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

Kapitel: 2: Morphologie der Gegend des St. Bernhardinerpasses

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

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.