

Zeitschrift: Mitteilungen der Geographisch-Ethnographischen Gesellschaft Zürich
Band: 27-28 (1926-1927)

Artikel: Talstudien in der Innerschweiz und in Graubünden
Autor: Machatschek, Fritz
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-21578>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 13.03.2025

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

Talstudien in der Innerschweiz und in Graubünden.

Von FRITZ MACHÄTSCHEK.

Die Ergebnisse, zu denen *W. Staub* und ich über die jüngere talgeschichtliche Entwicklung der Walliser Täler gelangt sind (13), veranlassten mich, meine Studien weiter ostwärts, in das Gebiet der Reuss und des Rheins, auszudehnen, um auch hier über den Verlauf der alten Talböden und gewisse talgeschichtliche Probleme Klarheit zu gewinnen. Die morphologische Literatur über diese Gebiete ist nicht gross. Schon vor 50 Jahren hat *A. Heim* die Terrassen und Talstufen der Reuss (8), 1891 die des Vorderrheins beschrieben (9) und hier mehrere Systeme alter Talböden verfolgt. Spärlich sind die einschlägigen Angaben im Eiszeitwerk von *A. Penck* und *E. Brückner* (15). Die von *Heim* aufgeworfenen Fragen der alten konsequenten Entwässerungslinien über die Taltorsi des Kunkelspasses und der Lenzerheide sind eingehend von *Chr. Piperoff* (16), bzw. *Th. Glaser* (7) behandelt worden, und kürzlich haben die Terrassen des Domleschg eine Untersuchung durch *G. Schumacher* erfahren (17). Ich komme im Verlauf meiner Darstellung auf ihre Ergebnisse zurück.

I. Die Terrassen des Reussgebietes.

Urserental und Schöllenen. Im Hochtal von Andermatt vereinigen sich die Quellflüsse der Reuss, um aus der zwischen Aare- und Gotthardmassiv eingeklemmten Urserenmulde als konsequenter Fluss durch die Schöllenen nach N durchzubrechen. Schon mehrfach, zuletzt neuerdings von *Heim* (10), ist die Ansicht ausgesprochen worden, dass der Eingriff der Reuss in die grosse innerschweizerische Längstalflucht ein relativ junges Ereignis sei, entstanden durch die Anzapfung eines über den Oberalppass nach O gerichteten Flusses durch die Rückwärtserosion der mit grösserem Gefälle ausgestatteten Reuss. Andererseits liegt die auch von *P. Beck* (1) vertretene Annahme nahe, dass in der Molassezeit eine in der tektonischen Firstlinie wurzelnde Ur-Reuss über den Gotthard hinweg den direkten Weg nach N nahm und am Aufbau der mächtigen Nagelfluhmassen des Rigi, Rossbergs und

Zugerbergs mitwirkte. Eine Verfolgung *dieses* Talverlaufes auf morphologischem Wege ist natürlich ausgeschlossen angesichts der seither eingetretenen bedeutenden tektonischen Verstellungen. Hingegen war zu erwarten, dass das Problem der Schöllenen durch Terrassenstudien zu lösen sei.

Alle Quelltäler der Reuss werden von hochgelegenen Terrassenflächen begleitet, an denen in der Regel die steilen Troggehänge deutlich einsetzen und die daher als die untersten Gehängepartien des präglazialen Talsystems betrachtet werden dürfen.

Dahin gehören u. a. im Unteralpental rechts: Oberer Rossboden 2070 m, links: die Trogschulter mit C. 2163 und 2132, aufwärts ziehend bis zur untern Stufe der Wildmatten C. 2280; dann das Plateau der Gurschenalp (C. 2037 und 2119) südlich über Andermatt und die Fläche über Annaberg (2160 m) südlich über Hospental; im obersten Tal der Gotthardreuss rechts Alpe di Fortunei (2200—2250 m), links gegenüber Alpe di Rodont (C. 2160 und 2170); zwischen Gotthard- und Furkareuss als Eckflur « Matte » C. 2180, an der Furkareuss aufwärts rechts Isenmannsalp und Stockstafel 2000—2200 m, Alp Deyeren C. 2294 südlich über Realp, endlich die breiten Gesimse Obergadmen, Rynbord (2167 m), Rossmettlen (2079 m) und Rossplatte (2172 m) links über der Furkareuss. Das Oberalpental hat zur linken nur undeutlich gegliederte Gehänge mit der Pazzolaalp (2168 m), erst über dem Oberalppass fällt im Gehänge des Pazzolastockes eine schöne Terrasse mit C. 2284 auf; im rechten Gehänge gibt es eine kleine, aber auffällig ebene Fläche nahe der neuen Militärstrasse in 2140—2160 m.

Ueber diesem Terrassensystem sind höhere schwach geneigte Flächen mehrfach erkennbar, so Rossbodenälpetli im rechten Gehänge des Unteralptals, 2330—2380 m, also 200 m höher als die gegenüberliegende Trogschulter, ferner die obere Staffel der Wildmatten (C. 2393 und 2428) als Trogplatte über dem Talschluss, zur linken: über der Gafallenalp (2388 m) und östlich unter dem Gurtschenstock (2439 m), hier durch eine 270 m hohe Stufe von den tieferen Flächen getrennt, kleinere Andeutungen in über 2400 m über den Alpe di Fortunei, endlich in weiter Ausdehnung als Thierbergalp zur rechten, Ochsen- und Stellialp zur linken der obersten Furkareuss (2450—2550 m), hier in Verbindung tretend mit den aus dem Hintergrund des Goms beschriebenen Flächen. Auch im linken Gehänge des Urserentales erkennt man über der Terrasse der Rossplatte noch höhere Gesimse unter dem Grat der Spitzberge. Im linken Gehänge des Oberalptals gehören hierher das Aelpetli (C. 2427 m) unter dem Pazzolastock, zur rechten die auffallend gleichmässig hohen und breiten Kammflächen des Gütsch (2329 m); dann aber ist das Anstehende überall durch glazialen Schutt verhüllt, der auch den schönen Lautersee abdämmt, so dass ich nicht zu entscheiden vermag, ob die ebenen Flächen des Grossbodens (2250 m) und des Strahlbodens (2320 m) diesem höheren oder dem präglazialen System zuzuzählen sind.

Eine nächst tiefere Terrassengruppe ist vertreten durch Eckfluren beiderseits der Stufenmündung der Gotthardreuss: Wannelen C. 1898 m, 260 m unter der Terrasse von Annaberg, und 1830—1860 m unter Matte, so dass an ihrer Selbständigkeit nicht zu zweifeln ist, ferner beiderseits der Stufenmündung der Oberalpreuss, besonders weit verbreitet um Nätschen, mit ebenen Flächen in wenig über 1800 m, und endlich springt links über dem Urnerloch aus der Terrasse des Bätzbergs das breitgewölbte Kammstück mit C. 1841 m vor, das die neue Festung trägt und nur einem Tal *durch* die Schöllenen angehören kann. Die zerschluchteten linken Steilgehänge lassen keine Gliederung durch Terrassen erkennen; erst der Röthiboden im Talsporn zwischen Schöllenen und Göschener Reusstal zeigt etwas flachere Partien bei 1650—1700 m; ihm gegenüber treten solche beim Waldstaffel in 1500—1550 m Höhe auf. In beiden wird man die Fortsetzung der 1800 m-Flächen um Andermatt erblicken dürfen, wobei das Gefälle der zugehörigen Talsohle zwar bedeutend, immer aber noch geringer ist als in der heutigen Schluchtstrecke. Beachtenswert ist ferner, dass zur rechten der Schöllenen die höheren Gehängepartien, wie die Siegfriedkarte deutlich zeigt, nicht Nord-Süd streichen, sondern mit denen der linken Seite konvergieren und damit einen alten Talschluss anzeigen.

Wir dürfen also aus dem Verlauf der Terrassen und Gehängeflächen mit grosser Wahrscheinlichkeit den Schluss ziehen, dass ein präglazialer Fluss aus dem Urserental über die Oberalp ins Tavetsch ging, wo wir die zugehörigen Terrassen in entsprechenden Höhen wieder antreffen werden. Der Durchbruch der Reuss durch die Schöllenen wurde somit in fröhdiluvialer Zeit angelegt und bestand schon in der Günz-Mindel-Interglazialzeit, der der 1800 m-Talboden von Andermatt angehören dürfte. Die Entwässerungsrichtung der den höchsten (2300—2500 m) Terrassen zugehörigen Flüsse lässt sich nicht mehr sicher rekonstruieren, war aber vermutlich auch gegen O ins Rheingebiet gerichtet. Gab es also einmal eine konsequente Ur-Reuss über den Gotthard nach N, so scheint dieser Fluss im Pliozän durch die dem Streichen der Urserenmulde folgende subsequeute Entwässerung zerlegt worden zu sein, worauf sich die Reuss im ältesten Diluvium wieder den grössten Teil ihres ehemaligen Quellgebietes zurückeroberte, vielleicht ange-regt durch die zu dieser Zeit erneut und verstärkt einsetzende Hebung des Gebirges.

Tiefere Terrassen oder Gehängestufen sind in der Schöllenen mit Sicherheit nicht zu erkennen. Sie hat ihren Charakter als scharf V-förmig profilierte Schlucht beibehalten oder vielmehr im Lauf der Zeit mit der fortschreitenden Eintiefung verschärft, obwohl die Gletscher aller Eiszeiten durch sie hindurchgingen und glaziale Schriffe bis zur heutigen Schlucht-

sohle herabreichen, worauf *Heim* wiederholt mit Nachdruck hingewiesen hat. Wir erblicken darin eine schöne Bestätigung der zuerst von *De Martonne* aufgestellten Regel, dass der Gletscher in Steilstufen seines Bettes die geringste Erosionsleistung ausübt, wozu wohl auch noch die Stauwirkung durch den von links ins Haupttal früher eintretenden Gletscher des Gösche-
ner Reusstales kam. Oberhalb der Schlucht wurde im weicheren Material das weite, von jüngsten Alluvionen ausgefüllte Konfluenzbecken von Ander-
matt geschaffen, in das die kleineren Quellflüsse der Reuss mit bis zu 400 m hohen Steilstufen eintreten, während es sich gleichsohlig und im Streichen der Urserenmulde im Trog der Furkareuss fortsetzt.

Das Göschener Reusstal. Bei Göschenen fliesst die Reuss in etwas breiterem, bis zum Flussbett herab ausgeschliffenem Trogboden, während von links die Göschener Reuss mit einer kurzen, bis 30 m tiefen und messerscharf geschnittenen postglazialen Schlucht mündet. Als eines der schönsten Trogtäler der Alpen erstreckt sich ihr Tal bis zu dem grossartigen, vergletscherten Hintergrund am Fuss der Dammagruppe und zerfällt durch Stufen in mehrere Becken. Die kleine Stufe in der untersten Talstrecke bei Abfrutt ist sichtlich durch Bergsturzmassen vom linken Gehänge bedingt. Eine prachtvolle, 250 m hohe Stufe knüpft sich scheinbar an die Vereinigung des Haupttales mit dem über eine 350 m hohe Stufe herabkommenden Vor-
alptale; doch reicht (entgegen der Darstellung auf der Siegfriedkarte) die Talverengung und das stärkere Gefälle noch ein Stück unterhalb der Vereinigungsstelle abwärts bis Horben, wo auch ein kleiner Moränenwall das Tal kreuzt, so dass es sich eher um eine aufwärts gewanderte Hebungsstufe zu handeln scheint. Oberhalb des aufgeschütteten Beckens der Riedmatt folgt eine neuerliche Stufe und Talverengung « im Loch », wo der Bach einen rundgebuckelten Felsriegel in kurzem, schmalem Einschnitt durchsägt, worauf sich oberhalb eines Moränenwalls und grosser Sturzmassen das grüne, von Schottern ausgeebene Becken der Göschenenalp öffnet. Die nahezu saigere oder steil S geneigte Stellung der Gneisplatten bedingt nicht nur die ausserordentliche Schärfe aller Gipfel- und Gratformen, sondern auch ein plattiges Ausbrechen des Gesteins an den Gehängen, die entgegen der typischen Trogform bisweilen konvex geformt sind oder, wie namentlich zur linken des obersten Bodens, in Wänden zur Talsohle niederstürzen, endlich auch eine gewaltige Anhäufung von Sturzmassen und Schutthalden, die die Trogform verstärken.

Die unteren Trogwände des *linken* Gehänges setzen nach oben mehrfach an ebeneren Flächen ab (Fig. 1). Solche beginnen mit der Eckflur « Tschingel » im Talsporn gegen das Haupttal (zirka 1420 m), einem sichtlich starker Ab-
tragung ausgesetzten alten Gehängestück, treten in breiter Entwicklung auf

bei der Schwendialp (C. 1622 m) und am Regliberg (1664 m) und kehren oberhalb der hohen Talstufe wieder bei C. 1743 und im « Bort », in Form von zwei durch eine Gasse getrennten Kuppen (1770 und 1800 m hoch). Weiter taleinwärts liegen in der Fortsetzung dieser Bortflächen über dem Boden der

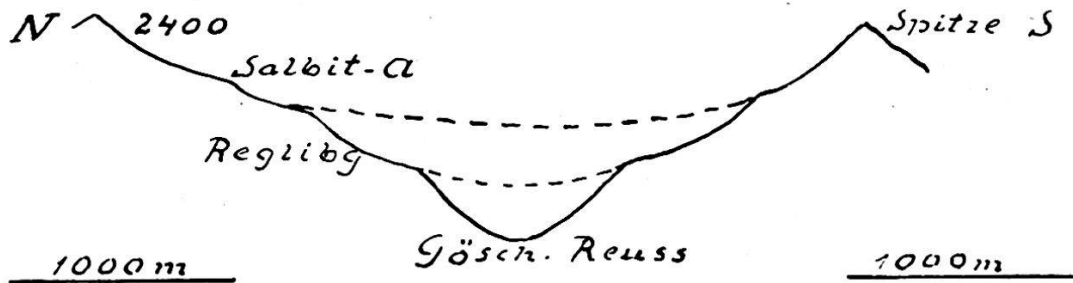


Fig. 1. Profil durch das Göschenen Reusstal 1 : 25 000.

Göschenenalp die ganz ebenen, versumpften Alpflächen « Bratschi » bei 1920—1950 m, die bei C. 1892 m mit einem Rundhöckervorsprung an den erwähnten Wänden absetzen. Ein höheres Leistensystem ist am linken Gehänge vertreten durch die Eckflur C. 1928 m über Tschingel, durch eine Flachkuppe über dem Tregenstaffel (1920 m) und Verflachungen unter der Salbitalp (1950—1980 m), über Bratschi bei 2130—2150 m und setzt sich als breite Trogschulter im Kehlenalptal aufwärts bis zum Gletscher fort, wo es an Wänden in 2350—2400 m Höhe abbricht. Noch höhere breite Flächen erscheinen über einer neuerlichen Gehängeverteilung bei der Salbitalp bei C. 2072 m und C. 2126 m, die vermutlich mit dem auffallend langgestreckten und ebenflächigen Sporn bei C. 2094 m über dem Talausgang zu verbinden sind; sie treten dann noch am Sandalpstock bei 2400 m auf. Als tiefstes Terrassensystem beobachtet man kleine Abstufungen des Gehänges unweit Horben, etwa 60 m über Tal; sie hängen vermutlich mit einer auf längere Strecken verfolgbaren Felsleiste im « Gwüest », 70 m über der Riedmatt, zusammen. Im rechten Gehänge sind alle diese Stufen viel undeutlicher und auch nur im untern Talstück zu erkennen. Die Verflachungen bei der Bördlialp (C. 1608, 1687) entsprechen der Schwendialp und gehen in die des Röthibodens, solche bei etwa 1900 und 2050 m talaufwärts in die schwach geneigten Schliiffflächen unter dem Firn der Spitzberge über.

Für eine sichere Altersbestimmung dieser Terrassensysteme stehen keine Anhaltspunkte zur Verfügung. Nur nach Analogie mit den Verhältnissen im Urserental möchte ich die höchsten Gehängeverflachungen abermals einem pliozänen Talsystem zuweisen, die von 1900 m bis auf 2400 m ansteigenden Trogschultern dürften als präglazial anzusprechen sein, das nächst tiefere System (1550—1900 m) einem interglazialen Talboden angehören und mit den 1800 m hohen Flächen bei Andermatt zu parallelisieren sein.

Das Reusstal zwischen Göschenen und Amsteg ist noch in lebhafter Weiterbildung begriffen. Die Talsohle wechselt mit unausgeglichenem Gefälle zwischen kleinen Verbreiterungen und Verengungen; der Riegel des Pfaffensprungs bot zur Aufdämmung des Stauweihers unterhalb Wassen festen Anhalt. Von Meitschligen an beginnt die Reuss in ihren Talboden, der zugleich die jüngste Gletschersohle darstellt, immer tiefer und schluchtartig einzuschneiden, so dass dieser darüber als unebene, von Felsbuckeln unterbrochene und moränenbedeckte, bisweilen scheinbar rückläufige Terrasse

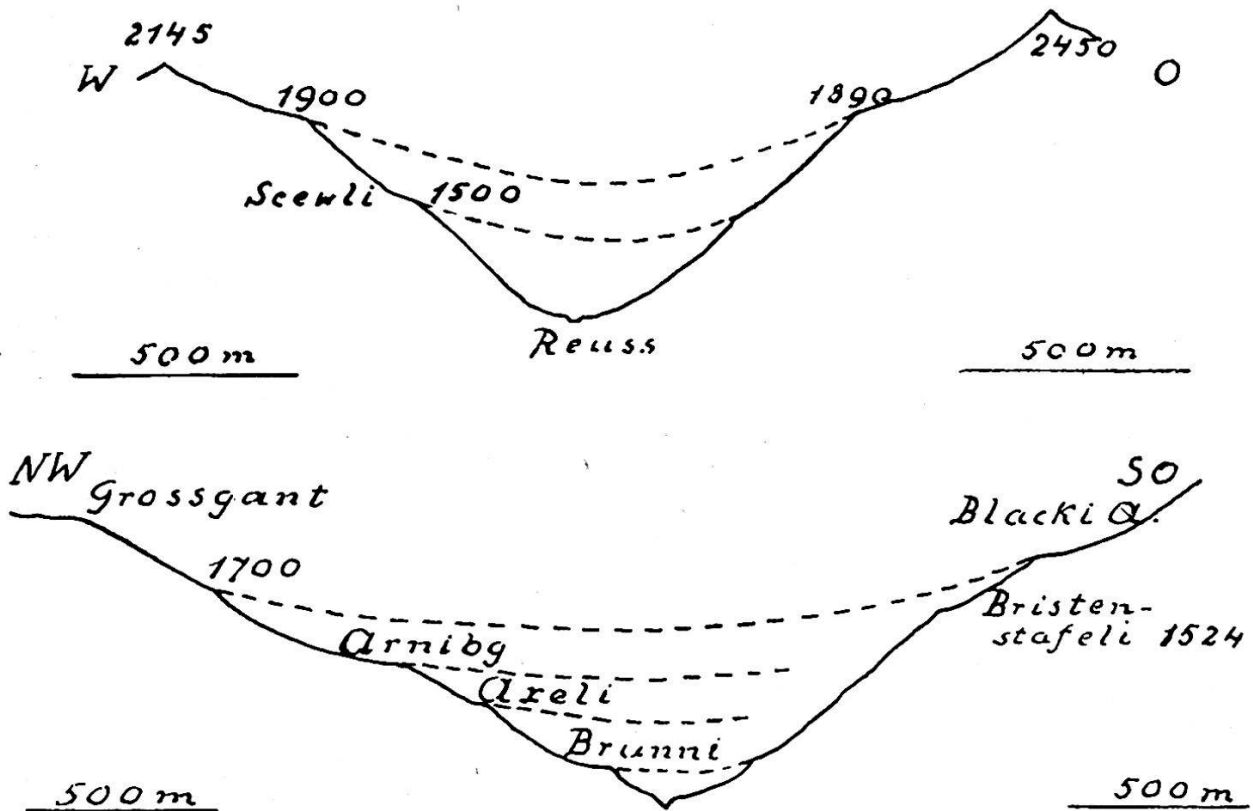


Fig. 2. Profile durch das Reusstal bei Wassen und Amsteg 1 : 25 000.

von wechselnder Höhe zurückbleibt (bei C. 689 m gegenüber Intschi 150 m über dem Fluss). Bei Amsteg, wo der Reussgletscher aus dem Maderanertal einen mächtigen Zufluss erhielt, taucht die alte Gletschersohle steil unter den jüngsten Alluvionen der Reuss unter, die fortan nirgends mehr auf Felsboden gerät.

Die starke Zerstörung der übersteilen Gehänge ist der Erhaltung älterer Formengruppen nicht günstig. Immerhin lassen sich die oben aus dem Göschener Reusstal beschriebenen Systeme auch im Haupttal abwärts verfolgen, indem Flächenstücke mit ansehnlicher Neigung zur Talmitte als Unterbrechungen noch wesentlich steilerer Partien auftreten (Fig. 2). So erkennt man zur *rechten* sehr alte Flächen beim Standelstock (2173 m) und Standelstäfeli (2093 m); über Wassen verläuft deutlich eine geneigte Trogschulter auf eine längere Strecke in 1900—1950 m Höhe dahin, die

im linken Gehänge des schön trogförmigen Fellitales bei 2000 m wiederkehrt, und hierher gehören auch die kleinen Leisten westlich unter dem Bristenstock (1830 bis 1860 m). Tiefere Gehängevorsprünge sind u. a. Riesflühenalp 1534 m, Rütli 1380 bis 1420 m, Bristenberg 1404 m und Felliberg, zirka 1100 m, als Eckflur über der Stufenmündung des Fellitales. Vom *linken* Gehänge seien genannt: Rütli über Wattigen (1548 m), Rütli über Wassen (1321 m), darüber Seewli (1500—1580 m) und noch höher ebenere Flächen bei 1900 m, weiter talauswärts Schyn (1495 und 1594 m), endlich die auch von *Heim* genannten Flächen bei Richligen ob Gurtellen 1050 bis 1150 m und von Bürglen 930 m.

Ausgezeichnet entwickelt ist das Terrassenphänomen links über Amsteg. Hier treffen wir, mehr als 200 m über der Reuss, die ausgedehnte, wenn auch stark modellierte Terrasse von Ober-Intschi, Bodmen und Brunni (730—800 m), darüber die als ebene Kanzel vorspringende Fläche von Unter-Axeli (1070 m), sodann die grosse Terrasse des Arnibergs (1320—1350 m), die in der Umgebung des neuen Stausees (C. 1372 m), bei Schwandenegg (C. 1314 m) und in dem Sporn zwischen Leutschbach- und Intschital bei zirka 1400 m wiederkehrt. Im Gehänge über dem Arniberg verläuft eine deutliche Leiste bei 1700 m, die wandartig steile und wesentlich flachere Partien trennt. Endlich gibt es unter dem Sonnengrat bei C. 2083 m ebene, von kleinen Glazialwannen durchsetzte Flächen. Es sind also über Amsteg wie eine Riesentreppe fünf Terrassen übereinander angeordnet, die wir dem pliozänen, dem präglazialen und den drei interglazialen Talböden zuordnen dürfen. Damit ist auch die Einreihung der vereinzelt Vorkommnisse weiter talaufwärts in diese Systeme möglich (vgl. Taf. I, 1).

Das *Maderanertal* vereinigt sich bei Amsteg in einer grossartigen Mündungsstufe mit dem Tal der Reuss, die den durch die Konfluenz erzeugten Gefällsknick der alten Gletschersohle durch tiefes Einschneiden in diese oberhalb Amsteg zu beseitigen trachtet. In der Mündungsschlucht reichen die rechten Wände gegenüber Vorderbristen ungegliedert bis zirka 650 m hinauf (d. i. 130 m über Amsteg), darüber folgen gleichfalls noch sehr steile Gehänge bis C. 816 m, womit die ausgedehnte, kuppige Terrasse des Frenschensbergs (bis C. 880 m) einsetzt. Zur linken erreicht die über die Schluchtwände in Kehren angelegte Strasse nach Bristen schon bei 720 m (Vorderbristen) eine ebenere Terrassenfläche, die also nicht mit der des Frenschensbergs, wohl aber mit der gegenüberliegenden von Brunni zu parallelisieren ist; sie steigt talaufwärts ziemlich rasch an (C. 797 auf einem Rundhöcker bei Kirche Hinterbristen); aber etwa 60 m tiefer erstrecken sich kleine ebene Flächen, in die die Schlucht nahe ihrem obern Ende messerscharf eingeschnitten ist und die vielleicht *hier* den letzten Gletscherboden darstellen. Da die Terrasse von Vorderbristen wohl den jüngsten Interglazialboden anzeigt, muss die von Frenschensberg, die nun noch weiter im rechten Reusstal-

gehänge, z. B. bei Bruderhaus C. 850 m über Silenen, zu verfolgen ist, als Riss-Trogboden gelten; die nächst höhere Gehängeverflachung bei Waldiberg (1180—1260 m) scheint auch nicht der Terrasse von Arniberg, sondern eher einem älteren Trogboden zu entsprechen.

Oberhalb der Mündungsstufe wird das Maderanertal rasch breiter, zur linken von der Terrasse von Bristenberg oder Breitloui (C. 1133), zur rechten von der von Glausen-Sieblen (1150—1200 m) begleitet, die beide dem Niveau von Unter-Äxeli entsprechen; von letzterer senken sich die steilen Gneisgehänge, mit konvexer Wölbung herab, von prächtigen Schliiffflächen bedeckt, und tauchen unmittelbar in den Talbach ein. Zugleich verengt sich das Tal neuerlich und bildet nun die grosse Stufe des Lungenstutz oder des Maderanertobels zwischen C. 859 m und C. 1146 m, eine echte Härtestufe, wie schon W. Staub (18) betont hat, dadurch bedingt, dass der zähe Amphibolit des Geschels von rechts an den Fluss herantritt. Zwischen dem Tobel und der Furche des kleinen, moränengedämmten Golzersees ragt der Geschel als isolierter Klotz auf; seine ebene Gipfelpartie (C. 1546 m) ist vermutlich ein Stück ältesten Gletscherbodens zwischen der Terrasse von Fellmes, rechts über der Mündungsstufe des Etzlitalles (C. 1419, = Arniberg), und den das präglaziale System vertretenden Terrassen von Seeleg (1745 m) und von Ober-Berrenen (1740—1800 m), und gleichfalls als Reste des Günztrogges wird man die Terrassen des Bristenstafeli (1524 m) und von C. 1533 m, über der von Fellmes, zu betrachten haben. Die linken Gehänge des Maderanertales bestehen nach W. Staub überwiegend aus serizitischen Schiefen, von Moräne bedeckt, die fast bis zum Fluss herabreicht; darüber zieht der alte Talboden als eine Terrasse von der Griessernalp (1305 m) mit starkem Gefälle abwärts, so dass die Stufe schon vor der letzten Eisbedeckung bestanden haben muss.

Oberhalb der Talweitung von Stössi beginnt eine neue Talstufe, die bis zum Talschluss und zum Zungenende des Hüfigletschers reicht. Auf dem ebenflächigen Balmenegg, rechts über dem tief einschneidenden Bach, steht das bekannte Hotel Alpenklub (1354 m), und diese Terrasse ist nun über den Butzlisee und Sass (1440 m), auf über 1500 m ansteigend, bis nahe an das Gletscherende zu verfolgen; ihr entspricht gegenüber die Terrasse Frutt (1529 m), über deren Wandabfall der Brunnibach herabstürzt. Die nächst tiefere ist in kleinen Andeutungen nur bis unter Balmenegg (C. 1233 m) zu verfolgen, die nächst höhere ist oberhalb Sass durch die flache Kuppe C. 1642 vertreten. In weiter Ausdehnung aber erscheint darüber das präglaziale System, rechts in den breiten Böden der Stafelalpen und der Alp Gnof, von etwa 1850 auf 2100 m ansteigend, links in der Dürrialp (1935 m) und Hüfialp (2000 m), erstere immer noch fast 500 m über der Sandebene

vor dem Gletscher, der mit steilem Abschwung als spitz auslaufende Zunge vor einem Wandabsturz endet, in den der Gletscherbach eine 60 m tiefe Schlucht eingefressen hat.

Es konvergieren also alle Terrassenzüge gegen den Talhintergrund, wie folgende Tabelle für die durchlaufenden Terrassensysteme zeigt:

- I. 1700—2000
- II. 1320—1640
- III. 1070—1530
- IV. 720—(1230)

rezenter Talboden 520—1600

Das Reusstal unterhalb Amsteg und der Urnersee. Unterhalb Amsteg bilden zur rechten breite Terrassen (Kühliberg, Kirchberg, Schwandiberg u. a.) ein förmliches « Mittelgebirge » in Höhen von 1000—1100 m, also der von Unter-Äxeli äquivalent, dann aber durch die zur Talsohle herabziehende Mauer der Malmkalke abgeschnitten; zur linken entsprechen ihnen die Terrassen von Aehlen (1159 m) über Silenen und von Emmeten (1020 m) über Erstfeld. Weiter talauswärts haben die grosse Steilheit und Zerschluchtung der Gehänge die Erhaltung dieser Formen verhindert, und überdies erschwert nun auch der Schichtbau die deutliche Unterscheidung von Schicht- und Erosionsterrassen. Das tiefste Terrassensystem ist zur linken noch im Hoferberg, Sackberg (606 m), in der ebenen Fläche über Ripshausen (600 m) sowie bei Onophria und Acherli (580—680 m), hier bereits im Flysch, zu erkennen. Das ausgedehnte Plateau der Schattdorferberge, links über dem Ausgang des Schächentales, besteht aus verrutschtem Flysch und trägt überdies eine mächtige Moränendecke; am ehesten scheint noch im Haldiberg und Hirzenboden (1100—1200 m) eine wohlerhaltene Eckflur vorzuliegen. Ueber Flüelen ist die weite Fläche der Eggberge, gleichfalls im Flysch, mit der untern Kante bei 1600 m, zweifellos ein Stück der präglazialen Gehänge, die nun mit ziemlich raschem Gefälle über die Terrasse von Kalberweid unter dem Frohnalpstock zur Auallmend über Morschach (C. 1337 m), stets in festem Kieselkalk der Kreide ausgebildet, zu verfolgen sind und sich über der Mündungsschlucht der Muota in der Terrasse von Stoos (zirka 1300 m) aufwärts ziehen. Unabhängig vom Schichtbau sind gewiss auch die beiden, wirt gefaltete Kreide- und Jurakalke glatt durchschneidenden Riesenterrassen des Unteren und Oberen Äxenbergs (826 m und 1022 m), die den beiden nächst tieferen Interglazialböden entsprechen. Die untere Äxenbergsfläche ist überdies durch die Terrasse am Ausgang des Schächentals rechts über Bürglen (900—960 m), durch die Flächen beiderseits der Gruonbachschlucht bei Flüelen (C. 867 m und bei Boden 920 m), durch die von Menzigried (790 m), links über der Mündungsschlucht von Sisikon, und endlich

durch die ausgedehnte, über verschiedene Schichtglieder der Kreide hinwegziehende, wenn auch stark modellierte Terrasse von Morschach und Axenstein (untere Kante bei 700 m) bis nach Brunnen zu verfolgen.

Auch im linken Ufergehänge des Urnersees lassen sich noch einige, vom Schichtbau unabhängige Vertretungen unserer Terrassensysteme erkennen. Das präglaziale Niveau, über Amsteg noch 1700 m hoch, ist über Attinghausen durch die Eckflur beim Seewli (C. 1549 m) in Flysch und über Bauen durch die Terrasse von Urwängi im Seewerkalk (untere Kante bei 1500 m) angezeigt; die Terrasse des Arnibergs hat sich im Flysch des Reglibergs über Attinghausen auf 1100—1200 m, C. 1156 m über Isleten und 1020—1100 m im Schrackenkalk des Oberwalds über Seelisberg gesenkt; die Terrasse von Unter-Axeli ist im Flysch an der Basis des Gitschenstocks mehrfach durch grössere Verflachungen in über 900 m Höhe, über Bärch (894 m) ob Isleten und endlich bis zu den grossen Flächen von Seelisberg (700—800 m), dem Gegenstück zur Terrasse von Morschach, zu verfolgen. Nur die tiefste Terrasse ist über dem Seeufer nicht mit Sicherheit zu erkennen; vielleicht gehört ihr das bekannte Rütli der Tellsage (502 m, 270 m über dem Seeboden oberhalb Brunnen) an.

Für das ganze Reusstal von Göschenen abwärts ergibt sich in runden Zahlen die folgende Zusammenstellung der Hauptterrassensysteme und der aus der Konstruktion der Querprofile mit einiger Genauigkeit ermittelten, zugehörigen Talbodenhöhen, wobei wir von den höchsten, vermutlich pliozänen Flächen und den gelegentlich eingeschalteten Trogbodenresten absehen:

System	Terrassen			Talböden		
	über Göschenen	über Amsteg	über Brunnen	über Göschenen	über Amsteg	über Brunnen
I. präglazial	1950	1700	1300	1650	1450	1100
II. G—M	1550	1320	1020	1250	1150	850
III. M—R	1380?	1070	700	1200 ?	950	650
IV. R—W	1250?	720	500?	1150 ?	680	400 ?
rezent	—	—	—	1100	520	235

Ein Vergleich mit den von *Heim* für die Strecke bis Altdorf unterschiedenen vier Terrassensystemen ergibt, dass sich diese mit den hier aufgestellten durchkreuzen; *Heims* Terrassen sind zu gefällsarm und es würden auch noch die seines Systems 1300—1600 m, talauswärts fortgesetzt, hoch in der Luft ausstreichen. So hat *Heim* die Terrasse von Richligen bei Gurtnellen mit der etwas höheren von Aehlen und den breiten Flächen rechts über Silenen zusammengestellt, so dass dieses System auf der 10 km langen

Strecke überhaupt kein Gefälle besitzt. Unsere Terrassen aber zeigen, im Gegensatz zur heutigen Talsohle, ein schwächeres Gefälle im oberen als im unteren Talstück; sie konvergieren etwas gegen den Alpenrand und erscheinen dorthin wie abgebogen, eine Erscheinung, die wir bereits im Rhonequertal angetroffen haben. Nirgends aber zeigt sich im ganzen Verlaufe eine Rückläufigkeit des Terrassengefälles.

II. Die Terrassen des Vorderrheintals.

Als Seitenstück zum Wallis ist auch das Vorderrheintal eine sehr alte, tektonisch begründete Tiefenlinie. Sein oberes Stück bis Truns gehört noch ganz der Massivzone an. Das Tavetsch ist zwar im allgemeinen die Fortsetzung des Urserentales; aber ungefähr am Oberalppass macht der Nordrand des Gotthardmassivs und mit ihm die stark verquetschte Urserenmulde eine scharfe Knickung nach S und es schaltet sich zwischen Aare- und Gotthardmassiv das Tavetscher Zwischenmassiv ein. Die Sedimentzone des Urserentales streicht daher südlich von der Talachse von der Alp Noal rechts über Selva bis zum Val Zavràgia und es ist der oberste Rhein fast durchwegs in die serizitischen Gneise und Schiefer des Zwischenmassivs, bzw. in Amphibolite und Diorite eingeschnitten. Das allgemeine Südfallen der Schichten lässt aber vermuten, dass die Talanlage ursprünglich in der Sedimentmulde geschah, die dann bei weiterer Tieferosion auf die Südgehänge des Tales geraten musste. Oberhalb Truns beginnt der Verrucano der Muldenzone grössere Ausdehnung zu gewinnen und setzt nun in verschiedenen Varietäten, vielfach als dunkelvioletter bis grüner Tonschiefer, gneisartig oder serizitschiefrig, beide Talgehänge zusammen. Jenseits des Val Gronda wird er zur rechten vom Bündnerschiefer überlagert, der sodann bis über Chur hinaus allein herrschend bleibt; zur linken folgt über dem Verrucano das Mesozoikum der gegen N ansteigenden Sedimentdecke des Aaremassivs bzw. der helvetischen Decken, vorwiegend Malmkalke, aus denen auch die Hauptmasse des riesigen Flimser Sturzes besteht.

Das Vorderrheintal bis Disentis. In 1700 m Höhe vereinigt sich der vom Oberalppass mit starkem Gefälle herabeilende Bach mit dem eigentlichen Quellfluss des Rheins, dem Abfluss des Tomasees. Durch eine ganz junge Anzapfung, die schon Heim erkannt und Beck (2) auf Abdrängung durch den Seitengletscher zurückgeführt hat, hat der Rhein einen Teil seines Quellgebietes verloren, denn der Bach des Val Maigels wendet sich unter scharfem Winkel und mit einem Gefälle von 300 m nach O ins viel tiefer eingeschnittene Val Cornera, während der Trogboden des Val Maigels sich über eine seenreiche Talung nach N zum Rheinquellfluss fortsetzt. Eine wesentlich ältere Flussablenkung scheint sich östlich vom Oberalppass vollzogen zu

haben. Von ihm führt in der direkten Fortsetzung des Oberalp-Reusstales eine Tiefenlinie, vom alten Passweg benutzt, über Alp Tiarms (2158 m) und die breite, in Casannaschiefer ausgebildete Terrasse von Cuolm Val (zirka 2150 m) ins untere Val Giuf, das bei Malinatsch aus der konsequenten SSO-Richtung scharf nach ONO umbiegt. Vermutlich ist durch diese Linie der präglaziale Flusslauf angezeigt, dessen Herkunft aus dem Urserental oben wahrscheinlich gemacht wurde. Später wurde entweder ein in der Sedimentmulde angelegter Maigels-Cornera-Rhein stärker und hat sich kräftig eingetieft, oder es ist der Talweg nach S abgeglitten, während das alte Tal in Terrassen und Taltorsi zurückblieb. Eine nähere Untersuchung dieser Verhältnisse, an der mich andauernd ungünstige Witterung hinderte, wäre recht erwünscht.

In den eben genannten Flächen und ihnen gegenüber in der verumpften Paliu dultscha (2155 m), von der der junge Rhein in Fällen herabkommt, haben wir jedenfalls Stücke des *präglazialen Talbodens* zu erblicken, dessen Gehängeflächen sich nun durch das ganze Vorderrheintal mit sehr geringem Gefälle talauswärts als ein höchst auffälliger Zug des Landschaftsbildes verfolgen lassen. (Vgl. für das folgende Taf. II, 1.) Stets senken sich, geradeso wie im Goms, diese schwachwelligen, von weiten Alpen eingenommenen Flächen mit konvexem Abschwung zu den steilern, waldbedeckten Gehängen herab, sind aber auch hier, ebenso wie im Rhone- und Reussgebiet, durch Einschaltung eines noch höheren Systems von Flachformen vom Bereich des eigentlichen Hochgebirges getrennt. Aber auch ein tieferes System erscheint schon im Tavetsch. Der alte Passweg steigt von Rueras auf die 1680—1700 m hohen, ebenen Flächen jenes auffälligen Riegelberges hinauf, der den breiten, durch gewaltige Schuttkegel hoch aufgefüllten Talboden des Tavetsch talaufwärts abzusperren scheint und den der Rhein in tiefem Einschnitt unterhalb Selva umzieht. Ueber seiner Schlucht liegt zur linken, zirka 200 m über dem Fluss, die Terrasse von Crispausa (1692 m); aus der Weitung bei Tschamut erhebt sich ein Inselberg zu 1671 m gegenüber der Mündungsstufe des Val Cornera, die zur linken eine schwach geneigte Eckflur in über 1800 m begleitet. In allen diesen Flächen erblicken wir die Reste eines alten Talbodensystems, zu dessen Zeiten der Rhein bereits ungefähr den heutigen Weg nahm. Ueber der genannten Riegeloberfläche liegen bei Milèz (1863 m), also 200 m unter der Terrasse Cuolm Val, neuerlich ebene Partien, die vielleicht einem ältesten Gletscherboden angehören.

Das Niveau von Crispausa ist auch weiter abwärts um *Sedrun* mehrfach vertreten. Hierher gehört die Terrasse von Misess grond (1570—1590 m) links über dem untern Val Gierm, die moränengekrönte Fläche von Per-

datsch (C. 1617 m), 120 m über dem Bach des prachtvoll trogförmigen Val Nalps, nördlich über Camischolas die breit ausladende Fläche von Sumpraus (1620 m) und weiter östlich die wunderbar ebene Terrasse von Prau sura (1560—1580 m). Rund 350—400 m höher liegen die deutlichen Trogschultern, im Val Nalps bis auf 2400—2600 m ansteigend; in den Südabfall der breit gewölbten Plaun grond (1990 m) nördlich über Sedrun ist als schmale Leiste die etwas schwächer geböschte Rodungsinsel von Bostg (1850 bis 1870 m) als ein Seitenstück zur Fläche von Milèz eingeschnitten, und in ähnlicher Weise ist im linken Gehänge des Val Segnes die Fläche von Caischa vedra (1837 m) zu trennen von den über 2000 m hohen Alpflächen Magriel, Culm de Vi und Chischle, während Alp Giendusas und Chischle selbst (C. 2544 m) dem pliozänen System angehören.

Rechts über dem Rhein bei Sedrun, der durch die grossen Schuttkegel nach rechts gedrängt ist und in enger Schlucht bald diese durchschneidet, bald in die steil aufgerichteten Schiefer eingefressen ist, breitet sich die ausgedehnte Dörferterrasse von *Cavorgia* aus, stark glazial modelliert, indem ebene, von Grundmoräne ausgefüllte und vermoorte Flächen mit Rundhöckern abwechseln. Auf einem solchen liegt das Kirchlein von Stagira, C. 1349 m, auf einer 50 m höheren, steil zum verschleppten Bach des Val Nalps abbrechenden Fläche die obere Häusergruppe und in gleicher Höhe hart über dem Rhein das Dorf Surrhein (1409 m); zwischen beiden Flüssen läuft der Riedel als eine Eckflur aus, ein schönes Beispiel für eine durch erneute Erosion festgelegte Flussverschleppung. Rechts über der Stufenmündung des Val Gierm steigen Wiesenflächen bis 1450 m sanft an, die zum Stagiras-Talboden zugehörigen Gehänge bildend. Alle diese Flächen sind also nur Glieder einer einzigen grösseren Formengruppe. Der letzte Gletscherboden aber lag noch tiefer, da etwa 20 m über der neuen Rheinbrücke zur linken Grundmoräne den Schuttkegel von Sedrun unterlagert.

Auch unterhalb Sedrun fliesst der Rhein nach rechts gedrängt in tiefem Einschnitt und mit grossem Gefälle, offenbar eine Wirkung der durch die Einmündung des Val Medels und seines alten Gletschers bedingten Ueber-tiefung eines Konfluenzbeckens. Zugleich vereinigen sich die Schuttkegel des Val Segnes und anderer Seitentäler zu dem riesigen, von 1350 auf 1100 m sich senkenden Schuttkörper von *Disentis*, den *Heim* (9) für die Auswirkung der durch den Flimsersturz ausgeübten Rückstauung erklärt hat; doch erscheint die Entfernung von dem stauenden Hindernis und auch der Höhenunterschied zu gross, als dass sich dieses bis nach Disentis hätte geltend machen können; auch fehlt es im Rheintal bis Ilanz an ähnlichen Wirkungen der Aufstauung. Eher dürfte man den Schuttkegel von Disentis, der an der Vereinigung von Vorder- und Medelser Rhein einen Wald verschüttet

hat, mit *Penck* (15) für das fluvioglaziale Äquivalent jener mächtigen Moränen erachten, die den Talsporn Crest Montatsch zwischen Val Acletta und Val Clavaniev bis 1440 m Höhe zusammensetzen und auch die Terrasse über Acletta hoch hinauf bedecken; sie gehören vermutlich dem Gschnitzstadium

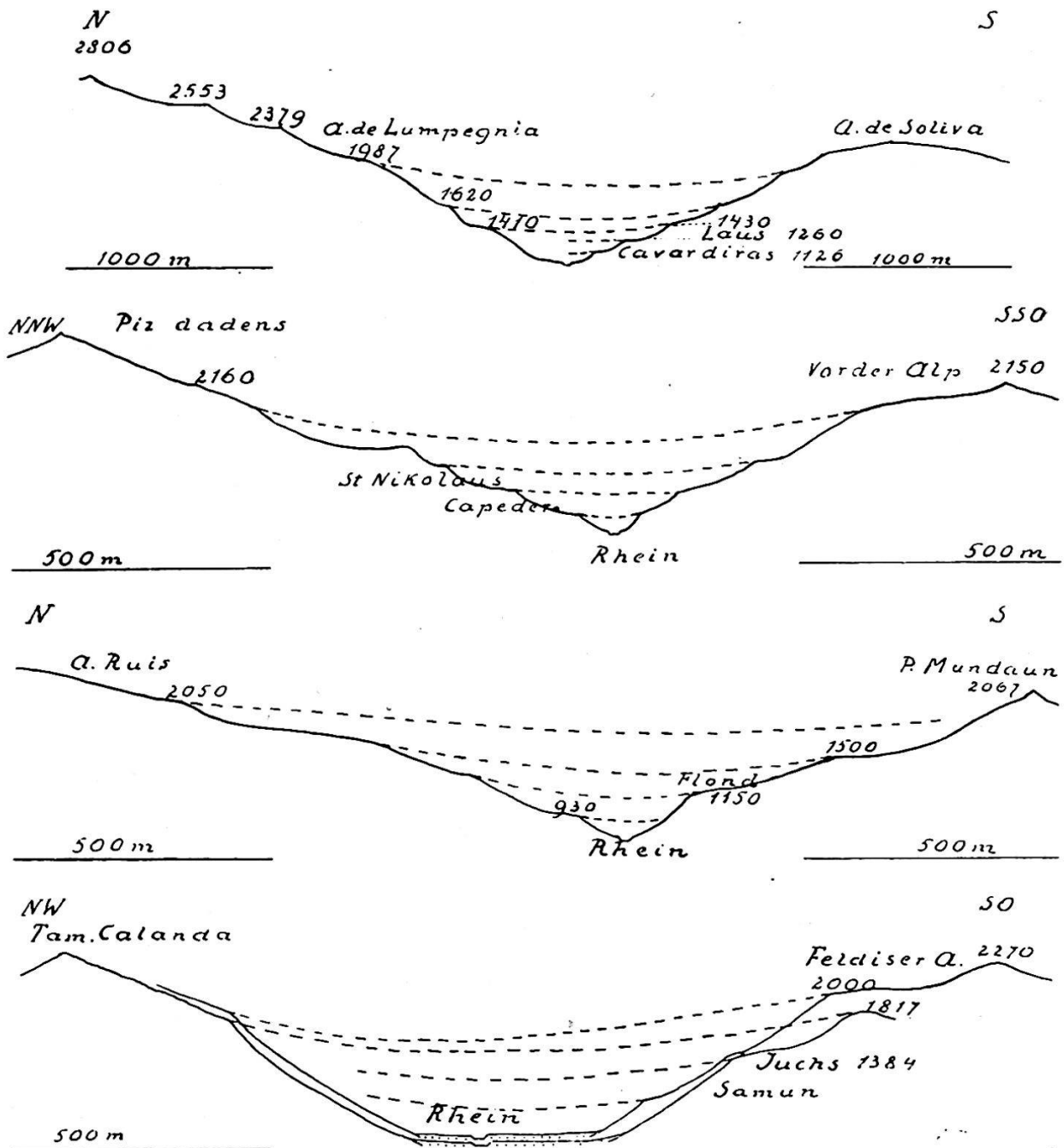


Fig. 3. Profile durch das Vorderrheintal zwischen Disentis und Chur 1 : 100 000.

eines linken Seitengletschers an. Ob die von *Heim* erwähnten, den Schuttkegel überlagernden eckigen Serizitschiefer- und Granitblöcke wirklich erratisch sind, vermochte ich nicht festzustellen.

Die Felsterrassen des Niveaus von Cavorgia treten in vorzüglicher Entfaltung auch in der Umgebung von Disentis auf (Fig. 3). In der breiten Eckflur

zwischen Vorder- und Medelser Rhein stellt die grosse Fläche mit C. 1302 m einen abgetragenen Talboden dar, die flach geböschten Gehänge darüber bis 1380 m und gegenüber, am linken Rheingehänge, die Flächen von Mompè Tavetsch (C. 1397 m) sowie die Leiste Vergera M. (1360—1380 m) rechts über dem Rhein die zugehörigen Gehänge. Bis zu dieser Höhe greifen auch die linken Wände in der Mündungsschlucht des Val Medels hinauf, wo sie flacheren Gehängen Platz machen. Auf der gleichen Terrasse liegen weiter aufwärts im breiter gewordenen Val Medels Curaglia (1332 m) und Mutschnengia 1404 m) einander gegenüber. Unterhalb von Disentis folgen im rechten Rheingehänge die entsprechenden Flächen mit C. 1266 m und, allerdings in verrutschtem Schiefergehänge, die breite Terrasse von Laus mit der untern Kante bei 1240—1250 m. Von einer Altersgleichheit der Schuttkegel- und Felsterrassen, wie *Heim* aus dem Nebeneinandervorkommen von gleich hohen Akkumulations- und Erosionsformen im Tavetsch schloss, kann also nicht die Rede sein; denn jene sind postglazial, die jüngste Bildung, in ein bereits tief erodiertes Tal eingelagert und stets ungefähr gleich hoch über dem heutigen Fluss, diese gehören einem viel älteren Talboden an, der bei Sedrun zwar kaum 100 m, bei Disentis aber schon 250 m über dem Flusse liegt und sich nun immer höher heraushebt. Zugleich erscheint von Disentis abwärts ein noch tieferes Terrassensystem, vertreten durch die Fläche C. 1165 m links über der Mündung des Val Medels und weiter abwärts rechts über dem Rhein durch die Terrasse von Cavardiras (1126 m), die 140 m hoch zum Fluss abbricht. Aber auch das Niveau Crispausa—Prau sura ist um Disentis gut vertreten; hierher gehört die obere Stufe in der Eckflurtreppe von Mompè Medel mit den flachen Kuppen C. 1606, 1649, 1650 und 1680 m, im Val Medels selbst, als Terrassen und daher niedriger, links Plaun (1560 m), rechts Soliva (1510 m) und Biscuolm (1544 m), rechts über Cavardiras und über C. 1266 m die Wiesenflächen von Caischa vedra 1560—1600 m und die mehrfach zwischen den tiefen Tobeln bei der Alp Laus auftretenden gleich hohen Flächenstücke. Es sind also hier drei Stufen übereinander angeordnet, durch 140, bzw. 300 m hohe Versteilungen voneinander getrennt, worauf dann, nochmals 350 m höher, die alten Flächen des präglazialen Systems von etwa 1950 m an folgen.

Das Vorderrheintal zwischen Disentis und Ilanz (Fig. 3). Undeutlicher ist die Terrassenentwicklung im steileren linken Rheingehänge. Im Anschluss an Prau sura ist die Leiste mit C. de Plaun grond (1565 m) zu nennen; jenseits des Val St. Placi verläuft ein höheres Gesimse von Plaun defalas (C. 1696 m) nach Prau Lumpegnia (1620 m) und C. de Munt (1600—1650 m) als Zwischenterrasse unter den präglazialen Flächen (= Bostg); darunter die Flächen von Runfoppa (1390 m) und C. 1324 m, endlich die Nase zur linken

der gewaltigen Stufenmündung des ganztaligen Troges des Val Rusein bei 1350 m.

Mit einer langen, 250 m hohen Mündungsstufe öffnet sich von S das grosse *Val Somvix* zum Rheintal. Zur rechten setzen die ausgedehnten präglazialen Gehängeflächen (Culm de Nadels u. a.) mit prächtigem Abschwung bei C. 1890 m ab; in ihren Abfall ist die breite Fläche von Barcouns als eine tiefere Zwischenterrasse (1440—1470 m) eingeschaltet, über den frischen Felsabbrüchen, die von der Mündungsschlucht hinaufziehen, sind ältere Flächen bei 1550 m entwickelt. Im linken Gehänge des Somvix folgen unter den alten Flächen der Alp de Naustgel (1900—2000 m): Con als Eckflur (1700—1710 m, = Plaun defalas), Perapuoz (1580 m), eine kleine Terrasse bei 1460 m und endlich die Terrassenreihe von Val (1212 m) bis zur Talmündung bei Cua (1050—1080 m), also der von Cavardiras entsprechend, in die erst die junge Schlucht eingeschnitten ist. Moränen reichen aber in ihr noch viel tiefer herunter, ein Beispiel mehr, dass auch die Mündungsschluchten noch fast bis zur heutigen Tiefe von Gletschern durchflossen wurden, so dass die unterste Terrasse darüber dem jüngsten Interglazialboden angehört. Auf ihr liegt gegenüber der Mündung Dorf Somvix (1049 m), 160 m über dem nun wieder breiten und aufgeschütteten Rheintal.

Ueber die Terrassen zwischen Val Somvix und Tavanasa können wir uns kurz fassen. Wie *Heim* schon 1878 beobachtet hat, trennen sich nun im linken Gehänge deutlicher die höchsten (pliozänen) Alpflächen, z. B. über der Alp Gliervers, von den eigentlichen Trogschultern, die bei etwa 1850—1900 m einsetzen. Die hohe Zwischenterrasse ist über Schlans sehr schön ausgeprägt in einem weithin sichtbaren und mit Wänden abfallenden Felskopf bei Pleun la lenna (1720 m) sowie in den Alpflächen von Tschen (C. 1728) und Schlans (C. 1723), während der älteste Interglazialboden durch die Flächen C. 1556 m über Schlans, Murtès (1530 m), Culm de Tscheps (1530—1560 m) und Munt dadö (1505 m) vertreten ist. Im Profil östlich Schlans folgen untereinander die Terrassen Casievi—St. Nikolaus (1230—1290 m) und von Capedèr (1000—1056 m). Beiderseits des zwischen Rinkenbergr und Tavanasa stark verengten Rheintales bildet diese unterste Terrasse steile, bereits 200 m hohe Abfälle. Auf der rechten Talflanke liegen übereinander die Terrassen von Saxenstein (C. 1010 m, = Capedèr), von Hantschenhaus (1237 m, = Casievi), von Boden (1380 bis 1440 m) und von St. Martin (1344 m) als Stücke der Zwischenterrasse von Barcouns, darüber Culm (C. 1587 m) und endlich in breiter Entwicklung die präglazialen Flächen der Vorderalp und Alp de Titschal (über 1900 m).

Zwischen Val Gronda und dem Lugnetz gewinnen im Bereich des Bündnerschiefers die tieferen Terrassen grosse Ausdehnung auf dem Plateau von *Obersaxen*. Steil und geschlossen fällt das waldbedeckte Gehänge zum breitsohligen Trog des Rheintals ab; nach oben setzt es mit scharfer Kante in 1090—1140 m Höhe ab an einer untern Terrassenfläche, die von grossen Dörfern besetzt bis über Flond nach O zu verfolgen ist. Es fehlt also die

unterste Terrasse; denn bei Flond gibt es zwar ebene Flächen schon bei 1050 m, aber sie bilden hier sichtlich eine vom Eis herausmodellerte und mit Grundmoräne zugedeckte Gasse, während näher zur Talmitte und unmittelbar an der Kante des Abfalles Rundhöcker, auf denen auch ein Teil des Dorfes steht, bis 1140 m hoch sind. Von Flond im Gehänge aufwärts folgen siebenmal nacheinander schmale, ebene Leisten, stets wiesenbedeckt und ohne Gesteinsaufschlüsse, getrennt durch kleine Steilstufen in härterem Kalkschiefer, also eine Art Rippung, die sehr an die kleinen Molasseterrassen über dem Zürichsee erinnert. Breiter ist erst die oberste Leiste bei Marschaga (1320 m), also wieder ein Stück der Zwischenterrasse von Barcuns—St. Martin. Dieses Niveau spielt auch weiter westlich eine selbständige Rolle, wenn auch oft schwer zu trennen von dem tieferen bei 1150 m; so liegt in ihm die obere Dörferreihe von Obersaxen (Neukirch 1367 m, Platenga 1340 m) und auch die ebenflächige Kuppe bei Vivèr (C. 1321), hart über dem Abfall zum Rheintal. Stets aber ist es deutlich zu unterscheiden von höheren Verflachungen in 1500—1530 m Höhe, die dann wieder unscharf mit den präglazialen Gehängeflächen verfließen, über die sich der Piz Mundaun (2067 m) nur mehr unbedeutend heraushebt.

Eigenartig ist die Gliederung der linken Rheintalgehänge gegenüber Obersaxen. Der Brigelserbach wendet sich in flachem Gelände in 1300 m Höhe knapp vor Brigels scharf nach O und nimmt nacheinander noch drei konsequent nach SSO abfließende Bäche auf, bevor er vor Ruis wieder in scharfem Knie umbiegend den Rhein erreicht, also eine Mündungsverschleppung grossen Massstabs. Dabei ist sein Tälchen nicht nur vor der Mündung, sondern auch oberhalb Waltensburg schluchtartig verengt, während er sonst in ganz flachem Tal fliesst. Zwischen ihm und dem Rhein erstreckt sich eine Eckflur mit deutlicher Treppung in der Richtung des Haupttales. Die oberste Stufe bildet einen langen, breiten, von einer Mittelmoräne gekrönten Rücken aus gneisartigem Verrucano mit C. 1367 und C. 1324, also dem Niveau von Marschaga—Vivèr genau entsprechend; die nächste Stufe, östlich davon, ist eine kleine, fast horizontale Fläche über Waltensburg mit C. 1074 m, also in ungefähr gleicher Höhe wie die untere Kante von Obersaxen; sie geht allmählich über in die dritte Stufe mit der Ruine Jörgenberg und C. 945 m, die als Leiste auch unter dem Rücken von Brigels bei Vischnaus und unter Waltensburg auftritt und in der sich die Terrasse von Capadèr fortsetzt. Die Erklärung für die Ablenkung des Brigelserbaches wird wohl wie in vielen ähnlichen Fällen in der von Beck (2, Fig. 5) angedeuteten Weise in einer Abdrängung durch den Hauptgletscher zu suchen sein, wodurch eine direkte Mündung verhindert wurde, und gehört der letzten Eiszeit an, um so mehr, als der einstige Lauf des Brigelserbaches direkt zum Rhein in einer kleinen

Trockenrinne noch zu erkennen ist, wie auch bei Waltensburg eine von der Strasse benutzte Quertalung in der Fortsetzung des Val Mustèr besteht. Eigentümlich aber ist die Anordnung von drei verschiedenen Terrassen-niveaus nebeneinander anstatt wie sonst übereinander.

Jenseits des Panixertales kehrt die unterste Terrasse östlich von Ruis bei 930 m, 200 m über Tal, wieder. Bei Ruschein (C. 1161, Rundhöcker mit der Kirche) und Vintgens (1081 m) ist die nächst höhere Terrasse vertreten, während die Flächen bei Ladir (C. 1279 auf vorspringender Terrasse mit der Kirche) und jenseits des Schleuser Tobels bei Fellers (1218 m) wohl schon dem nächst höheren System (Marschaga—Brigels) zuzurechnen sind. Denn der auffällige, aus Verrucano-Schiefer bestehende Felskopf östlich von Fellers (C. 1252 m) ist nur als Aufragung eines alten Gletscherbodens, nicht eines fluviatilen Talgehanges zu erklären. Die das Gehänge über Fellers bedeckende Moräne ist in riesiger Mächtigkeit in den linken Verzweigungen des Schleuser Tobels aufgeschlossen, die vor der letzten Eisbedeckung schon fast bis zur heutigen Tiefe eingefressen waren. Ueber Ruschein und Fellers folgen wieder breite ebene Gesimse bei über 1500 m (C. 1575 und 1502), kleinere bei 1680 m und über Caverschons (1620—1650 m) als Anzeichen der oberen Zwischenterrasse, endlich von etwa 1900 m an (Alp dadö über Fellers C. 1875) die Alpflächen von Ruis, Schnaus und Fallera, ohne dass eine scharfe Trennung von den nächsten Verflachungen mit ihren vielen kleinen Kuppen (Crap) stets möglich wäre. Die weiten Flächen der Alp von Sagens und Nugiens (2100—2400 m), die ganz sanft zum Bündnerbergfirn ansteigen, fallen schon nahezu mit den schwach SO fallenden Dogger-Schichtflächen zusammen.

Das bei Ilanz von S mündende *Glennertal* (Lugnetz) genießt eine gewisse Berühmtheit durch die furchtbare Zerschluchtung seiner Gehänge im leicht zerstörbaren Bündnerschiefer, die dem Gebirge trotz verhältnismässig geringen Höhen einen echten Schneidencharakter verleiht, und die damit verbundenen Massenbewegungen. Beiderseits der Mündungsschlucht treten über Ilanz die jungen Schotterterrassen auf, die schon *Heim* (9) mit der durch den Flimsersturz verursachten Aufstauung des Rheins und Glenners zu einem See und der etappenförmig vor sich gegangenen Zerschneidung des stauenden Hindernisses durch den Rhein in Verbindung gebracht hat. Die Terrasse von St. Martin zur linken (C. 783 m) zeigt typische Deltastruktur, die unterhalb Seewis zur rechten (C. 781) ist in vier grössere Teilfelder zerschnitten. Hingegen besteht die höchste Terrasse von Seewis (865 m) wie auch die über Kästris und Lumein (865 m) bereits aus Bündnerschiefer, hat also mit dem Flimsersturz nichts zu tun; auch die Kuppe mit dem Kirchlein C. 883 ist ein Rundhöcker, und diese Terrasse zieht sich über St. Sebastian (C. 881) am Glenner aufwärts. Sie stellt wohl schon den jüngsten Inter-glazialboden dar. Ueber St. Martin liegt Luwis (1000 m) im ganz flach ansteigenden Gehänge aus Bündnerschiefer, dessen fliessende, verrutschte Massen das ganze Gebiet bis zum Piz Mundaun zusammensetzen. Die grossen Dörfer liegen meist nicht auf eigentlichen Terrassen, sondern auf kleinen

Gehängeabstufungen; eine echte Erosionsterrasse ist aber wohl die von Villa (1246 m) und Pleif (1211 m), eine fast horizontale Fläche, durch einen Moränenwall (C. 1238 m) gekrönt. Sie fällt steil sowohl zum Haupttal, als auch etwa 120 m talaufwärts gegen SW ab, wo sich um Igels (1122 m) eine tiefere, aus der oberen gleichsam herausgeschnittene und sanft gegen den Glenner geneigte Fläche ausbreitet. Es handelt sich aber dabei gewiss nicht um eine jüngere und selbständige Terrasse, sondern um eine jung abgesackte, gleichsam ausgebrochene Masse. Die Verhältnisse liegen ganz gleich wie im benachbarten Safiental, dessen Sackungserscheinungen kürzlich *A. Buxtorf* und *O. Wilhelm* (4) beschrieben haben. Hier wie dort unterliegen die mit den axial SO und O fallenden Schichten geneigten linken Gehängeflächen den durch die Tiefenerosion des Hauptbaches ausgelösten Gleitbewegungen, während die rechten, entgegen dem Schichtfallen geneigten Gehänge eine grössere Standfestigkeit besitzen. So bedeutet auch die kleine Stufenfläche von Bual (zirka 1030 m) unter dem verrutschten Abfall der Terrasse von Pleif keineswegs eine selbständige Terrasse. Um eine solche dürfte es sich aber weiter talaufwärts bei der schönen Fläche von Aclas (1350 m, 350 m über dem tiefeingeschnittenen Vrinerbach) und Lumbrein (1410 m) handeln, in der sich die Terrasse von Pleif fortsetzt. Höhere Verflachungen mit Terrassencharakter trifft man abermals wie in Obersaxen bei C. 1513 m südlich über Luwis und bei C. 1582 über Igels. Ueber dem steilen linken Glennergehänge liegt Pleiden auf einer Terrasse (900—960 m), etwa 100 m über dem Bach, und endlich begleiten ebene Flächen, besonders breit bei Furth (908 m) an der Vereinigung von Valser und Vriner Rhein, die jungen tiefen Bacheinschnitte.

Auch in diesen untersten Terrassen, schon 10 km vom Talausgang entfernt, haben wir noch immer die stauenden Wirkungen des Flimsersturzes zu erblicken. Unterhalb Peidnerbad sind, hart über dem in tiefem Engtal fließenden Glenner, den steil SO fallenden Schiefeln feine Kiese und Sande, darüber grobes, aber gut gerundetes Bachgeröll aufgelagert, zu einer etwa 10—15 m hohen, kleinen Terrasse zerschnitten; rechts über der Mündung des Pitascher Tobels schneidet die Strasse nach Pitasch mehrfach, etwa 50 m über dem Bach, eine Schotterterrasse (zirka 860 m) an, und endlich erscheint links über dem Ausgang des Rieiner Tobels eine noch höhere Schotterterrasse, gekrönt von etwa 30 m mächtiger Moräne (Kuppe 960 m der Siegfriedkarte); diese Terrasse zieht sich als Leiste, aber ohne Schotteraufschluss, rechts über dem Glenner aufwärts und hängt wohl mit der höchsten Schotterterrasse über Ilanz zusammen; aber der Felsriegel bei St. Sebastian (881 m) unterbricht die unmittelbare Verbindung.

Ueber diesen jungen Terrassen folgen nun auch im rechten Glennergehänge höhere, deutlich zur Talmitte geneigte Flächen zwischen den tief eingerissenen Tobeln und sich über diesen ziemlich steil aufwärts ziehend. Stets durch die Lage von Siedlungen ausgezeichnet, lassen sie sich verfolgen von Run über Camuns (gegenüber Pleif) und das mehr einwärts gerückte Duvin (alle drei 1176 m und stets 300 m über Tal) nach Pitasch (1061 m, 280 m über Tal), von hier am Rieiner Tobel aufwärts nach Pleun (1135 m) und Sanina (1315 m), wo stets die Schluchtwände einsetzen, und jenseits dieses Tobels zu einer Leiste bei 1050 m. Sie alle entsprechen nach ihrer Lage der Terrasse von Pleif und damit wohl der tiefsten Felsterrasse im Rheintal bei Ilanz; die grössere Höhe erklärt sich leicht aus der Lage weiter aufwärts im Nebental, zumal noch die Neigung der Flächen zur Talmitte auf eine entsprechend tiefere Lage der *Talsole* schliessen lässt. Riein mit 1260 m vertritt vermutlich die untere Terrasse von Obersaxen, noch geschützt vor den Rutschungen aus der Ausbruchsnische Ils fopps. Sehr auffällig sind endlich die unruhig welligen und kuppigen Flächen hart über Seewis mit C. 1304 m, die die SO fallenden Schiefer durchschneiden und von denen gewaltige Wände nach W und N abstürzen; sie sind zweifellos mit den 1350 m hohen Terrassen von Obersaxen und Brigels zusammenzustellen und zeigen auch hier einen alten Gletscherboden an. Weiter östlich aber setzen diese Wände, von denen der grosse Bergsturz von Valendas niedergegangen ist (20), immer höher ein und bei Giera und Dutgien liegen die sie abschneidenden Flächen schon in 1450—1500 m Höhe und entsprechen bereits den 1500-m-Flächen von Obersaxen.

Das Auftreten von ganz jungen Schottern in so tiefer Lage über dem Glenner zeigt abermals, dass die heutigen Mündungsstufen keineswegs bloss ein Werk der postglazialen Erosion sind, wie kürzlich auch *S. van Valkenburg* (21) behauptet hat, sondern bereits von Gletschern durchmessen worden sind; auch die von *Buxtorf* und *Wilhelm* (4) im Engtal der Safier Rabiusa bei Wald beobachteten erratischen Gneis- und Granitblöcke liegen nur etwa 80 m über dem Bach. Daher müssen auch die Tobel schon vor der letzten Eisbedeckung zu beträchtlicher Tiefe eingefressen gewesen sein, wenn sie auch heute namentlich in ihren oberen Verzweigungen in lebhafter Weiterbildung und Vertiefung begriffen sind. Mit dieser Erkenntnis stimmt unsere Auffassung der Terrassen über den Tobelrändern als jüngster Interglazialboden, nicht Gletscherboden, überein.

Das Vorderrheintal von Ilanz bis Reichenau. Unterhalb von Ilanz legt sich der Flimsersturz auf eine Länge von über 10 km über das Rheintal und verhüllt alle tieferen Gehängeformen. Auf ihn folgt der vom Kunkelspass und vom Hintergrund des Taminser Kessels niedergegangene Bergsturz,

dessen Ablagerungsgebiet in den Sturzmassen um Tamins, die den Kessel fast völlig abriegeln, und in dem Block- und Haufenwerk von Il Auts jenseits des Rheins vorliegt, hier über mächtiger Grundmoräne des Rheingletschers und von erratischem Material überlagert. Mit der viel erörterten Frage nach dem Alter des Flimsersturzes haben wir uns nach den abschließenden Studien und der kartographischen Aufnahme von W. Staub (19), die ich überall bestätigen konnte, nicht mehr zu beschäftigen. Die Hangendmoräne wurde von mir auch westlich von Bonaduz bei der Weihermühle in weiter Verbreitung beobachtet. Die oberen Partien des Sturzmaterials zeigen hier vielfach Uebergusschichtung in ganz feinem eckigem Kies, so dass sich über die gröberen Sturzmassen zuletzt eine Art Schuttstrom hinwegbewegt zu haben scheint. Für ein sehr junges, interstadiales Alter des Sturzes spricht auch die Tatsache, dass er sich in ein mindestens schon bis zur heutigen Tiefe erodiertes Rheintal ergossen hat, während dieses in der letzten Interglazialzeit noch lange nicht bis zur Basis der Sturzmassen ausgetieft war. Denn die dieser Zeit angehörende Terrasse, die wir zuletzt zwischen Ilanz und Valendas bei 865 m angetroffen haben, kehrt jenseits des Sturzes bei Trins (860 m) sowie vor der Felsinsel von Hohentrins wieder, zirka 250 m über dem Rhein und fast 200 m höher als die oberste Stufe der jungen Schotterterrassen von Bonaduz. Ueber ihr finden wir aber auch alle die höheren Terrassen: Si Munt 1173 m und Munt Hämmerli 1108 m, Maliens zirka 1400 m, Purcs 1650—1700 m als Stück der oberen Zwischenterrasse, endlich die präglazialen Flächen der Alp Mora über 1900 m und Muotta sut bis 2200 m. Weiter östlich bis Felsberg fehlen diese Terrassen mit Ausnahme der höchsten, eine Folge der immer noch vor sich gehenden Abbrüche und Ablösungen der gegen N ansteigenden Malmkalkplatten des Calanda, deren frische Abbruchwände in sehr wechselnden Höhen die alten Flächen des Taminser und Felsberger Aelpeli durchschneiden und deren Sturzmassen in den Tomahügeln zwischen Reichenau und Chur aus den Rheinalluvionen heraus schauen. Erst bei Felsberg steigen die Abbruchwände zur Talsohle herab und damit erscheint auch das Terrassenphänomen wieder, wenn auch die steilen und untergrabenen Gehänge der Erhaltung der unteren Stufen nicht günstig sind.

Südlich vom Rhein ist der untere Teil des wilden Versamer Tobels der Rabiusa in die Sturzmassen eingeschnitten. Sie reichen jenseits desselben bis über 900 m hinauf und bilden auch noch die Terrasse von Versam (917 m) und die Unterlage der von Parstoign (870—890 m), wo mächtige Schotter eine Lücke im Sturzmaterial ausfüllen. Hingegen sind die ebenflächigen Kuppen Fitgiu und Runcars (850—900 m) westlich über Rhäzüns und Tarmuz (838 m) südlich davon, schon im Bündnerschiefer, mit der

Terrasse von Trins zu parallelisieren, die Gehängeleiste von Fahn (1150 bis 1160 m) westlich über Versam, deren begraste Kuppen vielleicht Bergsturzspritzblöcke sind, repräsentiert das Niveau von Si Munt, die Terrasse von Tscheppa (1385 m) entspricht der von Maliens, während die breiten, welligkuppigen Kammflächen von Immenschlacht und Alpenwies (1570 bis 1680 m) wieder den ältesten Gletscherboden darstellen dürften. Weiter einwärts im Versamer Tobel sind zur rechten die Terrassen von Scuolms (988 m), Mittlerhof (990—1070 m) und Innerhof (1050—1080 m) über den steil abbrechenden Tobelwänden Stücke des tiefsten Systems (= Trins), Acla (1250 m) zur linken wohl schon ein Stück des nächst höheren; dann folgt das von *Buxtorf* und *Wilhelm* (4) beschriebene grosse Sackungsgebiet von Tenna. Der von Safien-Platz zur Nolla führende breite Glaspass (1853 m) ist nach *Beck* (2) ein unverletztes Stück präglazialen Talbodens der Rabiusa, die einst nach dem Domleschg floss und durch den Hinterrheingletscher in das Versamertal abgedrängt wurde. Ungefähr ebenso hoch liegt das abgeplattete, schmale Kammstück zwischen Versamer Tobel und Hinterrhein in der Oberen Rhäzünseralp, während in der bis 2186 m hohen Kuppenreihe Crest dil Cut—Präzer Höhe—Bruchalp, der auffallend niedrigen Wasserscheide zwischen Rabiusa und Hinterrhein, wohl auch nur flächenhaft erniedrigte Stücke der präglazialen Gehänge erblickt werden dürfen.

Die Terrassen des *Domleschg* haben kürzlich durch *G. Schumacher* (17) eine nähere Untersuchung erfahren; wir kommen auf sie und auf gewisse Abweichungen meiner Parallelisierung noch später, anlässlich der Frage des Schyndurchbruchs, zurück; hier sei nur erwähnt, dass *Schumacher* die sehr auffällige Terrasse von Dual—Crestas (C. 1155 m) rechts gegenüber Rhäzüns, die sich sowohl auf Vorder- als auf Hinterrhein bezieht, entgangen ist. Sie zieht sich noch weit nach O über dem Haupttal dahin und fügt sich sehr gut in das zweithöchste System ein (= Si Munt und Fahn). Genau gegenüber liegt am linken Gehänge des Hinterrheins die Fläche von Spignas (C. 1162). Darüber entspricht die Untere Bonaduzeralp (1430 bis 1500 m) sowie die Terrasse von Balveins (1410—1430 m) links über Rothenbrunnen der Terrasse von Maliens.

Der Kunkelsspass. In der nördlichen Fortsetzung des Hinterrheins führt der nur 1351 m hohe Kunkelsspass ins Taminatal und zum Rhein bei Ragaz. Es liegt daher der Gedanke einer alten direkten Nordentwässerung über diesen Taltorso nahe, und schon 1878, ausführlicher 1891, hat *Heim* diesen alten « Westrhein »-Lauf dadurch beweisen zu können geglaubt, dass er ein Terrassensystem des Domleschg in etwa 1150 m Höhe über den 200 m höheren Pass hinweg in den heutigen Talboden des oberen Taminatales (Kunkels 1150 m, Gaschleiers 1059 m usw.) sich fortsetzen sah. Erst von oberhalb

Vättis liegen nach *Heim* die Talböden dieses Westrheins über der heutigen Talsohle der Tamina, die sich nun immer mehr einschneidet, so dass der alte Talboden zur Terrasse wird. Die Zerlegung des Westrheins sei infolge Anzapfung durch einen linken Nebenfluss des « Ostrheins » (Oberhalbstein—Lenzerheide—Chur—Luzisteig) erfolgt, der 500 m über Reichenau dem Westrhein in die Flanke fiel und ihn nach O ablenkte, wodurch der Kunkelspass als Taltorso zurückblieb. Auch dass die Terrassen zwischen Reichenau und Chur in 1000—1500 m Höhe eine Neigung von 5—10° gegen die Talmitte haben, soll dafür sprechen, dass sie nicht von dem jetzigen grossen Fluss, sondern von eben diesem Nebenfluss gebildet worden sind.

Die Unhaltbarkeit dieser Beweisführung liegt auf der Hand. Denn abgesehen davon, dass alle Terrassen als ehemalige Gehängestücke eine Neigung zur Talmitte haben, bleibt auf diese Weise die Höhendifferenz von 200 m zwischen dem Pass als altem Talstück und den beiderseitigen Terrassen, bzw. Talböden unverständlich. Daher hat *Piperoff* (16) das Problem methodisch richtiger angegriffen, indem er sich bemühte, hochgelegene Terrassen über den Pass hinweg nach N zu verfolgen und zugleich für das Rheintalstück Reichenau—Chur Terrassen mit abnormalem, nach W gerichtetem Gefälle aufzufinden; eine Parallelisierung mit den Terrassen des Domleschg hat P. allerdings nicht versucht. Diese Beweisführung ist bisher unwidersprochen geblieben und auch von *Schumacher* übernommen worden. Es ist daher leider erforderlich, sie im einzelnen auf ihre Stichhaltigkeit zu überprüfen. Natürlich können wir uns dabei auf die eigentliche Passregion und das obere Taminatal, etwa bis Vättis, beschränken, da weiter unterhalb schon selbständige Terrassen des Taminatales in Betracht kommen, die mit einem alten Westrhein nichts zu tun haben müssen.

Zunächst ist zu betonen, dass die Schichten (Malmkalk, Kreide, eingefalteter Flysch) nach NO, also nahezu parallel zum Taminatal streichen, so dass die Schichtbänder durch die Gehänge ungefähr im Streichen aufgeschlossen sind, woraus sich eine Treppung des Gehänges und die Möglichkeit der Verwechslung mit Erosionsterrassen ergibt. Auf die geologische Altersbezeichnung der die Terrassen aufbauenden Schichten braucht nicht eingegangen zu werden; sie ist bei *Piperoff* vielfach falsch, wie der Vergleich mit der wesentlich genaueren Karte von *J. Oberholzer* (14) ergibt. P.' oberstes Terrassensystem liegt im oberen Taminatal in 1900—2200 m. Aber was er als Terrassen bezeichnet, sind unzweifelhaft Schichtbänder, willkürlich herausgegriffene Felsleisten des Malm- und Seewerkalks im jung zerschluchteten und starker Zerstörung ausgesetzten Abfall des Felsberger und Haldensteiner Calanda zur rechten und im Hintergrund des Drosstobels zur linken des Passes. Von wirklichen Erosionsterrassen ist in diesem Niveau nichts zu sehen. Erst der Gelbberg (2040 m) im Sporn zwischen Tamina- und Calfeisental sowie Vättnerälpeli (1950 m) sind schöne Terrassen, kommen aber für die Passfrage nicht mehr in Betracht. Das zweite Terrassensystem (1950—1580 m) ist nicht weniger hypothetisch.

Bei der Grossalpe links über dem Pass gibt es zwar in 1820 m (nicht 1740!) Höhe eine unbedeutende Gehängeverflachung auf ganz kurzer Strecke, die aber durch Moränenauflagerung bedingt ist. Die breit ausladende Fläche der Hinteralp (1660 bis 1710 m) täuscht allerdings eine Erosionsterrasse vor; aber sie besteht (wie auch *Oberholzers* Karte angibt) aus Lokalmoräne; ihre Oberfläche ist höckerig und bucklig, von Blockwerk gebildet, nirgends, auch im Abfall nicht, ist anstehendes Gestein zu sehen; nach aufwärts setzt die Fläche ganz unvermittelt an das steile Gehänge an. Die anderen von P. aufgezählten Stellen liegen beiderseits wieder nur als Felsbänder im zerschluchteten Gehänge oder gar in Wänden, Salaz (1750 m) entspricht nach *Oberholzer* einem eingefalteten Flyschband. Auch die sog. Terrassen des dritten Systems (1700—1300 m) sind entweder unbedeutende Schichtleisten oder von Moräne bedeckte Flächenstücke, wie die Rodungsinsel Balsura; die des vierten Systems (1400—1020 m) beginnen erst unterhalb Vättis und kommen daher für unsere Frage nicht in Betracht.

Nicht besser steht es mit dem abnormalen Gefälle der Rheintalterrassen zwischen Reichenau und Chur. *Piperoff* findet, dass die Flächen des Taminser- und Felsbergeräpeli zur linken sowie die der Alp di Plaun, der Feldiseralp und des Dreibündensteins gegen O ansteigen. Es handelt sich aber doch um schwach geneigte Gehängeflächen, die von jüngeren Erosionsformen in verschiedenen Höhen durchschnitten werden, und es liegen die wahllos herausgegriffenen Flächenstücke ganz verschieden weit von der Talmitte entfernt, die Feldiseralp mit C. 1935 mehr randlich, die Alp di Plaun mit C. 1971 weit einwärts gerückt, Dreibündenstein (2176 m) ist eine Kammfläche in der Wasserscheide. In Wirklichkeit haben die hier in Betracht kommenden Flächen, die unserem präglazialen System angehören, zur linken bis Chur eine durchschnittliche Höhe der unteren, wenig scharf ausgesprochenen Kante von 1800—1900 m (C. 1804 m unter dem Silberegg ist besonders massgebend), zur rechten von 1935 m (Feldiseralp) bis 1850 m (Spuntisköpfe über Chur). In *Piperoffs* zweitem System ist links Ausseräpli (1740 m) nicht Terrasse, sondern ein ziemlich steiles Gehängestück, bei Oberberg (1780 m?) ist von einer Terrasse noch viel weniger die Rede. Am rechten Gehänge verbindet P. Feldis (1550 m) mit Cularera (1680 m) und La Schirra (1730 m), also wieder mit abnormalem Gefälle. In Wahrheit aber liegt die untere Kante der grossen Terrasse von Feldis bei C. 1512 m; sie ist schon weit vom Haupttal abgerückt und bezieht sich als gegen W geneigte Fläche von 1400—1500 m eher auf das Hinterrheintal, entspricht also gut der Terrasse von Maliens über Trins ebenso wie die ihr gegenüberliegende Untere Bonaduzeralp (1430—1508 m). Nach O lässt sie sich über Zeuchs (1350—1440 m) und die prächtige Terrasse von Juchs (C. 1383 m) verfolgen bis nach Füljan (1339 m) über Chur; letzterem gegenüber liegt als ziemlich steil geneigte Fläche Nesselboden (1390 m); von einem abnormalen Gefälle ist also keine Rede. Cularera sowie Ober-Schwarzwald (1606 m) über Chur vertreten wieder den höchsten Trogboden, La Schirra aber ist eine Rodungsinsel im steilen Hintergehänge eines jungen Tobels. Richtiger zusammengestellt sind von P. die Stücke seines nächst tieferen Systems, das kein abnormales Gefälle mehr besitzt; als Fortsetzung der Terrasse Si-Munt gehören zusammen: links Unterberg 1190 m, Foppa 1009 m, Arella 960—990 m, rechts Dual-Crestas 1150 m, Schönegg 1090 m. Samun ist eine ausgedehnte, ziemlich steil zur Talmitte geneigte Fläche mit der unteren Kante bei 930 m (nicht 1130 m), so dass es ebenso wie Saglioms (840 m, nicht 960 m) und die kleine Leiste von Bövel gegenüber der

Plessurmündung (700—730 m) dem jüngsten, bei Chur nur mehr 140 m über dem aufgeschütteten Rheintal gelegenen Terrassensystem angehört.

Ein weiteres Argument seiner Beweisführung erblickt *Piperoff* darin, dass im Taminatal sein Talbodensystem V (von Ort Kunkels abwärts) ein Gefälle von 2 %, der heutige Talboden aber von 3 % habe, so dass das erstere von einem grösseren Fluss, eben dem einstigen Westrhein, gebildet worden sein müsse. Nun hat selbstverständlich der heutige Fluss mit Annäherung an die Mündungsschlucht von Pfäfers ein etwas grösseres Gefälle als die Terrassen darüber. Aber noch merkwürdiger ist, dass *Piperoff* jetzt, ebenso wie einst *Heim*, die Ablenkung des Westrheins zwischen die Bildung der Talböden V und VI versetzt, ohne sich durch die den heutigen Talboden von Kunkels (= V) um 200 m überragende Höhe des Passes stören zu lassen, und obwohl er eben erst schon für sein System III im Rheintal ein normales Gefälle gefunden hat; danach hätte doch die Ablenkung zwischen II und III erfolgen müssen.

Es erübrigt sich wohl, auf die anderen Ungereimtheiten von *Piperoffs* Arbeit einzugehen, die ein Beispiel dafür ist, wie derartige Studien nicht gemacht werden dürfen. Die unbefangene Beobachtung ergibt, dass durch das Passtal von Kunkels keine Terrassen hindurchgehen und dass die des Rheintales oberhalb Reichenau sich ungestört in die nächste Talstrecke bis Chur verfolgen lassen. Dass in diluvialer Zeit keine Anzapfung eines Westrheins erfolgt ist, geht ausserdem auch daraus hervor, dass das Rheintal zwischen Reichenau und Chur mit parallelen Talflanken und mit gleich grosser Breite wie weiter oberhalb verläuft, während doch eine ehemalige Wasserscheide auf dieser Strecke sich noch im Verlauf und in der Form der oberen Gehängepartien oder in einer Verschmälerung des Tales verraten müsste. Damit ist nicht gesagt, dass es niemals einen solchen Westrhein vom Domleschg ins Taminatal gegeben habe; aber ein solcher kann nur der Zeit vor Ausbildung des präglazialen Talbodens angehören, aus den heutigen morphologischen Verhältnissen ist er nicht mehr zu erweisen.

Zu erklären bleibt noch die heutige tiefe Lage des Kunkelspasses, da ja der rekonstruierte präglaziale Talboden über Reichenau in etwa 1600 m, der tiefste Punkt des zugehörigen linken Gehänges über der Passhöhe bei etwa 1700 m anzunehmen ist. Nun tritt bekanntlich im Hintergrund eines jeden Tales eine Erniedrigung des wasserscheidenden Kammes ein, besonders gross dann, wenn zwei Flüsse in entgegengesetztem Sinne gegen die Wasserscheide vordringen, wie in unserem Falle die Tamina von N und der kleine Bach von S, der den Kessel von Girsch angelegt hat; denn dieser ist gewiss nicht bloss die Ausbruchsnische des Bergsturzes von Tamins, sondern durch diesen nur ausgestaltet und erweitert worden. Es hat also, nachdem der einstige Talboden über dem Kunkelspass zu einem Taltorso geworden war, dieser auf dem Wege der normalen Erosion und Denudation eine Erniedrigung erfahren müssen, wie auch heute noch das schmale, zu gewöhnlichen Zeiten wasserlose Tälchen, das von S auf die Passhöhe führt, an

deren Untergrabung arbeitet. Es hat aber auch eine horizontale Verschiebung der Passhöhe stattgefunden. Denn unmittelbar über ihr, zwischen zwei niedrigeren und schmalen Kammlücken, erhebt sich der scharfgipflige Carschlingkopf zu über 1500 m Höhe, als ein gleichfalls schon erniedrigter Rest der alten Passhöhe, so dass eine breite Pforte, wie bei einem unverletzten Torso-pass zu erwarten, überhaupt nicht vorhanden ist. Von diesen Wänden, aus denen die neue Kunststrasse über den Pass in kühner Anlage herausgearbeitet ist, ist der Bergsturz von Tamins niedergegangen; wie viel dabei von dem alten Talbodenrest mitgerissen wurde, wissen wir nicht. Endlich sind über diesen die Gletscher aller Eiszeiten, Abgabelungen des Rheingletschers, hinweggegangen und haben gewiss auch zur Erniedrigung der Passhöhe beigetragen, während ihre Erhöhung durch Moräne unbedeutend ist. Alles das erklärt es zur Genüge, dass die heutige Passhöhe tief unter den Talboden des vermutlich jungpliozänen Westrheins abgetragen ist.

Wir überblicken nun die Entwicklung des Terrassenphänomens im Vorderrheintal. Unter den in 2200—2400 m Höhe auftretenden pliozänen Gehängeflächen, für die die Rekonstruktion des zugehörigen Talbodens nicht mehr möglich ist, lassen sich drei Terrassensysteme mit ausgeglichenem Gefälle durchlaufend verfolgen, so zwar, dass sie talaufwärts konvergieren und um so früher zu Ende gehen, je jünger sie sind. Dazu kommen zwei nicht durchlaufende Zwischenterrassen in 1870—1600 m, bzw. 1350—1300 m Höhe. Die Höhe der Terrassen und der zugehörigen Talböden ergibt sich in abgerundeten Zahlen wie folgt:

	Terrassen			Talböden		
	über Disentis	über Ilanz	über Chur	über Disentis	über Ilanz	über Chur
I. präglazial	2000	1930	1850	1800?	1700	1550
II. G—M	1560	1500	1340	1400	1300-1350	1150
III. M—R	1300	1150	1000	1250	950	850
IV. R—W	1130	900	700	1100	800—850	600
rezent	—	—	—	1050	700	(560)

III. Schanfigg-Lenzerheide-Albulatal.

Bei Chur öffnet sich mit tiefer Mündungsschlucht zum Rheintal das von der Plessur durchströmte *Schanfigg*, das auch weiter oberhalb den Charakter eines steilwandigen Engtales in den brüchigen Bündnerflyschschiefern beibehält, mit zerschluchteten Gehängen und oft hoch hinauf von jungen Schottern erfüllt, Ablagerungen des durch den Rheingletscher gestauten Ab-

flusses, die seither wieder tief zerschnitten wurden. Erst die höheren, flacheren Gehängepartien bieten der Besiedlung Raum, die sich wieder an eine ganze Reihe von Terrassensystemen und an Gehängeverflachungen knüpft. Von etwa 1900 m an werden die Gehänge noch sanfter geböschet und steigen auf der Nordseite bis zum breit gewölbten, sehr gleichmässig 2400—2500 m hohen Grenzkamm gegen das Prättigau an. Nur zum Rheintal unterhalb Chur stürzen diese Schieferberge (Montalin 2266 m) steil und zerschluchtet ab. Bei Passugg vereinigt sich mit der Plessur in engem Waldtal die Rabiusa. Sie führt in südlicher Richtung auf die von gewaltigen postglazialen Bergsturzmassen gebildete Wasserscheide von Acla Alva (1551 m) und zum Taltorso der Lenzerheide. Die zuerst sehr allmähliche, dann aber ungewöhnlich steile, durch mehrere Terrassenstufen unterbrochene südliche Abdachung des Heidetales endet im Engtal der Albula bei Tiefenkastel, von wo die Engen des Schyn ins Domleschg hinausführen. Die ganze Westseite des Heidetales besteht noch aus dem bald schiefzig, bald sandig entwickelten Flyschkomplex, der den einförmigen Kamm der Stätzerhornkette (2579 m) aufbaut. Mit östlichem Fallen taucht er unter die ihn überschiebenden und in Schuppen zerrissenen ostalpinen Decken des Aroser Gebirges, das mit wesentlich schärferen Formen fast 3000 m erreicht (Aroser Rothorn, 2985 m). Zwischen den in scharfe Einzelberge aufgelösten Deckenresten aus Kristallinem, Kalk und Dolomit breiten sich südlich vom Schanfigg weite Alpflächen aus Schiefer in Höhen von 2000 bis 2400 m aus, die auch den Talkessel von Arosa umrahmen. Sie gehören zum Teil schon dem pliozänen Formensystem an.

Das talgeschichtliche Problem der Landschaft ist auch hier zuerst von *Heim* aufgeworfen worden. Es besteht in der Frage nach dem Alter und der Entstehung des Taltorsos der *Lenzerheide*, der nach der herrschenden Auffassung noch in verhältnismässig junger Zeit von einem aus dem Oberhalbstein kommenden « Ostrhein » durchflossen war. Spätere Anzapfung von einem Nebenfluss des Hinterrheins her, unterstützt durch eine Rücksenkung des Gebirges, soll diesen Fluss zerlegt und den südlichen Ast durch den Schyn abgelenkt haben. Diese Frage hat vor kurzem der in jungen Jahren durch Absturz verunglückte Berner Geologe *Th. Glaser* (7) in einer wertvollen geologischen Monographie des Gebietes behandelt und durch den versuchten Nachweis von rückläufigen Terrassen in dem von *Heim* angedeuteten Sinne beantwortet. Ein längerer Aufenthalt auf der Lenzerheide im Sommer 1927 gab mir Gelegenheit, seine Beobachtungen zu überprüfen und damit eine Verbindung mit meinen Untersuchungen im Vorderrheintal herzustellen.

Im Schanfigg lassen sich die folgenden, gut ausgebildeten Gehängeterrassen unterscheiden, abgesehen von den höchsten Verflachungen in über 2100 m Höhe:

- I. *Rechts*: Feuerhörnli (1877 m) über Maladers—Arsass (1920 m) über Castiel—Maselva und Peisteralp (1920—1950 m)—Alp First (1927 m) rechts über Sapün—Boden (1944 m) links über Sapün—Tschuggen (2042 m);
links: beim Gatter (1870 m) über Molins—Ochsenalp (1940 m), Wolfsboden (1920 m), Pretsch (1920—2000 m)—Tschuggen über Arosa (2053 m).
 - Ia. *Rechts*: über Ochsenberg (ca. 1600 m) ob Maladers;
links: Furklis (1600—1620 m).
- II. *Rechts*: Fontanuglias (1311 m) über Maladers—Parvig (1341 m)—Barguns (1450 m) über Peist—Runc (1693 m) über Langwies—Furka A. (1697 m) gegenüber Arosa (?) ¹⁾;
links: Praderalp (1380—1440 m) — westlich Tschierschen (1350 m).
- III. *Rechts*: Mittenberg über Chur (1106 m)—Calfreisen (1230 m)—Castiel (1200—1240 m)—St. Peter (1250—1300 m)—Peist (1336 m)—nördlich Sonnenrüti (1466 m) südlich Langwies ¹⁾;
links: Rikaldei (1138 m)—Inner Prada (1160 m)—über Gadenstätte (1260—1280 m)—Litzenrüti (1459 m) gegenüber Sonnenrüti (?).
- IV. *Rechts*: Maladers (990—1020 m)—Lüen (1000 m);
links: Grida (944 m) im Mündungswinkel Plessur-Rabiusa—unter Prada (1020—1060 m)—unter Gadenstätte (1120 m).

Es entspricht dem Charakter des Plessurtales als eines Seitentales mit grossem Gefälle, dass auch die Terrassen im Längsprofil rasch ansteigen, wenn auch lange nicht so sehr wie der heutige Fluss, und dass sie alle eine beträchtliche Neigung gegen die Talmitte haben, sodass die Parallelisierung mitunter Schwierigkeiten macht; wie auch sonst, gehen die unteren Stufen talaufwärts im engen Kerbtal verloren (vgl. Taf. II, 2).

Im *Lenzerheidetal* ist die Entwicklung der Terrassen, worauf *Glaser* mit Recht hingewiesen hat, dadurch beeinflusst, dass das Tal nahezu im geologischen Streichen verläuft und auf beiden Seiten im verrutschten Schiefer durch Sackungsvorgänge entstandene Stufen Erosionsterrassen vortäuschen können. In der Tat kommen im ganzen Westabhang nur wenige Stellen als solche in Betracht. Niemals aber darf aus Punkten im oder nahe dem Kamm ein Schluss auf das Terrassengefälle gezogen werden, wie das *Glaser* bei seinem obersten Terrassensystem (2160—2093 m) getan hat: Dreibünden-

¹⁾ In diesen Fällen liegen vermutlich Bergsturzmassen auf einer Terrasse.

stein (2160 m) ist eine flache Kammkuppe (siehe oben), Alp dil Plaun (2100 m) liegt darunter als flacher Sattel im Kamm, C. 2160 m unter Faulenberg ist ein etwas vortretendes ebenes Gehängestück, Alp Scalottas (2090 m) wiederum eine Kammlücke. Von der Ostseite greift *Glaser* ein Kammstück mit C. 2037 m auf der Jochalp heraus, das dem schon erwähnten pliozänen Formensystem angehört und natürlich gleichfalls für die Frage des Terrassengefälles unverwendbar ist.

Auch bei der Zusammenstellung der tieferen Terrassen ist *Glaser* in den prinzipiellen Fehler verfallen, Terrassen für Reste eines Talbodens zu halten und aus ihnen unmittelbar das Gefälle zu berechnen. So gelangt er zur Rückläufigkeit des zweiten Systems, vertreten auf der Ostseite durch: Haupt 1964 m, Alp Foppa 1933 m und Götzigerberg 1852 m, und ebenso des dritten Systems: Arsola 1845 m, Oberberg 1766 m, Tschuggen 1647 m. Nun liegt Alp Foppa überhaupt auf keiner Terrasse, sondern im Gehänge, « Haupt » kann ebensogut oder noch besser dem pliozänen System zugewiesen werden, da diese flache Kuppe in die über 2000 m hohen Flächen der Jochalp ganz allmählich übergeht. Besonders massgebend aber ist, dass die südliche Fortsetzung der Terrasse von Arsola und die nördliche von Oberberg fast übereinanderliegen, durch einen 150 m hohen Terrassenabfall voneinander getrennt, so dass sie unmöglich demselben System angehören können. Daher ist es den natürlichen Verhältnissen viel entsprechender, von Arsola die Verbindung nach Götzigerberg zu ziehen, von wo sich eine recht breite Terrasse über die Ochsenalp (1920—1950 m) bis zur Alp Scharmoin (C. 1934 und C. 1926 m) und unter Foil Cotschen (gleichfalls 1920—1950 m) verfolgen lässt. Allerdings ist sie, wie auch *Glaser* betont, streckenweise versackt und von Moräne und Sturzmaterial begraben; aber gerade bei Scharmoin überlagern diese Massen zweifellos eine breite Terrassenfläche, so dass an der Einheitlichkeit dieser Form nicht zu zweifeln ist. Als selbständige Fläche tritt unterhalb Scharmoin die bewaldete Terrasse unter Lajet (1800—1820 m) auf. Gewiss unrichtig ausgewählt ist für die Lokalität Oberberg die Kuppe mit C. 1766 m, eine der breiten Terrasse aufgesetzte Moränenkuppe, recht weit abseits von der äusseren Kante, wo die Terrasse steil, in der Mittagsfluh (C. 1689 m) wandartig gegen das Tal von Churwalden abfällt. Allerdings fällt sie hier mit einer Schichtterrasse des Ruchbergsandsteins zusammen; aber anderseits handelt es sich doch um einen einheitlichen Abfall bis zur Rundhöckerkuppe Tschuggen (1650 m). Man erhält zwar auch so eine Rückläufigkeit von 30 m, aber diese kann sehr wohl durch glaziale Bearbeitung entstanden sein, um so mehr, als es sich bei dieser Terrasse, fortgesetzt bis unter Lajet, sehr wahrscheinlich um ein Stück des Günztroges handelt, der etwa 150 m unter die dem präglazialen Gehängesystem zugehörige Terrassenreihe Arsola—Scharmoin eingesenkt ist.

Auf der Westseite des Tales ist Oberheidbühl (1950 m, östlich unter dem Faulenberg) und der breit ausladende, kuppige Sporn der Cresta Sartons (1950 m) gegenüber Scharmoin gleichfalls ins präglaziale System, die versumpfte Fläche Runc (1725 m) über Parpan ins nächst tiefere (= Oberberg) einzureihen. Die Fläche östlich Dorf Sartons (1630—1660 m) liegt noch vorwiegend in Bergsturzmaterial; da es sich aber auch hier um ein Stück alten Gletscherbodens handelt, hat diese kleine Rückläufigkeit nichts zu bedeuten, um so mehr, als Runc viel weiter einwärts gerückt ist.

*Glaser*s viertes und letztes Terrassensystem ist auf der Ostseite gegeben durch: Runcalier 1575 m, Capveders 1513 m, Steinhalde und unter Tschuggen 1500 m, Parpan (unter Bergsturzmaterial, etwa 1480 m). Aber C. 1575 bei Runcalier liegt im Hintergehänge des Steinbachtobels und hat daher für die Terrassenfrage auszuscheiden; die anderen Lokalitäten sind sehr kleine, ziemlich stark geneigte Flächenstücke im moränenbedeckten Gehänge, so dass sehr zu bezweifeln ist, ob es sich bei ihnen überhaupt um Glieder eines selbständigen Terrassensystems handelt. Viel auffälliger und von *Glaser* nicht mehr behandelt ist die Terrassenreihe: Runcalier 1321 m (und damit an die Terrasse Füljan über Chur, 1339 m, anschliessend) — Sassiell 1403 m — Auf dem Stein 1380 m — Salez 1404 m, stets mit Steilabfällen gegen das Tal abbrechend und in etwas verschiedenen Höhen unterschritten. Endlich gehört Cadresch (1230—1250 m) recht genau unter Sassiell einem untersten System an.

Unter den einschlägigen Vorkommnissen *südlich* der heutigen Wasserscheide ist die Rundhöckerkuppen- und Moorlandschaft im verrutschten Flyschgebiet um Sporz westlich der Heidmühle sehr auffallend. *Glaser* greift hier die Punkte Sporz davains (1623 m) und Sporz (1590 m) heraus, um die Verbindung mit Runc und Sartons zu gewinnen und auch hier die Rückläufigkeit seines Systems III zu erhalten. Nun liegt aber der Weiler Sporz, wie schon die Karte zeigt, in einem jungen Tälchen und auch C. 1623 bedeutet keine Terrasse. Man müsste entweder die höchsten Kuppen (C. 1649 m) oder, da diese gewiss die stärkere glaziale Abtragung erfahren haben, die benachbarten ebenen Gehängeflächen auswählen, C. 1697 m und Plattas gizzas, C. 1679 m, und dann verschwindet die Rückläufigkeit. Die ganze Landschaft um Sporz macht aber viel eher den Eindruck eines nachträglich zerschnittenen Gletscherbodens und entspricht nach Form und Höhe der Terrasse von Oberberg. Gleichfalls in das System III stellt *Glaser* die schöne kleine Terrasse von Plam (1560 m) weiter südlich, hingegen die bewaldete Kuppenlandschaft des Bual zwischen dem Heidbach im W und der Talung von Lenz im O (1451 m und 1483 m) ins System IV. Es liegen aber Plattas gizzas und Plam mit einem Höhenunterschied von 120 m nur 600 m voneinander entfernt und können daher nicht *einem* System angehören. Viel natürlicher erscheint mir die Verbindung von Bual als Rest eines glazial modellierten und etwas erniedrigten Talbodens mit Plam als Stück des zugehörigen Gehanges. Endlich verbindet *Glaser* die Fläche mit dem Vorsprung C. 1807 und die schon unzweifelhaft über dem Schyn gelegene kleine, rund gebuckelte Felsleiste von Good (1763 m) mit Cresta Sartons (1950 m), also als Stücke seines Systems II, obwohl dazwischen eine Entfernung von $5\frac{1}{2}$ km besteht, so dass die Konstruktion der Rückläufigkeit bedenklich ist. Die genannten Flächen können aber auch mit den höchsten Kuppen um Sporz (1697 m) als Stücke eines Gletscherbodens, bzw. seiner Böschungen zusammengefasst werden.

Die Ablenkung der Julia mit der Albula aus dem Heidetal nach W in den Schyn soll nach *Glaser* erst nach der Ausbildung des tiefsten seiner vier Terrassensysteme erfolgt sein, und da diese Ablenkung eine Folge der Rücksenkung der Lenzerheide sein soll, die wohl mit der *Heimschen* allgemeinen Alpeneinsenkung zusammenfalle, so wäre dieses Ereignis an das Ende der grossen Interglazialzeit zu stellen. Den Beweis für dieses jugendliche Alter sieht er darin, dass im Schyn Terrassen, die seinen vier Systemen entsprechen würden, fehlen und nur tiefere vorhanden seien. Aber ein

Blick auf die Karte genügt, um auch in den Schyn-Gehängen, namentlich zur rechten, eine ganze Reihe von hochgelegenen Terrassen zu erkennen; sie sind auch von *Schumacher* aufgezählt worden und lassen sich zwanglos mit denen des Domleschg verbinden. Ich gelange, mit einigen Abweichungen gegenüber *Schumachers* Zusammenstellung, zu der folgenden Parallelisierung der Heidetalterrassen mit denen der benachbarten Täler, beide Talseiten zusammengefasst und mit Hinweglassung der pliozänen Flächen (vgl. Taf. I, 2 und 3):

Nordseite.

- I. (Spuntisköpfe über Chur 1850 m)—Arsola 1845 m—Götzigerberg 1852 m—Alp Scharmoin 1920—1950 m; Oberheidbühl 1950 m—Cresta Sartons 1950 m.
- Ia. (Ochsenberg und Furklis im Schanfigg 1600—1620 m)—Mittagsfluh 1689 m—Tschuggen 1650 m— unter Lajet 1800 m; Runc 1725 m—Sartons 1630—1660 m.
- II. (Fülian 1339 m—Parvig im Schanfigg 1341 m)—Runcalier 1321 m—Sassiel-Salez 1400 m.
- III. (Mittenberg über Chur 1106 m—Calfreisen 1230 m)—Cadresch 1230 m.

Südseite.

- I. Alp la Crusch über Alvaneu im Albulatal 2180—2260 m—C. 2150 m unter Piz Linard über Surava—Muttnerhöhe 2003 m links über dem Schyn—Transeralp 1920 m—Feldiseralp 1935 m rechts über Domleschg.
- Ia. Lai und Tschautschen 1866—1890 m über Surava—C. 1807 und Plattas gizzas 1680—1700 m über Sporz—Good 1763 m im Schyn—Tartzail 1680 m—Ober-Carvenna 1680—1720 m—Schins 1650 m—Plaundil Matts 1710—1740 m, alle rechts über dem Schyn und Domleschg; Untere Rhäzünseralp 1580—1650 m links über Domleschg.
- II. Aclas über Alvaneu 1600—1660 m—Plam 1560 m und Bual 1483 m—Unter-Creusen 1530 m und Unter-Carvenna 1500 m im Schyn—Falignas 1530 m—Klein-Schall und Gross-Schall 1530—1570 m—Pardella 1460 m—Trans 1480 m—Plazza 1440—1500 m—Feldis 1470 bis 1500 m (—Maliens über Truns 1400).

Die Terrassen der Nordseite des Heidetales schliessen mit nördlichem Gefälle an die des Plessur- und damit des Rheintales an. Nur vom präglazialen System lässt sich mit einiger Wahrscheinlichkeit vermuten, dass seine Terrassen aus dem Albula- und Oberhalbsteinertal über den Taltorso der Heide auf die Nordseite sich fortsetzen; die tieferen der Südseite (II) sind selbständig und lassen sich mit denen des Albulatales parallelisieren, sind

aber durchweg höher als die gleichaltrigen der Nordseite, entsprechend ihrer weiter gebirgeinwärts gerückten Lage.

Wir gelangen damit zu dem Schluss, dass eine Rückläufigkeit der Terrassen des Heidetales ebensowenig besteht wie im Domleschg, wo *Schumacher* zu demselben Ergebnis gekommen ist. Damit soll die ehemalige Existenz eines Ostrheines ebensowenig bezweifelt werden wie die eines Westrheins über den Kunkelspass. Aber sie lässt sich höchstens für das präglaziale System mutmassen, zu dessen Zeit der Talboden über der jetzigen Wasserscheide in dem heutigen Niveau von 1700 m gelegen haben mag. Die durch den Schyn hindurchgehenden hohen Terrassen beweisen, dass die Ablenkung dieses Flusses nach Westen spätestens zu Beginn des Eiszeitalters eingetreten ist, vielleicht als Folge der zu dieser Zeit kräftiger einsetzenden Hebung des Gebirges. Seit dieser Zeit gibt es eine Wasserscheide auf der Lenzerheide, die durch Rückerosion und glaziale Wirkungen einen Abtrag um etwa 200 m erfahren hat. Die junge und intensive Tiefenerosion im Schyn hat mit dem Anzapfungsvorgang nichts zu tun; sie ist vermutlich ebenso wie in der benachbarten Via mala eine glazial bedingte Erscheinung oberhalb des Konfluenzbeckens des Domleschg.

Es erübrigt noch die Darstellung der *unteren* Terrassen des *Albulatales*, um den Anschluss einerseits an die Studien verschiedener Forscher im Landwasser- und Albulagebiet, andererseits an die eigenen Beobachtungen im Vorderrheintal zu gewinnen. Der alte Gletscherboden der Lenzerheide senkt sich von Lai (1476 m) sehr allmählich bis vor Lenz, wo er mit etwas steilerem Abschwung gegen breite, ebene Flächen absetzt, unter deren Moränendecke in den kleinen Gräben sofort wieder die Schiefer anstehen. Diese Flächen senken sich sehr allmählich gegen Süden von 1340 auf 1220 m und zeigen vermutlich einen durch glaziale Bearbeitung modellierten und erniedrigten Talboden, zugleich die jüngste, gegen N ansteigende Gletschersohle an. Darunter folgt jenseits eines Steilabfalls eine von mehreren kleinen Stufen unterbrochene breite Terrasse, an deren innerer Kante Vazerols (1134 m) und Brienz (1161 m) liegen; an der Albula aufwärts setzt sie sich fort in die grossen, zum Teil moränenbedeckten Flächen von Alvaneu (1120 bis 1200 m) und Schmitten (1200—1270 m) zur rechten der tief eingerissenen Mündungsschlucht des Landwassers sowie von Filisur (1150—1200 m) im Mündungswinkel von Albula und Landwasser, die *Janczewski* (11) mit den 1430—1540 m hohen und recht stark geneigten Terrassen von Wiesen und Jennisberg beiderseits der Züge-Schlucht zusammengestellt hat. Doch muss es sich angesichts des grossen Höhenunterschieds von über 200 m auf eine Entfernung von nur $3\frac{1}{2}$ km um altersverschiedene Stufen handeln, um so mehr, als über der Terrasse von Filisur zur linken der Albula die von

Foppas und Cloters (C. 1402 m und C. 1445 m), zur rechten die von Cruschetta (C. 1443 m) auftreten, die also den von Wiesen und Jennisberg entsprechen. Da in der Zügeschlucht Moräne bis zu geringer Höhe über dem Fluss beobachtet wurde (20, 6), ist ihre Anlage jedenfalls älter als die letzte Eiszeit. Daher muss die 1100—1200-m-Terrasse an der Albula der letzten Interglazialzeit angehören, der in sie rund 100 m tiefer eingesenkte jetzige Talboden von Filisur ist der jüngste Gletschertrog. Albula abwärts zieht sich diese Terrasse mit grosser Deutlichkeit und stets moränenbedeckt über Salons (1021 m) und Alvaschein (1014 m), ist breit entwickelt links über der Einmündung des Heidbaches, an dem aufwärts sie sich bis über Zorten verfolgen lässt (bis C. 1275 m), ist jenseits des Heidbaches noch bei Moos und Pleumna (1000—1170 m), hier allerdings in steileren, verrutschten Schiefergehängen, zur linken der Albula durch die schräge Fläche von Solis (C. 1138 m) vertreten, geht aber dann in der Schynschlucht verloren. Auch die unterschrittenen und sofort steil zu den höheren Terrassen ansteigenden rechten Gehänge des Domleschg lassen ihre Spur kaum erkennen. Doch liegt im gleichen Niveau die breite Terrasse von Rongellen (C. 1016 m) zur linken und von St. Albanus (960 m) zur rechten des unteren Abschnitts der Via mala, welche letztere sich von der flachen, moränenbedeckten Scheide bei Graschenna (C. 1136 m) auch gegen O sanft bis auf 960 m, noch 200 m höher als die Fläche bei Campi nahe dem Ausgang der Schynschlucht, senkt (3). Sie erscheint noch wieder bei Dalaus (939 m) links über Thusis, endlich in den schon genannten Kuppen und Ecken (Fitgiu-Runcars 850—900 m) über Rhäzüns, womit der Anschluss an die Terrasse von Truns gegeben ist, die wir gleichfalls als jüngsten Interglazialboden bezeichnet haben.

Zur gleichen Altersbestimmung führen die Verhältnisse bei Tiefenkastel. Dessen Kirche (894 m) liegt auf einer kleinen Felsterrasse, 40 m über der Albula, und ungefähr ebenso hoch ist die Terrasse des Bahnhofs, zu der die soeben beschriebene obere Terrasse bei C. 1069 wandartig abfällt. Die untere Terrasse lässt sich nun, von Rundhöckern überhöht und überhaupt glazial bearbeitet, in den Schyn hinein verfolgen, bildet hier die Fläche La Prada (887 m), dann mehrfach breite Leisten, so bei C. 884 m westlich Alvaschein und nahe dem Schluchtausgang die kleinen, geneigten Flächen von Brün, Parnegl und Campi (740—800 m), stets noch von Moräne bedeckt. In ausgezeichneter Entfaltung liegt sie in der breiten Fläche zur Rechten des Hinterrheins im Domleschg in einer Höhe von 730—780 m vor, unter deren Moränendecke vielfach das Anstehende entblösst ist (so auch in der diesen breiten Boden isoliert überragenden Kuppe mit Schloss Ortenstein, 850 m), und die mit einem Erosionssteilrand gegen die 630—690 m hohe Aufschüt-

tungsebene abfällt. Schon *Penck* (15) hat diese von Fürstenuau gegen Tomils, zum Riegel von Röthenbrunnen ansteigende Fläche für ein Stück der über-tieften Gletschersohle des Domleschg erklärt, wodurch der Eindruck der Rückläufigkeit vorgetäuscht wird, und auch *Schumacher* (17) hat diese flache Wannenform erkannt. Alle diese Erscheinungen machen es unzweifelhaft, dass in den genannten kleinen Flächen Stücke des jüngsten Gletscherbodens vorliegen, desselben, der auf der Lenzerheide, grösstenteils von Bergsturzmassen begraben, etwa 600 m höher liegt als bei Tiefenkastral. Seit dieser Zeit, die wohl dem Gschnitzstadium entspricht, hat sich die Albula ihre 40—70 m tiefe Schlucht im Schyn eingefressen. Damit ist auch zugleich das Alter der oberen Terrasse als R-W-Interglazialboden festgelegt.¹⁾

Ein noch höheres Niveau, mit den Terrassen von Cloters und Wiesen zu parallelisieren, ist im untern Teil des Oberhalbsteins durch die grosse Fläche von Motta da Vallu und Dèl (1380 m) festgelegt; links über der Albula, gegenüber Alvaschein, tritt es bei Stürvis (1378 m) auf, fehlt aber im linken Gehänge des Schyn, das ungegliedert abfällt; vielleicht gehört aber hierher die kleine Nase bei Careins (1434 m) im recht steilen rechten Gehänge des Schyn, die *Glaser* sonderbarerweise noch unter den Terrassen des Lenzerheidetales anführt, und die gleichfalls recht stark geneigten Flächen von Fengst, Breitenberg und Girs zur rechten der Via mala, die zu einem Talboden bei etwa 1250 m führen. Zur rechten des Domleschg fehlt auch dieses System infolge der hoch hinaufgreifenden Unterschneidung der Gehänge, zur linken verhindern Rutsch- und Sackungsvorgänge in den mit den Schichten O-fallenden Gehängen die sichere Erkenntnis von Erosionsterrassen. Immerhin besteht viel Wahrscheinlichkeit, die eben genannten Flächen des Albulatales mit der schönen Terrasse von Cresta—Dual (1150 m) rechts über Rhäzüns zu verbinden und sie mit dieser in die M-R-Interglazialzeit einzuordnen.

Es ist heute noch nicht an der Zeit, zu allen den vielumstrittenen Fragen der Glazialmorphologie entschieden Stellung zu nehmen. Das Nährgebiet der eiszeitlichen Vergletscherung unserer Alpen bedarf noch der Einzeluntersuchungen in hohem Masse, und auch was im vorstehenden geboten wurde, erhebt nicht den Anspruch auf endgültige Ergebnisse, sondern will

¹⁾ *Glaser* (7) hat eine Reihe interessanter Beobachtungen über diluviale Epigenesen, von Moräne ausgefüllte alte Albulaschluchten oder -täler zwischen Tiefenkastral und Solis mitgeteilt. Die meisten fallen ihrer Höhenlage nach vermutlich in Rückzugsphasen der letzten Eiszeit; die flache Mulde von Alvaschein, die von Moräne ausgekleidet und durch einen Felsrücken vom Abfall zur Albulaschlucht getrennt ist, möchte er in die grosse (= M—R) Interglazialzeit stellen; aber damals lag der Talboden der Albula sicher noch etwa 200 m höher.

nur den Rahmen für spätere Detailarbeit darstellen. Mit diesem Vorbehalt seien im folgenden einige Anschauungen zusammengestellt, zu denen mich meine Beobachtungen geführt haben, wobei ich betreffs anderer Fragen auf eine an anderer Stelle erscheinende Darstellung verweise (12).

In immer grösserer Verbreitung stellt sich als ältestes, noch erkennbares Formensystem der Schweizer Alpen eine Gruppe von schwach reliefierten Formen heraus, die in Höhen von rund 2200—2500 m Höhe von der eigentlichen Gipfelregion überragt wird und die man einem nicht näher bestimmbareren Abschnitt des Pliozäns zuteilen müssen. *Cadisch* (5) hat sie kürzlich in gleicher Weise aus der Umgebung von Davos als Sockel der Hochgebirgsformen beschrieben. Die Höhe der zugehörigen Talböden und der Verlauf der Talwege lassen sich mit grösserer Sicherheit nicht mehr ermitteln. Nur soviel kann gesagt werden, dass damals grosse Teile der Alpen, z. B. weite Gebiete in Mittelbünden, noch nicht Hochgebirgscharakter gehabt haben können, während in den innersten und höchsten Gruppen immerhin schon eine Reliefenergie von $\cong 2000$ m bestanden haben muss, nicht eingerechnet die seither eingetretene Gipfeldenuation.

Rund 200—300 m unter diesen Flächen treten jene alten Gehängeformen auf, deren präglaziales Alter i. e. S. nunmehr wohl als feststehend bezeichnet werden darf, womit noch nicht gesagt ist, dass die aus ihnen rekonstruierten Talböden es waren, die die Gletscher der ältesten Eiszeit vorfanden und benützten. Die absolute Höhe dieser Talböden ist auch in den randnahen Teilen der Schweizer Alpen wesentlich grösser, als noch vor kurzem angenommen wurde (vgl. *Becks* Simmenfluhniveau, das mit den hier beobachteten Höhen sehr gut übereinstimmt.) Auffallend ist dabei im Vorder- rheintal ebenso wie im Wallis das geringe Gefälle dieser Talböden. Ihre Ver- folgung durch das Rheinquertal muss Aufgabe einer besonderen Unter- suchung sein; da aber im Bodenseegebiet die Sohle des ältesten Decken- schotters nach *Penck* (15) bei 800 m liegt, ergibt sich für diese Strecke unterhalb von Chur ein Gefälle des präglazialen Talbodens von 8 %, also wesentlich grösser als in der Längstalfurche; zu ähnlichen Werten gelangt man für das Rhonequertal bis zum Genfersee und für den unteren Abschnitt des Reusstales bis zum Alpenrand. Eine solche Gefällsentwicklung kann keine ursprüngliche und ungestörte sein; sie zwingt zur Annahme einer seit- her eingetretenen Aufwölbung des Gebirges längs einer seinem Haupt- streichen folgenden Achse und mit steilerem Abfall gegen den Nordrand als in der axialen Partie der Wölbung. Ob es dabei zu einer differenziellen Hebung längs gewisser sekundärer Längs- und Querachsen im Sinne einer Grossfaltung oder zu einer zonenweise wechselnden Hebung und Senkung (*Buxtorf*) gekommen ist, dafür scheinen die hier behandelten Gebiete keine

Anhaltspunkte zu bieten; sicher ist nur, dass ein Rücksinken auch der inneren Alpentteile sich hier nicht erweisen lässt.

Die seit präglazialen Zeiten eingetretene Tieferlegung der Talsohlen bei gleichzeitiger Hebung des Gebirges ist das Werk der abwechselnd wirkenden fluviatilen und glazialen Erosion. In allen hier untersuchten Tälern liessen sich unter dem präglazialen drei durchlaufende und mit ausgeglichene-m Gefälle ausgestattete Terrassensysteme nachweisen, die wir den drei Interglazialzeiten zurechnen dürfen. Dazwischen schalten sich Terrassenstücke mit unruhigerer Boden- und Gefällskonfiguration ein, die vielleicht Teile alter Gletschersohlen bedeuten; namentlich ist ein solches Trogbodensystem in einem vertikalen Abstand von etwa 100 m unter dem präglazialen häufig vertreten. Die interglazialen Böden konvergieren gegen die Talwurzeln und sind um so weniger weit talaufwärts zu verfolgen, je jünger sie sind, offenbar sowohl deshalb, weil der Fluss mit der allmählich zunehmenden Talvertiefung erst um so weiter talabwärts die Fähigkeit erlangte, einen breiten Talboden auszuarbeiten, als auch deshalb, weil der Gesamtbetrag der Talvertiefung talaufwärts abnimmt. Diese alten breiten Talböden deuten darauf hin, dass in jeder Interglazialzeit wie auch in der Präglazialzeit auf eine Zeit vorherrschender Tiefenerosion eine solche der Seitenerosion folgte, vermutlich als Folge eines Stillstandes oder einer Abschwächung der Hebung. Aber es fehlt uns heute noch an sicheren Anzeichen dafür, ob diese Periode der Talverbreiterung jeweils unmittelbar vor dem Eintritt einer neuerlichen Vergletscherung des Tales abgeschlossen war, oder ob sich dazwischen abermals eine Periode fluviatiler Tiefenerosion einschaltete. Wir wissen daher auch noch nicht, ob die Gletscher ihre Tröge in die breiten Talböden selbst einsenkten, oder ob sie eine neuerlich gebildete und für ihr Bett vorgezeichnete Erosionskerbe benützten und diese nur nach Tiefe und Breite ausgestalteten. Nur für die letzte Vergletscherung lässt sich aus dem Auftreten von Moränen in Schluchten und Tobeln (Schyn, Züge, Via mala, Lugnetz, Safiental, Lugnetzer Seitentobel u. a.) schliessen, dass die Talböden der letzten Interglazialzeit schon wieder zerschnitten waren, bevor sich die Täler neuerlich mit Gletschern füllten. Daher sind auch die Beträge, die man aus der Höhendifferenz zwischen interglazialen Talböden und Trogböden ermitteln kann, wie ich hier, unsere Ausführungen über die einschlägigen Verhältnisse im Wallis (13) einschränkend, betonen möchte, *Maximalwerte* für die Leistungen der glazialen Erosion in den einzelnen Eiszeiten; sie bewegen sich, der Grössenordnung nach, um 100 m für jede Eiszeit, so dass für den Fall des Vorderrheintales bei Chur bei einer gesamten diluvialen Talvertiefung von über 1000 m 600 m als Minimalbetrag auf die drei Interglazialzeiten, 400 m als Maximalbetrag auf die vier Eiszeiten entfallen.

Natürlich darf dies nicht im Sinne eines festen prozentualen Verhältnisses dieser beiden Komponenten der Talbildung aufgefasst werden, ihr Anteil ist von Ort zu Ort verschieden.

Aus diesen Ueberlegungen geht jedenfalls hervor, dass wir die Grösse der glazialen Uebertiefung nicht überschätzen dürfen, wie ja auch die gute Erhaltung der Terrassen als Reste interglazialer Gehänge, selbst unter der Annahme einer gewissen glazialen Abtragung, gegen eine allüberall bedeutende seitliche Erosion des Eises spricht. Das gilt vor allem von den grossen Längstälern, wo die vielfache Treppung der Gehänge die Trogform verwischt, während die kleineren Seitentäler, namentlich im Bereich der homogenen kristallinen Gesteine, das Trogprofil wesentlich reiner aufweisen und hier auch die Reste interglazialer Talformen nur rudimentär entwickelt sind oder ganz fehlen, wohl deshalb, weil es hier überhaupt seit präglazialer Zeit niemals zur Bildung breiter Talböden kam. Dass unter Umständen die glaziale Erosion nach Tiefe und Breite minimal war, beweisen zahlreiche Schluchtstrecken wie die Schöllenen und die vielen Mündungsstufen, die ihre scharfe V-Form beibehielten, obwohl auch sie von Gletschern durchströmt wurden, die aber wohl durch Stauung zu bewegungs- und damit wirkungslosen Massen wurden. Das führt zur Frage der Entstehung der Stufenmündungen, die hier nicht weiter erörtert werden soll, die aber ein besonders dankbares und aussichtsreiches Feld für verfeinerte Einzeluntersuchungen darstellt.

Literaturnachweise.

1. **P. Beck**, Ueber autochthone und allochthone Dislokationen in den Schweizeralpen und ihrem nördlichen Vorland. *Ecl. geol. Helv.* XVII. 1922.
 2. **P. Beck**, Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizer Alpen. 1. Mitt. naturwiss. Ges. Thun 1926.
 3. **A. Buxtorf**, Aus der Talgeschichte der Via Mala. Heim-Festschrift, Zürich 1919.
 4. **A. Buxtorf** und **O. Wilhelm**, Ueber Sackungerscheinungen in Safiental. *Ecl. geol. Helv.* XVI. 1922.
 5. **J. Cadisch**, Zur Talgeschichte von Davos. *Jber. Naturf. Ges. Graubündens* 1925/26.
 6. **H. Eugster**, Geologie der Duncangruppe (Gebirge zwischen Albula und Landwasser). *Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, N. F.* Lief. 49, 3, 1923.
 7. **Th. Glaser**, Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide (Geologie von Mittelländern VII). *Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, N. F.* 49, 7, 1926.
 8. **Alb. Heim**, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. I. Basel 1878.
 9. **Alb. Heim**, Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. *Beitr. z. geol. K. d. Schweiz*, 25. Lief., 1891.
 10. **Alb. Heim**, Geologie der Schweiz. II. Leipzig 1921.
 11. **E. W. Janczewski**, Les vallées préglaciaires du Rhin alpin. *Procès-verbaux de la Soc. Vaudoise sc. nat.* 1918.
 12. **F. Machatschek**, Zur Morphologie der Schweizer Alpen. *Festschr. Ges. f. Erdk.* Berlin 1928.
 13. **F. Machatschek** und **W. Staub**, Morphologische Untersuchungen im Wallis. *Ecl. geol. Helv.* XX. 1927.
 14. **J. Oberholzer**, Geologische Karte zwischen Linthgebiet und Rhein 1 : 50 000. *Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, Spez.-K.* 63, 1920.
 15. **A. Penck** und **E. Brückner**, Die Alpen im Eiszeitalter. II. Leipzig 1909.
 16. **Chr. Piperoff**, Geologie des Calanda. *Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, N. F.* Lief. 37, 1897.
 17. **G. Schumacher**, Geologische Studien im Domleschg. *Jb. Philos. Fak. II. Bern* 1927. In.-Diss.
 18. **W. Staub**, Gebirgsbau und Talbildung im Maderanertal und Schächental. *Ecl. geol. Helv.* XII. 1918.
 19. **W. Staub**, Die Tomalandschaften im Rheintal von Reichenau bis Chur. *Jber. Geogr. Ges. Bern* XXII, 1910.
 20. **Chr. Tarnuzzer**, Geologische Beobachtungen während des Baues der Eisenbahn Davos-Filisur. *Jber. Naturf. Ges. Graubündens* 1908.
 21. **S. v. Valkenburg**, Beiträge zur Frage der präglazialen Oberflächengestaltung der Schweizer Alpen. In.-Diss. Zürich 1918.
-

Leere Seite
Blank page
Page vide

Leere Seite
Blank page
Page vide