulminationspunktes macht sich nach Osten bis zu einer etwa von Lugano nach Reichenau gezogenen Geraden fühlbar. Oestlich dieser Linie löst ein anderes hydrographisches System unser Gotthardsystem ab.

Die zwischen den vom Rheinwaldhorn ausstrahlenden eng gescharten Tälern befindlichen Wasserscheiden sind im oberen Teile so schmal, dass eine weitere Gliederung ausgeschlossen ist. Die höchsten Gipfel befinden sich auch hier an den Knotenpunkten der Kammlinie. Die dazwischen liegenden Kammstücke, die das Hintergehänge eines Talschlusses bilden, zeigen meist unbedeutende vergletscherte Einsattelungen (T. 3 *a* bis *d*). Talabwärts sinken die das Rheinwaldtal begleitenden Gräte allmählich um 400 bis 500 m, bis östlich des *Kirchalphorns* und *Marscholhorns* (T. 5 *a*) die breiten und tiefen Einsenkungen des *Valserberges* und *Bernhardinpasses* folgen. Beide Pässe verdanken ihre Existenz der hier einsetzenden Trias-Bündnerschieferzone. Hierauf, wie auf die östlich folgenden, im Bündnerschiefer tief eingeschnittenen *Gadriol-* und *Areu*täler werden wir später noch eintreten.

b) *Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit auf die morphologischen Verhältnisse des Gebietes.*

Am resistenzfähigsten gegen jede Art zerstörender Einflüsse sind die dickbankigen Gneisse- und Glimmerschiefer der Aduladecke. Viele Gesteinsarten der Tambodecke stehen ihnen

hierin nicht nach, während die casannaschieferähnlichen Phyllite und Quarzite eine weit grössere Zerstörbarkeit zeigen.

Ganz widerstandslos gegen alle äusseren Einflüsse verhalten sich die Dolomite, Rauhwacken, Gipse, Kalkschiefer, Quarzite und Gneisseinlagerungen der Trias. Der ganze Komplex ist durch Verwitterung stark zermürbt. Daher bildet diese Zone meist sanft geböschte Hänge, oft Terrassen, wie z. B. die mit schönen Wiesen bedeckte der *Monti di Monzotenti* (T. 5 *d*). Bäche, die diesen Komplex schneiden, sind stets frisch eingeschnitten und führen nach starken Regengüssen ungeheure Schuttmassen, wie z. B. der Rapierwildbach bei Hinterrhein. Die Rauhwacken und Reibungsbreccien sind oft schon von weitem an den aus diesem Material gebildeten merkwürdig geformten Türmen und Höckern kenntlich.

Verhältnismässig widerstandsfähig sind die Kalkschiefer der Bündnerschieferserie, besonders in ihrer dickbankigen Ausbildung. Die abspülende Tätigkeit des Regenwassers ist hier gering, da es durch die durch Auflösung des Kalkes erweiterten Klüfte unterirdisch abfliesst. Schöne Schlundlöcher finden wir besonders an den Osthängen des *Mittaghorn* und *Pizzo Uccello*, wo die Kalkschiefer auf grösseren, nicht allzustark geneigten Flächen anstehen. Wegen der schwachen Abspülung neigen die Schichtköpfe dieser Kalke dazu, steile Wände zu bilden, die sich daher schon aus der Ferne (wie z. B. südlich des Uccello-Gipfels, T. 10 *a*, *f*) deutlich von den liegenden oder hangenden kalkarmen Phylliten abheben.

Der zähe, im Verhältnis zu den umgebenden Gesteinsarten der Bündnerschieferzone oft schwächer geschieferte Grünschiefer ist schon von weitem an der dunklen, höckrigen Oberfläche erkennbar. Charakteristisch für seine grosse Härte ist, dass die meisten Wasserfälle innerhalb der Bündnerschieferzone sich über die Grünschiefer stürzen. So z. B. derjenige über der Mündung des *Gadriol*baches, mehrere des *Rio Gulmagno*, der von *Frigera* und derjenige zwischen *Doira* und *Gumegna*, dem Castello gegenüber.

Am leichtesten angreifbar sind die intensiv geschieferten, kalkarmen Bündnerphyllite. Infolge der leichten Ablösbarkeit in dünnsten Blättchen, parallel der Schieferung, ihrer Brüchigkeit und geringen Härte, genügt die kleinste Kraft, die Zerstörung im Gange zu halten. Die gelockerten tonigen Oberflächenschichten sind nach der Schneeschmelze oder nach Regengüssen so mit Wasser durchtränkt, dass sie leicht auf den glatten Schichtflächen ihres Liegenden abrutschen. Infolgedessen zeigen die aus diesen Schiefern kommenden Bäche

oder Wasserrisse riesige, aus feinem Material bestehende und auffallend sanft geböschte Schuttkegel, wie sich deren zwei im *Vignonetale* und andere unter den Westwänden des *Pizzo Uccello* finden. In den Schluchten und Wasserrissen kann die Vegetation auf den Phylliten nicht Fuss fassen, da sie in stetem Nachrutschen begriffen sind. Einen Begriff von der Zerstörung, die ein starker Bach in diesen Schiefern anrichten kann, gibt das untere *Areu-* und *Tresculminetal* (T. 9 *a*), sowie die mittlere *Gadriolschlucht*. Die Tobel zwischen der *Horneralp* und *Gadriolalp* und diejenigen unter dem *Piattone di Vignone* beweisen, dass gelegentliche Wasserführung genügt, um die Zerrissenheit der aus diesem Gestein bestehenden Hänge zu bewirken. Dort, wo die Erosion aufgehört hat tätig zu sein, sind die Phyllite von einem so dichten Vegetationskleide bedeckt, dass oft weit und breit kein Anstehendes zu finden ist, aber die sanft gerundeten Oberflächenformen lassen es meist ohne Mühe erraten. Wo, wie am Grat zwischen Pizzo Uccello und Pizzo Cavriolo die kalkarmen Phyllite in die Gipfelregion ragen, zeugen mächtige Schutthalden von der Intensität der Wandverwitterung, die bewirkt, dass stellenweise der Grat nahezu im eigenen Schutt begraben ist. Die *Bocchetto del Diavolo* ist daher auf diesem sonst nicht zu überquerendem Grate ein den Gemsjägern wohlbekannter Uebergang (T. 10 *f*).

Bei einer gewissen Uebung lässt sich die Verteilung der Gesteinsarten in ihren groben Zügen schon am Relief erkennen. Besonders deutlich hebt sich überall der Kontakt zwischen den strenge, grade Linien bildenden Adulagneissen und der weiche Formen bevorzugenden Trias-Bündnerschieferzone hervor.

c) *Einfluss der Gesteinslagerung auf die Oberflächengestaltung.*

Nirgends könnte der Einfluss des Fallwinkels und der Richtung des Streichens der Schichten oder Gneissbänke in Bezug auf die zerstörende Kraft deutlicher zum Ausdruck kommen als in unserm Gebiet, wo die Bankung des Gneisses an Regelmässigkeit von keinem sedimentärem Gestein übertroffen werden kann, und der einfache grosszügige Wurf der Tektonik auf weite Strecken klar die Abhängigkeit der Gehängeformen vom Streichen und Fallen zeigt.

Alle unsere Täler sind abwechselnd Quer- oder Isoklinaltäler. Bei letzteren ist ein asymmetrischer Bau von vorneherein zu erwarten. Bei mittelsteilem Einfallen der parallel zum Flusse

streichenden Schichten finden wir stets eine steile Talseite, auf der die Schichtköpfe anstehen (T. 3 *b*, 5, 8 *g*, *h*, usw.) und eine sanfter geneigte, aus den Schichtflächen bestehende (T. 3 *a*, 6, 7 *a*, 9 *a*, *b*, *c*, 10 *b*, usw.). Dies beobachten wir z. B. in der unteren Tresculmine- und Gervanoschlucht, wo einer schroffen aber stabilen Talwand ein viel schwächer geböschter, aber durch Abrutschen in steter Bewegung befindlicher Hang gegenüber liegt.

Dort hingegen, wo das Schichtfallen so schwach ist (bei unseren Gneissen etwa bei einem Fallwinkel von 20° und weniger), dass die Reibung an den Schichtfugen grösser ist, als das Bestreben der angeschnittenen Schicht, abzugleiten, werden wir, wie in der oberen *Val Calanca*, beiderseits steile Hänge antreffen (T. 4).

Auch in einem Quertal finden wir, da die stabile Lagerung der Gesteinsbänke durch den Flusseinschnitt nicht gestört wird, beiderseits schroffe Hänge und folglich einen schmalen Talquerschnitt. Höchst auffällig ist der Unterschied des engen, von steilen Wänden eingeschlossenen unteren Misoxerquertales (T. 9 *b*, Hintergrund) und des durch die sanften rechten Hänge weit geöffneten oberen isoklinalen Talstückes (T. 5 *c*, *d*, 6). Ebenso typisch ist der Unterschied des oberen breiten *Vignone*-längstales (T. 5 *b*) und der engen Klamm des unteren Areutales, einem Querstück (T. 10 *e*).

Wieder ein wenig anders werden sich die Gehänge gestalten, wenn der Lauf des Baches das Streichen der Schichten unter schiefem Winkel schneidet. Haben wir ein System von Schichten mit beträchtlicher Fallrichtung, so werden wir es mit einer glatten steilen Talseite zu tun haben und einer solchen, auf der mehr oder weniger breite Bänder, deren Böschung mit dem Fallen der Schichten übereinstimmt, aus der Talsohle emporsteigen und häufig einen bequemen Zugang zu den oberen Alpen bieten. Diese Bänder sind dadurch entstanden, dass der Fluss, statt schief zum Streichen durchzubrechen, meist auf kurzer Strecke parallel zum Schichtenverlauf fliesst, diese durchbricht und sich darauf wieder ein Stück weit in paralleler Richtung fortbewegt. Auf den kurzen parallelen Strecken tritt die gleiche Erscheinung wie bei den Längstälern auf, nämlich die angeschnittenen Schichten rutschen ab. Wenn die Richtung des Fallens mit der Flussrichtung übereinstimmt, werden wir diese Bänder auf derjenigen Seite antreffen, auf welcher die Flussrichtung mit dem Streichen den kleineren Winkel bildet. Fallen die Schichten jedoch talaufwärts ein, so kommen die Bänder auf

die entgegengesetzte Talseite zu liegen. Ein grösseres Beispiel für diese Art von Gehängebändern bietet der *Monte Grande* bei *Soazza*.

Der Böschungswinkel der Gehänge und damit im Zusammenhang der Querschnitt der Täler ist also in erster Linie abhängig von der Richtung des Fallens und Streichens der Gesteinsbänke gegen das Tal. Während in unserem Gebiete ein Einfallen von 25 bis 35° gegen den Fluss sich als vorteilhaftester Faktor für die Erlangung eines grossen Talquerschnittes zeigt, ist ein schwächeres Einfallen oder ein Streichen quer zum Fluss die Bedingung für eine Talenge.

Einen eben so grossen Einfluss wie auf die Ausgestaltung der Täler übt die Gesteinslagerung auf die Karform und hiermit auf die Gipfelform aus. Aber nicht nur die Form der Gipfel, sondern auch ihre Höhe ist von der Gesteinslagerung abhängig, worauf wir jedoch später noch zurückkommen werden.

d) *Abstand der Haupttäler und Gliederung des Gebietes* [1].

Die Höhe, Gestalt und Gliederung der Bergketten, welche die Wasserscheide zwischen unseren Tälern bilden, ist in erster Linie abhängig von der vorläufig als gegeben zu betrachtenden Basisfläche, die ihnen zur Verfügung steht, also vom Abstande der Sohlen zweier benachbarter Täler. Dieser Abstand ist in unserm Gebiet ein sehr verschiedener. Schmal ist er zwischen der Val Calanca und Val Mesolcina, breit hingegen zwischen der Val Mesolcina und Val Mera resp. der Valle di San Giacomo. Recht ansehnlich ist er auch zwischen der Val Calanca und dem Tessin- resp. Bleniotal.

Abstand der *Val Calanca* von der *Val Mesolcina*.

Busen-Cama	4,3	km
Arvigo-Sorte	4,7	»
Cauco-Cabbiolo	6,3	»
Augio-Soazza	7	»
Val Bella-Mesocco . . .	8	»
Allogna-Pignella	5	»
Stabbio-San Bernardino .	5	»

Abstand der *Val Mesolcina* von der *Val Mera* resp. *Valle di San Giacomo*.

Grono-San Andrea . . .	18	km
Cama-Samolaco	16	»

[1] Siehe Dufourkarte Blatt XIX.

Sorte-Gordona	13,5	km.
Cabbiolo-Mese	13,5	»
Soazza-Gallivaggio . . .	10,5	»
Mesocco-Prestone . . .	8,6	»
Pian San Giacomo-Pianezze	8,1	»
San Bernardino-Forni . .	8,7	»

Abstand der *Val Calanca* vom *Tessin-* resp. *Bleniotal.*

Busen-Cresciano	8	km
Selma-Iragna	10,5	»
Augio-Biasca	11,7	»
Val Bella-Malvaglia . .	11,3	»
Allogna-Crespogna . . .	12,7	»
Stabbio-Lolligna	13,5	»

Bei einer durchschnittlich nur 5 bis 7 km breiten Basisfläche kann man keine starke Gliederung des Bergzuges zwischen *Val Calanca* und *Val Mesolcina* erwarten. Wir haben es daher mit einem einfachen Bergrücken zu tun, der durch kurze, in ihn eingegrabene Seitentäler und Kare im obersten Teile gratförmig zugeschärft ist (T. 4 *a* bis *d*, 6, 7, 8 *a* bis *g*) und als letztes Merkmal seiner ursprünglichen Breite fiederförmige Sporne als trennende Mauern der einzelnen Kare ausschickt. Die kulminierende Gratlinie verläuft zickzackförmig, da es bald den linken, bald den rechten Karen gelang, grössere Breschen in die alte Kammasse zu schlagen. Ihre Firstlinie liegt infolge des östlichen Einfallens der Gneissbänke zwischen *Zapporthorn* und *Cima di Tresculmini*, (das, wie wir sahen, einen sanft geböschten Westhang der oberen Val Mesolcina und einen steilen Osthang der Val Calanca zur Folge hat), nicht über der Mitte der Basisfläche, sondern stark asymmetrisch nach Westen gerückt.

Die tiefsten Passfurchen finden sich dort, wo die jetzige Kammlinie die stärksten Ausbuchtungen nach Osten zeigt: *Passo dei Passetti* 2075 m (T. 4 *a*, *c*, 76, *d*) und *Passo di Tresculmini* 2153 m. Hier haben die beiden stärksten Seitenschluchten der Val Calanca, die *Valle dei Passetti* und die *Val Larsè* durch rückschreitende Erosion in das Einzugsgebiet der Moesa übergegriffen, indem sie diese alte Firstlinie durchbrachen.

Die übrigen Passlücken und Einsattelungen, wie diejenige des *Stabbiograte*s 2742 m (T. 4 *a*, *c*, 5 *b*, *c*), *Tre Uomini-Passes* 2653 m (T. 4 *c*, *d*, 6), *Bocchetta di Rogna* circa 2430 m

und *Bocchetta della Bedoletta* 2400 m [1], befinden sich im Hintergrunde der drei grössten Karbildungen.

Die Gipfel liegen fast stets an den Knotenpunkten von drei bis vier dieser Karscheidewände und können je nach der Anzahl der zur Verschneidung kommenden Gräte als Zweikanter, z. B. *Marscholhorn* (T. 3 *c*, *d*, 6, 7 *a*), *Breitstock* (T. 3 *d*, 6, 7 *d*), *Pan di Zucchero* (T. 6, 8 *b*) usw., Dreikanter, z. B. *Zapporthorn* (T. 3 *d*, 4 *a*), *Pizzo Rotondo* (T. 4 *c*, *d*, 6) oder Vierkanter, *Muccia* (T. 4 *c*, 6, 7 *b*, *d*), *Arbeolo* (T. 4 *c*, 6, 8 *c*, *f*) usw. bezeichnet werden [2].

Die Höhe der Gipfel sinkt zwischen dem *Zapporthorn* und *Tresculmine* von 3149 auf 2630 m. Während sich hier die Gipfellinie also um 500 m erniedrigt, beträgt die Höhendistanz in der Val Calanca auf der entsprechenden Strecke 700 m, in der Val Mesolcina 800 m. Die relative Gipfelhöhe über der Talsohle wächst also, was wohl eine Folge der zunehmenden Basisbreite ist. Dass dieser Faktor jedoch nicht der einzige auf die Höhe der Gipfel einwirkende ist, zeigt die Verlängerung der Kammlinie über unser Gebiet hinaus, die wir daher noch kurz betrachten müssen.

Das steilere Einfallen des Gneisses östlich von Mesocco hat grössere Steilheit der Gehänge zur Folge und diese eine mächtige Breite des Kammes, die sich besonders an dem *Fil di Ciaro-Cima di Gangellagrate* (T. 8 *e*) zeigt. Das Zuschärfen dieses Grates in der NS-Richtung ist für die Erhaltung der Gipfelhöhe weniger von Bedeutung, da der Gneiss nordsüdlich streicht. Die Zunahme der relativen Gipfelhöhe noch weiter abwärts im Gebiete des *Nomnone*, *Groveno* und *Molera* lässt sich auch zum Teil auf die durch das EW-Streichen bedingte, überaus grosse Steilheit der Gehänge zurückführen.

Bei einem Abstande der *unteren Val Mesolcina* von dem *Mera*tale von 21 bis 13 km, des oberen Misox von der *Val di San Giacomo* von 13 bis 8 km kann man eine kompliziertere Gliederung der Berggruppe erwarten, da ja Platz genug ist zur Ausbildung grösserer Seitentäler. Diese finden sich im unteren Misox auch in stattlicher Grösse. In unserem eigentlichen Gebiete nördlich der *Forcola* ist trotz einer

[1] Die beiden letzteren Passlücken befinden sich im Hintergrunde des Pian Grandekares, sie sind auf der Siegfriedkarte nicht bezeichnet, werden aber von Jägern und Aelplern häufig benutzt.

[2] Siehe Richter, Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen, S. 62-63.

Basisbreite von 8 bis 9 km der Gebirgskamm auf der Westseite überraschend schwach gegliedert (T. 5 *c*), während die Ostseite auch hier von starken Schluchten und Karen durchfurcht wird. Auch hier ist die Ursache in der schon besprochenen Gesteinslagerung zu suchen. Südlich des *Forcola*tales streichen die Gneissbänke quer zur Kammlinie und diese befindet sich daher ungefähr über der Mitte der Basisfläche. Folglich haben wir die Seitentäler beidseitig. Von einigen Kulminationspunkten der Kammlinie wie dem *Pizzo di Cresem* (T. 9 *d*) und *Pizzo Campanile* setzen sich strahlenförmig nach allen Richtungen ansehnlich entwickelte Nebentäler fort. Es ist möglich, dass die Lage dieser lokalen Kulminationspunkte in Zusammenhang steht mit der hier durchstreichenden Antiklinale der Aduladecke. Nördlich der Val Forcola befindet sich die grosse Einsattelung der Aduladecke, innerhalb welcher die Tambodecke von der Erosion geschützt liegt. Ihre Gneiss- und Glimmerschieferbänke streichen ungefähr parallel der *Pombi-Barna-Balnisci*okette. Die Schichtköpfe bilden die steilen Wände der Ostseite des Misox bis zum *Vignone*tal. Der grosse Böschungswinkel, den die einschneidende Moesa hier infolge der bergwärts fallenden Schichten verursachte, erlaubte nur an wenigen Stellen Kar- oder Schluchtenbildung. Die meist nur zur Schneeschmelze Wasser führenden Bäche stürzen sich, ohne weiter einzuschneiden, von Wasserfall zu Wasserfall in die Tiefe. Die Lage des *Forcola*tales ist durch die hierdurch streichende Bündnerschiefermulde bedingt (T. 9 *c*). Das einzige grosse Seitental, nördlich dieses Tales, ist das *Vignonetal* (T. 5 *b*), ein ebenfalls jugendliches Tal, das seine Existenz der aus Trias- und Bündnerschiefer bestehenden Stirnumhüllung der Tambodecke verdankt, und auf das wir noch eingehend zu sprechen kommen.

Auch die Basis des Bergzuges zwischen der *Val Calanca* und *Val Leventina* resp. *Val Blenio* ist von beträchtlicher Breite. Im oberen Teil 12 bis 14 km breit verschmälert sie sich im unteren Teil auf 8 bis 12 km. Aber auch hier sehen wir, dass für die Gliederung eines Hanges nicht die absolute Basisbreite des Bergzuges in Betracht kommt, sondern einzig der horizontale Abstand der Talsohle von der Kammhöhe, dessen Scheitellinie selten über der Mitte der Basisfläche liegt. In diesem Falle ist die Ursache der asymmetrischen Lage der Wasserscheide aber nicht wie bisher nur in der Gesteinslagerung zu suchen. Zwischen *Poncione della Frecione* und *Pizzo di Termine* finden wir konstantes Ostfallen, aber

trotzdem ist auf der ganzen Strecke der Osthang so gut wie gar nicht gegliedert (T. 4 *e* bis *h*), während die Westseite südlich der Val Malvaglia von den tiefen Schluchten der *Val Madra* (T. 11 *c*, *d*), *Val Combra* und *Val Pontirone* durchfurcht wird. Wir sahen jedoch schon, dass der Gneiss hier ein so schwaches Fallen gegen die Calancasca hat, dass sie sowohl wie der Brenno zwischen sich einen breiten steilwandigen Klotz ausmodelliert haben. Dass die *Val Blenio* die gesamte Entwässerung des breiten Rückens an sich gerissen hat, ist wohl darauf zurückzuführen, dass sie infolge ihres nördlicheren Ursprunges und der nördlicheren Mündung ins Haupttal durchschnittlich 1000 m tiefer eingeschnitten ist als die Val Calanca. Dies musste eine entsprechende Erniedrigung der Westseite des Rückens zur Folge haben und ein Ableiten der Gewässer nach dem Brenno.

2. Aktive Faktoren.

a) *Präglaziale fluviatile Erosion.*

Die heutige Oberfläche der Tessin-Misoxerberge befindet sich in einem tektonisch gesprochen sehr tiefem Niveau. Wir können heute noch nicht sagen, ob ein 10 bis 20 km oder wahrscheinlich noch mächtigerer höherer Deckenkomplex abgetragen ist; aber es besteht kein Zweifel, dass ein viele Kilometer dicker Mantel unseres Gebietes fehlt. Ist doch heute hier keine Spur mehr der Surettadecke, der rhätischen, der unter- und oberostalpinen Decken zu entdecken. Diese gewaltige Arbeit bewerkstelligten die Alpenflüsse Hand in Hand mit der Aufwölbung der Deckensysteme in der Zeit zwischen Oligozän und Sarmatien. Davon zeugen die Geröllablagerungen der Molassenagelfluh, die vorwiegend aus dem Materiale der obersten Decken gebildet ist. Das Maximum der miozänen Geröllbildungen in den Gebieten, in denen noch heute die vom Gotthard stammenden Täler in das südliche und nördliche Alpenvorland münden, zeigt, dass hier die Abtragung in jener Zeit eine besonders rege war.

Im Pliozän war wahrscheinlich das Hauptwerk der Durchtalung in unserem Gebiete schon vollendet [1]. Der Südfuss der Alpen war von neuem tief ins Meer getaucht und die Hauptflüsse hatten in den unteren Talstrecken so wenig Gefälle, dass sie kaum noch grosses Geschiebe führten. Auch im nördlichen Alpenvorland sind keine pliozänen Schuttkegel

[1] S. Penck, « Alpen im Eiszeitalter », und Heim, « Ein Profil am Südrand der Alpen, des Pliozänfjord der Breggiaschlucht. »

bekannt. Nach oder Ende der Pliozänzeit sind neue Hebungen erfolgt, da das Pliozän am Fusse der Alpen 300 bis 400 m höher liegt als am Boden der Poebene. Jedoch ist die Hebung wahrscheinlich so allmählich vor sich gegangen, dass die Talbildung Schritt hielt und keine so gewaltsame Erosion möglich wurde, die eine neue Geröllanhäufung der Hauptflüsse im Vorland erlaubt hätte.

Die Eiszeiten fanden also höchstwahrscheinlich in unserem Gebiete ein, wenn auch nicht reifes, so doch verhältnismässig gut ausgebildetes Talnetz vor. Die Stammtäler waren wohl damals schon hoch hinauf verschüttet und ein Teil des Gebirgsschuttes blieb im Innern der Alpentäler liegen, aber für die damalige oder frühere Existenz eines ausgeglichenen, bis in die Wurzeln der Alpentäler ganz schwach geneigten Talbodens, wie ihn sowohl die Bodmer'schen als die Lautensach'schen Terrassenkonstruktionen verlangen, fehlt in unserem Gebiet der Beweis.

Auf die vermeintlichen alten Talböden, die ein von den heutigen so abweichendes Gefälle haben sollen, werden wir zurückkommen, nachdem wir die heutigen Talböden studiert haben.

Es fehlt der Beweis, dass in den oberen Talstücken keine Erosion mehr stattfand. Solange aber Erosion stattfand, solange fand sich auch Grund zur Stufenbildung, denn ein ausgeglichenes Gefälle kann man nur dort finden, wo die Tiefenerosion beendet ist.

Alle Gründe, die die Glazialerosionisten anführen, um die Stufenbildung durch Gletscher zu erklären, gelten in ebendemselben Masse für die fluviatile Erosion. Dort, wo die Gletscher wegen einer Konfluenz von Tälern oder wegen der leichten Zerstörbarkeit des Gesteinsuntergrundes Stufen bilden konnten, hat es der auf der gleichen Strecke viel länger wirkende Fluss früher schon gekonnt, wo aber früher keine Ursache zur Stufenbildung war, war in den meisten Fällen während der Eiszeit auch keine. Bei der Untersuchung der Talstufen dürfen wir also nur von der Voraussetzung ausgehen, es mit der addierten Wirkung beider Kräfte zu tun zu haben und darauf erst untersuchen, welcher der beiden Kräfte der grössere Anteil an der Wirkung zusteht.

α) *Talboden der Val Mesolcina.* — Es ist eine altbekannte Tatsache, dass die Erosionsfähigkeit proportional der Wasserführung ist und das Einschneiden daher in den unteren Talstrecken zuerst seinen Abschluss findet. Die Erosionsterminante tendiert also in einem älteren Tal, das auf den

höheren Strecken jedoch noch im Vertiefen begriffen ist, nach einer nach oben steileren, nach unten aber immer flacheren Kurve. Dem grossen Alter des Tessintales und seiner Hauptnebentäler entspricht es, dass weit talaufwärts ein Gefälle erreicht ist, das zum Abtransport des Flussgerölles nicht mehr genügt und die Täler daher allmählich immer höher hinauf in ihrem eigenen Geschiebe ertrinken.

Im Misox ist dieses Stadium der Talbildung bis *Soazza* vorgedrungen. Unter Soazza haben wir einen Neigungswinkel des Talbodens auf der obersten Strecke von 2° bis 1°, weiter unten von 1° bis $^1/_2$°. Dem Talstück oberhalb Soazza entspricht dagegen ein Durchschnittsgefälle von 5° bis 6°. Gemäss der Erosionsfähigkeit des nach unten stärker werdenden Flusses sollten wir auf der oberen Hälfte dieser Strecke ein Gefälle finden, das diesen Winkel überschreitet, auf der unteren Hälfte hingegen ein geringeres, das allmählich in den flachen Talboden übergehen würde. Statt dessen finden wir ein Gefälle von successive : 6°, 8°, 1°, 4°, 3°, 17°, 1°, 12°, 3°, 6°. Wir sehen also ein durch ausgesprochenen Stufenbau bedingtes Abweichen der erwarteten Talsohle von der tatsächlichen. Wir haben es mit drei, zum mindesten aber zwei deutlichen Stufenböden zu tun, denen ein Stufenabfall von 17°, 12° und 6° entspricht.

Lautensach erklärt die Stufe des *Pian San Giacomo* (also die mittlere Stufe) richtig als durch einen riesigen Schuttkegel mit darüberergossenem Bergsturz entstanden. Ob diese Ursache jedoch wirklich die einzige ist, werden wir später sehen. Die beiden anderen Stufen, nämlich die von *San Bernardino* und die von *Mesocco* erklärt Lautensach durch selektive glaziale Erosion infolge eines in der Richtung des Streichens sich rasch vollziehenden Wechsels der Gesteinshärte des Bündnerschiefers. Hierzu ist erstens zu bemerken, dass man dasjenige, was eine Folge der selektiven, glazialen Erosion sein soll, mit ebendemselben Recht der selektiven, fluviatilen Erosion zuschreiben kann. Zweitens geht Lautensach von zum Teil falschen Voraussetzungen aus, da er sich auf die gerade in dieser wichtigen Gegend sehr ungenaue Rolle'sche Karte stützt. So glaubt er, dass die harten, nach seiner Meinung den grössten Teil des Stufenabfalls über *Pian San Giacomo* zusammensetzenden Kalke in der Richtung des Streichens rasch an Mächtigkeit und kristalliner Beschaffenheit abnehmen. Als schmales Band von Kalkglimmerschiefer und Gips soll er sich noch beim Pian San Giacomo an der Talflanke hinziehen, während der Untergrund des Tales die nach Lauten-

Val Mesolcina.

Talstrecke	Höhe	Neigungs-winkel	Vertic. Distanz.	Horizont. Distanz.	Charakter der Strecke
Bernhardinpass	2120–2010	5°42′	110	1100	Rundhöcker-Landschaft
Pass-San Bernardino	2010–1620	7°56′	390	2800	
Becken von San Bernardino	1620–1600	0°49′	20	1400	Altes aufgefülltes Seebecken
Klamm beim Prato dei Fiori	1600–1580	3°49′	20	300	Epigenetische Talstrecke
Tal unter Monzotenti	1580–1470	2°41′	110	2350	Rundhöckerbecken und Riegel von der Moesa wieder zerschnitten
Absturz bei Pignella-Cif	1470–1220	17°21′	250	800	Wasserfälle auf Gneiss vor dem Eintritt in die Bündnerschiefer
Pian San Giacomo	1200–1170	0°54′	30	1900	Altes, durch Bergsturz gestautes Becken
Stufenabfall Pian San Giacomo-Mesocco	1146–840	12°20′	306	1400	Durch Bergsturz verlegter Flusslauf
Becken von Mesocco	840–740	3°	100	1900	Aufgefülltes Becken
Klamm beim Castello	740–610	5°42′	130	1300	Epigenetisches Talstück
Castello-Buffalora	600–500	1°44′	100	3300	Mit Bachschutt aufgefüllter Talboden
Buffalora-Sorte	500–400	0°48′	100	7100	
Sorte-Grono	400–300	0°51′	100	6800	
Grono-Arbedo	300–223	0°32′	77	8300	

sachs Meinung weichen Glimmerschiefer der Tambodecke einnehmen sollen. « Die gletschergerundete, breit ausladende Stufe von *Monzotenti* fällt somit mit einem starken Härtewechsel, der die Talsohle bildenden Gesteine zusammen. Sie erklärt sich somit durch die Erosion des eiszeitlichen Gletschers, der im Bereich der Glimmerschiefer bald bedeutendere Fortschritte machen konnte, als im Bereich der wider-

ständigen kristallinen Kalksteine, in denen er sich darauf beschränkte, die weiche Mittelzone (Phyllite) etwas herauszugraben. » Hier treffen wir den in der Morphologie so häufigen Circulus vitiosus : Das Gestein ist weich, weil das Tal in ihm einen Stufenboden bildet, und der Stufenboden ist entstanden, weil das Gestein weich ist. Dass die Gneisse und Glimmerschiefer der Tambodecke, deren Widerstand in dieser Gegend zudem noch durch äusserst zähe Amphibolschiefereinlagerungen erhöht wird, leichter erodierbar sein sollen, als die Kalke und Phyllite der Bündnerschieferzone, kann im Ernste niemand glauben, der die Intensität der Schieferung und die Härte der Mineralkomponenten beider Gesteinskomplexe miteinander vergleicht. Aber wie gesagt, die Voraussetzungen sind hier falsch, und nicht die Tamboschiefer, sondern gerade die Bündnerschiefer sind es, die infolge ihrer leichten Zerstörbarkeit den Stufenboden vom *Pian San Giacomo* veranlassten. Die Bündnerschieferserie verliert hier weder an Härte noch erheblich an Mächtigkeit, sondern streicht durch das Tal und setzt sich in eben derselben Beschaffenheit am rechten Abhang zwischen *Pradirone* und den *Giumellaspitzen* fort (siehe Profil Tresculmine-Giumella und Tafel 5 *e*). Das Tal schneidet sich, nachdem es die Bündnerschieferserie durchquert hat, auf kurze Strecke in die Tamboschiefer ein, aber der grösste Teil des Stufenbodens vom Pian San Giacomo liegt auf den mesozoischen Schiefern. Einzig der südwestliche Zipfel besteht aus den Tambogneissen, ist aber vom Bergsturz verdeckt.

Die Frage ist nun : Was hat den steilen Abfall über San Giacomo und den darunter liegenden Boden bewirkt, glaziale oder fluviatile Erosion? Der Gletscher erfüllte das **ganze** Tal. Er übte seine Wirkung auf sämtliche Gesteine des Talgrundes aus. Er hinterliess Rundhöcker auf Adulagneiss, Kalken, Grünschiefern und Phylliten. Er hat die weichen schwarzen Phyllite nicht ausgepflügt, sondern einzig die seinem Laufe entgegenstehenden Erhebungen zugerundet, wie die prächtige, vorwiegend aus diesen Phylliten bestehende Rundhöckerlandschaft zwischen *Frigera* und den *Monti della Forcola* zeigt. Warum findet dieser scharfe Abfall (T. 5 *d*, 12 *b*), diese plötzliche 400 m tiefe Auskolkung erst bei *Viganaia* statt, nachdem ebenderselbe Gletscher sich seit San Bernardino über ebendieselben Bündnerschiefern bewegt hat?

Selektive, glaziale Erosion ist also ausgeschlossen. LAUTENSACH selbst ist dagegen, diese Stufe als Konfluenzstufe zu erklären. In der Tat ist das hier mündende *Pian Grande*kar im Ver-

hältnis zu den übrigen keine Stufe zur Folge habenden Seitentälern nicht gross genug, um allein diesen mächtigen Stufenabfall zu erklären.

Betrachten wir jedoch den Lauf des **Flusses**, so bemerken wir etwas auffallendes: **Wenige Meter, nachdem er die letzte Stromschnelle hinter sich hat** und nunmehr sich über die weite versumpfte Talebene schlängelt, **verlässt er** zum ersten Mal auf seinem bisherigen Lauf **den Adulagneiss** und **betritt den Bündnerschiefer.** Die Folge, die von diesem Schritt zu erwarten war, ist deutlich genug.

Wir sahen früher schon, dass der Lauf des Tales ganz unabhängig vom Untergrund ist und durch alte Abdachungsverhältnisse vorgezeichnet wurde, bevor die heute sein Bett begleitenden Gesteine zu Tage traten. Das Tal ist heute in ein Stadium eingetreten, in dem es auf seiner Bahn durch die grosse Einsattelung der Aduladecke successive in Adulagneiss, Bündnerschiefer, Tamboschiefer, Bündnerschiefer und wieder Adulagneiss eingesägt ist. Der grosse Unterschied in der Erodierbarkeit der harten, dickbankigen, kristallinen Schiefer der Tambo- und Aduladecke gegen die weichen, stark geschieferten Bündnerschiefer hat zur Folge, dass im Bereiche der letzteren Stufenböden entstehen. Ihrem Weitereinschneiden setzt jedoch die bald folgende Schwelle aus Tambo- oder Adulagneiss ihren Widerstand entgegen.

Dem Stufenabfall über *San Giacomo*, einem Absturz von 250 m über einer Böschung von durchschnittlich 17 $^1/_2{}^0$, steht ein 2 km langer fast ebener Talboden entgegen. Würden wir jedoch das obere Ende des Absturzes, den die *Moesa* in zwei prächtigen Wasserfällen überwindet, mit dem unteren Ende der Ebene verbinden, so erhielten wir eine Linie mit einem Fallwinkel von 6°, was dem Durchschnittsgefälle des oberen Talstückes entspricht, so dass wir ohne Mühe den Talboden rekonstruieren können, der ohne die dazwischen eingeschalteten Bündnerschiefer auf gleichförmigem Gneisse bestehen würde.

Wir sahen, dass das Tal den Bündnerschiefer zweimal passiert, das zweite Mal zwischen *Darba* und dem *Castello di Mesocco*, und mit dieser Strecke fällt auch richtig der unterste Stufenboden zusammen. Die Frage ist: Besteht die Talschwelle, die den Stufenabfall zwischen *Andergia* und *San Giacomo* bewirkt, ausschliesslich aus dem über einen Schuttkegel ergossenen Bergsturz, oder verdecken beide eine vorher schon bestehende Schwelle aus Tamboschiefern (T. 5 *e*)? Bestünde die Schwelle nur aus Trümmermaterial, so müsste

dieses eine Mächtigkeit von 200 bis 250 m haben, was bei der Breite und Länge des Kegels in keinem Verhältnis zu der deutlich sichtbaren Abrissnische steht. Auch die Gestalt des ganzen Schuttkegels lässt darauf schliessen, dass sowohl der Gehängeschutt, wie der darüberergossene Bergsturz sich gegen die obere Kante der Schwelle richteten und dass das Material infolge der steilen Böschung dieser Schwelle zum Teil nach Süden abgelenkt herunterrollte. Anstehenden Fels und zwar Gneisse, Glimmerschiefer und Amphibolschiefer der Tambodecke finden wir bei der Brücke südlich von *San Giacomo*, die oberhalb des schönen Wasserfalles die *Moesa* überschreitet, und bei den Windungen der Poststrasse nördlich *Cros*, ferner bei den Wasserschnellen der Moesa und östlich des Baches bei den aus der Trümmermasse hervorschauenden Felsköpfen zwischen Kurve 960 und 1110 der Siegfriedkarte. Diese Felsköpfe sind glazial geschliffen, während die Trümmermasse keinerlei Spuren des darüber gegangenen Gletschers zeigt, was auf ein postglaziales Alter des Schuttkegels und Bergsturzes schliessen lässt. Steigen wir von San Giacomo auf der rechten Talseite empor gegen *Pradirone* und *Arbea*, so sehen wir deutlich, wo die Abrissnische des Bergsturzes zu suchen ist, dessen Blöcke die Matten von San Giacomo bestreuen. In einer Höhe zwischen etwa 2100 und 2250 m entdecken wir unter dem *Monte Balniscio* einen verhältnismässig noch frischen Felsabbruch, von dem noch heute ein kleiner Schuttstrom sich auf den gewaltigen darunter liegenden Schuttkegel ergiesst. Dieser schiebt sich zwischen dem Bach, der aus dem *Balnisciotal* kommt und demjenigen, der unter den Hängen von *Brione* bei Kurve 920 der Siegfriedkarte in die Moesa mündet, auf einer Länge von 2 km ins Tal vor. Die maximale Höhe des Schuttkegels, der bei etwa 1900 m beginnt, ist 700 bis 900 m und jedenfalls erreicht er auch eine stattliche Breite, da er den Fluss auf dem unmittelbar darüber noch 800 m breiten Talboden völlig gegen die rechte Talseite drückt, aufstaut und zwingt, in gewaltigem Sturz und zahlreichen Wasserschnellen auf neuem Wege sein altes Bett bei *Cebbia* wieder zu erreichen. Die Trümmer des Bergsturzes brandeten zwischen dem Wirtshaus von San Giacomo und dort, wo die Windungen der Poststrasse die Kurve 1020 der Siegfriedkarte schneiden, gegen die rechte Talseite und sind auf dieser bis zu einer Höhe von etwa 1260 m zu finden. Die häufige Erscheinung, dass der Fluss durch das vorwiegend auf der gegenüberliegenden Seite im Gebiete der Brandung ange-

häufte Schuttmaterial auf die Seite der Abrissnische gedrängt wird, konnte hier nicht eintreten, da der Fluss schon durch den vorher existierenden Schuttkegel herübergedrückt worden war. So wurde das hierdurch schon eingeengte Tal vollends zugeschüttet und der Fluss gestaut, was eine Seebildung zur Folge hatte.

Nachdem der Fluss hier zu erodieren aufgehört hatte und seine Kraft nicht mehr ausreichte, um das Geschiebe fortzuführen, das so reichlich von den Westhängen herabkam, wurde der ganze Stufenboden von Schutt- und Bergsturzkegeln bedeckt. Drei kleine Schuttströme vereinigten sich in dem grossen Kegel, der den Bergsturz von *San Giacomo* trägt. Gleich nördlich schliesst sich an diesen der riesige Bachschuttkegel der *Landes* an (T. 12 *b*), der eine maximale Länge und Breite von mehr als einem Kilometer zeigt. Er stammt aus dem wilden *Landes*tobel, das sich vom *Pizzo Curciusa* herunterzieht, einem Gipfel, dessen Gehänge noch lange nicht ihr stabiles Gleichgewicht erreicht haben und tief von der Verwitterung zersetzt sind. Die Runse ist tief bis in den Sommer von Lawinenschnee erfüllt, und ständig poltern Steinschlaghagel und neue Lawinen darüber in die Tiefe und führen dem Schuttkegel neue Nahrung zu. Häufig wird die Poststrasse hier verschüttet, Wiesen und Bäume neu im Schutt ertränkt, und einzelne Maiensässe geraten immer tiefer in die Kiesmassen.

Hier ist auch einst ein Bergsturz niedergegangen und prallte an der gegenüberliegenden rechten Seite herauf. Das wilde Gewirre von haushohen Blöcken im Walde zwischen den *Monti Torn*, *Corinna* und *Andrana* (nordwestlich San Giacomo, siehe Siegfriedkarte Blatt Mesocco) muss von einem aus der Gegend des *Balnisciokares* stammenden Bergsturze kommen, da alle Blöcke aus Tambogneiss bestehen und diese hier nur auf der linken Talseite anstehen. Der breite Talboden zeigt keine Spur von Bergsturzrelikten, aber einzelne auf der linken Talseite halb in Schutt begrabene Blöcke sind Zeugen der Sturzbahn. Jedenfalls haben die Lawinen und das Geschiebe des *Landes*wildbaches schon einen grossen Teil des Bergsturzes begraben. Nördlich der Mündung des *Balnisciokares*, etwa auf gleicher Höhe mit diesem, sehen wir deutliche Abrissnischen und es ist wohl möglich, dass der Bergsturz von *Torn-Corinna* von hier stammt.

Auffallend ist die Stabilität der Gehänge unter der Mündung des *Balnisciokares*. Der Schuttkegel des besonders nach der Schneeschmelze ziemlich wasserführenden Balnisciobaches ist im Vergleich zu den umgebenden, viel wasserärmeren

winzig, was dem schwachen Gefälle innerhalb des Karbodens zuzuschreiben ist. Der Bach kann hier oben schon seinen Schutt fallen lassen.

Stufe von *Mesocco*. Bei *Andergia* berührt der Fluss den Bündnerschiefer zum zweitenmale und hier beginnt der dritte Stufenboden. Dies ist eine zwei Kilometer lange, schwach geneigte, von Alluvialbildungen verschüttete breite Talstrecke, die Raum für die vielen Ortschaften der Gemeinde Mesocco gibt. Bei der Brücke zwischen *Doira* und *Benabbia* beginnt die Moesa plötzlich auf der linken Seite des sich breit und eben fortsetzenden Talbodens, eine scharfe Klamm in die kalkreichen Bündnerschiefer einzuschneiden (T. 9 *b*). Diese Klamm stellt die Verbindung zwischen dem beim Castello plötzlich abbrechenden Boden von Mesocco und dem verschütteten von *Soazza* dar. Theoretisch sollten wir auf den Stufenboden im Bündnerschiefer eine Schwelle im Adulagneiss erwarten. Dieses Talstück ist aber schon von dem von unten herauf wachsenden Mittellaufstadium der Moesa zum grossen Teil verdeckt.

Kommen wir von *Soazza* und wandern talaufwärts, so fällt uns der die Mitte des Tales versperrende Felsklotz auf, der die Ruine des *Castello di Mesocco* trägt (T. 9 *b*). Die elektrische Bahn und die alte Poststrasse führen durch eine kleine Einsattelung zwischen ihm und dem rechten Talhang durch. Einzig von NE ist dieser Hügel zugängig, da die Gehänge im Sinne des Fallens ansteigen, während auf der anderen Seite die Schichtköpfe des hier wieder einsetzenden Adulagneisses in schroffen Wänden abbrechen. An ihrem Fusse führt von der kleinen Einsattelung ein Tälchen herunter und bildet eine geradlinige Fortsetzung des Laufs der Moesa, die bei der Brücke zwischen Benabbia und Doira plötzlich in der tiefeingeschnittenen Klamm abgelenkt worden war. Diese alte Talstrecke rechts vom Castello muss in der Gegend von Benabbia durch einen Bergsturz, Gehängeschutt oder vielleicht eine Moräne, die heute jedoch nicht mehr deutlich zu erkennen ist, verstopft worden sein. Dadurch wurde der Fluss an die linke Talwand gedrängt, wie höher oben beim Pian San Giacomo an die rechte. Der Talboden, der sich schon auf die Pianezzagneisse und Adulagneisse durchgesägt hatte, wurde aufs Neue in die Bündnerschiefer zurückverlegt. Das neue Bachbett hält sich infolge der NW-SE-Streichrichtung länger auf dem Bündnerschiefer als das alte und trifft daher den stauenden Riegel auf Adulagneiss erst in einem tieferen Niveau an. Dies trägt noch zum Tiefereinschneiden der neu-

gebildeten, vom linken Seitengehänge ins Haupttal zurückfallenden Klamm bei. Das Neueinschneiden hat bis in die Wurzeln des Beckens hinaufgegriffen, so dass die grossen, jedoch trocken aufgeschütteten Bachschuttkegel der Haupt- und Nebenbäche neu zerschnitten wurden.

Das verhältnismässig starke, aus dem *Barna*kar kommende Bach hat vor seiner Mündung aus demselben Grunde wie der *Balnisciobach* nur einen verschwindend kleinen Schuttkegel angehäuft.

Der stets weiter abbrechende Felssturz von *Gratella* (T. 8 *h*) ist von LAUTENSACH : Uebertiefung des Tessingebietes, S. 51, vorzüglich charakterisiert. Die schöne Alp von Gratella wird durch ihn so gefährdet, dass sie nicht mehr befahren werden kann, die Alphütten leer stehen und die Besitzer sich darauf beschränken müssen, das Gras zu schneiden. Gewaltige Risse ziehen sich durch die Wiesen und trennen die schon im Rutschen begriffenen Schollen von den einstweilen noch festsitzenden. Aehnlich beschaffen ist der auf gleicher Höhe talaufwärts gelegene Felssturz von *Brione*, der sich besonders in letzter Zeit bemerkbar macht.

Nördlich des Pian San Giacomo (T. 5 *c*, *d*, 12 *b*) begeben wir uns in ein morphologisch immer komplizierteres Gebiet. Wir haben die Existenz der Stufe von San Giacomo erklärt, aber was bedingt die 1700 m breite Front des gewaltigen Stufenabsturzes über dem Pian San Giacomo? Was bedeutet es, dass nördlich von ihm drei kleine, durch kontinuierliche Hügelzüge voneinander getrennte Talfurchen die grosse Talfurche parallel ihrer Erstreckung gliedern und dass alle drei auf der gleichen Stelle von dem gleichen Absturz abgeschnitten sind?

Zur Beantwortung dieser Frage wollen wir alle drei Furchen nacheinander aufwärts verfolgen. Die westliche und tiefste Furche ist die eigentliche Fortsetzung des *Moesa*tales. Die Moesa hat die Bündnerschiefer- und Triasserie durchschnitten und ist 50 bis 60 m darunter in den Adulagneiss eingesägt und durchmisst hier ein 2 ½ km langes Talstück. Auf dieser Strecke beginnt der deutliche Einfluss des alten Gletscherbettes sich zu zeigen, und die Spuren der alten Rundhöckerlandschaft machen sich mehr und mehr bemerkbar. Kurz vor *San Bernardino* macht der Fluss einen plötzlichen Knick, fliesst durch eine rezent angelegte Klamm und darauf treten wir in das zweite Becken von San Bernardino, einen grossen aufgefüllten Rundhöckersee.

Bis hierhin besteht die rechte Talseite ausschliesslich aus

den Schichtflächen des Adulagneisses, während dessen Köpfe nur den Fuss des linken Hanges bilden. Darüber folgen in mannigfaltiger Wechsellagerung Triasdolomite mit ihren Gneisseinlagerungen, Quarziten, Glimmerschiefern, Granatphylliten, Kalkschiefern und Grünschiefern, bis der Hügelkamm der *Bella-Vista* wieder von dem Pianezzagneiss eingenommen wird. Die wechselnde Widerstandsfähigkeit des genannten Materials bedingt einen stark terrassierten Bau dieses Hanges, auf dem die prächtigen Matten der Maiensässe von Monzotenti liegen. Die Ostseite des Bella-Vistahügels besteht auch noch aus relativ widerstandsfähigem Material, vorwiegend den dickbankigen Kalkschiefern der Mittagshornzone mit Grünschiefereinlagerungen. Oestlich folgt die Zone der Phyllite, die von dem mittleren Talzug durchfurcht wird, den wir jedoch vorerst überspringen wollen, um zu der dritten Einkerbung überzugehen.

Diese folgt dem Bache, der zwischen der Alp *Pian d'Osso* und den Ruinen von *Pinocchio* durchfliesst und bei *Monte Spina* in die Moesa mündet. Weiter setzt sich diese Furche westlich von *Acquabuona* in gerader Richtung ins *Vignonetal* fort, dessen untere, in der Gegend des *Pian Lumbrivo* von der Moesa angezapfte Talstrecke sie ist. Dieses ganze Tal in seiner ursprünglichen Ausdehnung begleitet eine tektonische Linie, nämlich den Kontakt der kristallinen Schiefer der Tambodecke mit den Trias- und Bündnerschiefern (T. 5 *b* bis *d*). Es folgt daher auch dem Bogen, den diese Zone durch ihre Umhüllung der Deckenstirn bildet. Die *Val Vignone* ist ein offenes Tal und ihr Kopfstück bricht am *Vignonepass* (T. 5 *b*, 10 *d*) plötzlich gegen das tief eingeschnittene *Areutal* ab. Aber jenseits dieses Tales setzt sich diese Furche am *Areupass* mit entgegengesetztem Gefälle über die Tamboalp fort, immer dem Rand der Hauptdeckenstirn folgend. Der enge Zusammenhang zwischen dem Verlauf des Vignonetales und dieser tektonischen Linie zeigt deutlich, dass es durch sie bedingt wurde. Wir haben es also mit einem relativ jungen Tale zu tun, da seine Lage durch Gesteinsverhältnisse bedingt wurde, die heute noch am Oberflächenbau beteiligt sind. Trotz dieser Jugend ist das Tal nicht mehr in der Entwicklung, höchstens in gänzlicher Umbildung begriffen, und der alte Talweg ist längst verkümmert. Hier, wie an so vielen Orten, zeigt sich die Erscheinung, dass die jungen subsequenten Täler häufig eine beschränktere Lebensdauer haben, als die sich nur langsam umbildenden, unabhängig vom Bau den Drainierungsgesetzen gehorchenden, konsequenten Flusssysteme.

Neigungswinkel des Vignonetalbodens.

Talstrecke.	Vert. Distanz.	Hor. Distanz.	Neigungswinkel.
2381—2180 m	100 m	1100 m	5° 12′
2280—2160 m	120 m	1900 m	3° 37′
2160—1626 m	534 m	1700 m	17° 26′
Dorf San Bernardino.			

Die 3 km lange oberste Talstrecke hat ein für ein kurzes Nebental geringes Gefälle. Plötzlich beginnt der Fluss jedoch wieder tief einzuschneiden und fällt über steile Gehänge ins Haupttal hinab. LAUTENSACH glaubt hier ein Beispiel glazialer Uebertiefung zu sehen, aber diese wäre unverständlich: Die selektive glaziale Erosion müsste auf dem aus Bündnerschiefer bestehenden Boden des Vignonetales viel heftiger wirken als auf dem aus Adulagneiss bestehenden des Haupttales. Dadurch müsste der Vorsprung, den der Hauptgletscher durch grössere Mächtigkeit besitzt (die aber wegen des grossen Talquerschnittes nicht sehr viel beträchtlicher gewesen sein kann), wieder ausgeglichen werden. Das steile Gefälle des über prächtige Wasserfälle (T. 12 *a*) der *Moesa* zueilenden *Rio Gulmagno* ist eine Folge der hier durch einen Nebenbach bewirkten Anzapfung des eigentlich erst beim *Pian San Giacomo* ins Misox mündenden *Vignonetales*. Der Neigungswinkel des alten Talstückes beträgt zwischen der *Alpe di Vignone* (2160 m) und dem Bache südwestlich von *Acquabuona* (1800 m) bei 3100 m horizontaler und 360 m vertikaler Distanz 6° 37′. Zwischen dem genannten Bach (1800 m) und der *Alpe Frigera* (1584 m) ist der Neigungswinkel bei 2350 m horizontaler und 210 m vertikaler Distanz 5° 6′. Bei Frigera ist der alte Talboden durch den Stufenabfall abgebrochen. Würden wir ihn jedoch bis zu der Stelle verlängern, an der die Moesa die das Tal bedingende höhere Triaszone schneidet, so hätten wir zwischen *Frigera* (1584 m) und Andrana (1174 m) bei 410 m vertikaler und 2100 m horizontaler Distanz einen Neigungswinkel von 11° 3′. Da das Moesatal damals jedoch noch nicht so tief eingeschnitten war, lässt sich auch die letzte Strecke ungezwungen in den Talboden einreihen.

Die ausserordentlich leichte Erodierbarkeit der Rötidolomitgruppe hat stets die Ausbildung einer Furche zur Folge, und so musste sich zwischen dem *Vignone*pass und dem *Pian San Giacomo* ein Seitental entwickeln. In der Gegend von San Bernardino wird der Bündnerschiefer lokal sehr dünn ausgequetscht (siehe Profil Pizzo di Muccia-San Bernardino

und T. 5 *c*, *d*) und es nähern sich daher hier die beiden Täler auf einen Kilometer, stellenweise nur 700 bis 800 m. Die trennende Wasserscheide konnte nur sehr niedrig sein, so dass es den Nebenbächen der Moesa ein leichtes war, gerade in dieser Gegend das *Vignonetal* anzuzapfen. Dies gelang nicht nur dem *Rio Gulmagno*, der ein Wiedereinschneiden in den Talboden bis zur *Alpe di Vignone* verursachte, sondern auch den kleinen Bächen, die links und rechts von *Acquabuona* bis zu dem z. T. von riesigen Schuttkegeln verschütteten, z. T. versumpften alten Talboden vorgedrungen sind.

Es ist sehr wohl möglich, dass die jedenfalls an dieser Stelle überfliessenden eiszeitlichen *Vignone*gletscher dazu beigetragen haben, den letzten Rest der Wasserscheide hier niederzuschleifen.

Deutlich lässt sich die untere meist vom Gehängeschutt mehr oder weniger verschüttete Talstrecke über die *Alpe di Pinocchio* bis *Frigera* verfolgen. Der kleine das alte Tal hier durchfliessende Bach, stürzt sich bei Frigera plötzlich von einem kleinen Wändchen herunter und fällt steil weiter in die Stufe von Pian San Giacomo hinab (T. 5 *d*, 12 *b*). Der gleiche Stufenabfall, der das Moesatal so plötzlich abschneidet, hat hier auch das alte Vignonetal abgeschnitten. Wir sahen, dass sich die beiden Täler früher in der Gegend von *Monte Andrana* vereinigt haben. Der *Vignonebach* musste sich beeilen, das innerhalb des Bündnerschiefers so plötzliche Einschneiden der Moesa nachzuholen, und diesen beiden, den schmalen Zipfel zwischen *Andrana*, *Pescedalo* und *Spina* bearbeitenden Sägen gelang es, ihn ganz zu beseitigen und so den *Pian San Giacomo* herzustellen. Unterdessen wurde der Vignonebach bei *San Bernardino* angezapft, und das alte Talstück blieb bei *Frigera* in der Entwicklung stecken. Dem kleinen Bach, der das tote Talstück noch durchfluss, gelang es nicht mehr, die starken Schuttmassen der *Landes* zu bewältigen, er wurde mehr und mehr nach Norden gedrängt und schnitt dadurch den Stufenabfall scharf ab, so dass er sich heute wie eine Mauer plötzlich über der Stufe von *San Giacomo* erhebt.

Hiermit ist aber immer noch nicht die Komplikation des Talgrundes zwischen *San Giacomo* und *San Bernardino* erschöpft, denn es besteht noch die bereits erwähnte dritte Furche, die die Mitte zwischen der *Moesa*- und *Vignonefurche* einnimmt : Die *Forcolafurche*, die die Poststrasse benützt (T. 6). Diese Furche ist aber kein einheitlicher, heute noch aktiver Talweg wie das *Moesatal*, auch kein früherer Tal-

boden wie das alte *Vignonetal*, sondern es zeigt in der Mitte eine kleine Passeinsattelung : Die *Forcola*, von welcher sich nach beiden Seiten unbedeutende Talungen herunterziehen. Das südlich der *Forcola* herunterkommende ist ein in den schwarzen Phyllit eingeschnittenes Seitentälchen des alten *Vignone-Pinocchio*baches, das sich westlich von *Fies* mit einem die obere Phyllitzone ausgrabenden Bach vereinigt. Nachdem der Vignonebach abgezapft war und der Hang nun nach Süden statt nach Westen abgedacht wurde, konnten diese beiden vereinigten Bäche sich auf der zweiten Phyllitzone weiter einschneiden. Der Pinocchiobach stürzt sich jetzt über ein kleines, aus Grünschiefer und hartem Kalkschiefer gebildetes Wändchen in sein altes Nebental herunter, um hier auf kürzestem Wege die Moesa zu erreichen.

Das merkwürdige, in drei Stufen erfolgende Abfallen des Absturzes im Bereiche der schwarzen Phyllite erkläre ich mir durch das Vorhandensein dieser früheren Nebentälchen des *Vignone-Pinocchio*baches, wie sie heute noch in ähnlicher Ausbildung im Phyllit des oberen Vignonetales zu finden sind. Der nach Süden strömende Gletscher kämmte quer über sie hinweg und zerstörte dadurch die sie trennenden Hügel oder rundete sie zu. Dies war in dem weichen Phyllit und bei dem grossen Gefälle des Gletschers an dieser Stelle keine grosse glaziale Leistung. Daher stammen die ausgezeichneten Rundhöcker und die dazwischen stagnierenden Moore in der Gegend des *Lago d'Osso*, der *Forcola* und *Fies*.

β) *Der Bernhardinpass* (T. 5 *a* bis *d*, 6, 7 *a* bis *c*). — Der Bernhardinpass ist eine zwei bis drei Kilometer lange Furche, dessen Boden ganz aus Adulagneissen und Glimmerschiefern und den diesen eingelagerten Amphibolschiefern besteht. Er zeigt eine der schönsten, ausgedehntesten Rundhöckerlandschaften der Schweiz. Im Westen wird er durch das nach dieser Seite mässig steil abfallende 2950 m hohe *Marscholhorn* begrenzt, das aus den gleichen kristallinen Schiefern der Aduladecke wie die Passfurche besteht. Im Osten fallen die geraden, aus den Schichtköpfen der Bündnerschiefer bestehenden Wände des 2716 m hohen *Pizzo Uccello* gegen die Passeinsattelung ab. Diese zeigt zwei Einkerbungen : Die 2060 m hohe westliche, durch die die Poststrasse führt, und die 2120 m hohe östliche des *Wälschberges*. Jederseits dieser beiden Einkerbungen setzen sich kleine Talfurchen nach Norden und Süden fort und gliedern auf diese Weise das scheinbare Labyrinth dieser weiten Rundhöckerlandschaft, in dem sich bei Nebelwetter selbst Einheimische verirren können. Ein Hügelzug, der in den Punkten 2167, 2180 und

2070 kulminiert, bildet die Wasserscheide dieser beiderseits ausgebildeten Talturchen, die die zahllosen Moore, Lachen, Seelein durch vielfach zwischen den Rundhöckern gewundene kleine Bäche entwässern. Wir müssen uns in diesen Rundhöckern die glazial bearbeiteten Reste der niedrigen Wasserscheide aller dieser kleinen Bäche vorstellen.

Entstehung der westlichen Furche. — Von Punkt 2160, dem aus Amphibolschiefer gebildeten Hügel nördlich der Tälialp, hat man, nach Süden blickend, den bestimmten Eindruck, im *Mucciatäli* den Talschluss des Masekbaches zu sehen (T. 7 *b*). Statt beim Austritt aus dem *Mucciatäli* (T. 5 *b*, 7 *d*) mit plötzlichem Knick das südlich anstossende Plateau in enger, tief eingesägter Klamm zu zerschneiden und sich bei der Cantoniera mit der Moesola zu vereinigen, floss der Bach ehemals weiter über die Terrasse, die sich mit schwachem Gefälle bis zum *Moesolasee* fortzieht und von dort durchs *Masektal.* Das obere Masektal wurde dann durch rückschreitende Erosion von der Moesola angeschnitten und das Mucciakar dem Quellgebiet der Moesa angegliedert. Das tote, verhältnismässig ebene Talstück bot den eiszeitlichen Gletschern eine prächtige Angriffsfläche zur Ausmodellierung einer typischen Rundhöckerlandschaft. Die Tabelle zeigt uns, dass die Neigungsverhältnisse der Terrasse sehr für die Lage dieses alten Tallaufes sprechen. Bei dem epigenetischen Talstück haben wir hingegen zwischen Punkt 2160 und 1890 bei 270 m vertikaler und 1000 m horizontaler Distanz einen Neigungswinkel von 15°7′. Bei einem Karbache wäre zwar dieser plötzliche Gefällsknick an und für sich ausgeschlossen. Aber die ganze Konfiguration der *Bernardino-Muccia*landschaft weist deutlich darauf hin, dass wir es bei der unteren *Muccia*terrasse nicht mit einer eigentlichen Karbildung, sondern einem durch diesen Prozess nur leicht veränderten fluviatilen Gebilde zu tun haben, worauf wir noch zurückkommen werden. Wir haben uns also vorzustellen, dass Punkt 2180 einst durch einen Hügelzug mit dem *Pizzo di Vigone* [1] verbunden war:

Muccia-Masektal.

Stabbiograt 2742 m bis Rand des Mucciatäli bis 2550 m.

Horizontale Distanz . . .	630 m
Vertikale Distanz	90 m
Neigungswinkel	8°8′

[1] Der auf der Siegfriedkarte als Pizzo di Vigone bezeichnete kleine Gipfel heisst bei den Misoxern Pan di Zucchero, während der eigentliche Pizzo di Vigone die Gratspitze nördlich des Vigonekares ist.

Tälirand bis Täliboden 2550 bis 2220 m.

Neigungswinkel	26°13′
Horizontale Distanz . . .	670 m
Vertikale Distanz	330 m

Täliboden 2220 bis 2160 m.

Horizontale Distanz . . .	1100 m
Vertikale Distanz	60 m
Neigungswinkel	3°7′

Tote Talstrecke 2160 bis See 2060 m.

Neigungswinkel	7°7′

See.

Horizontale Distanz . . .	1 km
Vertikale Distanz	0 »
Neigungswinkel	0 »

See bis Wegmacherhaus Masektal 2060 bis 1890 m.

Neigungswinkel	5°42′
Horizontale Distanz . . .	1700 m
Vertikale Distanz	170 m

Masekschlucht 1890 bis 1610 m.

Horizontale Distanz . . .	800 m
Vertikale Distanz	280 m
Neigungswinkel	19°17′

Es ist möglich, dass das Durchbrechen dieses früheren Grates nicht ausschliesslich das Werk der *Moesola* ist, sondern dass die Transfluenz des *Rheingletschers* dazu beigetragen hat, die ohnehin erniedrigte Wasserscheide vollends niederzuschleifen.

Die grosse Breite der Bernhardineinsattelung erklärt sich durch die schmale Basis der Wasserscheide gegen den benachbarten Talzug des Wälschberges. Infolgedessen konnte der die Mitte der Passfurche einnehmende Hügelzug nie von beträchtlicher Höhe gewesen sein und wurde somit von der *Rheingletscher*transfluenz weiter erniedrigt und zugerundet.

Wie die sanfte Böschung des westlich die Passfurche abschliessenden Hanges sich durch das etwa 25° steile Fallen der Adulagneissplatten erklärt (T. 7 *a*), so die grosse Steilheit der östlichen Hänge durch die Schichtköpfe der Bündnerschiefer (T. 5 *a*, *b*). In den Bündnerschiefern ist das Einschneiden rasch vor sich gegangen. Die steile Böschung kann sich lange erhalten, da die Niederschläge vorwiegend auf der Ostseite abgeleitet werden und die Wände daher von der Abspülung verschont bleiben. Die grossen Trümmerhalden,

die den Fuss der Wände hoch hinauf begraben, zeigen, dass das fluviatile Einschneiden unter den Wänden des Pizzo Uccello jetzt aufgehört hat und der Bach nicht mehr imstande ist, das durch die Wandverwitterung losgelöste Material abzutransportieren.

Der *Valserberg*-Grat lässt sich sehr gut mit einem Jugendstadium des *Bernhardinpasses* vergleichen. Würden zum Beispiel der Seitenbach des *Peilerflusses* und ein Quellbach des *Rapierbaches* die Passlücke Punkt 2483, östlich der *Wengelispitz* soweit zerschneiden, dass der Peilerbach ganz abgezapft und zum Hinterrhein geleitet würde, so hätten wir den gleichen Fall, wie am Bernhardinpass: Der *Masekbach* entspräche dem *Peilerbach*, das *Mucciatäli* der oberen *Fanellaalp*, der *Rapierbach* der *Moesa*, die *Wengelispitz* dem *Pizzo Vignone* und die Passfurche Punkt 2483 der Gegend der Cantoniera.

Unterdessen hätten die mittleren Bäche des Rapiertobels auch ihre Arbeit nicht eingestellt, und der mittlere Valserberg mit den Kuppen 2562 und 2558 würde ebenfalls bis oder unter das Niveau des Peilertales abgetragen, dessen Boden als Terrasse stehen bliebe, wie die alte Masekterrasse zwischen Mucciatäli und Moesolasee.

Auch der Bach unter der *Valserpasslücke* Punkt 2507 schneidet weiter ein, aber noch nicht so tief, dass er den Peilerbach erreichen würde. Von der nach Norden zurückverlegten Passlücke fliesst auf der entgegengesetzten Seite noch ein Bach hinunter in das enthauptete Peilertal und wir haben hier die Erscheinung der *Wälschberg*furche und des *Tälialp*tobels, während das Valserhorn die Stelle des Pizzo Uccello einnimmt.

Bis in die kleinsten Züge finden wir das Abbild des *Bernhardinpasses* auf der gegenüberliegenden Seite des Hinterrheines wieder. Der *Valserberg* liegt tektonisch genau an der gleichen Stelle wie der Bernhardinpass, nur dass letzterer einige hundert Meter tiefer entblösst ist; beide zeigen gleiche topographische Verhältnisse, und es ist daher nicht ausgeschlossen, dass das zur Erklärung der Bernhardinpassbildung gezeichnete Zukunftbild des Valserberges einst Wirklichkeit wird.

Der *Glenner* wie der *Hinterrhein* treten beide seit langen Zeiten an ungefähr eben derselben Stelle vom Adulagneiss in den Bündnerschiefer, da dieser hier sehr mächtig ist und sein Streichen quer zur Flussrichtung verläuft. Ihre beiden Nebentäler, das *Peiler-* und *Masektal* folgen im Unterlauf dem von ihren Bächen herausgearbeiteten Erosionsrand der Bündner-

schiefermulde und schnitten allmählich tiefer in den Adulagneiss ein.

An dieser Stelle müssen wir auf eine alte HEIM'sche Erklärung des *Bernhardinpasses* und *Valserberges* zu sprechen kommen. In den *Hochalpen zwischen Rhein und Reuss* (S. 427) sagt HEIM : « In einer sehr alten Zeit hat auch das Glennergebiet weiter südlich gegriffen. Die höchsten Talstufen und Terrassen lassen erraten, dass einst ein *Urglenner* aus der Gegend über dem jetzigen Misoxertal über den Bernhardinpass und Valserberg durch das Petertal floss und dass ein *Ursafienrhein* von Süden her über den Splügen und Safienberg kam. Beiden wurde zuerst von einem Seitenarm des Averser Hinterrheines, dem *Rheinwaldrhein*, der Oberlauf weggenommen, die Sättel des Valserberges und Safienberges wurden dadurch von der Austiefung der Hauptflüsse ausgeschaltet. Später griffen die Täler weiter hinauf und trieben die Wasserscheide nördlich bis an den jetzigen *Bernhardin* und *Splügenpass*. » Auf die Unwahrscheinlichkeit dieser Konstruktion wiesen schon SÖLCH und LAUTENSACH hin.

Auch ich kann mir nicht vorstellen, welche Terrassen und Talstufen für diesen *Urglennerlauf* sprechen sollen, und finde auch sonst keinen Beweis für die südliche Fortsetzung dieses Tales. Der *Valserberg* ist 450 m höher als « das obere Talstück », der *Bernhardinpass*, und warum sollte ersterer, der auch im Gebiete der Triasschiefer liegt und von beiden Seiten angegriffen wird, seine Höhe so viel länger erhalten, als der Bernhardinpass? Die petrographischen Verhältnisse des jetzigen Valserberges und des früheren Bernhardinpasses verlangen hingegen unbedingt an dieser Stelle eine Einsattelung. Wo der Grat, wie hier, aus triadischen Schiefern besteht, muss er eine Depression zwischen den westlichen Adulagneissen und östlichen Kalken und Grünschiefern bilden. Welche ungeheuren Zeiträume gehören dazu, um ein so breites, im Gefälle ausgeglichenes Tal wie das obere *Hinterrheintal*, um 900 m in den Gneiss einzuschneiden! In dieser Zeit haben sich auch die das Tal begleitenden Kämme um ebenso viel erniedrigt, die Gehänge sind zurückgewichen, und von Talböden und Terrassen wäre die letzte Spur verwischt worden.

γ) *Hinterrheintal*. — Das Stadium der Aufschüttung, welches die Moesa bei Soazza erreicht hat, erlangt der *Hinterrhein* erst bei *Thusis*. An beiden Punkten schliesst sich hier an den Oberlauf der Flüsse eine bis zum Alpenrande gegen 90 km lange aufgeschüttete Talstrecke an, auf welcher der *Rhein* 300 m, die Moesa 400 m Höhe verliert. Auf der grössten

Strecke der Haupttäler ist also die Tiefenerosion schon beendet. Nur beim kürzeren, oberen Teile ist diese Arbeit noch in vollem Gange. Während die Moesa die 1500 m Höhendifferenz ihres Oberlaufes auf einer 15 km langen Strecke zurücklegt, verteilt der Hinterrhein die gleiche Höhendifferenz auf eine 40 km lange Distanz. Dies ergibt beim Hinterrhein-Oberlauf einen durchschnittlich nur 2° betragenden Gefällswinkel, gegenüber einem solchen von 5 ½° in der oberen Mesolcina. Bei einem so schwachen Gefälle des Oberlaufes ist es verwunderlich, dass die Talbodenaufschüttung nicht schon höher talaufwärts gewandert ist. Aber das Gefälle wächst nicht regelmässig, sondern wir finden, wie im Misox, einen stufenförmigen Gefällswechsel.

Talstrecke.	Vert. Distanz.	Hor. Distanz.	Neigungswinkel.
2200—1800 m	350 m	2000 m	10°
1850—1450 m	400 m	18000 m	1¼°
1450—980 m	470 m	5500 m	5°
980—900 m	80 m	6000 m	¾°
900—690 m	210 m	6000 m	2°

Wir sehen zwei deutliche Stufenböden : Erstens zwischen 1850 und 1450 die des *Kaminbodens-Hinterrhein-Splügen* und zweitens zwischen 980 und 900 m die des *Schams*. In unser Gebiet fällt nur der oberste Teil der ersten Stufe, aber sie lässt sich nicht für sich erfassen, und müssen wir daher den unteren Hiuterrheinlauf ebenfalls streifen.

Heim zeigt [1], dass der Grund der obersten *Viamala* durch Moränen zugekittet ist, und dass diese dem Einschneiden so viel mehr Widerstand entgegensetzen als die Bündnerschiefer. Es ist möglich, dass die *Schamser*stufe durch diesen Riegel bewirkt wurde. Jedenfalls würde ohne ihn das Gefälle beider Talstrecken sich sehr nahe kommen.

Bei einem Gefälle von 2° lassen Moesa und Calancasca schon das Geschiebe fallen und bilden Stufenböden, während der Hinterrhein infolge seiner ungleich stärkeren Wasserkraft noch eifrig einschneidet, besonders wo er, wie in der *Viamala*, seine ganze Kraft auf einen durch die Gesteinslagerung sehr engen Talquerschnitt konzentriert hat.

Der geologische Untergrund liesse nach Analogie der Misoxer Verhältnisse einen Stufenboden zwischen *Sufers* und *Hinterrhein* erwarten, ein starkes Gefälle auf der von den groben Rofnaporphyren gebildeten Schwelle und eine

[1] Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, S. 461 und 462.

bedeutend schwächere Neigung des Talbodens unterhalb *Pigneu*. Ohne weiteres können wir aber die Verhältnisse des Moesatales nicht mit denen des Hinterrheines vergleichen, da dieser über eine bedeutend stärkere Wasserkraft verfügt, und der Fluss die die Stufenbildung bedingenden Gesteinsgrenzen schon viel länger an der gleichen Stelle schneidet als die Moesa. Es muss sich also die Folge der längeren und stürkeren Bearbeitung der stufenbildenden Gesteinskomplexe beobachten lassen.

Solange Tiefenerosion stattfindet, und solange diese infolge der ungleichmässigen Gesteinsbeschaffenheit ungleich schnell verläuft, so lange bleiben die Talstufen bestehen. Einem Einschneiden der stauenden Schwelle folgt die Tieferlegung der über ihr im weichen Gestein befindlichen Stufe auf dem Fusse nach. Der Fluss erreicht hier immer wieder schnell das Gefälle, bei dem die Erosion aufhört und die Akkumulation beginnt, also das Gefälle, das das ganze Flussytem erstrebt, in seinen obersten Talstrecken aber erst dort erreicht hat, wo das Gestein wenig Widerstand entgegensetzen kann. Die Grenze zwischen dem Riegel und dem durch sie bedingten Stufenboden fällt stets mit dem beide verursachenden Gesteinswechsel zusammen.

Anders bei dem über die Stufe folgenden steilen Talstück. Sein Gefälle ist die Summe zweier Höhendifferenzen : derjenigen, die dem normalen Flusslauf erstens auf diesem Talstücke, also dem Stufenabfall selbst, und zweitens auf der Strecke, die die Stufe einnimmt, zukommen würde (bei homogener Beschaffenheit des das Flussbett bildenden Gesteines) minus dem tatsächlichen Gefälle der Stufe.

Ist auf der Talsohle erst vor kurzer Zeit der Uebertritt vom harten auf das weiche Gestein erfolgt, wie zwischen *San Giacomo* und *San Bernardino*, so fällt der Fluss steil hinunter in die jugendliche Stufe. Allmählich schneiden die Wasserfälle und Flusschnellen jedoch rückwärts weiter ein, und der Gefällsunterschied verteilt sich auf eine grössere Strecke, wie im oberen *St. Petertal*, zwischen *Vals Platz* und *Zervreila*. Dort wo, wie in den Haupttälern, das Gefälle des ganzen Bodens hoch hinauf schwach ist und daher der Höhenunterschied der Stufen nicht so beträchtlich werden kann wie in den kleinen steilen Tälern, findet leicht ein Rückwärtsschreiten des aufgeschütteten Stufenbodens in dem aufwärts gelegenen, harten Gestein statt. So liegt der Stufenboden des *Schams* oben zum Teil noch auf Rofna-Gneiss, der obere Teil des *Splügener* Stufenbodens noch auf Adula-

Gneiss, während die untere Grenze der Stufe bei *Sufers* scharf mit dem Gesteinswechsel zusammenfällt.

Val Curciusa.

Das bedeutendste Nebental des Rheinwaldtales ist das Areu- oder Curciusatal. Dieses zeigt in den oberen Strecken auf dem Tambo-Gneiss ein Gefälle von :

Talstrecke.	Vert. Distanz.	Hor. Distanz.	Neigungswinkel.
Bocca di Curciusa 2429 bis Curciusa di Sopra 2130 .	300 m	1950 m	8°45′
Curciusa di Sopra bis Motta di Roggio 1910 . . .	210 m	2870 m	3°6′
Im Gebiete der durch die triadischen Einfaltungen getrennten Tambostirnlappen :			
Motta di Roggio 1910-1860	80 m	210 m	20°51′
Areu-Alp 1860-1800 . .	60 m	1300 m	2°39′
Beim Durchbrechen der Bündnerschiefer :			
Klamm 1800-1680 . . .	120 m	370 m	17°58′
Unteres Areutal 1680-1530	150 m	2000 m	4°17′

Auch hier wieder tritt uns aufs deutlichste die von Heim bestrittene Abhängigkeit der Stufenbildung vom Gesteinsuntergrunde entgegen. Ein normales, ausgeglichenes Gefälle haben wir nur, solange das Tal sich auf dem einförmigen Tambo-Gneiss befindet. Im Unterlaufe ist das Gefälle viel stärker als im Oberlauf, wahrscheinlich weil der *Areubach* noch im Rückstande ist gegen den viel stärkeren *Rhein*. Die zwei untersten Kilometer innerhalb der Phyllite haben grössere Fortschritte gemacht, das unterste Stück ist, wie der Rheinalboden, schon in der Aufschüttung begriffen. Die dickbankigen Kalke der *Einshornzone* wirken lokal darüber als Riegel, der aber schon stark zerschnitten ist. Auf der *Alpe di Roggio* im Gebiete der kleinen Stirnlappen finden sich die gleichen aus Tambogneiss bestehenden, aus den Triasschiefern heraus modellierten runden Hügel wie im Gebiete von *Vignone*. Das Areutal folgt keiner tektonischen Linie; jedoch ist es nicht ausgeschlossen, dass es zu einer Zeit angelegt wurde, als der Erosionsrand der Surettadecke auf dieser Linie die Trias-Bündnerschiefer-Mulde der fluviatilen Zerstörung preisgab. Die *Val Curciusa* ist ein offenes Tal. Ihr Talkopf ist durch das quer zu ihr verlaufende alte Vignonetal und dessen Seitenbäche abgeschnitten.

δ) Talboden der Val Calanca. — Die Val Calanca nimmt, wie wir schon sahen, ihren Beginn in einem ausgesprochenen

Talzirkus (T. 4 *a*). Im Halbkreise fallen die Talwände mit einer Neigung von 22 bis 36° gegen den 1 ½ km langen, nicht ganz 4° geneigten Talboden der Schafalp von *Stabbio*. Das Tal ist ziemlich schmal, zeigt eher V- als U-Form, wenigstens dort, wo nicht Schutthalden die eigentliche Gestalt der Felsrinne maskieren. Der Fluss hat oft Mühe, das Moränen- und Schuttmaterial abzuführen, das die kleinen Hängegletscher und die zahllosen Lawinen hier herabschütten [1]. Auf den Stufenboden von Stabbio folgt talabwärts ein 1 ¼ km langes Talstück (T. 4 *c*) mit einem unter 16 ½° geneigten Boden. In wilder, ungangbarer Schlucht stürzt die Calancasca von Gneissbank auf Gneissbank hinunter, und gleich darauf folgt ein 5 km langes Talstück mit anfangs 5 ½, später 2° Gefälle.

Auch die Val Calanca zeigt Stufenbau, trotzdem sie von *Stabbio* bis *Grono* in Gneiss eingegraben ist, und sich hier also die Stufen nicht auf die gleiche Weise erklären lassen wie in der Val Mesolcina und im Hinterrheintal. Es ist wohl möglich, dass auch hier Gesteinsunterschiede bei der Stufenbildung beteiligt sind, ist der Adulagneiss doch nirgends homogen und wechseln dickbankige, schwer zerstörbare Gneisse mit stark geschieferten Glimmerschiefern ab. Es war mir nicht immer möglich, diesen Zusammenhang zu verfolgen, jedoch scheint er zwischen Stabbio und Pertüs deutlich zu erkennen zu sein. Der Unterschied in der Gesteinsbeschaffenheit ist hier, wo der Bündnerschiefer fehlt, nicht so augenfällig, wie der in den beiden anderen Tälern, und daher ist auch das Resultat, die Stufenbildung nicht so handgreiflich. Der Talboden ist im allgemeinen ausgeglichener und die Stufenbildung nicht so scharf.

Die Erklärung der Stufen der Val Calanca durch glaziale Erosion ist, wie LAUTENSACH selbst zugibt, unbefriedigend; theoretisch ist danach nur der unterste Stufenabfall verständlich, der über *Grono*. Durch glaziale Uebertiefung erklärt Lautensach auch die Gestalt des *Passettitales*. Es ist ihm selbst zweifelhaft, ob man die Stufe von *Stabbio* durch Konfluenz des *Calanca*gletschers mit dem Passettigletscher erklären kann. In diesem Falle würde jedoch die grosse Eintiefung erst bei *Allogna* und nicht schon bei *Pertusio* beginnen.

Auch die HEIM-BODMER'sche Theorie der Stufenbildung ist hier nicht anzuwenden. Während die erste Stufe der *Val*

[1] Meist erfüllt Lawinenschnee den Talboden bis in den Herbst hinein.

Val Calanca.

Talstrecke	Höhe	Neigungswinkel	Vertic. Distanz	Horizont. Distanz	Charakter der Strecke
Hintergehänge von Stabbio	3200-2009	22°-36°	1190-730	1000-2900	Hintergehänge des Talschlusses zeigt Ansatz zur Karbildung
Stufe von Stabbio	2009-1910	3°40′	100	1560	Stabbio = Knotenpunkt vieler Bäche
Stufenabfall Stabbio-Pertüs	1910-1540	16°29′	370-	1250	
Pertüs-Allogna	1540-1440	5°42′	100	1000	Pertüs = Knotenpunkt vieler Bäche
Allogna-Val Bella	1440-1290	2°15′	150	3800	
Val Bella-Saludine	1290-1170	9°5′	120	750	Bei Val Bella die Mündung des Larsè-Tales
Saludine-Rossa	1170-1080	4°56′	190	2200	
Rossa-Selma	1080-930	1°27′	150	5900	Abdämmung durch Bergstürze und Schuttkegel
Selma-Arvigo	930-810	2°59′	120	2300	Beginn des Wiedereinschneidens gestört durch Bergsturz usw.
Arvigo-Molina	810-660	2°12′	150	3900	
Molina-Grono	660-360	5°43′	300	2950	Val Mesolcina gegen Val Calanca « übertieft »
Mündungsstück bis Moesa	360-290	2°40′	70	1500	Schuttkegel der Calancasca bei Mündung ins Moesetal

Mesolcina 17 km über dem Zusammenfluss der *Moesa* und *Calancasca* liegt, beginnt diejenige der *Val Calanca* unmittelbar darüber (siehe Blatt Grono). Nach der genannten Theorie hat die Calancasca mit dem Einschneiden begonnen,

nachdem die entsprechende Stufe der Mesolcina ihre Mündung passiert hat. Wenn nun die Calancasca auch infolge ihrer geringeren Wasserkraft gegen die Moesa im Rückstande ist, so entspricht doch der so verschiedene Stufenabstand vom Zusammenfluss keineswegs der Wasserführung, und ebenso wenig tut er dies bei den höheren Stufen.

Die *Val Calanca* hat infolge ihres schmalen Querschnittes nur ein halb so grosses Einzugsgebiet [1] und empfängt daher auch nur ungefähr die halbe Wassermenge der *Val Mesolcina*. Dies erklärt, dass die *Calancasca* durchschnittlich 300 bis 500 m im Einschneiden hinter der *Moesa* zurückgeblieben ist. Warum sollte der Gletscher, der im Verhältnis zum Wasser nur während so verschwindend kurzer Zeit gearbeitet hat, allein, wie LAUTENSACH glaubt, diesen Unterschied hervorgerufen haben?

Bei einem halbreifen Haupttal mit unveränderlicher Erosionsbasis neigt die Erosionsterminante nach einer gegen unten immer flacheren Kurve. Bei Seitentälern wird diese Ausbildung gestört, da die Erosionsbasis sinkt, so lange der Hauptfluss im Einschneiden begriffen ist. Dies Sinken erfolgt schneller, als der Seitenbach mit seiner schwächeren Wasserkraft folgen kann. Während bei Hauptflüssen beim alternden Fluss sich notwendig eine konkave Gefällskurve herausbilden muss, muss sie beim Seitenbach ebenso notwendig sich konvex gestalten, da hier der Fluss, entsprechend seiner wachsenden Wasserkraft, ungehindert talabwärts steiler einschneidet. Da er in den meisten Fällen trotzdem dem Hauptfluss nicht folgen kann, fällt er zudem noch zuletzt in einer Stufe ins Haupttal hinunter. Nicht dem Gletscher, sondern dem Wasser schreibe ich daher die Uebertiefung des Misox zu, und ihm verdankt meiner Ansicht nach die *Calancasca* ihren untersten Stufenabfall, den zwischen *Grono* und *Molina*. Da die *Moesa* jetzt nicht mehr einschneidet, wird es dereinst der *Calancasca* gelingen, sie einzuholen [2].

Auch DAVIS gibt zu, dass durch die stärkere Erosion des Hauptflusses Hängetäler entstehen. Wenn er aber immer

[1] Einzugsgebiet der Moesa bis Mündung der Calancasca 270 303 km², Einzugsgebiet der Calancasca bis Mündung . . . . . 141 647 km². (Veröffentlichung der Abteilung für Landeshydrographie.)

[2] Die so häufig betonte, angeblich für die glaziale Uebertiefung sprechende Tatsache, dass die Stufenmündungen der Nebentäler gegen den Ausgang des Haupttales zu immer niedriger werden, lässt sich mit demselben Recht darauf zurückführen, dass der Hauptfluss hier schon länger mit Einschneiden aufgehört hat.

wieder betont, dass das Haupttal eng und cañonförmig sein müsse, so scheint mir, dass dieser Einwand nur für schwach gehobene Gehänge Berechtigung hat. In einem Gebiete, welches, wie die Tessinerberge, mindestens 20 km gehoben wurde, konnte sich der Unterschied in der Höhe der Talböden allmählig so vergrössern, dass die Stufenmündungen noch lange erhalten blieben, nachdem der Hauptfluss mit der Tieferlegung seines Bettes aufgehört und mit der Verbreiterung der Sohle begonnen hatte. Infolge des letztern Vorganges wird die Stufenmündung untergraben und der Steilhang bleibt erhalten.

An Stelle der steten Hinweise auf das Zusammenfallen des Vorkommens der Hängetäler und der ehemals vergletscherten Gebiete (eine vielleicht häufig auf Zirkelschlüssen beruhende Behauptung) sollte der Zusammenhang zwischen der Höhe der Gebirgserhebung und der Höhe der Stufenmündung (unter Berücksichtigung aller modifizierenden Faktoren) untersucht werden.

Zwischen *Molina* und *Rossa* folgt ein sanft geneigtes Talstück, ein lang gestreckter Stufenboden. Wie wir sahen, entspricht dieses verminderte Gefälle der natürlichen Erosionskurve. Es scheint, dass ein weiterer Umstand dazu beigetragen hat, das Gefälle auf dieser Strecke zu veringern. Die *Calancasca* ist nicht imstande, auf dieser schwach geneigten Talstrecke das viele Material der zahlreichen, zwischen *Rossa* und *Molina* angehäuften Bergstürze und Bachschuttkegel fortzuräumen.

Erst oberhalb *Rossa* wird der Talboden wieder steiler, am steilsten zwischen *Saludine* und *Val Bella* (T. 4 *b*). Dies vermehrte Einschneiden ist wohl auf die Konfluenz des *Larsé*baches zurückzuführen, eines der stärksten Seitenbäche der *Val Calanca*. Es ist jedoch, wie gesagt, nicht ausgeschlossen, dass hier auch Gesteinsunterschiede mitspielen.

Bei *Pertüs* finden wir eine Art Talschluss. Zirkusförmig umschliessen es die Wände der *Cima dei Cogni*, *Fil Rosso* und *Pizzo Rotondo*. Zahlreiche Bäche vereinigen sich hier. Einer dieser Bäche auf der linken Seite des Hintergehänges ist tiefer eingeschnitten und setzt in der unwegsamen, wilden Schlucht die *Val Calanca* fort, die über *Stabbio* dann durch einen zweiten zirkusförmigen Talschluss endgiltig abgeschlossen wird.

Dass die *Val Calanca* und das *Hinterrheintal* im Gegensatz zur Val Mesolcina einen geschlossenen Talschluss zeigen, ist darauf zurückzuführen, dass beide in einem einförmigen Gneisskomplex eingegraben und radial um einen zentralen

Erhebungspunkt angeordnet sind. Es fehlen daher alle günstigen Bedingungen, die eine tiefere Zerschneidung der Gratumrandung herbeiführen könnten.

ε) *Talterrassen* [1]. — Nachdem wir die heutigen Talböden betrachtet haben, müssen wir noch auf die als Terrassen in unserem Gebiete erhaltenen angeblichen Talböden zu sprechen kommen.

HEIM glaubt in den Alpentälern ein System von ineinandergeschachtelten früheren Tälern zu erkennen, deren Spuren in Talstufen und seitlichen Terrassen zu sehen sind.

Man müsste sich den Vorgang dieser Talbildung folgendermassen vorstellen :

I. — 1. Entstehung eines reifen Tales mit bis in die Talwurzeln ausgeglichenem Gefälle und vorherrschender seitlicher Erosion.

2. Ruckweises Heben des Alpenkörpers und Entstehung eines Stufenabfalles an der Grenzlinie zwischen Gehobenem und nicht Gehobenem.

3. Rückschreiten der Stufe talaufwärts durch fluviatile Erosion und Entstehung einer Klamm, die seitlich durch Talterrassen, rückwärts durch den nach oben wandernden Stufenabfall begrenzt wird.

II. — Wiederholung von 1., 2., 3. und Entstehung der zweiten Stufe und des zweiten Terrassensystems und so fort, so oft als Stufen vorhanden sind.

Konsequent führte HEIMS Schüler BODMER (1880) diese Anschauungsweise durch. Schon LAUTENSACH zeigt, dass die 7 bis 9 Bodmer'schen Talböden eine rein theoretische Phantasie sind, deren Aufstellung für jeden, der sich in einem der betreffenden Talgebiete umgesehen, oder sich in den Vorgang der Talbildung hineingelebt hat, unbegreiflich erscheint. Es gibt in der Natur so viele Ursachen, die auch ohne Zerschneidung eines alten Talbodens eine lokale Verflachung des Gehänges veranlassen können ! Jeder kann mit einiger Phantasie und Willkür daraus spezielle Systeme von Erosionsterrassen zusammenstellen, die überzeugend wirken, wenn man sie als eine Folge einzelner Profile auf Papier sieht, die aber in den meisten Fällen einer kritischen Untersuchung im Gebiete nicht standhalten. Da zeigt sich zum Beispiel bei den BODMER'schen Talbodenstücken das eine als Schichtterrasse, das zweite als weit zurückspringender Hintergrund eines Kares, das dritte als Bergsturz, das vierte als seitliche Passlücke, als Talsporn und so fort.

[1] Siehe Siegfriedblätter *Hinterrhein* 505, *Mesocco* 509 und *Grono* 513.

Nur hie und da bleiben Terrassen bestehen, deren Entstehung sich nicht auf andere Weise natürlicher erklären lässt, und die daher als Erosionsterrassen gelten können. Aber diese sind in meinem Gebiet niemals ohne Unterbrechung oder gar beiderseits gleichzeitig zu erkennen.

Gegen die HEIM'sche Terrassentheorie ist einzuwenden, dass die Terrassen sich nur dann erhalten könnten, wenn die Perioden, in denen die seitliche Erosion vorherrscht, immer kürzer würden, also die ruckweise Hebung des Alpenkörpers immer schneller erfolgt wäre. In diesem Falle müssten aber auch die Talstufen talabwärts immer dichter sich folgen. Für eine Erklärung der Talstufen im Heim'schen Sinne müsste man in Anbetracht des häufig ungemein scharfen Stufenabfalles folgende vier Voraussetzungen machen :

I. — Nicht allmähliches, sondern ruckweises Heben des Alpenkörpers, wechselnd mit Perioden des Stillstandes.

II. — Nicht allmähliches Anschwellen der Aufwölbung, sondern Hebung längs einer Linie.

III. — Die Periode, in der die Erhebung des Alpenkörpers ruht, ist jedesmal kürzer als die zuletzt vorangegangene Hebung.

IV. — Das Einschneiden der neuen Klamm findet immer in der Mitte des alten Talbodens statt, da anderenfalls bei der vorausgesetzten Erosion in die Breite die gesamten oberhalb befindlichen Terrassen zerstört würden.

Selbst wenn man diese Voraussetzungen gelten liesse, würde nicht zu begreifen sein, dass die Terrassen- u. Stufenbildungen der verschiedenen Täler so schlecht miteinander harmonieren. Unverständlich ist vor allem, dass sich die oberen Terrassen erhalten haben sollen, während das Tal viele 100 m tief einschnitt. In dieser Zeit hätten sich die Gehänge durch Wandverwitterung und Abspülung des Regen- und Schmelzwassers sowie der Seitenbäche entsprechend zurückverlegen müssen.

Wie wir sahen, entstehen auch heute noch Talstufen und werden von engen Klammen zerschnitten, während darüber breite Stücke des Talbodens erhalten bleiben (Stufe von Mesocco). Es ist kein Grund vorhanden, warum dies in den vergangenen Perioden der Talbildung nicht ebenso gewesen sein soll. Lokale und nicht zu hoch über dem jetzigen Talboden gelegene Reste alter Talböden sind daher durchaus verständlich — ich bestreite, wenigstens für mein Gebiet, nur zusammenhängende und mehrfach übereinander sich folgende Systeme solcher Talböden.

Lautensachs Terrassensysteme der Petanetto-, Bedretto- und Sobriotalböden. — LAUTENSACH teilt wohl ziemlich die

PENCK'sche Anschauung, die $^4/_5$ der alpinen Talbildung der voreiszeitlichen Flussarbeit, $^1/_5$ der Gletscherarbeit zuschreibt. Er erkennt in den Gesimsen der Tessinertäler die Ueberreste von drei alten Talböden fluviatilen Ursprungs.

Der älteste dieser Talböden ist die *Petanetto*terrasse, die pliocänen Alters sein soll.

Dieses Terrassensystem findet LAUTENSACH in der *Val Calanca* in einem auf Höhe 1920 verlaufenden Gesimse über den Alpen von *Remolasco*, *Stabbiorello* und *Casinarsa* und weiter bei der *Alpe di Piancalone* unter dem *Pizzo Termine*. In der Tat ist hier eine Terrasse stellenweise sichtbar, die nur da und dort wie unter dem *Pizzo di Remia* und *Termine*, sowie von dem Tälchen unter dem *Giumellapass* unterbrochen wird. Während heute das Tal auf der entsprechenden Strecke eine Höhendifferenz von 300 m verliert, die allerdings bei dem pliocänen, von Lautensach für reif erklärten Tal geringer hätte sein können, sieht man hier überhaupt kein Absinken der Petanettoterrasse talauswärts, sondern eher ein leichtes Ansteigen, das dem Ausstreichen der gegen S schwach aufsteigenden Schichtköpfe entspricht.

Nicht nur hier, sondern auf dem ganzen Gehänge zwischen dem *Poncione della Freccione* und *Pizzo Mottone* finden wir einen deutlichen Zusammenhang zwischen diesen Terrassen und den Schichtköpfen des Gneisses. Dies zeigen alle beigefügten Photographien (T. 4 *a*, *b*, *e* bis *h*). Ueberall sehen wir, dass diese Terrassen den talabwärts meist aufsteigenden Gneissbänken folgen und innerhalb eines gewissen Höhengürtels durch Karbildung verbreitert wurden. Nach einem mehr oder weniger kurzen Verlauf bricht jedes dieser Karbänder ab, indem es durch eine Runse abgeschnitten wird oder in die Luft ausstreicht, und wird darauf von einem tiefer gelegenen Band abgelöst. Dies lässt sich schon auf der Siegfriedkarte erkennen.

Es heisst der Natur Gewalt antun, wenn man willkürliche Stücke dieser Karschichtbänder auswählt und zu Talbodensystemen zusammenschweisst.

Karbildungen sind auch die von LAUTENSACH genannten Terrassen von *Piove di Fuori*, *Alpe di Rossiglione* und *Stabbiovedro*, die immer noch (wie 12 km höher oben auch schon) 1920 m hoch sind. Von hier gegen den *Monte di Prepianto* haben wir auf einer Distanz von 2,7 km ein Absinken von 465 m, was sich niemals mit einem reifen Talboden vereinigen liesse.

Während sich die Terrasse von *Carnaggio* in der gleichen

Höhe unter dem *Pizzo di Molinera* fortsetzen lässt, besteht kein Zusammenhang mit dem Stück von *Prepianto*.

Auf der linken Seite ist die *Alpe di Settel* genannt. Ihr gegenüber, 4 km entfernt, liegt die zum gleichen Talboden gehörige *Alpe di Rossiglione*. LAUTENSACH weicht dem Vorwurf des übermässig breiten Talbodens dadurch aus, dass er seine Terrassen nicht für Talböden, sondern für die untersten sanften Gehänge erklärt — sein pliocäner Talboden ging also, wie es scheint, allmählich in die Gehänge über. Wie soll man sich, dies zugegeben, den zwischen der *Val Calanca* und *Mesolcina* gelegenen Grat vorstellen? Höher wie jetzt, also das Pliocäntal um ein paar hundert Meter überragend, konnte er nicht gewesen sein, dazu fehlt ihm die Basisbreite. Ausserdem ist es unwahrscheinlich, dass in der der Abwitterung am meisten ausgesetzten Region der Gipfel seit der Pliocänzeit keine Zerstärung mehr stattgefunden haben soll, während gleichzeitig ein 1100 m tiefes Einschneiden der Talsohle erfolgte. Wie der HEIM-BODMER'schen Theorie, so muss man auch der LAUTENSACH'schen entgegenhalten, dass bei diesem Vorgange die pliocäne Terrasse längst zerstört worden wäre.

Die runde Kuppe des *Pian di Signano* kann unmöglich als Talterrasse angesehen werden.

In der *Val Mesolcina* sieht LAUTENSACH Petanettoterrassenstücke in der *Alpe di Lughezzone*, einem typischen Karboden, der *Alpe di Boggio*, *Alpe Groveno* und *Monte Cravagno*. Dies entspräche einem 4° steilen Gefälle des Talbodens zwischen letzteren. Dieses Gefälle setzt kräftiges Einschneiden des hier schon sehr wasserreichen Flusses voraus und schliesst einen 4 ½ km breiten Talboden aus.

Talsporne wie links die *Alpe di Feppe*, *La Pala*, *Alpe di Borgen*, P. 1440, *Alpe di Dara*, *Motta Bella*, usw. sind nach LAUTENSACHS eigenen Aeusserungen nicht dazu geeignet, als Terrassen zu dienen. Diese Talsporne waren zur Hocheiszeit vom Eise überflossen und wurden daher abgerundet.

Ein pliocäner Petanettotalboden ist also weder in der Val Mesolcina noch in der Val Calanca zu erkennen.

Am deutlichsten soll nach LAUTENSACHS Ansicht die *Bedrettoterrasse* bis in die Wurzeln der Alpentäler und ihrer Nebentäler zu verfolgen sein. Sie soll den Verlauf des präglazialen, ebenfalls reifen Tales andeuten, und das übertiefte von dem nicht übertieften Gelände scheiden. Die Ausbildung des Tales unterhalb dieses Gesimses weist Lautensach vorwiegend der glazialen Erosion zu. Die *Bedretto*terrassen sollen identisch mit den Trogschultern, resp. den Trogplatten im Hintergrunde

des Tales sein, einem rätselhaften Gebilde, auf das wir noch zu sprechen kommen werden. Hierher werden die « Trogplatten » über der *Alpe di Stabbio* gerechnet, die aber ebenfalls nichts anderes sind, als eine Anzahl isolierter, in recht verschiedenen Höhen angelegter und abbrechender Karmulden und Karterrassen, deren Neigung ausgesprochen mit der der Schichtköpfe zusammenhängt (T. 4 *a*).

Auch hier würde der präglaziale Talboden eine Breite von 2 km zeigen, was für den Talschluss selbst eines reifen Tales zuviel ist.

Ein weiterer Punkt, der auf die Unwahrscheinlichkeit dieser Talbodenkonstruktionen weist, ist, dass in der Zeit, in welcher ein Tieferlegen der Talsohle um 300 bis 500 m erfolgte, absolut keine rückschreitende Erosion stattfand, sich im Gegenteil der Talschluss früher 600 bis 700 m weiter nördlich befand als jetzt.

Zur Bedrettoterrasse rechnet LAUTENSACH die Stücke der Terrassen unter dem *Poncione della Parete*, *Fil Rosso* (T. 4 *e*), *Cima dei Cogni*, *Fil di Revio* und *Pianasso*, und ferner die Alpen *Remolasco*, *Stabbiorello* und *Casinarsa*. Auch hier zeigt eine genaue Betrachtung der Karte oder der Photographien, dass die Bedrettoterrasse genau wie die Petanettoterrasse aus einer Folge von talauswärts ansteigenden, immer wieder abbrechenden, durch Karbildung erweiterten Schichtbändern besteht. Wir haben es aber nicht nur mit einer Terrasse zu tun, die abbricht und von einer tiefer ansetzenden zweiten abgelöst wird, sondern mit einem System von stets 2 bis 4 übereinanderliegenden derart alternierenden Bändern. Lautensachs Bedrettoterrasse springt willkürlich von einem Band zum andern. Auf der linken Seite nennt Lautensach den *Laghetto di Stabbio* (T. 8 *g*), *Alpe di Bedoletta*, beides typische Karbildungen, P. 1920 ob *Arbeolo*, usw. Die linke Talseite ist aber durch zahlreiche Trichterkare und Schluchten so zerschnitten, dass hier ein einheitlicher Verlauf einer Terrasse von vornherein nicht zu erwarten wäre.

In der *Val Mesolcina* verfolgt LAUTENSACH die Bedrettoterrasse über die *Alpe di Muccia*, *Alpe di Confino* und *Arbeolo*. Alle diese Terrassenstücke sind die Schwellen ausgezeichneter Karböden, die sich oft mehr als 2 km weit bergeinwärts ziehen und alle Merkmale der Karbildung, aber keine eines Talbodens, zeigen (T. 6).

Wie in der *Val Calanca*, so kann ich auch im *Misox* nicht auf alle Terrassenbildungen der untersten Talstrecken zu sprechen kommen. Ich bezweifle das Vorkommen eines prä-

glazialen, erhalten gebliebenen Talbodens im ganzen *Misoxer* und *Calanca*-Tale, beschränke mich aber hier darauf, die anders geartete Entstehungsweise dieser Terrassenstücke für mein engeres Gebiet darzulegen.

Die Bedrettoterrasse soll gleichzeitig mit der Trogschulter zusammenfallen, diesem merkwürdigen Gebilde, dessen Entstehung schon auf die verschiedenartigste Weise erklärt wurde.

Es ist nicht leicht, LAUTENSACHS Ausführungen über die ihm selbst anscheinend nicht ganz klare Natur dieser Bedrettoterrasse zu folgen. Diese Unklarheit kommt vor allem von der zwiefachen Natur, die ihr untergelegt wird, indem sie einerseits der Rest des präglazialen Talbodens und damit die Grenze des unterhalb glazial und oberhalb fluviatil angelegten Talstückes sein soll und andererseits eine « Trogschulter ».

Diese Trogschulter stellt nach LAUTENSACHS Ansicht den flachgeböschten Teil des Gehänges dar, der sich zwischen die oberste Grenze der Uebertiefung und die obere Eisstromgrenze der Würmeiszeit einschiebt. Ebenso soll die Uebertiefung in den hintersten Talgründen nicht direkt unter den Gipfeln beginnen, sondern erst etwas talabwärts plötzlich und unvermittelt mit dem Trogschluss einsetzen, und zwischen dem oberen Rande des Trogschlusses und dem Fusse der Gipfel soll sich die Trogplatte ausdehnen.

Die Entstehung der Trogschulter erklärt LAUTENSACH folgendermassen : Der präglaziale Talboden, also der Bedrettotalboden, soll in der Mitte seines reifen, breiten Talbodens eine durch Wiedereinschneiden des Flusses entstandene Einkerbung besessen haben. Der durch das Tal strömende Günzgletscher hatte über der Einkerbung die grösste Mächtigkeit und erodierte hier am stärksten, « so dass sich mit der Zeit der Unterschied zwischen dem erosiven Effekt auf der Talschulter und dem im Bereiche der Kerbe immer mehr potenzierte ». Was bewirkte aber jene erste Einkerbung im Bedrettotalboden ? LAUTENSACH meint, sie könnte durch die von PENCK und BRÜCKNER konstatierte Hebung des Alpenkörpers während des Eiszeitalters hervorgerufen worden sein. (Sie müsste aber doch, um die gewünschte Wirkung auf den Bedrettotalboden zu haben, präglazial und nicht interglazial entstanden sein !) Es erscheint ihm jedoch wahrscheinlicher, dass diese Einkerbung erst interglazial entstanden ist durch Zerschneiden der durch ungleichmässige Uebertiefungen entstandenen Stufungen. Demnach hätte die Ausbildung der Trogschulter erst frühe-

stens in der Mindeleiszeit begonnen. Auch in diesem Falle kann die Trogschulter nicht mit der Bedrettoterrasse zusammenfallen, die am Alpenrande unter den untersten Deckenschotter auslaufen soll — es sei denn, der Günzgletscher hätte nicht erodiert. Mit dieser Annahme fiele aber auch das Fundament des ganzen Lautensach'schen Gebäudes.

Unverständlich ist auch die Tatsache, dass die Trogränder sich in den Tessiner Alpen schneller als die obere Gletschergrenze senken sollen. Nach Lautensachs Theorie sollte der talabwärts mächtigere Gletscher unten viel tiefer eingraben als oben und der Trogrand unten höher über dem jetzigen Talboden liegen als oben, während nach seinen Angaben das Gegenteil der Fall ist.

Ich bestreite nicht die Existenz eines Trograndes, dieser in den Alpen allgemeinen Erscheinung, sondern nur sein Zusammenfallen mit einem in seinen Resten angeblich noch existierenden, präglazialen Talboden.

Der dritte Talboden, der interglaziale *Sobriotalboden*, ist in der *Val Calanca* nur an ganz wenigen und leicht auf andere Weise zu erklärenden Stellen angegeben.

Pradirone (T. 5 *e*), *Ceta*, *Caverzina*, *Gumegna* (T. 9 *c*) sind in der *Val Mesolcina* durch das Durchstreichen der weichen triadischen Schiefer bedingt und fallen für die Konstruktion eines Talbodens fort.

Die einzige Stelle in meinem Gebiete, die als Talterrasse gedeutet werden könnte, liegt auf den Gehängen der *Pombi-Verconca*gruppe und ist die von LAUTENSACH für die Sobrioterrasse angeführte Strecke : *Gratella* (T. 8 *h*), *Stabbio*, *Nasello*, *Calniscio*, *Laurascia*. Merkwürdigerweise fällt diese Strecke ungefähr mit der heutigen Stufe von *Mesocco* zusammen. Es ist daher möglich, dass aus ähnlichen Ursachen, wie denjenigen, die das Zerschneiden der heutigen Stufe und die Bildung der Terrasse von *Benabbia* verursacht haben, auch früher hier schon eine Talterrasse entstanden war.

Sicher ist jedoch, dass aus diesen höchst vereinzelt auftretenden und unsicheren Fragmenten von Talterrassen keine für verschiedene Täler gültigen, einheitlichen Talböden konstruiert werden können und vor allem aus diesen ganz hypothetischen Talböden keine Schlüsse auf die Art und Weise der Talbildung in präglazialer und glazialer Zeit gezogen werden dürfen.

b) *Wirkungen der Eiszeit.*

Ich habe versucht, ohne vorgefasste Meinung die Frage der glazialen oder fluviatilen Entstehung unserer Talstufen zu lösen.

Bis zum Schlusse der Arbeit bildete ich mir keine feste Ansicht über die Wirksamkeit der glazialen Erosion, und jede einzelne Form wurde aufs neue nach den Ursachen ihrer Entstehung gefragt.

Die glänzenden Theorien der eiszeitlichen Uebertiefung, soweit sie von den Urhebern und deren gemässigteren Schülern ausgesprochen werden, bestechen auf den ersten Anblick. Auf elegante Weise, in wenigen Worten, Schlagworten, die jeder versteht, lässt sich der Formenschatz grosser Gebiete übersichtlich darstellen und erklären. Aber ein Vertiefen in die Detailformen und ein Hereinleben in deren Werdegang führt stärker und stärker zu der Ueberzeugung, dass die alte HEIM'sche Anschauung die richtige ist, dass allein das fliessende Wasser die Kraft war, die das reiche Relief unseres Alpenkörpers herausarbeitete und das Eis nur die letzte Hand bot, um die Mauern des Gebäudes zu glätten und die Gesimse anzubringen.

Das Eis kann, wie wir sahen, nicht die Stufe von *San Giacomo* gebildet haben. Es gelang uns, ihren Ursprung auf die, wenn auch kompliziertere, fluviatile Wirkung zurückzuführen.

Wenn LAUTENSACH erklärt : « Die Stufe [1] von Mesocco fällt also mit der Verbreitung sehr harter Gesteine zusammen und findet durch sie ihre Aufklärung. Die breite Front der gletschergerundeten Stufe und ihre Lage auf dem Boden eines übertieften Tales schliesst auch hier eine Bildung durch fluviatile Erosion aus. Wir machen die glaziale Erosion für ihre Entstehung verantwortlich, » so müssen wir ihm entgegnen, dass der Stufenboden von *Mesocco* umgekehrt mit der Verbreitung sehr weicher Gesteine zusammenfällt, nämlich den an dieser Stelle, wie wir schon sahen, wieder durch das Haupttal streichenden, zwischen die harten Gneiss- und Glimmerschieferbänke der kristallinen Deckenkerne eingepressten Dolomiten, Kalkschiefern und Phylliten der Bündnerschieferzone, und diese sind hier noch ebenso weich wie oben in der bereits besprochenen Stufe von San Giacomo. Wie kann auch ein Kalk und wenn er noch so kristallin entwickelt ist, härter sein, als ein gesunder, unverwitterter, dickbankiger Gneiss ! Und eben diese leichte Erodierbarkeit des Bündnerschiefers veranlasst gerade das Dasein des Stufenbodens. Harte Gesteine

[1] Es ist in LAUTENSACHS Ausführungen nicht immer klar, ob er mit Stufe den Boden oder Abfall bezeichnet. Da die von genanntem Autor erwähnten Kalkgesteine aber den Stufenboden einnehmen, muss angenommen werden, dass dieser gemeint ist.

verursachen nur die Stufenschwelle, den Stufenabfall, nicht aber den Stufenboden selbst. Da dies aber nicht nur für die fluviatile, sondern auch für die glaziale Erosion Geltung haben dürfte, ist der erste Teil der zitierten LAUTENSACH'schen Behauptung unverständlich. Die breite Front des Stufenabfalles erklärten wir durch epigenetische Talbildung. Es ist unverständlich, warum der Gletscher den Felsklotz, der das *Castello di Mesocco* (T. 9 *b*) trägt, herausmodelliert und stehen gelassen haben soll, besteht doch die westliche Einsattelung und die ganze untere Talstrecke, von der sich dieser Hügel so scharf abhebt, aus den gleichen Adulagneissen wie dieser. Ich bestreite durchaus nicht die Möglichkeit, dass der Gletscher alle diese Formen durch Abschleifen fortgebildet hat, vielleicht auch Becken auf den Stufen ausgehöhlt hat. Ausgeschlossen ist nur die glazial geschaffene Anlage, also Ursache der Formen.

α) *Die Rundhöckerlandschaft.* — Die oberste Talstufe, die von *San Bernardino* oder wie LAUTENSACH sie nennt, von *Monzotenti*, ist streng genommen keine einheitliche Stufe, sondern besteht aus den drei besprochenen, parallel zum Haupttal verlaufenden Talfurchen, die normales Gefälle zeigen. Nur durch das plötzliche Einschneiden der Stufe von *San Giacomo* erwecken sie den Eindruck eines Stufenbodens, während als solcher höchstens das Becken von *San Bernardino* bezeichnet werden dürfte (T. 5 *c*, *d*, 6). Dies zeigt alle Merkmale glazialer Mithilfe bei der Entstehung. Auffallend ist die ausserordentlich weit geöffnete Landschaft. « *La Conca di San Bernardino* » wird sie treffend genannt. Das Dorf liegt auf dem Alluvium eines zugeschütteten Sees, aus dem einige Rundhöcker als einstige Inseln hervorschauen, die uns einen Wink geben für die Entstehung dieses Sees. Auch die ausgeprägte Rundhöckerlandschaft oberhalb und unterhalb dieses alten Seebeckens, die zahllosen, zum Teil noch mit Wasser gefüllten, zum Teil schon vermoorten Seen zwischen der Passhöhe und dem Steilabfall bei Viganaia deuten auf die glaziale Entstehung des Beckens, das zur grösseren Hälfte in Adulaglimmerschiefern und Amphiboliten, zur kleineren Hälfte in den triadischen Dolomiten und den Bündnerschiefern eingegraben ist. Die Entstehung einer so grosszügigen Rundhöckerlandschaft setzt aber ein auf weiten Flächen schwach geböschtes Terrain voraus.

Das Becken von *San Bernardino* ist der Knotenpunkt von sieben grösseren Bächen. Wir müssen uns ungefähr an dieser Stelle den alten Talschluss des Moesatales vorstellen, den Punkt.

an dem die vereinigten Quellbäche einsetzten und den tiefen Einschnitt des Misox schufen. Dank seiner, infolge des grösseren Querschnittes viel stärkeren Wasserkraft, und des Umstandes, dass die *Moesa* eben erst den mächtigen, leicht zu bewältigenden Bündnerschieferkomplex zerschnitten hat, ist das Moesatal in seiner Ausbildung viel weiter entwickelt als beispielsweise die *Val Calanca*. Der Talschluss liegt bei *San Bernardino* 400 m tiefer als der entsprechende in der *Val Calanca* bei *Stabbio*. Die Quellbäche sind weiter fortgeschritten in der Abtragung des Hintergehänges, und die beiden vom *Monte di San Bernardino* kommenden Bäche haben schon ins Quellgebiet des *Hinterrheins* übergegriffen. Die Eiszeit fand hier ein weit ausgebildetes Talsystem. Die Quellbäche waren wieder verzweigt, und besonders in Gebiete der nach Norden zurückschreitenden Wasserscheide schrammte der transfluierende Gletscher ein seinen Lauf kreuzendes System von niedrigen Wasserscheiden unbedeutender Seitenbäche.

Ein Maximum des ungleichmässigen glazialen Abtragungsbetrages von 5 bis 10 m, lokal höchstens 20 bis 30 m würde genügen, um die Umbildung der erwähnten fluviatilen Landschaft in die Rundhöckerlandschaft mit all ihren aktiven und verlandeten Seen zu veranlassen. In der Gegend zwischen *Tälialp*, *Gareda di Sopra* und *Marscholalp* zählen wir mindestens 50 Seelein, Rundhöckertümpel (T. 7 *a*, *b*) und Lachen, ungezählt die zahllosen schon von Moor erfüllten Wannen. Fast alle sind ganz in anstehenden Fels eingelassen; durch Moränen abgedämmte Becken gehören zu den Ausnahmen. Keiner erreicht aber grössere Tiefen, in den meisten verliert kaum ein Hund, geschweige denn ein Mensch den Boden. Der grösste der Seen, der *Moesolasee* (T. 7 *c*), hat laut freundlicher Mitteilung des Bergführers und Wetterwartes Stoffel vom Berghaus *St. Bernhardin* eine maximale Tiefe von 17 ½ m.

Der genannte Erosionsbetrag würde auch vollauf genügen, um die früheren und die aktiven Seen in der Gegend von *San Bernardino*, *Alpe d'Osso* und *Sovassa* zu erklären und ebenso die *Passetti-* (T. 8 *f*), *Stabbio-* (T. 8 *g*) und *Confinoseen*.

β) *Einfluss der glazialen Erosion auf Talböden und Wände.* — Der Boden des *Misox* verlangt also zu seiner Ausbildung an keiner Stelle eine Mitwirkung des Gletschers, die einige Meter, höchstens einige Dutzend Meter, Abtragungstiefe überschritten hätte.

Auch die Talstufen des *Hinterrheintales* lassen sich ohne die Mithülfe der glazialen Erosion erklären. Die HEIM'schen Moränenfunde in der *Via Mala* zeigen deutlich ihren verschwindend kleinen Anteil bei der Ausbildung des *Hinterrheintales*.

Für den glazialen Ursprung der Talstufen der *Val Calanca* konnte mit Ausnahme der untersten selbst LAUTENSACH keinen Beweis bringen.

Auch für eine bedeutende seitliche Erosion fehlen in unserm Gebiete die Beweise. Wir sehen in den Haupttälern, überall dort, wo der Fluss noch im Einschneiden begriffen ist, einen V-förmigen Talquerschnitt (T. 4 *b*). Der U-förmige tritt nur dort auf, wo der Fluss aufschüttet (T. 3 *c*) oder wo er auf Doppeltalbildung zurückzuführen ist (T. 5 *d*), der Querschnitt also eher mit einem W zu vergleichen wäre. Dass jedoch seitliche Erosion stattfindet, zeigen erstens die deutlich geschliffenen Wände und zweitens die noch zu besprechenden Erscheinungen in den **Seitentälern**. Wir konstatieren nur, dass in den **Haupttälern** alle Merkmale für ein gewisses Abschleifen der Seitenwände sprechen, dieses aber nie grössere Dimensionen angenommen haben kann.

Die Streitfrage, ob die alpinen Randseen durch Einsinken des Alpenkörpers entstanden sind oder glaziale Zungenbecken darstellen, ist nicht von ausschlaggebendem Einfluss auf die Morphologie unseres Gebietes. Die tief in die Alpentäler vordringende Verschüttung des Talbodens kann sowohl durch die eine wie die andere Ursache befördert worden sein, aber bedingt ist sie von keiner von beiden, sondern ist, wie bereits bei der Besprechung der Talstrecke von Soazza erwähnt, nichts als eine in einem gewissen Stadium der Talbildung mit Naturnotwendigkeit eintretende Erscheinung.

γ) *Karbildung*. — Trotzdem wir der Eiszeit hiermit einen Hauptteil der ihr zugeschriebenen Wirkung genommen haben, ist nicht zu leugnen, dass ihr Einfluss auf die Oberflächengestaltung unseres Gebietes ein ganz hervorragender war und grundlegende Unterschiede gegen die vergangene rein fluviatile Epoche brachte. Dass der Einbruch der Eiszeit zugleich eine gänzlich anders geartete Periode der Oberflächenskulptur bedeutet, liegt auf der Hand. Die linienhaft wirkende Erosion der Flüsse und Bäche, die abspülende Tätigkeit des Regenwassers hört auf, die schützende Vegetationsdecke verschwindet und die nackten Gehänge sind allen zerstörenden Einflüssen ausgesetzt. Die Karbildung beginnt, die Tätigkeit der Lawinen und die abtransportierende Arbeit der Gletscher

setzt ein. Man mag dem Erosionsvermögen der Gletscher eine noch so kleine Wirkung einräumen, dennoch wird man nicht den gewaltigen Unterschied der Kräfte verkennen können, die während und vor der Eiszeit herrschten. Selbstverständlich ist, dass so verschiedene Kräfte verschiedene Wirkungen zur Folge haben und diese verschiedene Formenbildung des Geländes. Die verhältnismässig kurze Zeit, während welcher die glaziale Kräftegruppe die fluviatile ablöste, machte sich wenig bemerkbar, da sie zu kurz hinter der Gegenwart zurückliegt. Ihr gelang es, viele Spuren der vorangegangenen, in ihrer Bedeutung für die Oberflächengestaltung ungleich wichtigeren fluviatilen Epoche, zu verwischen, während die folgende, die heutige Epoche noch zu kurz ist, um die Wirkung der glazialen wesentlich zu verändern, was eine Ueberschätzung der letzteren zur Folge hat.

Die *Val Calanca*, *Val Mesolcina* und das *Hinterrheintal* waren bis zu $^2/_3$ oder $^1/_2$ ihrer jetzigen Höhe mit Eis ausgefüllt. Aus allen Seitentälern strömten Zweiggletscher zu, wurden durch den mächtigen Hauptgletscher gestaut und füllten ihr Bett hoch hinauf. Dazwischen lag das Einzugsgebiet der Gletscher; wo die Neigung des Gehänges so schwach war, dass der Schnee liegen blieb, dehnten sich die Firnfelder aus, und darüber ragten die Wände, an denen der Schnee nicht haften konnte, abrutschte oder von Zeit zu Zeit in Form von Lawinen abstürzte. Hier ist die Region des Karbildungsprozesses.

Er setzt ein an jedem Punkt, der von solchen stark geböschten Gehängen umgeben ist, an dem sich der heruntergestürzte Schnee ansammelt und schliesslich infolge seiner eigenen Schwere als Eis oder Firn abfliessen muss. In den Klüften und Spalten der nackten Wände findet bei den starken Temperaturunterschieden von Tag und Nacht ein ständiges Gefrieren und Wiederauftauen statt. Von den dadurch in ihrem Gefüge gelockerten Felsmauern stürzen die Trümmerstücke in die Firnmulde und werden mitsamt dem sie einbettenden Schnee allmählich herausgedrückt. Die Gehänge würden bald die ihnen infolge ihrer Gesteinslagerung zukommende Maximalböschung erreichen, aber dadurch wird der Prozess nicht beendet. Der Druck des die Wände streifenden Eises entfernt die gelockerten Gesteinsstücke, unterschleift die Wände und bewirkt dadurch ein ständiges Nachbröckeln des Hangenden, ein Rückwittern der Wände und ein Vergrössern der Fläche des Firnfeldes.

Karbildung bedeutet also im wesentlichen horizontale

Erosion [1]. Von einem gewissen Punkte aus finden wir ein Einfressen in die Bergmassen, ein Bestreben, den Berg zu enthaupten, wie RICHTER es treffend nennt. Er bezeichnet das Niveau dieser horizontalen Denudation als Abtragungsebene der Schneegrenze.

Karbildung hat eine Zuschärfung der Kämme und Gipfel zur Folge : « Eine solche kann aber nur in der Weise eintreten, dass sich an einer anderen Stelle des Gehänges der Neigungswinkel um ebensoviel vermindert hat, als er sich in den oberen Partien verstärkte. Das ist auch tatsächlich geschehen. Die Einsenkung der Kare in das Gebirge hat überall einen doppelten Gefällsbruch hervorgerufen. Die Steilheit des Gebirgshanges wird im Karboden ausserordentlich vermindert. Erst im Karhintergrund nimmt er dann eine Grösse an, welche die früheren Verluste wieder ausgleicht, und das Gehänge endigt mit der steilen Gratschneide oder Gipfelwand. Dieser doppelte Gefällsbruch ist das auffallendste Merkmal der vereist gewesenen und noch vereisten Gebirgskämme. » (RICHTER, *loc. cit.*) Besser kann man die Gehängeform unseres Gebietes nicht charakterisieren (siehe T. 3 *c*, *d*, 6, 7 *a*, *b*, *e*, 8 *a* bis *d*, *h*, 10 *e*).

RICHTER macht noch auf einen weiteren wichtigen Punkt aufmerksam : Die Karbildung konnte nur dort vor sich gehen, wo Gräte und Gipfel aus dem die Täler durchflutenden Eismeer auftauchten. Die Grenze des Eises lag aber damals im Innern der Alpen hoch über der Schneegrenze. Das Denudationsniveau für die Alpengipfel war also zur Hocheiszeit nicht durch die Schneegrenze, sondern durch die Eisstromhöhe gegeben.

Bei den jetzt noch vereisten Kämmen muss man eine doppelte Abtragungsebene erwarten; eine der Eisstromhöhe entsprechende und eine der jetzigen Schneegrenze. Ausser der Tieferlegung der hocheiszeitlichen Schneegrenze um 1200 m erfolgten mindestens noch drei spätere der Stadialzeiten um 900, 600 und 300 m. Wir hätten demnach mindestens fünf solcher Abtragungsebenen zu finden. An den Wurzeln der heutigen Talgletscher weicht die jetzige Eishöhe nicht viel von der eiszeitlichen ab, noch weniger also wohl von der stadialen.

In den innersten Alpentälern ist also am wenigsten von diesem vielfachen Gefällsbruch zu bemerken. Je weiter wir

[1] Vergleiche RICHTER, *Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen.*

aber talauswärts schreiten, desto komplizierter muss die Gliederung der Gehänge werden.

Die heutige wie die stadialen Schneegrenzen halten sich jedoch im Vergleich zu der hocheiszeitlichen nur kurze Zeit auf der gleichen Höhe, so dass sie nicht so ausgeprägte Spuren wie letztere hinterlassen konnten.

Karbildung findet sich nach dem Gesagten überall dort, wo bei Einbruch der Eiszeiten schwach geneigte Gehänge von solchen begrenzt wurden, deren Böschung den Winkel überschritt, bei dem Schnee haften bleibt. Wir werden alle durch den vorher geschilderten Karbildungsprozess entstandenen Hohlformen Kare nennen, unbekümmert um die manchmal vom Sprachgebrauch abweichende Gestalt, wir unterscheiden nur je nach dieser : Karböden (T. 6), Kartrichter (T. 8 *h*), Karmulden, Karterrassen (T. 7 *d*) und Karleisten (T. 4 *e*, *g*, *h*).

Diese verschiedenen Formen entstehen, je nachdem wie der erste Ansatzpunkt, die den Schnee sammelnde Fläche beschaffen war, ob sie auf mehreren oder nur auf einer Seite von steilen, schneefreien Hängen überragt wird. Im ersteren Falle, der bei Fortbildung von Tobelansätzen, Knotenpunkten von Wasserrissen, usw. auftritt, ist die Folge eine allseitig geschlossene, nur nach vorne offene Karform wie die Karböden und die Kartrichter. Schichtleisten und Talterrassen haben nur eine Rückwand, durch deren Zurückweichen der Boden verbreitert wird, sie werden also zu Karleisten und Karterrassen weitergebildet werden. Natürlich sind diese Typen durch Uebergänge verbunden, wie zum Beispiel die Karmulden (T. 3 *b*), deren Entstehung man sich durch die Fortbildung schwacher Bacheinschnitte auf steilem Gehänge vorstellen muss, Ansatzstellen also, die von hohem Hintergehänge, aber nur wenig ausgebildetem Seitengehänge umgeben waren.

Wichtig für die Karform ist auch die Gesteinslagerung, da durch diese die Maximalböschung ihrer Gehänge bestimmt wird. Sie bedingt den Unterschied in der Ausbildung der Karböden und Kartrichter.

Der auffallendste dieser Kartypen ist der **Karboden**, für welchen das *Confinokar* ein treffliches Beispiel bietet (T. 4 *d*, 6, 8 *b*).

Ueber einer gewissen talabwärts sinkenden Niveaulinie des Seitengehänges wird ein auffälliger Gefällsknick bemerkbar, und dahinter dehnen sich die einsamen, öden, oft mehrere Quadratkilometer einnehmenden Karböden. Diese zeigen zwischen ihrer obersten und untersten Grenze ein geringes

Gefälle, das aber nicht kontinuierlich, sondern schwach stufen- oder wellenförmig ansteigt. In den oberen Teilen ist die Rundhöckerform noch frisch und nackt erhalten, in den unteren Partien durch Schutt und Moräne leicht überkleidet. Seitlich steigen mauerartige, schmale Gräte unvermittelt und fast senkrecht über die flachen Böden empor (T. 8 *a* bis *d*). Jenseits der schmalen Grathöhe fallen die Wände ebenso steil zum nächsten flachen Karboden ab. Nicht so unvermittelt wie das Ansteigen der Seitenwände ist dasjenige der Hintergehänge. Die Ursache ist deutlich : Die Kare sind angelegt auf dem flach geneigten, durch die Schichtflächen gebildeten Hang.

Die Gneissbänke der Zwischengräte liegen mauerartig übereinander geschichtet und können sich bei einer nahezu senkrechten Böschung halten. Die Neigung des Hintergehänges liegt im Fallen der Schichten begründet und kann dieses daher nicht übersteigen (T. 4 *d*).

Zum Beginne der Eiszeit müssen wir uns einen breiten Rücken zur Rechten des Misox vorstellen, der von infolge der Gesteinslagerung steilwandig eingeschnittenen Tälern durchfurcht war. Der untere Teil dieser Täler wurde mit vom Eisstrom begraben, im höheren Teil sammelte sich der Schnee der Seitenwände. Wir haben hier also keinen punktförmigen, sondern einen linienhaft wirkenden Ansatz zur horizontalen Abtragung. Lagen mehrere dieser Seitentäler dicht nebeneinander, so konnte der ganze Grenzkamm abgetragen werden. Alle möglichen Uebergänge von breiten Gratrücken (T. 6) bis zu ruinenartig aufgelösten, schmalen Türmen (T. 8 *a*) und Mauern veranschaulichen uns heute noch diesen Vorgang.

Die ganz breiten Karböden sind also durch Verschmelzung mehrerer kleiner entstanden zu denken, was die zwei erhalten gebliebenen, vom Eisstrom verdeckt gewesenen Talstücke unter dem Confinokarboden direkt beweisen (T. 6).

Einen von dem Karboden stark abweichenden Typ stellen die **Trichterkare** dar, wie sie sehr gut durch die *Alpe di Barna* (T. 8 *h*) repräsentiert werden. Ein kleiner, flacher Fleck Talboden ist trichterförmig auf drei Seiten von hohen, steilen Wänden eingeschlossen. Unter der vierten offenen Seite schäumt der Karbach in steiler Sturzbahn ins Haupttal hinunter.

Der Unterschied der Karböden gegenüber den Kartrichtern besteht in den verschiedenen Proportionen der Böden und Wände zueinander. Was bei den Karböden ins Auge fällt,

sind die weiten nackten Böden, im Verhältnis zu deren Ausdehnung die sie begrenzenden Kämme niedrig und nebensächlich erscheinen.

Bei den Kartrichtern dagegen verschwindet das kleine Stück Karboden völlig gegen den Anblick der es hufeisenförmig umschliessenden mächtig hohen Wände. Diese sind ringsum steil, aber nicht so steil, wie die Seitengräte der typischen Kare.

Confinokar (Karboden).

Karboden.

Untere Grenze des Karbodens . . .	2100 m
Obere » » » . . .	2610 m
Vertikale Distanz	510 m
Länge des Karbodens	1930 m
Neigungswinkel des Karbodens . . .	14°48′
Breite des Karbodens	1600 bis 1900 m

Karwände.

	Höhe.	Vert. Dist.	Hor. Dist.	Neigungswinkel.
Pizzo Rotondo-Tre-Uominigrat . .	2832-2610	220	350	30°58′
Nordseite Pizzo di Muccia . . .	2963-2640	320	200	58°28′
Nordseite Pan di Zuccherograt .	—	—	—	circa 60°
Südseite	—	—	—	28-35°

Karfuss.

Neigungswinkel .	27°54′	—	—	—

Barnakar (Trichterkar).

Karboden.

Untere Grenze des Bodens	1710 m
Obere » » »	1800 m
Vertikale Distanz	90 m
Länge des Karbodens	1000 m
Neigungswinkel des Karbodens . . .	5°9′
Breite des Karbodens	250 bis 300 m

Karwände.

Gipfel.	Höhe.	Höhe des Kargrundes.	Vert. Dist.	Hor. Dist.	Neigungswinkel.
Barna. .	2861	1800	1060	1250	40°18′
Dalè . .	2588	1800	788	1100	35°37′
Montagna	2716	1800	916	1180	37°49′
Verconca.	2869	1800	1070	1360	38°11′

Karfuss.

Beginn des Karbodens	1710 m
Beginn des Tales	870 m
Vertikale Distanz	840 m
Horizontale Distanz	1400 m
Neigungswinkel	30°58′

Die Tabelle zeigt, dass das Confinokar einen 3,5 km² grossen Karboden hat, der von nur 200 bis 300 m hohen Gehängen überragt wird, während beim Barnakar 800 bis 1000 m hohe Gräte einen nur 0,25 km² grossen Boden einschliessen.

Wir sahen schon, dass das obere Misox als typisches Monoklinaltal asymmetrisch gebaut ist. Der Talseite, auf der die Schichten bergwärts einfallen, entspricht eine Böschung von durchschnittlich 35 bis 40°, während die von den Schichtflächen gebildete Westseite einen Neigungswinkel von etwa 20° zeigt. Es ist selbstverständlich, dass die Ausbildung der Kare durch die Böschung der Gehänge beeinflusst wird. Längere, nicht zu steile Seitentälchen konnten sich hier nur auf der Westseite entwickeln, während auf der Ostseite steile Wildbachtobel oder Steinschlagtrichter zu erwarten sind, etwa vom Typus des *Landes*tobels. Grosse Gletscher könnten sich hier nicht entwickeln, dazu fehlte der Platz. Im Verhältnis zu dem kleinen Karboden war das Einzugsgebiet für den schneeigen Niederschlag immerhin noch recht beträchtlich, da die Wände trichterförmig zurückspringen. Man muss sich den Abtransport des Schnees ins Innere des Trichters in Form von Lawinen und kleinen, gegen die Tiefe abbrechenden Hängegletschern vorstellen. Die Wucht, mit der diese Massen in die Tiefe gestürzt sind, erklärt die häufige Anwesenheit von allseitig in Fels eingegrabenen kleinen Seen unter diesen Trichterwänden, wie die Seelein von *Stabbio* (T. 8 *g*), von *Tresculmine* (T. 8 *e*) und *Arbeolo*.

Die Lagerungsverhältnisse des Gneisses auf der linken Seite der *Val Calanca* sind die gleichen wie auf der linken Misoxerseite, daher die Analogie der Formen zwischen z. B. dem Kar von *Barna* und dem prächtigen Trichterkar von *Ganano*. Dieses verleugnet seinen Ursprung aus einem Wildbachtobel noch weniger als das Barnakar.

Alpe di Ganano.

Karboden.

Untere Grenze des Bodens . . .	1920 m
Obere » » » . . .	1980 m
Vertikale Distanz	60 m
Horizontale Distanz	250 m
Neigungswinkel	13°41′
Breite des Karbodens im Maximum .	300 m

Karwände.	Höhe über Karboden.	Neigungswinkel.
P. 2622	640 m	35°25′
P. 2780 Fil di Ciaro .	800 m	32°50′
P. 2813	830 m	31°
P. 2575 Pizzo di Ganano.	600 m	27°46′
P. 2770 Fil di Dragiva .	790 m	29°22′

Als Trichterkare können ausser den besonders typischen *Alpe di Barna* und *Alpe di Ganano*, das Kar des *Laghetto di Stabbio* (T. 8 *g*), das von *Arbeolo*, das des *Laghetto di Tresculmine* (südlich der *Alpe Tresculmine*, T. 8 *e*) und das nördlich der *Alpe Calvarese di Sopra* erwähnt werden. Als Karböden sind, ausser dem von *Confino*, der von *Vigone*, die *Fopella*, *Pian Grande*, *Arbea*, *Gangella* und *Lughezone* zu nennen (T. 8*a* bis *e*).

Einen dritten Kartypus finden wir auf den Hängen rings um *Stabbio* (T. 4 *a*), auf der rechten Seite der *Val Calanca* (T. 4 *b*, *e*, *g*, *h*) und auf beiden Seiten des *Hinterrheintales* (T. 3 *b-d*). Es sind dies die bei Gelegenheit der Talterrassen besprochenen **Karbänder**, die im allgemeinen die Neigung der Schichtköpfe zeigen und oft stufenförmig zweifach bis vierfach übereinander liegen, wie unter dem *Schwarzhorn* und am *Hochberg*. Sie bilden sich auf den steilen, fast ungegliederten Hängen aus, und es dürfte ein durch den Härteunterschied des Gesteines bedingtes Schichtband am häufigsten den Ansatzpunkt zu dieser Art von Karbildung gegeben haben. Dort wo die Schichten schwach gegen das Tal fallen, wie auf der rechten Seite der *Val Calanca* und des *Hinterrheintales*, werden diese Bänder bisweilen breiter, sodass sie **Terrassen** genannt werden können.

Zuweilen sind die Bänder so kurz, dass sie besser als **Karmulden** bezeichnet werden : so unter dem *St. Lorenzhorn* und *Kirchalphorn* (T. 3 *b*), wo sie auf den Ansatz von Wasserrissen zurückzuführen sind.

Die Hohlform, welche den kleinen *Hochberggletscher*

(T. 3*b*) enthält, ist ein altes Nebentälchen des Hinterrheintales, das diesem eine Strecke weit parallel verläuft und dessen rechte Wasserscheide z. T. zerstört ist. Wenn auch LUDWIGS Erklärung der Entstehung von Talterrassen durch parallele, aufgezehrte Urstromtäler in ihrer Verallgemeinerung höchst phantastisch ist, so ist doch nicht zu bezweifeln, dass viele Terrassenstücke aus solchen parallelen Nebentälern usw. entstanden sind. In unserm Gebiet haben wir ausser der *Hochberg*terrasse und einer ähnlichen über der *Alpe di Trescultmine* das Beispiel des abgezapften untern *Vignone*talstückes (T. 5*c*). Während hier, wie dies wohl am häufigsten der Fall sein wird, der untere Teil der Wasserscheide zwischen Haupt- und Nebental zerstört ist, sehen wir in der *Muccia*terrasse und in der *Piotta* das Beispiel einer durch Anzapfung des Talkopfes entstandenen Terrasse. Die *Val Soja* (T. 11 *b*) hat den Höhenzug von *La Colma* so weit zerstört, dass der Quellbach der quer zu ihr verlaufenden *Val Carasina*, das Schmelzwasser des *Brescianag*letschers, sich jetzt in die Val Soja stürzt. Sein auf der Terrasse von Piotta angehäufter Schuttkegel zeigt jetzt noch Arme, die bei Hochwasser einen Teil des Wassers in die *Val Carasina* führen.

RICHTER gibt in seinen « Geomorphologischen Untersuchungen in den Hochalpen » eine Tabelle der relativen Kammhöhen und Taldistanzen der österreichischen Alpen und zieht aus den daraus berechneten Böschungswinkeln einen Schluss auf die Maximalgrösse der Gehängeneigung, bei der Kare noch bestehen können, und kommt zu dem Resultat von 31°.

Wegen der meist asymmetrischen Lage des Kammfirstes über der Basisfläche ist jedoch diese Berechnungsmethode ungenau. Im Prinzip ist sie auch wertlos, kann man auf diese Weise doch nur den Neigungswinkel nach der Karbildung berechnen, während man wissen will, bei welchem Neigungswinkel des Gehänges Kare sich noch bilden können. RICHTER selbst betont, dass die Karbildung durch Rückwittern der Wände vor sich geht. Es ist daher selbstverständlich, dass der Neigungswinkel der Geraden, die die Höhe des Karhintergehänges mit der Talsohle verbindet, nicht übereinstimmt mit der präglazialen Gehängeböschung, sondern kleiner ist, da die Kammhöhe seither erniedrigt und weiter zurückverlegt wurde.

Wir kämen der Grösse dieser ursprünglichen Neigung vielleicht näher, wenn wir die Böschung des Karfusses nach

oben fortsetzen würden. Tun wir dies aber, so sehen wir, dass auch bei einem Neigungswinkel von mehr als 31° Kare entstanden sind; selbstverständlich werden diese sich aber in der Ausbildung wesentlich von denen unterscheiden, die auf sanfter geneigten Gehängen angelegt sind.

δ) Die Trogschulter. — In Verbindung mit der Karbildung müssen wir noch auf ein viel umstrittenes Gebilde der Eiszeit : die schon erwähnte sogenannte « Trogschulter » zu sprechen kommen.

Die bekannte U-Form der glazial ausgebildeten Täler bezieht sich nicht auf die gesamte Talfurche, sondern nur auf den untersten Abschnitt. Der steile seitliche Hang des U-Tales geht nicht allmählich in die Neigung der höheren Gehänge über, sondern ist durch ein deutlich abgesetztes Stück mit schwachem Gefälle, eben die Trogschulter, von ihm abgesetzt.

Auf die Theorien, die sich mit der Entwicklung der Trogschulter befassen, kann hier nicht eingegangen werden; man findet alles Nähere in LAUTENSACHS « Uebertiefung des Tessingebietes ».

Dasjenige, was die Trogschulter so rätselhaft macht, ist, dass sie unterhalb der Grenze des Eisstromes entstanden sein soll, da sie mit Gletscherschliffen gestriemt ist und häufig mit nur talaufwärts anstehenden Erratikum bedeckt ist.

Dies ist jedoch kein Beweis ihrer subglazialen Entstehung, denn es ist nicht anzunehmen, dass die Höhe des Gletscherstromes sich ohne Schwankungen bis zu einer konstanten Grenzlinie gehalten haben soll.

Ist die Trogschulter unmittelbar über dem Eisstrom entstanden, so können wir die Kritze und das Moränenmaterial sehr wohl solchen zeitweiligen Eisüberschwemmungen zuschreiben.

Liegt der Eisstrom in einem steilwandigen Tal, an dessen Gehängen der Schnee nicht haften bleibt, so muss oberhalb der Eisgrenze, ebenso wie bei der Karbildung, ein Rückwittern der Wände eintreten. Das abgebröckelte Material fällt auf den Gletscher und wird abtransportiert. Sobald das Band weiter ausgebildet ist, sammelt sich der seitlich herabstürzende Schnee auf ihm und der Vorgang der Weiterbildung ist der gleiche wie bei der Karbildung.

Wir dürfen die Trogschulter also überall dort erwarten, wo über dem angestauten Eisstrom, der die unterhalb gelegenen Talpartien vor den wandzerstörenden Einflüssen schützt, sich steile Gehänge gegen den Gletscher absenken.

Wo aber die Böschung so schwach war, dass der Schnee liegen blieb, musss die Trogschulter aussetzen, und ebenso dort, wo Seitengletscher einmündeten. Ueber diesen Seitengletschern selbst müssen in den steilen Schluchten, die sie erfüllten, ebenfalls solche Trogschultern zu finden sein. Alle diese Erwartungen wird der Anblick eines Gebietes, in dem die glazialen Spuren noch frisch erhalten sind, erfüllen.

ε) *Hängetäler und die Umbildung des Formenschatzes zur Hocheiszeit.* — Zuletzt müssen wir noch auf die Formen zu sprechen kommen, bei denen man im Zweifel ist, ob man es mit fluviatilen oder glazialen Gebilden zu tun hat, nämlich die schmalen langgestreckten Kare, resp. kurzen, in einer Stufe ins Haupttal herabstürzenden Hängetäler. Hiermit kommen wir zum Hauptargument der glazialen Erosion : die Uebertiefung der Haupttäler gegen die Nebentäler.

Als Beweis für glaziale und nicht fluviatile Entstehung der Stufenmündungen gibt LAUTENSACH die Regel an, dass die relative Höhe der Stufen nicht dem Areal der Seitentalgebiete, sondern deren Volumfassungsvermögen bis zur obersten Gletschergrenze umgekehrt proportional ist. Diesen Beweis kann man nicht gelten lassen, denn es ist selbstverständlich, dass, je tiefer die Stufe vor der Eiszeit war, je tiefer das Tal also schon eingeschnitten war, desto grösser das räumliche Fassungsvermögen des Tales unter der oberen Gletschergrenze wird, da die Mächtigkeit des Seitengletschers in erster Linie von der Höhe des Haupteisstromes über dem Talausgange abhängt. Da die Mächtigkeit des Seitengletschers von der Intensität der Stauung abhängt, so muss, je tiefer die Stufe war, desto schwächer die Erosion werden. Ausser von der Stauung ist die Mächtigkeit abhängig von dem Niederschlagzugang, und dieser wird bei gleichbleibendem Areal durch grösseres Raumfassungsvermögen nicht stärker.

LAUTENSACHS « Präglazialer Talboden » soll, was schon bestritten wurde, alle Merkmale voller fluviatiler Reife besessen haben, und die Sohlen seiner Seitentäler mündeten ohne Stufen in die Haupttäler. Nach Lautensachs Meinung ging die Oberfläche der Gletscher, die dieses Bedrettotalsystem erfüllten, ohne Sprung bei der Einmündung von Seitentälern ineinander über. Zu Beginn der Eiszeit fehlten also Mächtigkeitsunterschiede von Haupt- und Seitengletschern an den Einmündungen der Nebentäler. « Wir müssen », fährt Lautensach fort, « hier jedoch zufügen, dass letzten Endes, solange man an einem ausgeglichenen präglazialen Talboden festhält, nur Geschwindigkeits-, nicht Mächtigkeitsunterschiede von

Haupt- und Seitengletschern die Existenz der Stufenmündung verständlich machen. Wie Geschwindigkeitsmessungen an heutigen Gletschern lehren, mussten die eiszeitlichen Hauptgletscher, die ohne Hindernisse vor sich in breiter Talung strömten, schneller fliessen, als die im engen Tale aufgestauten Seitengletscher. »

Aber auch der Hauptgletscher floss nicht unbehindert, denn seine ungeheure Mächtigkeit verdankt er in erster Linie der Stauung. Denn wie RICHTER es so trefflich schildert, mussten alle grossen Alpentäler das Eis sehr grosser Einzugsgebiete durch wenige enge Pforten abführen :

« Je mehr Eisströme zusammentrafen, je mehr musste die Eisfläche sich relativ erheben, um die nötige Verbreiterung des Profiles zu erreichen. Dadurch wurde aber nach rückwärts eine gewaltige Anstauung hervorgerufen, so dass die Eishöhe in den hinteren Talverzweigungen eine viel grössere wurde, als der Eiszufuhr entsprach, welche diese Täler aus ihren eigenen Firnfeldern erhielten. Es entstand so für jeden Einzelnen der vielfach zusammengesetzten grossen Eisströme ein gewisser Gleichgewichtszustand durch alle Verzweigungen hin, ein nach obenhin steigendes, sich recht allmählich nach unten senkendes, gemeinsames Niveau der Eismassen, die die Täler erfüllten, und aus denen die Gipfel und Kämme mit ihren Firnen inselartig herausragten. Dieses Eisniveau war von Unebenheiten des Bodens, den es überflutete, so gut wie unabhängig, fast so wie ein Seespiegel, der sich über tiefe und seichte Stellen gleichmässig hinspannt, oder wenigstens wie ein sehr grosser und wasserreicher Strom, der auch über Kolke und Sandbänke hingleitet, ohne dass sie sich an seiner Oberfläche verraten. »

Weiter zeigt RICHTER, wie minimal die Geschwindigkeit der Hauptgletscher im Innern der Alpentäler gewesen sein muss.

Ein derartig beschaffener Gletscher lässt nicht die Vorstellung eines grossen Erosionsvermögens zu.

Der Rheingletscher stand zur Hocheiszeit bei Chur noch 2100 m hoch (PENCK, « Alpen im Eiszeitalter »), durch die zahlreichen, gewaltigen zusammenströmenden Seitengletscher war er mächtig angestaut, und es ist daher nicht verwunderlich, dass er, wie die Schliffgrenze zeigt, am *Bernhardinpass* etwa 2300 bis 2350 m hoch gestanden hat, also über die tiefste Passfurche in einer Mächtigkeit von 300 m überfloss. Diese Transfluenz schildert LAUTENSACH sehr anschaulich in seiner « Uebertiefung des Tessingebietes ». Im Allgemeinen stimme ich auch mit seiner Ansicht über die Ausdehnung und Höhe

des würmeiszeitlichen Gletscherstromes überein, so dass ich auf die Angaben der Schliffgrenze und das Kärtchen der eiszeitlichen Vergletscherung in den Tessiner Alpen in der genannten Arbeit verweisen kann.

Bei *San Bernardino* war der *Misoxer* Gletscher bis zu einer Höhe von 2150 m gestaut, und von hier senkte er sich langsam zum *Tessiner* Gletscher hinunter, wenn auch nicht so allmählich wie der fast stagnierende *Hinterrhein*gletscher. Dieser liess wohl mehr Eis über die südlichen Pässe ins *Po*gebiet abfliessen, als er durch die Talengen der *Via Mala* dem im *Domleschg* und bei *Chur* hoch angestauten Gletscher zugeführt hätte. Die Bewegung und damit auch die Erosion kann also im *Hinterrheintal* nur eine ganz geringe gewesen sein, und im Misox ist sie auch nur in der Gegend des *Bernhardinpasses* einigermassen in Betracht zu ziehen. Während also unterhalb der Eisstromhöhe nicht nur die Karbildung unmöglich war, sondern auch die Erosion des Talbodens und der Talwände ganz unbedeutend sein musste, ändert sich beides oberhalb der Eisstromhöhe. Hier kommt der Wandverwitterung, dem Hauptagens der Karbildung, die Erosion des in Bewegung begriffenen Eises zu Hilfe. Der den Niederschlägen zu verdankende Eiszuwachs des Seitengletschers hatte bis zu der Stelle, wo er sich mit dem Hauptgletscher vereinigte, eine gewisse Beweglichkeit; man kann daher, ohne sich in Widerspruch zu verwickeln, der glazialen Erosion einen nicht zu unterschätzenden Einfluss bei der Karbildung einräumen. Ohne ein Unterschleifen der Wände wäre die grosse Breite vieler Kare und das plötzliche Absetzen der Karwände vom Boden (T. 4, 8*b*, *c*. *d*) nicht verständlich. Wandverwitterung allein verlangt einen Sockel der Karwände, und dieser ist in unserem Gebiet selten ausgeprägt.

Schliffspuren sind auf dem Gneiss sehr verbreitet und vielerorts in ausgezeichneter Frische erhalten. Die Schwierigkeit ist nur auseinanderzuhalten, was den stadialen und was den hocheiszeitlichen Gletschern zuzuschreiben ist. Dass die Spuren der in den Stadialzeiten aus den Seitentälern und Karen herabkommenden Gletscher soviel schärfer ausgebildet sind, ist wohl nicht nur ihrer grösseren Jugend zuzuschreiben, sondern auch der gesteigerten Beweglichkeit dieser Gletscher. An vielen Stellen, wie im obersten *Hinterrheintal* und in der *Val Mesolcina* bei *Mesocco* unterscheiden sich deutlich die frischpolierten, steilen unteren Talwände von den höher oben nur leicht geschliffenen. Daher scheint mir die RICHTER'sche Anschauung sehr wahrscheinlich, die den stellenweise tief

unter der würmeiszeitlichen Schliffgrenze beginnenden Taltrog einem « Eisstrome nacheiszeitlicher Hochstände » zuschreibt, also wohl den Gletschern der ersten oder zweiten Stadialzeit.

Die Trogschulter dieser nicht gestauten und daher viel weniger mächtigen Gletscher ist besonders in den mittleren und unteren Talstücken schärfer ausgebildet und besser erhalten als die würmeiszeitliche. Dennoch ist die von PENCK, RICHTER und LAUTENSACH geschilderte obere Gletschergrenze in meinem Gebiet fast überall deutlich sichtbar.

Wir verfolgen die hocheiszeitliche Trogschulter vom *Bernhardinpass*, wo sie etwa 2300 bis 2350 m hoch liegt (T. 7 *a*), in den Hintergrund des *Mucciatäli* (T. 5 *b*, 7 *b*, *d*, *e*), wo sie über einer Höhe von 2500 m den alten Talschluss des *Masektales* umkränzt. Die Gestaltung dieser Terrasse lässt darauf schliessen, dass 5 oder 6 kleine Quelltrichter den Talschluss umgaben. Einer lag unter dem *Pizzo Muccia*, einer unter dem *Zapporthorn* und 3 bis 4 unter dem *Breitstock* und *Marscholhorn*. Durch Verbreiterung dieser Karmulden und Verschmelzung miteinander und mit der Trogschulter entstand die breite Karterrasse, die zum Teil noch jetzt von Gletschern bedeckt ist. Die Moränenkränze unter dem *Breitstock* und dem *Marscholhorn* zeigen, wie sich der *Mucciagletscher* bei seinem Rückzug wieder in die ursprünglichen Komponenten zerlegte.

Die Bildung dieser Terrasse veranschaulicht ein Vergleich mit den Karmulden unter dem *Lorenzhorn* und *Kirchalphorn* (T. 3 *b*). Hier sind die einzelnen Karmulden schon so nahe aneinandergerückt, dass die Reihe dem oberflächlichen Betrachter den Eindruck einer langgestreckten Terrasse erweckt. Die Fortdauer des Karbildungsprozesses wird aber auch hier einst eine Terrasse entstehen lassen wie die von *Muccia*.

Die einzige Stelle, an der der Trograng des *Masek-Mucciatales* aussetzt, ist die unter dem *Pizzo Vigone* (T. 7 *b*). Ihr Aussetzen hier ist aber durchaus verständlich, da an dieser Stelle ein kleiner Gletscher vom *Pizzo di Muccia* herunterkam. Die Entstehung dieses steilen Karbandes hat man sich genau so vorzustellen wie das heute noch von einem Gletscher eingenommene des *Marscholhornes* : östlich des höchsten Marscholgipfels wird der Grat so breit, dass sich hier beträchtlichere Firnmassen ansammeln können. Der Marscholgrat zeigt, wie alle diese Karscheidewände, eine sägenförmige Gestalt. Langsam der Fallrichtung der Gneissbänke folgend steigen die Kämme nach Westen an, um plötzlich längs einer

Clivagefläche abzubrechen und 3 bis 4 Gneissbänke senkrecht darunter von neuem anzusteigen. An einer solchen Zacke staut sich der kleine *Marschol-*, sowie der frühere *Muccia*-gletscher; sie müssen seitlich abfliessen, wozu ein vorspringendes, nach der gleichen Richtung sich fortsetzendes Schichtband benützt wird. Dies wird dann allmählich verbreitert und abgeschliffen. Ein schmaler, in dünne Mauern und Türme aufgelöster Grat trennt dieses Karband von dem Vigonegletscher.

Wo der Hauptgletscher diesen Grat schneidet, ist wieder eine deutliche Trogschulter ausgebildet (etwa Höhe 2200). Auch weiterhin treffen wir diese Trogschulter (T. 6) überall dort, wo der Hauptgletscher an den die einzelnen Kare trennenden Kämmen vorbeistreicht, so östlich des *Pan di Zucchero* (auf Höhe 2160), unter der *Fopella* und *Alta Burrasca* (auf Höhe 2100).

Die deutliche Ausbildung der Trogschulter zeigt, dass das Rückwittern der Wände schneller vor sich ging als das Abschleifen der unterhalb folgenden Wände durch den Gletscher.

In der glazialen Fortbildung unterscheiden sich die Seitentäler hauptsächlich, je nachdem ob sie zum Beginne der Eiszeit schon so tief eingeschnitten waren, dass die grösste Strecke ihres Talbodens vom Haupteisstrome, resp. den von ihm aufgestauten fast stagnierenden Seitengletschern begraben war, oder ob ihre oberste Talstrecke über die Eisstromhöhe hinausreichte.

Für den ersten Fall bot uns das *Mucciatäli* schon ein Beispiel, für den zweiten das *Vigone*kar. Hier hat ein kleines vom *Pizzo di Muccia* herabkommendes Tälchen den ersten Ansatzpunkt zur Karbildung gegeben. Wie schwach dies Tälchen erst eingeschnitten war, zeigt schon, dass der unterhalb der Eisstromhöhe gelegene Teil völlig vernichtet wurde (T. 6).

Dass die *Alpe di Confino* durch die Verschmelzung von zwei durch Karbildung erweiterten Tälchen und deren Nebengerinne entstanden ist, zeigten wir schon. Die unter dem Haupteisstrom begraben gewesenen Talstücke sind in ihrem oberen Teil (T. 6) viel tiefer in den Hang eingeschnitten als im unteren. Dies kann einerseits der schon beschriebenen Stufenbildung der Seitentäler über den Haupttälern zuzuschreiben sein. Es scheint aber andererseits auch, dass der untere Teil der Talwände vom Gletscher mehr abgenützt wurde als der obere. PENCK, RICHTER u. a. m. weisen darauf hin, dass in Folge seines vermehrten Druckes der Gletscher

unten seine Rinne stärker ausschleift als oben. Wahrscheinlich ist, dass die Bühl- und Gschnitzgletscher sowie die hocheiszeitlichen Gletscher in ihren Jugend- und Rückzugsstadien (also als sie nicht aufgestaut waren), die hier lose aufeinander geschichteten Gneissplatten der die Tälchen trennenden Kämme abhoben und fortführten.

Das *Fopella*kar (T. 8*c*) ist genau wie das Vigonekar ausgebildet. Das *Pian Grandekar* scheint aus den drei Quelltälern der *Cebbi*schlucht entstanden zu sein. Die drei Karnischen von *Arbeolo*, *Pian Grande* und *Alta Burrasca* (T. 6) bilden gegen den trogförmigen Talschluss von *Cebbi* eine schöne Kartreppe. Der Eisstrom war bis zur Trogschulter über Cebbi angestaut, so dass wir hier die gleiche Erscheinung wie im *Mucciatal* vor uns haben.

Das kleine, aus der Karnische über Arbea (T. 6) stammende Gletscherchen vereinigte sich unmittelbar unter dem Cebbigletscher mit dem Hauptgletscher. Trotzdem der Fuss dieses kleinen Kares aus Bündnerschiefern besteht, ist es dem Karbach hier noch kaum gelungen sein Bett einzutiefen. Der Wasserriss führt auch nur nach der Schneeschmelze oder starkem Regen Wasser. Im Allgemeinen versickert es schon oberhalb der *Alpe Arbea* beim Uebertritt in die Dolomite und tritt erst über der Sohle des Haupttales, zwischen *Corinna* und *Andrana* in verschiedenen starken Quellen wieder aus.

In der *Passetti*furche ist der Karcharakter nur undeutlich entwickelt, da das Hintergehänge in Folge der rückgreifenden Erosion des wohlentwickelten Nebentales der *Val Calanca* fehlt (T. 4 *c*, 6, 8*f*).

Die im unteren Teil in Bündnerschiefer eingeschnittenen *Tresculmine*- und *Gervano*täler waren hoch hinauf vom Eisstrom begraben, so dass nur die obersten Talstücke Karbildung zeigen können. Im unteren Teile sind zudem die glazialen Spuren durch das im Bündnerschiefer rasch erfolgende Einschneiden zum grössten Teile zerstört.

Interessant ist der Unterschied in der Ausbildung des *Gervano*kares einerseits und des *Gangella*- und *Lughezone*kares andererseits. Ersteres ist senkrecht zum Streichen der steil fallenden Gneisse ausgebildet und daher symmetrisch angelegt, letztere schief zum Streichen und folglich unsymmetrisch. Die Hinterwand dieser Kare ist niedrig. Die linke Seite zeigt die höchsten Erhebungen. Die *Cima di Gangella* und *Fil di Dragiva* fallen auf ihren Südseiten in fast senkrechten hohen Wänden in ihre Kare hinunter, während die breiten Kar-

böden auf der Südseite nur von niedrigen, nicht sehr scharf sich abhebenden Rücken begrenzt werden.

Auffallend ist die Aehnlichkeit des *Gangella-* und *Trescul-mine*grates. Sie sind, von *Castera* gesehen, einander zum Verwechseln ähnlich. Immer wieder tritt uns die völlige Uebereinstimmung der Formen entgegen, die bei gleicher Schichtfolge und Lagerung den gleichen zerstörenden Agenzien ausgesetzt waren.

Auf der linken Seite der *Val Mesolcina* haben wir über den *Bernhardinpass* in den Bündnerschieferwänden ein Material, das nicht geeignet ist, glaziale Formen, wie z. B. die Trogschulter, zu erhalten (T. 4 *a*, *b*). Auch die steilen, aus Tamboschiefern bestehenden Wände (T. 4 *c*, *e*, 8 *h*) sind besonders in ihren oberen Regionen, wie die am Fuss angehäuften Schuttkegel zeigen, noch stark den Wandzerstörungsprozessen ausgesetzt. Die Trogschulter ist daher nur stellenweise angedeutet.

Die beiden grössten Täler des oberen Misox, das *Vignone-* und *Forcola*tal, waren bis in die Wurzeln vom Eisstrom bedeckt, und erst an ihren höheren Hängen entwickelten sich die Trogränder und Karnischen. Im *Vignone*tal sind sie im *Piattone di Vignone* (über einer Höhe von 2400 bis 2450 m, T. 10 *c*) und in den unter der *Lumbreda* auf der gleichen Höhe gelegenen Karnischen entwickelt. Im *Forcola*tal, wo die Eisstromhöhe schon tiefer stand, bildeten sich die Karnischen von *Mottlaccio* und *Lughezasca* aus.

Eigentliche grössere Seitenkare finden sich auf der linken Seite der *Mesolcina* nur zwei, da auf den steilen Wänden die Ansatzpunkte für die Entstehung der Karböden fehlten: das *Balniscio-* und *Barna*kar.

Bei ersterem beginnt über der fast 40° Talwand mit plötzlichem, ganz unvermitteltem Knick ein ganz schwach geneigter Talboden. Die Höhe von 2100 m (also gerade unter der Eisstromgrenze), in der es beginnt, spricht dafür, es als eine Karbildung anzuerkennen. Die unteren 800 m des Tales zeigen ein Gefälle von etwa 10 ½°, die oberen 1300 m eines von nur 4°. Die kräftig eingeschnittenen Quellbäche von dem *Fobbraro*tal haben, ähnlich wie in der *Passetti*furche, die Hinterwand des Kares vernichtet, so dass beide mehr den Eindruck eines Hängetales als eines Kares machen. Ich weiss nicht, ob die auf der geologischen Karte der Schweiz hier eingezeichneten Rötidolomitfetzen mit der Anlage dieser Furche in Verbindung gebracht werden dürfen. Meine ersten Untersuchungen wurden durch Nebelwetter gehindert, und

wegen der Grenzschwierigkeiten konnte ich sie nicht wiederholen.

Beim *Barna*kar lag der Boden bedeutend unter der Eisstromhöhe, der fluviatil angelegte Trichter war also schon darunter eingeschnitten. Der Trograng ist schwach angedeutet (T. 8 *h*), wurde aber wohl von den stadialen Hängegletschern stark verwischt.

In der *Val Calanca* stand der Eisstrom etwas höher als in der *Mesolcina*, jedoch scheint mir, dass LAUTENSACH im Hintergrunde der *Val Calanca* die Eisstromhöhe zu hoch zeichnet. Die von ihm über *Stabbio* beobachteten Schliffgrenzen dürften von seitlichen Gletscherzuflüssen stammen. Auf der linken Seite entstanden über dem Gletscher die schon erwähnten Trichterkare.

Die *Valle di Larsé* war so hoch mit Eis angefüllt, dass hier nur auf den oberen Talgehängen Karnischen sich ausbilden konnten. Drei prächtige halbmondförmige Nischen sind unter dem *Fil di Ciaro* ausgebildet (T. 4 *e*. 8 *e*).

Auch über *Calvarese* ist eine kleine Trogschulter ausgebildet.

Auf der ungegliederten rechten Seite der Val Calanca boten, wie wir schon sahen, einzig die Schichtbänder Ansatzpunkte für die Karbildung. Ein Teil dieser Schichtbänder ist jedoch auch unterhalb der Eisstromhöhe bedeutend verbreitert worden. Ihre Ausbildung müssen wir stadialen Firnflecken zuschreiben.

Im oberen *Hinterrheintal* wird die *Zapport*terrasse noch heute durch einen unterhalb der Eisstromhöhe gelegenen Gletscher erweitert, so dass sich der *Zapport*grat immer mehr zuschärft.

Den heutigen wie den stadialen Gletschern gelang es nicht, das zur Hocheiszeit angelegte Karsystem zu zerstören. An einzelnen Stellen verwischten sie seine Formen oder verursachten eine schwache Karbildung an tiefergelegenen Stellen. Im Allgemeinen ist aber überall die zur Hocheiszeit geschaffene Form noch durchscheinend.

c) *Moränen.*

Moränen lassen sich, wie PENCK (« Alpen im Eiszeitalter », S. 258 ff.) ausführt, nur selten im Inneren der Alpentäler zur Bestimmung der Eisstromhöhe der Hocheizeit verwenden. Was wir im Gebiete der Val Mesolcina und Val Calanca finden, stammt meist von den stadialen Gletschern. Es findet sich erstens in Form von kleinen Wallmoränen und als Blockbestreuung auf den sanftgeneigten Berghängen, am Boden

der oberen Haupt- und Nebentäler und in den Karen (in meinem Gebiet stets über 1600 m) und lässt sich in den meisten Fällen auf die Gletscher der letzten Stadialzeit zurückführen; zweitens liegt es als mehr oder weniger hohe Aufschüttung von Grund- und Oberflächenmoräne in den einspringenden Winkeln der mittleren und tieferen Teile der Haupttäler und als Reste der Mittelmoränen über der Einmündung von Seitengletschern zuführenden Nebentälern, und ist den Gletschern der ersten und zweiten Stadialzeit, selten der Hocheiszeit zuzuschreiben. Die Mörränenvorkommnisse in meinem engeren Gebiet gehören fast alle zu der ersten Kategorie und lassen sich durch eine Depression der Schneegrenze um 300 m erklären, sind also dem Daungletscher und dessen Rückzugsstadien zugehörig.

Solche Moränenwälle finden sich in der Umgebung der *Kirchalp* (nördlich Hinterrhein) und entstammen einer Zeit, in der der *Kirchalpgletscher* 500 m tiefer herabkam als der heutige. Die grosse Anzahl von Moränenwällen übereinander lässt auf ein langsames Zurückweichen des Gletschers schliessen. Die riesigen über die Gegend von *Pianetsch* verstreuten Grünschieferblöcke hat wohl auch der damals den Valserberg bedeckende *Kirchalpgletscher* fallen gelassen.

Eine ganz kleine Endmoräne findet sich bei der Talstafel. Der *Paradiesgletscher* ist damals 600 m tiefer herabgekommen als jetzt, was durch das grosse, oberhalb der Daunschneegrenze gelegene Einzugsgebiet sehr verständlich ist. Wahrscheinlich ist aber die Moräne der Talstafel nicht die unterste Endmoräne des Daun-Paradiesgletschers, die vielmehr mindestens in der Gegend von *Hinterrhein* zu suchen ist.

Eine prächtige, zwei Kilometer lange Wallmoräne umkränzt die nördliche *Marscholalp* und zieht sich fast biz zur Windung der Poststrasse über der Brücke von *Altwahli*. Hier brach der vereinigte *Zapport-Muccia-Marschol*-Daungletscher über dem *Rheinwaldtale* ab, also 400 bis 500 m tiefer als die beiden ersteren heute, und 700 m tiefer als der kleinere *Marschol*gletscher.

Dem gleichen Gletscher gehören wohl auch die Moränen der *Tälialp* an.

Zahlreiche ineinander geschachtelte Moränenwälle im Gebiete der *Marschol-*, *Moesola-* und *Mucciaalp* zeugen davon, dass der letzte stadiale Gletscher sich nur langsam zurückgezogen hat, und die verschiedenen Gletscher sich erst nach und nach von einander losgelöst haben.

Einige kleine Moränenwälle finden wir bei der *Arenalp*,

600 m unter dem heutigen *Curciusagletscher*. Fast überall, wo die Gehänge so sanft geböscht sind, dass sich das von Gletschern fallen gelassene Material halten kann, finden sich reichlich Moränen in den höheren Bergregionen. Dies zeigen deutlich die Hänge zwischen dem *Vignone*pass und dem *Areutal*, sowie die rechte Seite und der Boden des *Vignone*tales, wo der tektonisch so interessante Untergrund leider zum grossen Teil von Moränen verhüllt ist. Nirgends lässt sich besser als im *Vignone*gebiet verfolgen, wie langsam sich der stadiale *Vignone*gletscher zurückgezogen haben muss.

Die untersten erhalten gebliebenen Moränenwälle dieses Gletschers, die vorwiegend aus den Gesteinen der Bündnerschieferzone bestehen, finden sich in der Gegend von *Gareda* nördlich von *San Bernardino*. Deutlich lassen sich zwei vollständige ein bis zwei Kilometer lange, halbkreisförmige Moränenwälle verfolgen zwischen *Gareda di Sotto*, *Gareda di Sopra* und der Stelle, wo Kurve 1860 der Siegfriedkarte den unter den Wänden des *Pizzo Uccello* nach Süden fliessenden Quellbach der *Moesa* schneidet. Der Halbkreis dieses Moränenwalles ist gegen die niedrigen Wände geöffnet, die das Vignonetal von der unterhalb gelegenen *Bernhardin*furche trennen. Der Gletscher des *Vignonetales* mündete also höher oben ins Misox als sein Bach, der *Rio Gulmagno*. Wahrscheinlich wurde der *Vignonegletscher* durch kleine, von der *Lumbreda* stammende Gletscher nach Norden gedrängt. Einen weiteren Halt auf seinem Rückzuge machte der *Vignonegletscher* beim *Pian Lumbrivo*, wo sich schöne Moränen finden, einen dritten auf Höhe 2100 m SW der *Vignone*hütte. Oestlich dieser kleinen Moränen ist das ganze *Vignone*gebiet mehr oder weniger mit Moränen bestreut. Die Blöcke aus Tambogneiss heben sich gut von dem aus Bündnerschiefer bestehenden Untergrunde ab.

Zwischen *Casa Vignone* und dem *Vignonepasse* finden sich noch mehrere kleine Wallmoränen. Deutlich sichtbar ist ferner, wie sich hier der *Vignone*gletscher auflöste, und es zeigen die kleinen, schön entwickelten Wallmoränen in verschiedenen ineinander geschachtelten Stadien, wie ein Gletscher sich südlich des Vignonepasses gegen Punkt 2862 zurückzog, und andere in die kleinen Karmulden nördlich des *Pizzo Lumbreda* zurückwichen oder westlich dieses Gipfels die Terrasse des alten Vignonetalbodens mit ihren Moränen verbarrikadierten. Nördlich des Vignonetales zog der Gletscher sich, Wall- und Blockmoränen zurücklassend, zum *Piattone di Vignone* zurück.

Auch die Böden der grossen Kare westlich des Misox wie das *Muccia-Fopella-Confino-Pian Grande-* und *Arbea*kar

zeigen durch ihre reiche Moränenbestreuung und die vielen kleinen Wallmoränen den langsamen Rückzug des Daungletschers.

Moränenspuren der Hocheiszeit finden sich in meinem Gebiet nur spärlich, so vereinzelte Stücke von Adulagneiss auf den Gehängen unter *Barna*.

Es scheint, dass vielleicht nur während kurzer Zeit eine Transfluenz des *Mera*gletschers über die *Forcola* (2217 m) stattgefunden hat. Auf dem Talsporn zwischen *Gumegna* und *Feppe* und südlich *Soazza* finden sich Blöcke eines prächtigen, grobkörnigen Zweiglimmergranites, wie sie weder aus der Tambo- noch der Aduladecke stammen können, aber aus dem *Forno*gebiet bekannt sind.

Ich möchte noch kurz einige Moränen erwähnen, die ausserhalb der Grenzen meines Gebietes gelegen sind: die Moränen auf den Gehängen westlich von *Mesocco* und *Soazza*, die besonders bei letzter Ortschaft in Form schöner, wenn auch kurzer Wälle vorkommen, und die Moränen in der untersten Val Calanca an den Gehängen gegenüber dem Buschwald von *Tigliedo* (Blatt Grono).

C. **Rückblick und Zusammenfassung.**

1. *Geologischer Teil.*

Das Gebiet zwischen *Brenno* und *Liro* bietet noch eine Fülle von ungelösten geologischen Problemen. Der Stand der Kenntnisse, die wir von diesem Gebiet besassen, wurde eingangs skizziert; so sollen hier nur die neuen Ergebnisse kurz zusammengefasst und besonders auf die vielen noch dunklen Punkte hingewiesen werden.

Die Tambodecke ist tektonisch und petrographisch noch kaum untersucht worden. Ihre Bearbeitung lag nicht im Rahmen meiner Aufgabe und könnte auch zu Kriegszeiten nicht ausgeführt werden. Ich ging nur kurz auf die Gesteine dieser Decke, die die östliche Umgrenzung meines Gebietes bilden, ein, und zeigte, dass sie grundverschieden von den Gesteinen der Aduladecke sind. Ich konnte nachweisen, dass die Stirn der Tambodecke höchst kompliziert ist und dass unter der seit Heims Profilen der nordöstlichen Tessineralpen bekannten Hauptstirn des *Pizzo Tambo* und *Pizzo della Lumbreda*, eine Reihe von Teillappen auftauchen, die über das *Vignonetal* hinüber bis auf die Höhe des Grates zwischen *Einshorn* und *Pizzo Cavriolo* vorgeschoben sind. Die Untersuchung der Fortsetzung dieser Stirnlappen in dem sehr

komplizierten *Areu-* und *Guggernüll*gebiet wird noch interessante Aufgaben bieten.

ARGAND und WILCKENS zeigten zuerst die komplexe Natur der Aduladecke. Da ich die Marmorzüge des *Zapport* bis südlich der *Bocchetta di Rogna* verfolgen konnte, wurde festgestellt, dass nicht nur die Stirnregion und der tiefe Teil der früher als einfach geltenden Aduladecke in Teilfalten zu zerlegen ist, sondern auch der obere Teil. Es stellt sich somit das über der Molare- oder Lucomagnodecke, aber unter dem Misoxer Bündnerschieferzug folgende Deckmassiv jetzt als ein in mindestens fünf Teildecken aufgelöster, tief zerschlitzter Komplex dar. Ein vollständiges Verfolgen und Verbinden sämtlicher Marmorvorkommnisse innerhalb der Aduladecke ist jedoch noch nicht erreicht und wird bei der linsenförmig ausgequetschten Natur dieser Mulden eine mühsame, aber interessante Aufgabe bieten. Die meisten Ueberraschungen sind in der südlichen Region der Aduladecke zu erwarten, da diese ohne Zweifel komplizierter gebaut ist, als bisher angenommen wurde. Wie bei der Tambodecke, so würde auch eine eingehende petrographische Untersuchung der Gesteine der Aduladecke noch zu vielen neuen und unerwarteten Resultaten führen können und zeigen, dass beide Gesteinskomplexe petrographisch recht reichhaltig sind.

Eine detaillierte Kartierung der *Misoxermulde* ergab, dass der Bündnerschiefer sich in eine Reihe von weithin zu verfolgenden, petrographisch unterscheidbaren Zonen gliedern lässt. An Hand dieser Zonen lässt sich der Bau des zum Teil ausgewalzten, der Stirn der Tambodecke folgenden Mittelschenkels, des nach Norden mächtig an Dicke gewinnenden Muldenkerns und des kompliziert gebauten Muldenschenkels gut studieren und das Anschwellen oder Ausquetschen der einzelnen Muldenglieder in den verschiedenen aufeinanderfolgenden Profilen beobachten. Das vorwiegend auf zwei Zonen verteilte Auftreten der Grünschieferlagergänge zwischen dem Bündnerschiefer des Muldenschenkels ist möglicherweise auf tektonische Ursachen zurückzuführen, da die Kalkschieferzone zwischen den beiden Grünschieferhorizonten fetzenförmige Einfaltungen von Adulagneiss und Dolomit zeigt. Diese sind in der Südhälfte der Mulde am stärksten vertreten (*Arbea-Bellavista*), während sie sich in der Nordhälfte (*Lumbrivo-Aelpliwald*) nur in kleinen Fetzen zeigen. Die Augengneisseinlagerungen in der Rötidolomitzone sind hingegen nur in der nördlichen Hälfte der Mulde wohl entwickelt und fehlen in der gegen Süden stark reduzierten Adulatrias.

Der im Gegensatz zu der schuppenförmigen, zerrissenen und unregelmässigen Art des Auftretens der Wandfluheinfaltungen regelmässige Charakter der weithin kontinuierlich und mehrfach übereinander zu verfolgenden Valser-Augengneissplatten und der porphyrische Habitus des Gesteines lassen eher an Lagergänge als an tektonische Einlagerungen denken; jedoch könnte erst ein genaues, durch Analysen unterstütztes Vergleichen sämtlicher Gneisseinlagerungen mit den Adulagneissen die Frage endgültig lösen. Diese Untersuchung würde umso interessanter sein, als hierdurch möglicherweise sich Schlüsse auf das Alter des Adulagneisses ziehen lassen würden. Auch das Problem der Kontakterscheinungen des Grünschiefers ist noch nicht gelöst.

So unvollkommen die an mein Gebiet anstossenden Gegenden auch bekannt sind, und so viele tektonische und besonders petrographische, jedoch mehr theoretische Fragen in meinem engeren Gebiet auch noch zu beantworten sind, so genügen die jetzigen geologischen Aufnahmen doch vollständig für eine Inangriffnahme der morphologischen Untersuchung.

2. *Morphologischer Teil.*

Die Lage des *Moesa-*, *Calancasca-* und *Hinterrheintales* ist, wie die fast aller grossen alpinen Täler unabhängig vom geologischen Bau des heutigen Untergrundes und auf die geologischen Verhältnisse höherer jetzt abgetragener tektonischer Elemente zurückzuführen. Trotzdem die *Moesa* auf einer acht Kilometer langen Strecke dem Erosionsrande der Bündnerschieferzone folgt, kann man nicht sagen, dass die Anlage des *Misox* durch die Ueberfaltungsmulde bedingt ist, sondern wir haben es hier nur mit einem zufälligen und vorübergehenden Stadium der Entwicklungsgeschichte der *Moesa* zu tun. Der Kulminationspunkt unseres Gebietes, die *Rheinwaldhorn*gruppe, ist der am längsten die Höhe bewahrende Erosionsrest des zwischen den (vom tektonischen Scheitelpunkt stammenden) konsequenten Hauptflüssen *Tessin* und *Vorderrhein* eingeschlossenen Winkels. *Calancasca*, *Moesa* und *Hinterrhein* sind daher die konsequenten Nebenflüsse dieser konsequenten Hauptflüsse und gehören dem radial um die Rheinwaldhorngruppe angeordneten und von diesem sekundären Kulminationspunkte stammenden Flusssystem an.

Der Querschnitt der Täler, die Gestalt, Lage und Höhe der Gipfel, die Form der Kare ist ausser vom Abstand unserer Täler in erster Linie vom Fallwinkel und der Richtung des

Streichens der Schichten und Platten in Bezug auf die zerstörende Kraft abhängig. Der Einfluss der petrographischen Verhältnisse ist nicht zu unterschätzen, bedingt aber die Prägung der noch jungen Gehängeformen erst in zweiter Linie. Massgebend ist er für die Talbodengestaltung, die Anlage der Pässe und viele Kleinformen und die Ausbildung der nicht mehr untergrabenen, den Atmosphärilien ausgesetzten Gehänge.

Die Untersuchung wurde völlig unentschlossen darüber, welcher Anteil der glazialen Erosion einzuräumen sei, unternommen. Ich hatte in Berlin und Zürich studiert, aber mir weder hier noch dort eine Ansicht gebildet, in der Meinung, dies späteren Untersuchungen im Felde zu überlassen. LAUTENSACHS Arbeit über die Tessiner Uebertiefung im Rucksack begann ich die Wanderung, und redlich war ich in der ersten Zeit bemüht, den Formenschatz im Lichte der PENCK'schen Uebertiefungstheorie zu erblicken. Wenn ich mich nach und nach immer mehr von der Anschauungsweise der PENCK'schen Schule entfernte und dazu kam, die Formen meines Gebietes auf andere Weise zu erklären, so war es nicht leichten Herzens, und gerne bekenne ich, dass ich der LAUTENSACH'schen Arbeit, so stark ich ihr hier auch widersprechen musste, weitaus die meisten Anregungen zu meinen Untersuchungen verdanke.

Immer wieder machte mich aber der riesige Stufenabfall, der breit und mauerartig die Stufe des *Pian San Giacomo* nach oben abschliesst, stutzig. Unmöglich lässt er sich, wie wir sahen, durch glaziale Erosion erklären. Erst nachdem es gelungen war, ihn auf durch mancherlei Flussverlegung komplizierte, fluviatile selektive Erosion zurückzuführen, fand sich der Schlüssel zu einer ungezwungenen Erklärung fast aller Talstufen meines Gebietes und dessen Umgebung. Aber die Ueberzeugung drängte sich mir stärker und stärker auf, dass man bei der Erklärung der Stufenbildung nicht nur oberflächlich den Wechsel der Gesteinsart auf dem Flussverlauf in Betracht ziehen darf, sondern in jedem Fall wieder erwägen muss, seit wie langer Zeit die Grenze der verschiedenen Gesteinskomplexe fluviatil bearbeitet wird, wie mächtig diese sind, und wie sie in Bezug auf die Flussrichtung gelagert sind. Daneben hat man noch zahllose von Fall zu Fall wechselnde Nebenumstände in Betracht zu ziehen : Flussverlegungen, Bergstürze, usw. Die Tatsache, dass ein grosser Teil unserer alpinen Talstufen durch selektive, fluviatile Erosion entstanden ist, lässt sich durch Nebenumstände ver-

schleiern, aber nicht verdecken, und in zahlreichen anderen Fällen wird sie sich noch beim Erwägen aller Umstände als Ursache erkennen lassen. Niemals wird sie alle Talstufen erklären können, denn hier so wenig, wie bei jeder anderen Betrachtungsweise dürfen alle Talstufen in einen Topf geworfen werden, und jede sollte individuell studiert werden.

Auch die Stufenmündung der Hängetäler lässt sich trotz der grossen Breite der Haupttalsohle im Wesentlichen auf die in lange andauernden Hebungsperioden addierte Wirkung der verschieden starken fluviatilen Erosion zurückführen, wenn man den ungeheuren Hebungsbetrag vor Augen behält, welchen uns die Ergänzung der abgetragenen höheren Decken liefert. Noch andere Stufen sind auf Konfluenz zurückzuführen.

Talterrassen, die die ehemalige Existenz bis in die Wurzeln reifer Talböden beweisen, fehlen in unserem Gebiet. Ihre angeblichen Reste sind fast stets auf andere Ursachen, besonders Karbildung zurückzuführen. Um allgemein gültige Gesetze über die alpinen Talböden abzuleiten, darf man diese Terrassen nicht nur generalisierend und theoretisch betrachten, sondern es müsste jedes Tal für sich erst untersucht werden.

Jetzt erst, nachdem die Alpentektonik entwirrt ist, wird es der Alpenmorphologie möglich, sich zu entwickeln, jetzt erst kann sie über die generalisierende Betrachtungsweise zu Spezialstudien erwachsen. Bis deren Ergebnisse aber erst wieder zusammengefasst werden können, vergeht noch eine gute Weile. Vorläufig muss sich die Alpenmorphologie beeilen, wenn sie überhaupt noch hinter ihrer mächtig vorwärts schreitenden Schwesterwissenschaft, der Tektonik, Schritt halten will.

Die Entstehung des *Bernhardinpasses* ist komplexer Natur. Seine wesentliche Furche verdankt er dem Umstand, dass die Gratlinie hier aus der leicht zu zerstörenden Rötidolomitzone aufgebaut war, die jetzt über dem *Wälschberg* bis zum Niveau der darunterliegenden Adulagneisse ausgeräumt ist. Die östliche Furche ist ein Stück des von der Moesola angezapften Talbodens des *Masekbaches*, der ehemals im *Mucciatäli* entsprang. Dem transfluierenden *Rheingletscher* der Hocheiszeit und den stadialen Gletschern bleibt der Ruhm, im Gebiet der unsteten, nach Norden wandernden Wasserscheiden eine der schönsten Rundhöckerlandschaften der Schweiz herausgebildet zu haben.

Der Stufenabfall über dem *Pian San Giacomo* lehrte uns zuerst, dass der Einfluss der glazialen Erosion auf die Gross-

formen der Haupttalböden ein sehr kleiner ist, im Vergleich zu dem der fluviatilen Erosion. Die Untersuchung der übrigen Formen der Haupttäler bestätigte diese Erfahrung. Auffallend und scheinbar widersprechend ist nun aber die Tatsache, dass der Formenschatz der oberhalb der hocheiszeitlichen Eisstromhöhe gelegenen Gebiete nicht ohne die Mithilfe der glazialen Erosion zu erklären ist. Die grosse Breite mancher Kare und die Ausbildung vieler höheren Seitentäler lässt sich ohne glaziales Unterschneiden der Seitenwände nicht verstehen. Wandrückverwitterung allein erklärt nicht das ohne Sockel, oft nahezu im rechten Winkel erfolgende scharfe Absetzen der Karwände vom Karboden. Diese Tatsache führte zu der Ueberzeugung, dass die hocheiszeitlichen, an ihren engen Ausgangspforten hoch aufgestauten fast stagnierenden Eisströme nur eine geringe Erosionsfähigkeit besassen, während den höher gelegenen im Besitze ihrer Beweglichkeit befindlichen Seitengletschern, sowie den stadialen und jetzigen Gletschern eine gewisse Erosionsfähigkeit zukommt. Als wir nun nochmals unser Gebiet durchwanderten und alle seine Einzelformen daraufhin betrachteten, wurde uns ihre Ausbildung leicht verständlich.

D. *Literatur-Verzeichnis.*

Abkürzungen.

Eclog. = Eclogae geologicae Helvetiae.
Beitr. = Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse.
Bull. S. vaud. = Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles.
Viertelj N.G.Z. = Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich.
Verh. Schw.N.G. = Verhandlungen der Schweizer Naturforschenden Gesellschaft.
J. S. A. C. = Jahrbuch des Schweizerischen Alpenklub.
J. ber. Graub. = Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft in Graubünden.
J. Geog. G. B. = Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft in Bern.
Z. D. G. G. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.
M. D. G. G. = Monatsberichte der Deutschen Geologischen Gesellschaft.
N. J. Min. = Neues Jahrbuch für Mineralogie u. s. w.
Beil. B. = Beilage Band.
Cbl. Min. = Centralblatt für Mineralogie.
Pet. M. = Petermanns Mitteilungen.
Z. f. Glk. = Zeitschrift für Gletscherkunde.
Z.D.u.Oe.A.V. = Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins.
M. D. u. Oe. A. = Mitteilungen des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins.
Sitzber. Wien = Sitzungsberichte der k. k. Akademie der Wissenschaften Wien.
Verh. R. A. V. = Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt in Wien.
Qu. J. = Quarterly Journal Geolog. Society London.
Ann. d. Geog. = Annales de Géographie.
B. S. géol. Fr. = Bulletin de la Société géologique de France.
C. R. A. = Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris.
Bull.r.C.geol. It. = Bulletino del reale Comitato geologico Italiano.

a) Tektonik der penninischen Region.

E. Argand. L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. *Bull. S. vaud.* T. XLV, 1909.

E. Argand. Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Carte spéciale 64 et coupes. *Beitr.* XXVII, 1911.

E. Argand. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. *Beitr.* Neue Ser. XXXI, 1911.

E. Argand. Sur le plissement en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales. *Bull. S. vaud.* T. XLVII proc.-verb., 1911.

E. Argand. Sur la répartition des roches vertes mésozoiques dans les Alpes Pennines avant la formation des grands plis couchés. *Bull. S. vaud.* T. XLVII, 1911.

E. Argand. Sur la segmentation tectonique des Alpes occidentales. *Bull. S. vaud.* T. XLVIII, 1912.

E. Argand. Phases de déformation des grands plis couchés de la Zone Pennine. *Bull. S. vaud.* T. XLVIII, 1912.

E. Argand. Le rythme du proplissement pennique et le retour cyclique des encapuchonnements. *Bull. S. vaud.* T. XLVIII, 1912.

E. Argand. Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclogæ* 1916.

C. Diener. Studien im südwestlichen Graubünden. *Sitzber. Wien*, 1888.

» Der Gebirgsbau der Westalpen, 1891.

Emil Haug. Les géosynclinaux de la chaîne alpine pendant les temps secondaires. *C. R. A.* 1909.

H. Gerlach. Die penninischen Alpen. *Beitr.* XXVII. 1883.

Alb. Heim. Blatt XIV d. geol. Karte der Schweiz, 1885.

» Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein (mit Anhang von Schmidt : siehe unter *b*). *Beitr.* XXV, 1891.

Alb. Heim. Geol. Nachlese Nr. 17 : Ueber die nordöstlichen Lappen des Tessinermassives, *Viertelj. N. G. Z.* LI, 1906.

Alb. Heim. Gneissmassiv des Tessin. *Eclogæ*, 1907.

L. Lisibach. Der Südgrat der Adulagruppe (Photogr. des Panorama der Adulagruppe von Strecciuolo aufgenommen). *J. S. A. C.*, 1904/05.

M. Lugeon. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *B. S. géol. Fr.*, 1901.

M. Lugeon et E. Argand. Plis du Gneiss des Alpes. *C. R. A.*, 1905, 15 et 29 mai et 1906, 26 mars.

H. Preiswerk. Struktur der Tessineralpen. *Eclog.*, 1912.

G. v. Rath. Geogn.-mineralog. Beob. im Quellgebiet des Rheines. *Jahrbuch d. geol. Ges.* XIV, 1862.

Fr. Rolle. Das südwestliche Graubünden u. d. nordöstliche Tessin. *Beitr.* XXIII, 1881.

Fr. Rolle. Blatt XIX d. geol. Karte d. Schweiz, 1881.

L. Rütimeyer. Das Rheinwaldgebirge. *J. S. A. C.*, 1912/13.

H. Schardt. Die exotischen Gebiete. Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizeralpen. Vortrag 1897. *Eclog.* V, 1898.

H. Schardt,. Les régions exotiques du versant nord des Alpes Suisses. *Bull. S. vaud.* T. 38, 1896.

H. Schardt. Note sur le profil géolog. et la tectonique du massif du Simplon, 1903.

H. Schardt. Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstiches, 1904.

H. Schardt. Profil du massif du Simplon. *Eclogæ*, 1904.

» Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. *Verh. Schw. N. G.*, 1906.

H. Schardt. Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes. *Ann. sc. phys. et nat. Genève*, 1907.

H. Schardt. L'évolution tectonique des nappes de recouvrement. *Eclog.*, 1908.

H. Schardt. Neue Gesichtspunkte in der Geologie. *Mitt. d. Nat. Ges. Winterthur* IX, 1911/12.

C. Schmidt. Ueber die Geologie der Simplongruppe und die Tektonik der Schweizer Alpen. *Eclog.*, 1906.

C. Schmidt und H. Preiswerk. Erläuterungen zur geol. Karte der Simplongruppe, 1908.

C. Sprecher. Glimmerfältelung am Tambohorn. *J. S. A. C.*, 1901.
Rud. Staub. Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Mit einer tektonischen Uebersichtskarte 1 : 250,000 und Profilen. *Beitr.* XLVI, 1916.
B. Studer. Geologie der Schweiz, 1851-53.
» und A. Escher. Carte géologique de la Suisse, 1867.
P. Termier. Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. *B. S. géol. Fr.* III, 4e sér. 1903.
P. Termier. La synthèse géologique des Alpes. Conférence faite le 26 janvier 1906 à Liège.
G. Theobald. Zur Kenntnis des Bündnerschiefers. *J. ber. N. G. Graub.* V. 1858/59.
O. Welter. Ueber die tekton. Stellung der Walliser Gneissdeckfalten. *Cbl. Min.*, 1910.
O. Wilckens. Ueber den Bau des nordöstl. Adulageb. *Cbl. Min.*, 1907.
» Ueber die Existenz einer höheren Ueberschiebungsdecke in der sog. Sedimenthülle des Adulamassives u. s. w. *M. D. G. G.*, 1909.
O. Wilckens. Ueber Faltung im Adulagebiet. *N. J. Min.*, 1910.
F. Zyndel. Ueber den Gebirgsbau Mittelbündens. *Beitr.* LXXI, 1912.

b) Petrographie und Stratigraphie.

S. Franchi. Notizie sopra alcune metamorfosi di eufatidi e diabasi nelle Alpi occidentali. *Bull. r. C. geol. It.*, 1895.
S. Franchi. Sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi. *Bull. r. C. geol. It.*, 1899.
S. Franchi e V. Novarese. Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi occidentali. *Bull. r. C. geol. It.*, 1895.
W. Freudenberg. Ueber das mesozoische Alter des Adulagneisses. Bericht über d. Vers. d. Oberrhein. geol. Ver., 1908.
W. Freudenberg. Der Trias-Gneisskontakt am Ostrande des Adulamassives. *N. J. Min*, 1913. Beibl.
U. Grubenmann. Ueber die Gesteine der sedim. Mulde v. Airolo. *Mitt. d. Thurg. nat. Ges.* VIII, 1888.
U. Grubenmann. Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl., 1910.
E. Gutzwiller. Injektionsgneisse aus dem Kanton Tessin. *Eclog.*, 1912.
L. Hetzner. Ein Beitrag zur Kenntnis der Amphibolite und Eklogite mit bes. Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Oetztales, 1903.
G. Klemm. Berichte über die Unters. a. d. sog. Gneissen und metamorphen Schiefern d. Tessineralpen. *Sitzber. Wien.* 1904-07.
G. Klemm. Ueber die genetischen Verhältnisse der Tessineralpen. *Z. D. G. G.*, 1911.
J. Kœnigsberger. Geolog. Beobachtungen am Pizzo Forno u. s. w. *N. J. Min.*, XXVI, Beil. 1908.
J. Kœnigsberger. Einige Folgerungen aus geol. Beobacht, *Eclog.* 1909.
H. Preiswerk. Die Grünschiefer in Jura und Trias d. Simplongebietes. *Beitr.* XXVI, 1892.
G. Ruetschi. Zur Erkenntnis des Rofnagesteines, *Eclog.*, VIII.
C. Schmidt. Petrographische Beiträge, Anhang zu Heim's Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, *Beitr.* XXV, 1891.
G. Steinmann. Das Alter der Bündnerschiefer. *Ber. d. Nat. Ges. in Freiburg i. B.* X.
B. Studer. Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz, 1872.
Ch. Tarnuzzer. Ueber Marmorvorkommnisse in Graubünden. *J. ber. Graub.*, XLVII.
Wülfling. Untersuchung zweier Glimmer aus den Gneisen des Rheinwaldhornmassives, *Ber. d. deutsch. chem. Ges.* XIX, 13.

c) Mineralwässer.

NUSSBERGER. Ueber die Entstehung der Bündner Mineralwässer. *J. ber. Graub.* XLII.

A. v. PLANTA-REICHENAU und GERONIMI. Die Heilquelle vom St. Bernhardin im Kant. Graubünden.

d) Alpenmorphologie.

A. AEPPLI. Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees *Beitr.* 1894.

E. ARGAND. Sur le drainage des Alpes occidentales et les influences tectoniques. *Bull. S. vaud.* XLVIII, 1912.

E. ARGAND. Le faîte structural et le faîte topographique des Alpes occidentales. *Bull. S. vaud.* XLVIII, 1912.

A. Balzer. Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues, 1873.

J. BLAAS. Struktur und Relief in den Alpen. *Z. D. u. Oe. A. V.*, 1904.

BODMER. Terrassen und Talstufen in der Schweiz. *Diss. Zürich.* 1880.

F. G. BONNEY. Alpine Valleys in Relation to Glaciers. *Qu. J.*, 1902.

BRAUN. Ueber Flussterrassen. *Pet. M.*, 1907.

ED. BRÜCKNER. Die Schweizerische Landschaft einst und jetzt. *J. Geog. G. B.*, 1900.

BRUNHES. Le problème de l'érosion et du surcreusement glaciaires. 1908.

A. COZZAGLIO. Paesaggi di Val Camonica. 1899.

W. M. DAVIS. Geographical Essays.

W. M. DAVIS. Glacial Erosion in the Valley of the Ticino. Appalachia IX, 1909 u. Proc. of the Boston Soc. of Nat. Hist. XXIX.

EISENMENGER. Migration vers le nord de la ligne de partage des eaux dans les Alpes Lépontiennes. *C. R. A.*, 1908.

FR. FRECH. Ueber das Antlitz der Tiroler Zentralalpen. *Z. D. u. Oe. A. V.* XXXIV, 1903.

J. FRÜH. Die Entstehung des Rheintales und seiner Formen. *Jahrb. d. naturf. Ges. St. Gallen*, 1904.

J. FRÜH. Ueber Form und Grösse der Glacialerosion, *Verh. Schw. N. G.* 1906.

J. E. GARWOOD. On the Origin of some hanging Valleys in the Alps and Himalaya. *Qu. J.* LVII, 1902.

J. E. GARWOOD. The Tarns of the Canton Ticine. *Qu. J.* LXII, 1906.

» Features of Alpine Scenery due to glacial Protection. *Geogr. Journal*, 1910.

P. GIRARDIN. Surcreusement glaciaire. *Eclog.*, 1907.

E. GOGARTEN. Ueber alpine Randseen und Erosionsterrassen. *Pet. M. Ergänzungsheft 165*, 1910.

ALB. HEIM. Anteil der Gletscher bei Bildung der Täler. *Viertelj. N. G. Z.*, 1875.

ALB. HEIM. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, 1878.

ALB. HEIM. Talstufen und Terrassen in den Alpentälern. *Viertelj. N. G. Z.*, 1878.

ALB. HEIM. Ueber die Erosion im Gebiet der Reuss. *J. S. A. C.* XIV, 1878—79.

ALB. HEIM. Handbuch der Gletscherkunde, 1885.

ALB. HEIM. Die Entstehung der alpinen Randseen. *Viertelj. N. G. Z.*, 1894.

Alb. Heim. Ein Profil am Südrand der Alpen. Pliozänfjord der Breggiaschlucht. *Viertelj. N. G. Z.*, 1906.

Alb. Heim. Geologie der Schweiz, 1917-18.

Arnold Heim. Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. *Viertelj. N. G. Z.*, 1906.

H. Hess. Der Taltrog. *Pet. M.* 1903.

» Alte Talböden im Rhonegebiet. *Z. f. Glk.* II, 1908.

J. H. Hobbs. The Cycle of Mountain Glaciation. *Geogr. Journal*, 1909.

J. Jegerlehner. Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. *Beitr. z. Geophysik*, 1902.

Johnson. Hanging Valleys. *Bull. Amer. Geol. Soc.*, 1909.

W. Kilian. Note sur le surcreusement des vallées alpines. *Bull. S. géol. Fr.*, 1900.

W. Kilian. Quelques réflexions sur l'érosion glaciaire et la formation des terrasses. *C. R. A. Congr. de Lyon 1906* und *La Géographie*, 1906.

Kaneza. Les cirques de montagne. *Mém. Soc. fribourg. sc. nat. Série géol.-géogr.*, 1910

H. Lautensach. Ueber Alp. Randseen und Erosionsterrassen. *Pet. M.*, 1911.

H. Lautensach. Die Uebertiefung des Tessingebietes. *Geogr. Abhandlungen* I, 1912.

Lehmann. Die Uebertiefung des Tessingebietes. *Z. f. Glk.* VII.

F. Löwl. Ueber den Terrassenbau der Alpentäler. *Pet. M.*, 1882.

» Ueber Talbildung. Prag., 1884.

» Einige Bemerkungen zu Pencks Morphologie d. Erdoberfläche. *Verh. R. A.*, 1894.

R. Lucerna. Gletscherstudien i. d. Steineralpen. *Geogr. Jahresber. aus Oesterreich*, 1906.

R. Lucerna. Die Trogfrage *Z. f. Glk.*, 1911.

A. Ludwig. Ueber glaciale Erosion u. s. w. *Jahrb. Nat. Ges. St. Gallen*, 1906.

A. Ludwig. Ueber die Entstehung der grosen Alpenpässe. Alpina, 1906.

» Flussgeröll und Molasseproblem. *J. S. A. C.*, 1909—10.

» Nochmals Molassefaltung. *J. S. A. C.*, 1911.

» Zur Lehre der Talbildung *Jahrb. Nat. Ges. St. Gallen*, 1911.

» Ueber Vorgänge bei der Talbildung. *Eclog.*, 1912.

M. Lugeon. La loi des vallées etc. *Bull. S. vaud.* XXXIII, 1897.

» Leçon d'ouverture du cours de géographie physique. *Bull. S. vaud.* XXXIII, 1897.

M. Lugeon. Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *Ann. d. Geog.* X, 1901.

M. Lugeon. Sur la fréquence dans les Alpes de gorges épigénétiques. *Bull. S. vaud.*, 1901.

M. Lugeon et E. Jérémine. Les bassins fermés des Alpes Suisses. *Bull. S. vaud.* XLVII, 1911.

E. de Martonne. Sur la formation des cirques. *Ann. d. Geog.* X, 1901.

» L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. *Ann. d. Geog.* XX, 1911.

F. Mühlberg. Der mutmassliche Zustand der Schweiz und ihrer Umgebung während der Eiszeit. *Verh. Schw. N. G.* XC, *Freiburg* 1907 und *Eclog.* 1907.

F. Nussbaum. Eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. *Diss. Bern*, 1906.

F. Nussbaum. Die Täler der Schweizer Alpen. *Wissensch. Mitt. d. Schw. alp. Museums Bern*, 1910.

F. Nussbaum. Tal- und Bergformen des Vispgebietes. *J. S. A. C.*, 1910.
A. Penck. Talbildung in den Alpen. *M. D. u. Oe. A. V.*, 1885.
» Die Uebertiefung der Alpentäler. *Verh. d. VII. int. geogr. Kongresses*, 1899.
A. Penck. Morphologie der Erdoberfläche
A. Penck und Ed. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. 1908-09.
A. Philippson. Ein Beitrag zur Erosionstheorie. *Pet. M.*, 1886.
» Studien über Wasserscheiden. *Mitt. d. Ver. für Erdkunde Leipzig*, 1886.
E. Richter. Gebirgserhebung nach Talbildung. *Z. D. u. Oe. A. V.* XXX, 1899.
E. Richter. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. *Pet. M.*, Erg.-Heft 132, 1900.
Richthofen. Führer für Forschungsreisende.
E. Romer. Mouvements épirogénétiques dans le haut bassin du Rhône et évolution du paysage glaciaire. *Bull. S. vaud.* XLVII, 1911.
L. Rütimeyer. Ueber Tal- und Seebildung, 1869.
F. Sacco. Sull'origine delle vallate e dei laghi alpini in rapporto coi sullevamenti delle Alpi. *Atti r. Ac. delle Sc. Torino*, XX, 1885.
W. Salomon. Können Gletscher im anstehenden Fels Kare, Seebecken und Täler erodieren ? *N. J. Min.*, 1901.
H. Schardt. Etudes géologiques sur le Pays d'Enhaut Vaudois. *Diss.* 1884.
H. Schardt. La Suisse, Configuration du sol. *Dict. géogr. de la Suisse*, 1907.
J. Sölch. Studien über Gebirgspässe. *Forsch. deutsch. Landes- und Volkskunde*, XVII, 1908.
H. v. Staff. Morphogenie der Präglaciallandschaft. *Z. D. G. G.*, XXIV, 1912.
G. Supan. Studien über die Talbildung des östl. Graubündens u. d. Tiroler Zentralalpen. *Mitt. d. geogr. Ges. Wien*, 1877.
Veröffentlichungen der Schw. Landeshydrographie : Wasserverhältnisse der Schweiz. Tessingebiet, 1913.
A. Wettstein. Geologie von Zürich und Umgebung, 1885.

Bemerkungen zu Karte und Profilen.

Die geologische Aufnahme wurde auf der Unterlage der Siegfriedkarte gemacht. Da diese zu publizieren mir während der Kriegsdauer nicht gestattet wurde, musste die Aufnahme auf die zu diesem Zweck im Massstab 1 : 50000 vergrösserte Dufourkarte übertragen werden. Diese stimmt an mehreren Stellen nicht mit der Siegfriedkarte überein. Hieraus ergeben sich die kleinen Unstimmigkeiten zwischen der neuen Karte und den nach der Siegfriedkarte gezeichneten Profilen.

Nummerierung der Zonen auf den Profilen.

I = Aduladecke.
II = Untere Rötidolomitzone.
III = Geissbergzone.
IV = Gadriolgrünschieferzone.
V = Wandfluhzone.
VI = Nufenengrünschieferzone.
VII = Mittaghornzone.
VIII = Schattwangzone.
IX = Uccellozone.
X = Vignonezone.
XI = Grünschiefereinlagerungen von Frigera.
XII = Obere Rötidolomitzone.
XIII = Tambodecke.

Druckfehlerverzeichnis.

S. 163,	Zeile	19	v. oben	lies	rechten statt linken.
» 188,	»	14	»	»	muss es statt muss er.
» 190,	»	7	»	»	dem statt den.
» 215,	»	8	unten	»	unsymmetrisch statt symmetrisch.
» 236,	»	9	oben	»	Ost statt West.
» 239,	»	20	»	»	östlich statt westlich.
» 240,	»	20	unten	»	sudöstlich statt südwestlich.
» 241,	»	13	»	»	durchfloss statt durchfluss.
» 242,	»	6	oben	»	östlich statt westlich.
» 243,	»	7	»	»	2167 statt 2160.
» 243,	»	8	»	»	südlich statt nördlich.

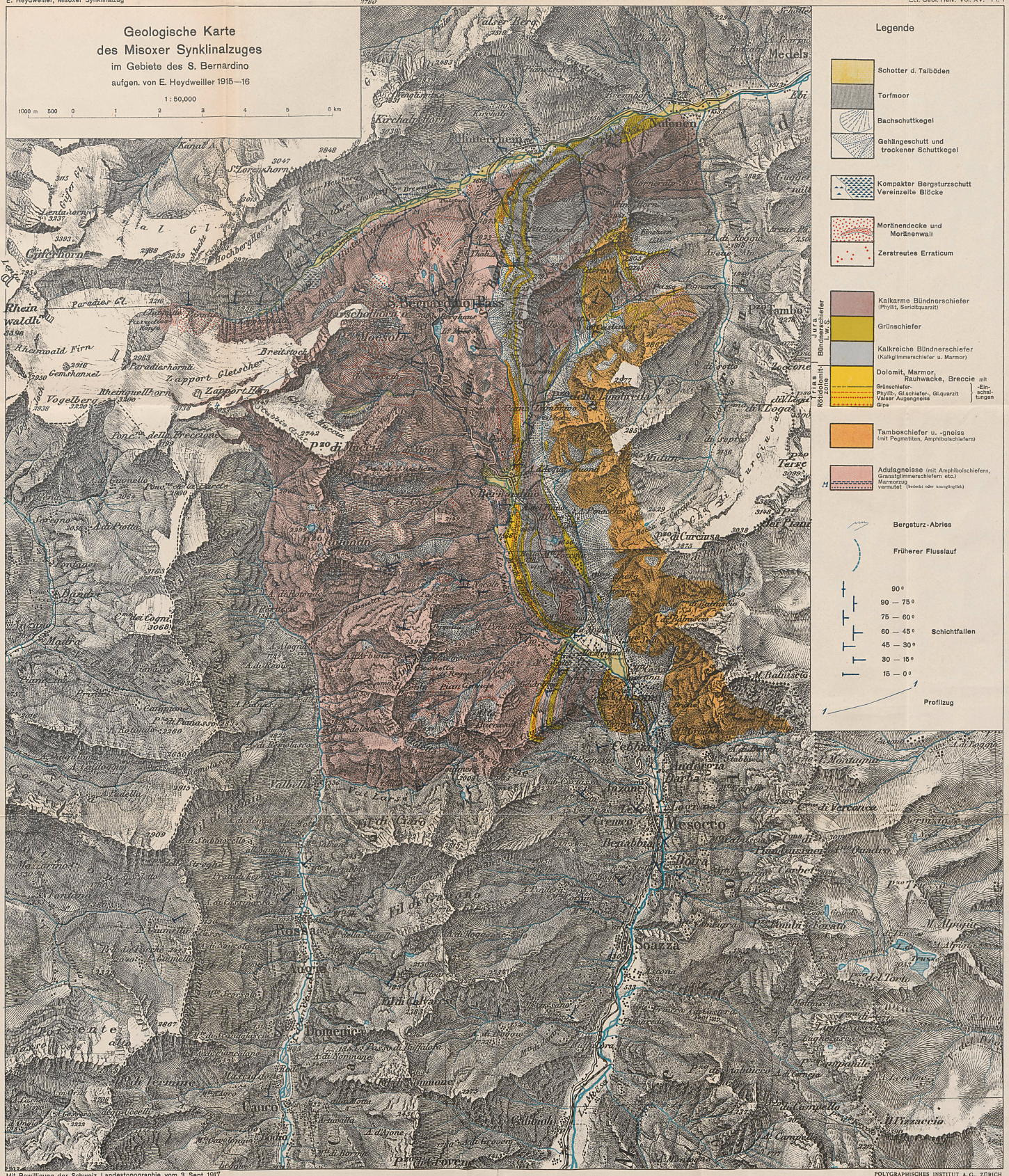
Geologische Karte des Misoxer Synklinalzuges

im Gebiete des S. Bernardino

aufgen. von E. Heydweiller 1915—16

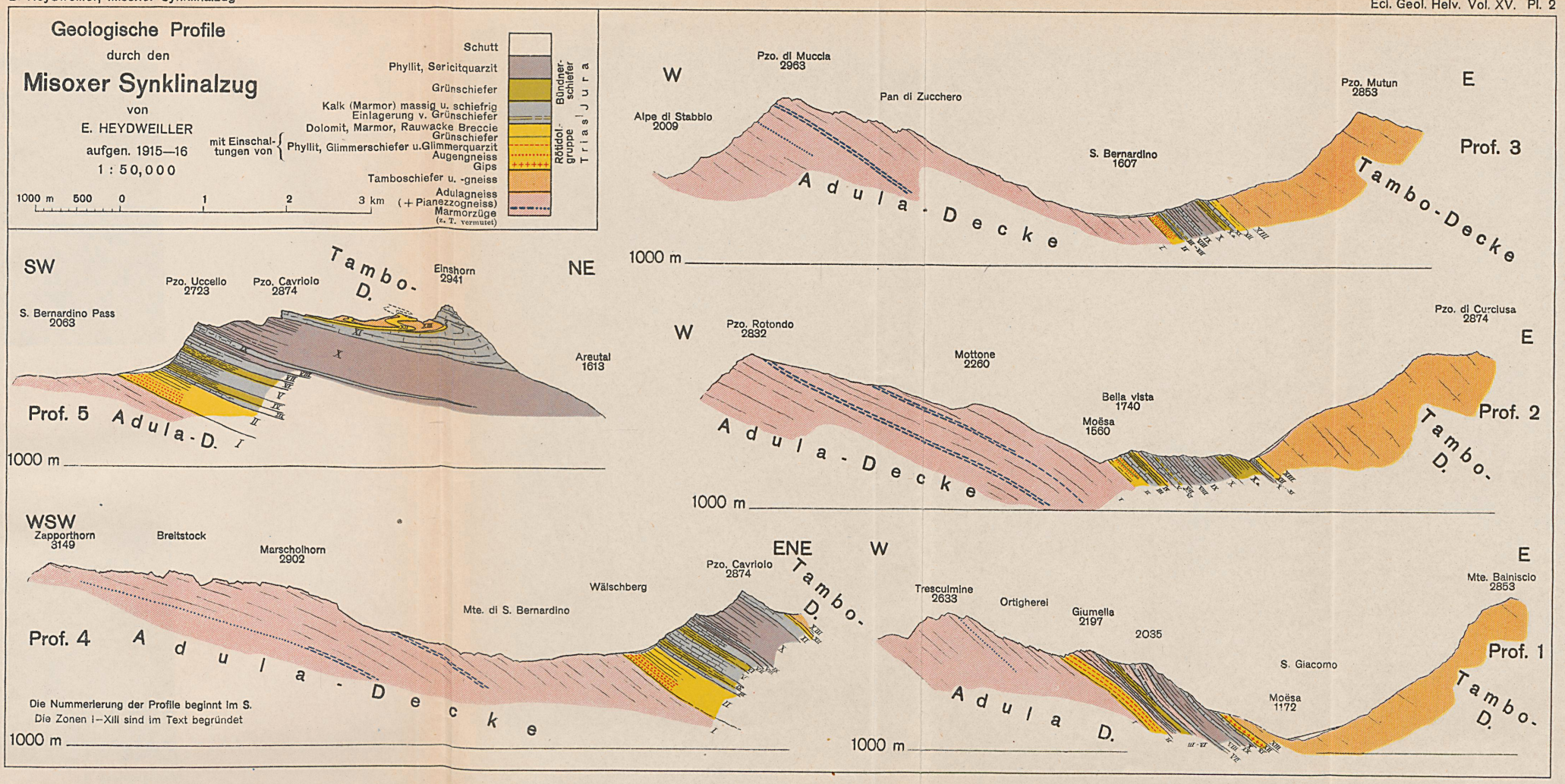
1 : 50,000

1000 m 500 0 1 2 3 4 5 6 km



Mit Bewilligung der Schweiz. Landestopographie vom 3. Sept. 1917

POLYGRAPHISCHES INSTITUT A. G., ZÜRICH


Geologische Profile
durch den
Misoxer Synklinalzug
von
E. HEYDWEILLER
aufgen. 1915—16
1 : 50,000
1000 m 500 0 1 2 3 km
Schutt
Phyllit, Sericitquarzit
Grünschiefer
Kalk (Marmor) massig u. schiefrig
Einlagerung v. Grünschiefer
Dolomit, Marmor, Rauwacke Breccie
Grünschiefer
mit Einschaltungen von
Phyllit, Glimmerschiefer u. Glimmerquarzit
Augengneiss
Gips
Tamboschiefer u. -gneiss
Adulagneiss
(+ Pianezzogneiss)
Marmorzüge
(z. T. vermutet)
Bündnerschiefer
Rötidolgruppe
Trias
Jura
W
E
Pzo. di Muccia
2963
Pan di Zucchero
Alpe di Stabbio
2009
S. Bernardino
1607
Pzo. Mutun
2853
Adula-Decke
Tambo-Decke
Prof. 3
1000 m
SW
NE
Pzo. Uccello
2723
Pzo. Cavriolo
2874
Tambo-D.
Einshorn
2941
S. Bernardino Pass
2063
Areutal
1613
Prof. 5
Adula-D.
1000 m
W
E
Pzo. Rotondo
2832
Mottone
2260
Bella vista
1740
Moësa
1560
Pzo. di Curciusa
2874
Adula-Decke
Tambo-D.
Prof. 2
1000 m
WSW
ENE
W
E
Zapporthorn
3149
Breitstock
Marscholhorn
2902
Wälschberg
Pzo. Cavriolo
2874
Tambo-D.
Mte. di S. Bernardino
Prof. 4
Adula-Decke
Die Nummerierung der Profile beginnt im S.
Die Zonen I—XIII sind im Text begründet
1000 m
Tresculmine
2633
Ortigherei
Giumella
2197
2035
S. Giacomo
Moësa
1172
Mte. Balniscio
2853
Adula D.
Tambo-D.
Prof. 1
1000 m

a) Blick vom Marscholhorn auf den Talschluß des Hinterrheins mit Paradiesgletscher.

b) Blick vom Marscholhorn auf die Nordhänge des Hinterrheintales.

c) Hinterrheintal, aufgenommen nördlich Hinterrhein vom Valserbergweg.

d) Zapportgletscher, gesehen von der Klubhütte zum Ursprung.

a) Talschluß der Calancasca bei Stabbio, aufgenommen westlich des Tre Uomini passes.

b) Obere Val Calanca, aufgenommen südlich Calvarese.

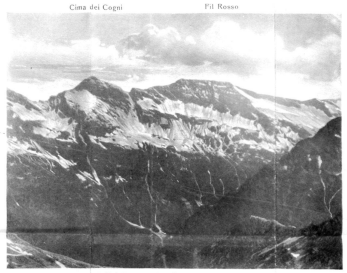
c) Blick vom Fil di Revio auf die Ostseite der Val Calanca

d) Blick vom Pzo di Muccia auf den oberen Continokarboden

h) Pzo di Termine mit Lavinenverbauung, von Calvarese aufgenommen.

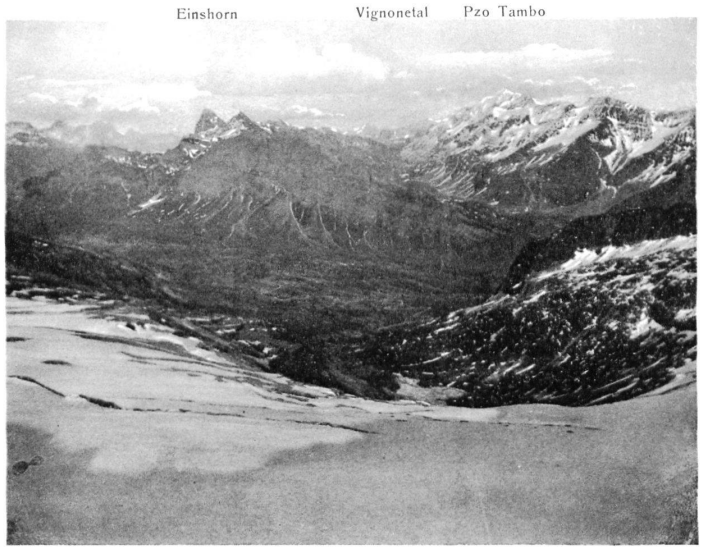
g) Blick aus der Valle di Larsé auf den Pzo delle Streghé und Pzo di Remia.

f) Pzo di Pianosso vom Passo di Remolasco gesehen.



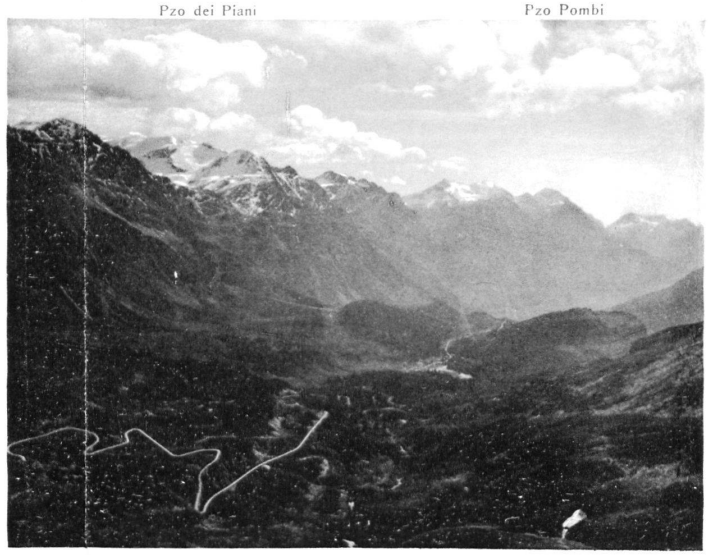
e) Blick von der Bocchetta di Rogna.

Heydweiller, Gegend des St. Bernhardinpasses.



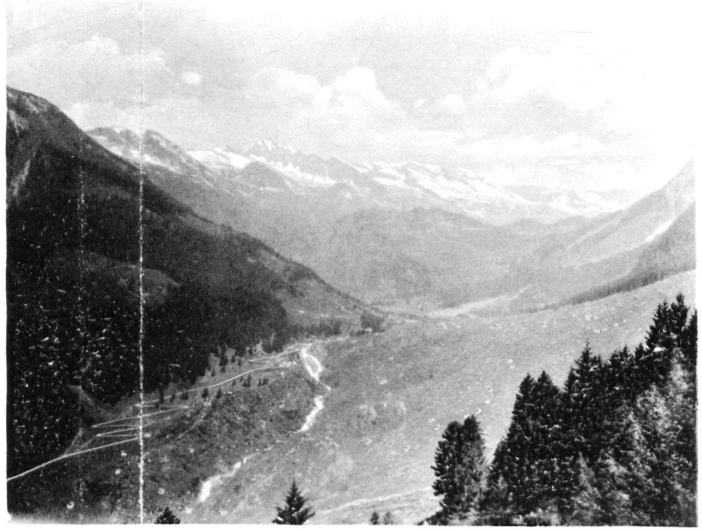
b) Blick vom Ostende des Mucciagletschers in das Mucciatäli und auf den Bernhardinpaß.

a) Blick von den Heubergen auf den verwilderten Talboden des Hinterrheins und den Bernhardinpaß.

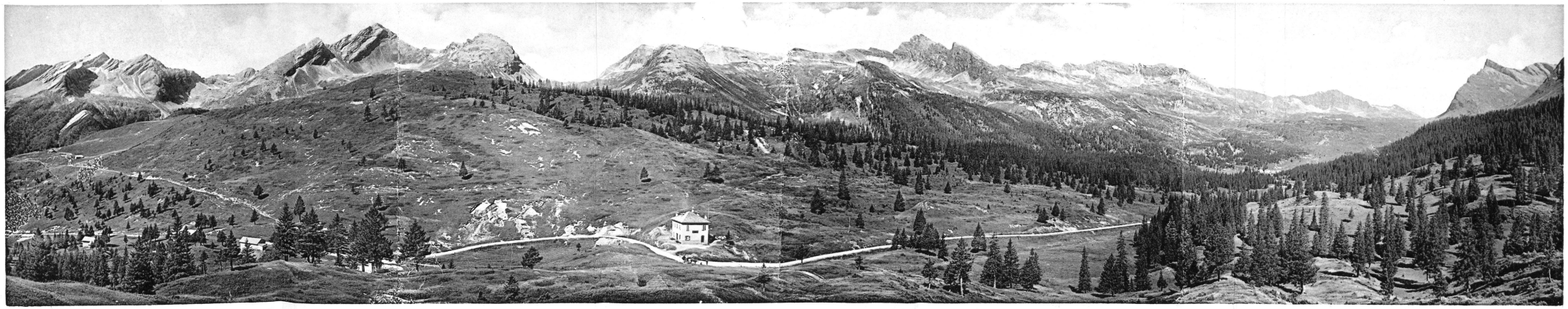


c) Becken von S. Bernardino aufgenommen von der Alpe di Moesola.

d) Oberer Teil des Stufenabfalles über dem Pian S. Giacomo, aufgenommen von Arbea.



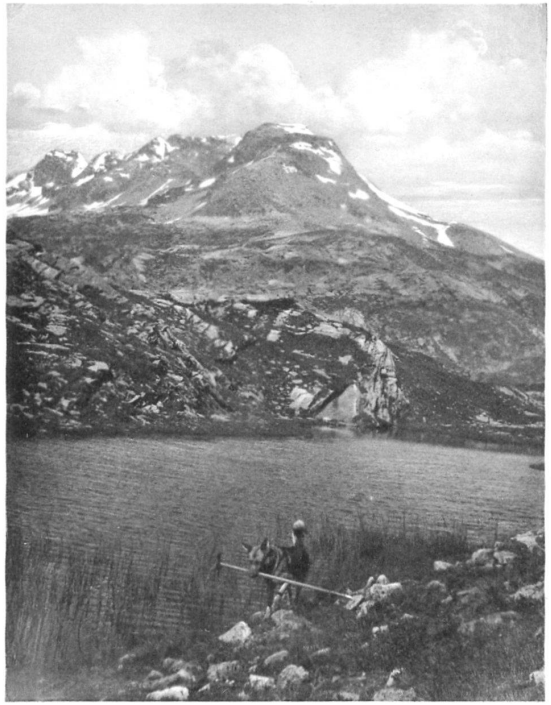
e) Blick von Gratella auf die Stufenabfälle oberhalb und unterhalb des Pian S. Giacomo.



10004. — San Bernardino-Panorama

Panorama des San Bernardino-Gebietes

aus der Richtung des Lago d'Osso



a) Rundhöckerlandschaft am Bernhardinpaß und Marscholhorn.

b) Blick vom Welschberg auf den Bernhardinpaß und Muccia.

c) Moesolasee vom Nordufer aus.

d) Pzo di Muccia, Mucciagletscher und Mucciatäli, Zapportgrat, aufgenommen südlich des Moelsolasees.

e) Zapportgrat vom N E Ende des Mucciagletschers.

a) Scheidewand zwischen dem Vigone und Mucciakare.

b) Confinokarboden.

c) Seitliche Ansicht von Arbea auf die Confino- und Fopellakarböden und ihre Scheidewände.

d) Pzo di Tresculmine vom Pian Grande.

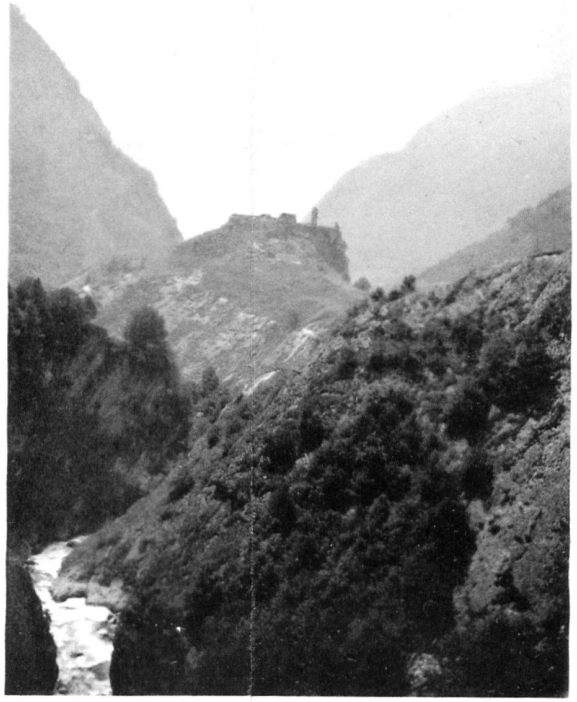
e) Cima di Gangella (unten Laghetto di Tresculmine) von Norden gesehen.

f) Passettipaß und Pzo Arbeolo von Norden gesehen.

g) Pzo Rotondo und Laghetto di Stabbio von Norden gesehen.

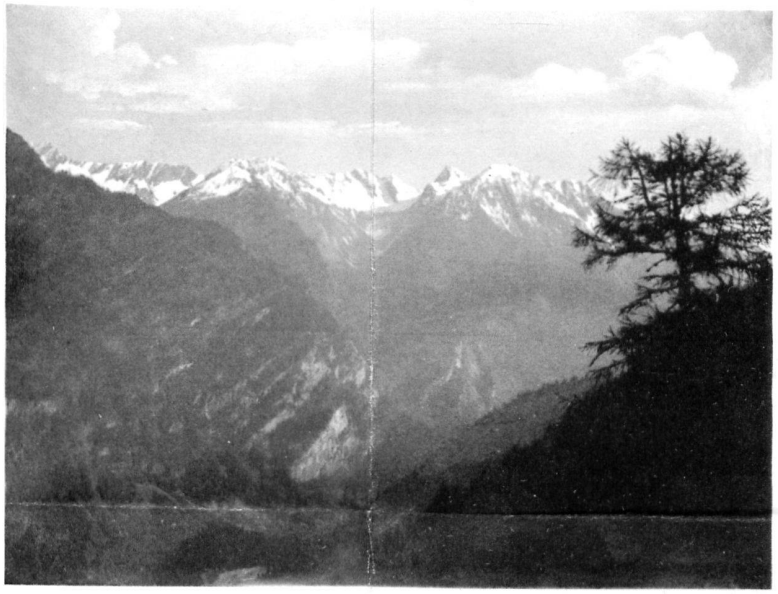
h) Barnakar und Abrißnische von Gratella, von Ceta aufgenommen.

a) Tresculminebach schneidet die Glanzschieferzone.



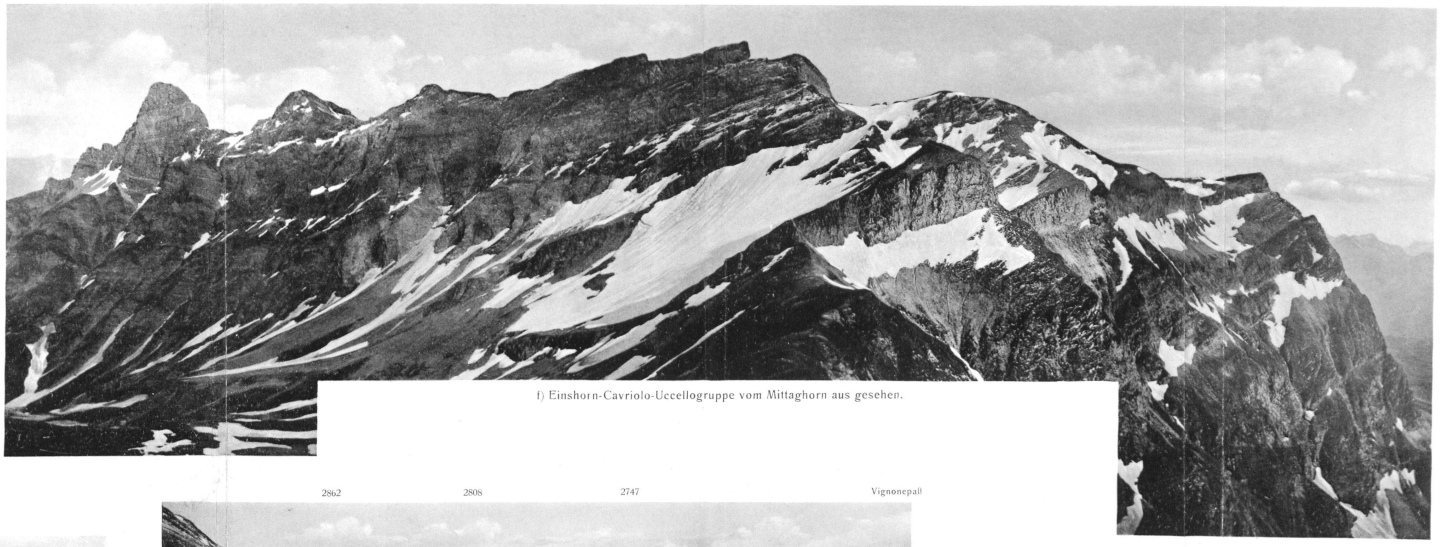
b) Der neue Taleinschnitt der Moesa u. Castello di Mesocco
vom Weg nach Doira aufgenommen.

c) Gumegna und Valle della Forcola vom Weg nach Baggia aufgenommen
(links Schichtköpfe der Tambodecke, rechts die Plattenflächen der Aduladecke).

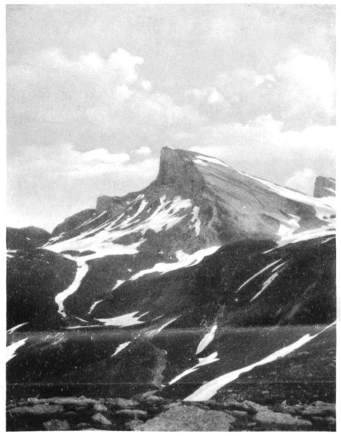


d) Pzo Settaggio, Pzo di Cresem, Sasso di Castello.
Blick vom Mte Gorgino auf die knieförmige Umbiegung der Aduladecke.

e) Blick vom Valserberg in das Areutal und die Gadriolalp.



f) Einshorn-Cavriolo-Uccellogruppe vom Mittaghorn aus gesehen.



a) Pzo Uccello von Süden gesehen.

b) Nordseite des Vignonetales, aufgenommen N. E. Casa Vignone.

c) Piattone di Vignone.

d) Vignonepaß und Pzo Tambo.

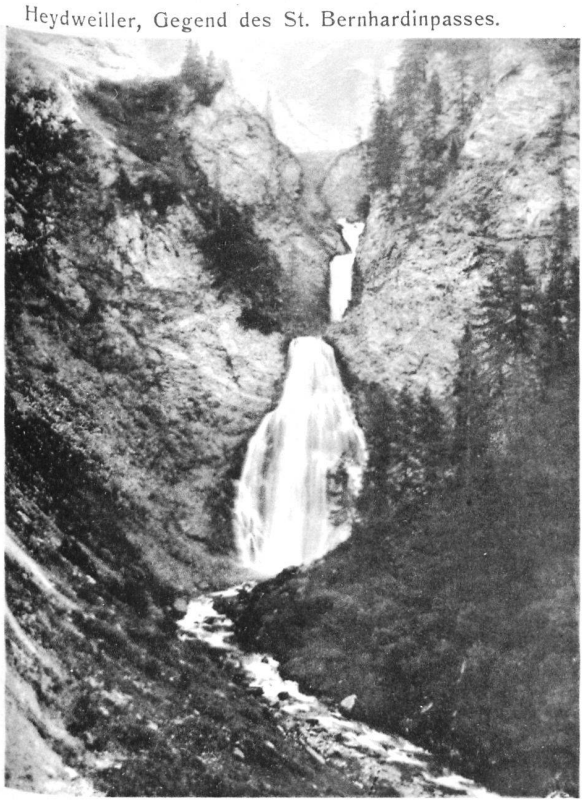
a) Sasso di Casseo und Fil di Forcla
von der Piotta gesehen.

c) Blick von der Alpe Rotondo auf die Cima dei Cogni und den Passo di Revio.

b) Grauhorn, Rheinwaldhorn und Val Soja
aufgenommen N. E. Gorda.

Fil di Revio Pzo di Pianasso

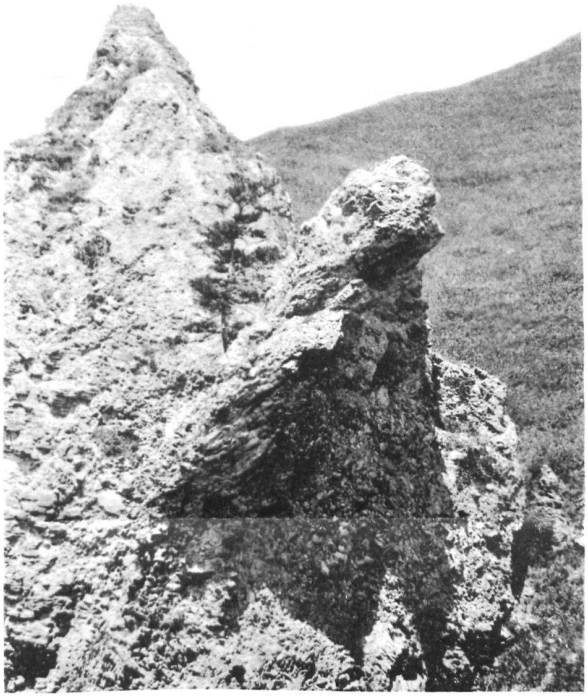
d) Blick in die Val Madra vom Wege nach Bregné.



a) Rio Gulmagno, neuer Lauf.

c) Basische Injektionen, östlich Rossa.

b) Talstufe des Pian S. Giacomo.



d) Dislokationsbreccie bei Nano.