Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 20 (1926-1927)
Heft: 3

Artikel: Morphologische Untersuchungen im Wallis
Autor: Machatschek, Fritz / Staub, Walther
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-158609

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

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

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

Download PDF: 01.07.2025

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

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Vol. XX, N° 3. — Août 1927.

Morphologische Untersuchungen im Wallis.

Von Fritz Machatschek (Zürich) und Walther Staub (Bern).

Mit 1 Tafel (IX) und 3 Textfiguren.

I. Die Talgeschichte.

(F. Machatschek und W. Staub.)

Als grösste einheitliche Tallandschaft der Schweiz ist das Wallis zwischen Nord- und Südalpen eingebettet. Der jähe Abbruch der Berner Alpen, deren höchste Gipfel dem Rhonetal ganz nahe gerückt sind, ist meist nur von kurzen steilen Seitengräben, seltener von grösseren Tälern mit vergletschertem Hintergrund gegliedert; lange, wieder mehrfach verzweigte Nebentäler entsendet der stark nach S zurückgeschobene Hauptkamm der Walliser Alpen; nur das obere Wallis liegt ungefähr symmetrisch zwischen Bergreihen mit auffallend mässiger Gipfelhöhe. Eine tektonische Veranlagung des Haupttales ist unzweifelhaft vorhanden. Es folgt bis etwa Brig dem Nordrand der Bernhard-Decke, bzw. dem Südrand des Aaremassivs und der Wurzelzone der helvetischen Decken, weicht aber oberhalb Brig von der Zone der Bündnerschiefer ab und hält sich an eine zwischen Aare- und Gotthardmassiv eingeklemmte Sedimentmulde. Auch ein hohes Alter dieser Tiefenlinie ist mehrfach angenommen worden. Nach A. Heim ist sie als Teil der grossen Längstalflucht Martigny–Chur in verschiedenen Phasen immer wieder neu vorgezeichnet worden, so dass die Talbildung an dieser Narbe haften musste, so oft sie auch vorübergehend überdeckt worden sein mag. Danach wäre die Erosion, die die erste Anlage zu der heutigen Talform schuf, der letzten Phase dieser Muldenbildung gefolgt und in einen nicht weiter bestimmbaren Abschnitt des Pliozän zu verlegen.

Für die Aufhellung der späteren Geschichte des Tales bieten seine Stufen und Gehängeterrassen, die gerade im Wallis in überraschend klarer Ausbildung, durch Gesteinswechsel nur wenig beeinträchtigt, vorhanden sind, die geeignete Grundlage und sind schon des öfteren zum Gegenstand eingehender Betrachtung gemacht worden. Von dem Grundsatz ausgehend, dass in einem durch Längsstufen gegliederten Tale jede Talbodenfläche sich unterhalb der Stufe in einem System von Gehängeterrassen fortsetze, fand A. BODMER[1]) auf Grund der Siegfridkarte acht derartige Systeme, deren zweithöchstem mit Terrassen bei etwa 2400 m Höhe die zweite Stufenfläche des Rhonegletschers (unterhalb 2500 m) entspreche, während die Terrassen des tiefsten Systems bei rund 900—650 m liegen. Aber unter den aufgezählten Terrassenstücken sind Formen sehr verschiedener Entstehung, u. a. auch Karböden und Moränen, zusammengeworfen, anderseits solche, die unzweifelhaft demselben System angehören, verschiedenen Stufen zugewiesen worden. Wir werden daher im folgenden auf Bodmers Klassifizierungsversuch nicht mehr zurückkommen. Auf eigenen Beobachtungen beruhen die Ausführungen von E. BRÜCKNER über die alten Talböden im Wallis und in seinen Nebentälern[2]). Er erkannte nur das Vorhandensein von zwei durch einen Abfall getrennten Terrassensystemen, deren Stücke deutlich Neigung zur Talmitte haben, also die Rekonstruktion der alten Talsohle zulassen. Sein oberes Talbodenniveau senkt sich von 2450 m am Rhonegletscher oberhalb seines Absturzes auf ca. 18—1700 m zwischen Münster und Fiesch (von wo es auch E. RICHTER[3]) als Muster von Trogschultern geschildert hat), auf 13—1200 m zwischen Brig und Siders, auf 12—1100 m zwischen Siders und Sitten und endlich auf 1100—950 m zwischen Martigny und dem Genfersee; dabei ermässigt sich das Gefälle für die alte Talmitte von 60—70‰ im obersten Teile auf 3—4‰ unterhalb Sitten. Der vorwiegend aus den Talsohlen der Hängetäler rekonstruierte jüngere Talboden Brückners liegt 250—300 m tiefer, also bei Gletsch in etwa 1900 m, zwischen Münster und Fiesch in 1400 m, zwischen Fiesch und Brig in 1150 m, zwischen Brig und Siders in 950 m, zwischen Siders und Sitten in 850 m und zwischen Martigny und St. Maurice in 750 m Höhe. Beide Niveaus wurden von BRÜCKNER

---

[1]) Terrassen und Talsstufen der Schweiz. Diss. Zürich 1880.

[2]) Die Alpen im Eiszeitalter, 608—612, 566f, 472f.

[3]) Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Pet. Mitt. Erg. H. 132, Gotha 1900, S. 39.

auch in einige der südlichen Seitentäler verfolgt und gehen nahe dem Genfersee in alte Landoberflächen über; das höhere ist hier durch die grossen Terrassen bei Bex (Sohlenhöhe ca. 950 m), weiter abwärts durch das Plateau des Jorat, südlich vom obern Genfersee durch das von Thollon vertreten, womit sein präglaziales Alter erwiesen sei. Der untere Talboden des Wallis kehrt in den auf 700 m sich senkenden Terrassen an der Mündung der Grande-Eau sowie in den gleich hohen bei Bex und am Ausgang des Val d'Illiez wieder und gehört nach BRÜCKNER der Mindel-Riss-Interglazialzeit an. Beide Talböden sind also durch die Seitenerosion der Flüsse entstanden, die Tiefenerosionsbeträge zwischen ihnen und zwischen dem untern und der Sohle des heutigen Tales müssten also vorwiegend als Werk der glazialen Übertiefung in den beiden älteren und jüngeren Eiszeiten angesehen werden. Nachträglich hat BRÜCKNER auf Grund von Beobachtungen bei der glazialmorphologischen Exkursion des Genfer Geographenkongresses noch einen dritten Talboden in nur 100—150 m über dem heutigen anerkannt[1]). Wie aber im folgenden noch näher gezeigt werden wird, hat BRÜCKNER bei der Rekonstruktion seiner beiden alten Talböden insofern Irrtümer begangen, als er die rund 2000 m hohen Terrassen des obern Wallis mit rund 500 m tieferen bei Visp (Zeneggen) in ein System brachte und im oberen Wallis Terrassen- und Gehängestücke von sehr verschiedener Höhe zu seinem unteren Niveau vereinigte. Dadurch erfahren natürlich auch seine Altersbestimmungen der alten Talböden eine wesentliche Korrektur.

Auf Kartenstudien fusst die erste Untersuchung von H. HESS über „Alte Talböden im Rhonegebiet"[2]), die er dann in einer zweiten Arbeit[3]) durch eingehende Beobachtungen ergänzte, ohne aber sich an irgend einer Stelle veranlasst zu sehen, an seinen aus der Karte gewonnenen Anschauungen etwas zu ändern. In Haupt- und Nebentälern erblickt HESS jeweils vier Paar Gehängeknicke, die er als die Schliffgrenze, den Günz-, Mindel- und Risstaltrog bezeichnet, gemäss seiner Auffassung, dass jedes Trogtal sich aus der Ineinanderschachtelung von vier Teiltrögen zusammensetze. Die präglaziale Alpenoberfläche sieht Hess in der Höhe der oberen Eisstromgrenze. Betreffs dieser HESS'schen Trogtheorie sei auf die

---

[1]) C. R. IX. Congrès internat. de Géogr., Genève 1910. I., S. 217.

[2]) Zeitschr. f. Gletscherk. II, 1908, S. 321.

[3]) Die präglaziale Alpenoberfläche, Pet. Mitt. 1913, I., 281.

eingehende kritische Besprechung durch H. LAUTENSACH[1]) verwiesen und hier nur auf Irrtümer in der Parallelisierung der einzelnen Terrassenstücke aufmerksam gemacht. So senkt sich der sog. Günz-Trog von 2400 m am Aernergalen auf 1900 m am Bonigersee (die richtige Höhe ist 2100—2150 m), während doch letztere Fläche in der Fortsetzung der rund 2050 m hohen Terrassen unter dem Aernergalen liegt; ebenso wie Brückner verbindet Hess die ca. 2000 m hohen Terrassen über Fiesch mit der 1500 m hohen von Zeneggen über Visp und die von Bellwald (ca. 1600 m) mit der von Birgisch (1050 m) rechts über Brig, ohne das Fortstreichen der jeweils höheren Terrassen mit allerdings sehr geringem Gefälle zu beachten. Der Auffassung von Hess haben sich u. a. E. v. ROMER[2]) und B. SWIDERSKI[3]) angeschlossen, der besonders auch die Terrassenzüge des Lötschentales untersucht hat und die an seinem Ausgang auftretenden vier Terrassen als die Spuren der drei Tröge und des präglazialen Talbodens auffasst.

Nur kurz sei erwähnt, dass W. HOBBS[4]), ähnlich wie für andere Talgebiete F. NUSSBAUM[5]), die breiten Trogplatten im Hintergrund des Vispertales als eine einzige riesige Karplatte betrachtete. In seinen bedeutungsvollen Untersuchungen über glaziale Erosion und die Bildung der Alpentäler hat E. DE MARTONNE[6]) auch auf den Terrassen- und Stufenbau des Wallis Bezug genommen. Kurz hat sich S. VALKENBURG mit den Walliser Terrassen beschäftigt[7]) und in Anlehnung an BRÜCKNER die 2000 m-Terrassen über Fiesch als etwas erniedrigte Anzeichen des präglazialen Talsystems bezeichnet, dann aber trotzdem allgemein die Trogränder der vorletzten Interglazialzeit zugeschrieben.

Angesichts dieses Widerstreits der Ansichten erschien es als eine lohnende Aufgabe, in ähnlicher Weise, wie das vor kurzem P. BECK[8]) in vorbildlicher Weise für das Aaregebiet

---

[1]) Die Übertiefung des Tessingebietes. Pencks geogr. Abh. N. F. 1, Leipzig 1912.

[2]) Mouvements épirogéniques dans le haut bassin du Rhône etc. Bull. Soc. vaud. sc. nat. 1911.

[3]) La partie occidentale du Massiv de l'Aar, etc. Beitr. z. geol. K. d. Schw. N. F. 47, 1919.

[4]) The cycle of mountain glaciation. Geogr. Journ. **33**, 1909; vgl. dazu LAUTENSACH, a. a. O. S. 101.

[5]) Die Täler der Schweizer Alpen. Bern 1910.

[6]) C. R. Ac. des sc. Paris 1909 u. 1910. — Ann. de G. 1910-11.

[7]) Beiträge zur Frage nach der präglazialen Oberflächengestaltung der Schweizer Alpen. Diss. Zürich 1918.

[8]) Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Ecl. geol. Helv. XVI 1921.

getan hat, das Terrassenphänomen des Wallis und einiger seiner Nebentäler einer eingehenden Untersuchung und Darstellung zu unterziehen; sie liess hier um so mehr Erfolg versprechen, als die Geschlossenheit der Tallandschaft Komplikationen, wie sie sich anderswo aus jungen Verlegungen der Wasserscheiden ergeben, ausschliesst. Die Gelegenheit zu einer solchen Untersuchung bot sich dem zweitgenannten Verfasser dieser Arbeit anlässlich seiner im Sommer 1926 im Auftrag der Geologischen Kommission durchgeführten Aufnahmearbeiten im Bereich der Bernhard-Decke westlich der Simplonlinie; seine einschlägigen morphologischen Beobachtungen begannen in den Vispertälern, wo auch das Karphänomen eingehend studiert wurde, und führten ihn durch das mittlere und untere Wallis bis über Martigny hinaus. Der erstgenannte Verfasser beschränkte seine selbständigen Untersuchungen auf das obere Wallis (oberhalb Brig) und auf das Lötschental. In gemeinsamen Begehungen besonders wichtiger Punkte im mittlern und untern Wallis (bis Bex) wurden die Resultate überprüft und in allen Fragen Übereinstimmung erzielt. Die Beobachtungen und Ergebnisse sind im folgenden in tunlichster Ausführlichkeit wiedergegeben. Der Leitung dieser Zeitschrift schulden wir Dank für den bereitwilligst überlassenen Schriftraum und die Aufnahme der zahlreichen graphischen Beilagen.

1. Terrassen und Talstufen im oberen Wallis.

Von den weiten Flächen der Grimselalp öffnet sich der Blick in den prachtvollen Trog des Goms. Über den steilen Troghängen der linken Talseite dehnen sich, durch die Waldgrenze noch deutlicher sich abhebend, als breite Schultern die sanftgeböschten Alpflächen „Auf den Bidmern" (C. 2334 und C. 2344) über Gletsch, jenseits der zur Enge des Gerenwassers vereinigten Tröge des Geren- und Gornertales, die ein flacher Riedel (C. 2062 m) trennt, die Böden der Oberwalder- und Blas-Alp (Hohlicht 2300 m), zwischen Eginental und Merezenbach die der Kälber-, Schön- und Schossmatten (2150—2200 m), rund 800 m über dem hochaufgeschütteten ebenen Talboden, endlich zwischen Merezen- und Blindental die Flächen „Auf den Räuften" (C. 2282 m) und Unterhohbiel (C. 2160 m). Als tiefere Böden erscheinen beiderseits des untersten Gerentales die schönen Terrassen des Sonnenbergs (r., 1750 m) und des Läubje (l., 1730 m) und die Fläche Bodmen l. über Münster (ca. 1700 m), 380 bzw. 360 m über dem Haupttal. Dessen tektonisch vorgezeichnete Richtung setzt sich von Oberwald

durchs Tälchen des Längisbaches zur Furka fort, zur Rechten begleitet von dem ebenflächigen Kamm des Längisgrats (2504 m), während die junge Rhone zwischen Gletsch und Oberwald eine nahezu 400 m hohe Stufe fast senkrecht zum Streichen überwindet. Auch die von den genannten Alpböden zu den Grenzkämmen ansteigenden Gehänge machen bei rund 2500 m ebeneren Partien Platz (Schönmattenstock 2484 m). Weite Verbreitung haben die Hochböden in über 2200 m Höhe auch im Quellgebiet der Furkareuss und kehren jenseits des Nufenen beiderseits des obersten Val Bedretto wieder; von hier hat sie LAUTENSACH, der diesen Zusammenhang schon betont hat, als Äquivalente seines Bedretto-Talbodens beschrieben, den er, ebenso wie BRÜCKNER die gleich hohen Flächen im obern Rhonegebiet, als Anzeichen des präglazialen Talsystems auffasst.

Am rechten Gehänge des Goms äussern sich diese Flächen nicht so sehr als deutliche, ebene Terrassen, denn als schwach konvex gekrümmte Gehängestücke, die mit wenig ausgesprochenem Knick an den steileren Trogwänden absetzen; das sind die Alpböden von Vordergrimsel, des Gesteler, Ulricher und Münstergalens. Aber auch hier treten über ihnen Spuren eines älteren Systems als ebenflächige Vorsprünge auf, die die unter dem sehr auffallend gleichmässig hohen Kamm (28—2900 m) eingesenkten Kare voneinander trennen, wie C. 2578 m zwischen den Wurzeln des Jost- und Mühletales, der Dreimannlibord (2490 m) zwischen diesem und dem Obertal, die Fläche „Bei den Seewji" (2506 m) zwischen Trätzi- und Münstertal, also immer noch etwa 200 m unter der höchsten Gletschergrenze. Das unterste System ist meist nur durch eine kleine Verflachung des Gehänges in rund 1800 m Höhe angedeutet.

Noch deutlicher ist die Terrassierung des Gehänges in dem Talstück Münster–Fiesch. Über Niederwald, wo die Rhone in ihre und ihrer Nebenbäche Aufschüttungen einzuschneiden beginnt und kleine Schuttkegelterrassen bildet, erstreckt sich am rechten Gehänge die breite Wiesenterrasse von Bellwald (1550—1650 m), als Talsporn zwischen dem Haupt- und dem Fieschertal auslaufend und in ihrer Breite und Ebenheit z. T. durch aufgelagerte Moräne bedingt. Über einem neuerlichen steilen Gehängestück folgt die breite Alpfläche von Richenen, von einer deutlichen Kante bei 2000 m sehr sanft bis auf 2090 m ansteigend; ein abermaliger steilerer Anstieg führt auf schwach wellige Flächen zwischen 2400 und 2520 m, wieder zwischen den Karen der Talschlüsse und unter der Schliffgrenze gelegen. Das linke Rhonetalgehänge zwischen dem Blinden- und dem Binnental hat ganz gleichmässige Gliederung. Wasser-

scheidend gegen das Rappental, das obere Längstalstück des mit fast 600 m hoher Stufe mündenden Mühlebachs, ist der breite, flache Rücken des Aernergalen (2430—2500 m), von dem mehrere Wildbachtobel herabziehen; die sie trennenden Riedel haben jeweils breite, alpenbesetzte Absätze in ungefähr gleicher Höhe, die vom Kamm durch flachere Hangstücke getrennt sind als vom heutigen Talboden: Urschgen (1984 m), darüber als Vertreter des obersten Niveaus der Mannliboden (2420 m), dann Bordstaffel (2008 m), Salzgeben (2085 m), Ettria (2038 m), Schornen (1950—1980 m); schon auf das Mühlebachtal bezieht sich die Terrasse „Beim Schären" (2264 m). Links von dessen Mündungsschlucht liegt die breite Fläche „Auf dem Fritt" (1992 m), von wo ein flacheres Gehänge zur Eggenalp (1677 m) herabläuft, die der Bellwald-Terrasse entspricht.

Bald unterhalb Niederwald beginnt die Rhone ins Anstehende einzuschneiden; der bisherige Talboden wird scheinbar zur Terrasse, die die Dörfer Steinhaus (1272 m) und Mühlebach (1249 m) auf aufgelagerten Schuttkegeln trägt. Der Mühlebach wendet sich nach W und hat eine durch die junge Tiefenerosion festgelegte verschleppte Mündung. In viel grösserem Masstab wiederholt sich diese Erscheinung bei der Binna, die in fast 300 m tiefer Schlucht der Rhone unter spitzem Winkel zufliesst. Mit Beck[1]) betrachten wir als Ursache dieser Verschleppung oder Abdrängung der Binna den alten Fieschergletscher, der noch vor dem Hauptgletscher das Rhonetal erreichte. Auf der ebenen Terrasse des Mündungswinkels liegt Aernen (1200 m, 150 m über dem Fluss), die Weilergruppe Binnachern (ca. 1230 m) und Ausserbinn (1310 m) im Rhonetal weiter abwärts auf der gleichen Terrasse die ebenen Flächen über Grengiols (1100 m) und von Zehnhäusern (1098 m). Darüber entsprechen „Auf der Fluh" (1576 m) und Nasibord (1652 m) beiderseits des tief eingerissenen Bettligrabens der mittleren Terrasse; im Binnental repräsentieren die „Ebenen Matten" (2100 m) und Hockmatten (2102 m) die Trogschulter, die sich weit talauf verfolgen lässt; Faulhorn (2554 m) und Eggerhorn (2514 m) in der Zwischentalscheide gegen das Rappental, weiter taleinwärts die Kuppe des Ganderhorns (2460 m) gehören dem obersten Niveau zu. Hingegen dürfte die ebene Fläche bei Fürseten (1830—1860 m) links über der untern Binna ein mit dem System der Trogschultern verknüpftes tieferes Niveau anzeigen, wie auch sonst etwa 200 m unter diesen

---

[1]) Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. 1. Mitt. naturw. Ges., Thun 1926, S. 41.

schmälere Gehängeleisten auftreten. Zur Rechten öffnet sich breit der Trog des Fieschertales zum Haupttal; das Giebelegg zieht im Mündungswinkel, von Ufermoränen gekrönt, von der Bellwald-Terrasse herab und setzt steiler zur untersten Terrasse ab. Das linke Fieschertalgehänge trägt noch die kleine Terrasse beim Firnegarten (1611 m); darüber ist die Trogschulter zunächst nur durch eine Gehängeverflachung in 2000—2100 m angezeigt, verbreitert sich zu ebener Staffel am Kühboden (2190—2200 m), ist aber dann, wenn auch als grössere Form durchaus einheitlich (Galvernbord der Karte), offenbar durch glaziale Einwirkungen in mehrere kleine Stufen aufgelöst und durch Ufermoränenwälle, Rundhöcker und kleine Becken gegliedert; auch ihre untere Kante ist durch das Hinaufgreifen der kleinen Bäche des öfteren etwas verwischt. Deutlich entwickelt ist die Schulterfläche bei der Bettmeralp (1956 m) und beiderseits vom kleinen, wohl moränengedämmten Bettmersee bei 2050 m, während der Rundhöckerrücken des Wurzenbords 2230 m erreicht. In ähnlicher Weise ist die schöne Terrasse der Goppisbergalp (1950—1980 m) von einem unterschnittenen Rücken (C. 2074 m) überragt, den eine Talung von den bis 2150 m hohen inneren Teilen der Schulterfläche trennt. Auf ganz ebenem und versumpftem, offenbar von Moräne ausgekleidetem Boden liegt die Riederalp (1925 m) an der scharfen Kante der Trogwand, gegen W abgeschlossen durch den N—S gestreckten, scharfzackigen Zug des Riederhorns (2238 m), der nach W zur Schlucht der Massa abstürzt, gegen S in einen langen, schmalen Sporn von 2130 m bis C. 2105 m ausläuft, ein schönes Beispiel für die Reduzierung einer breiten alten Gehängefläche zu einem schmalen Rücken durch beiderseitige junge Erosion.

Auch das höchste Talbodenniveau ist im Bereich des Eggishorns selbständig vertreten. Hieher gehört die Kuppe Wartbiel (2448 m) über dem Hotel Jungfrau, die Fläche Brunnegg unter den Wänden des Bettmerhorns und die schmale ebene Rippe mit C. 2400 m bei Oberthäli. Freilich ist auch dieses Niveau stark glazial modifiziert und z. T. in einen Schliffbord umgewandelt, schliesslich zum breiten, rundgebuckelten Rücken der Moosfluh (2331 m) abgetragen, der den untersten Teil des Aletschgletschers von den Rhonetal-Schulterflächen trennt. Die stark zerschluchteten Gehänge unter der Schulter lassen die Fortsetzung der Bellwald-Terrasse nur undeutlich erkennen; sie liegt vermutlich in dem Gehängeknick bei Martisberg (1500 m) und in dem Gehängevorsprung unter der Riederalp bei C. 1551 m vor.

Jenseits der Massa-Schlucht setzen sich die hohen Schulterflächen in prachtvoller Entfaltung weiter fort; auf ihnen steht das Hotel Belalp (2137 m), unter dem die Alp Unteraletsch (1710—1770 m) über dem Zungenende des Aletschgletschers die tiefere Terrasse anzeigt, dann die Alp „Loch" (2045 m) und die Belalp (2017 m) selbst; stets bricht sie infolge Untergrabung durch Wildbachtobel mit scharfer Kante gegen die jungen Formen ab und tritt erst im „Nessel" (2018 m) über Brig näher an das Haupttal heran. Ihre weiten Alpböden umgürten als eine Trogplatte den Hintergrund des Kelchbachtales, so dass alle Spuren eines höheren Formensystems aufgezehrt sind. Erst der das Belalp- vom Gredetschtal trennende schmale Riedel trägt wieder eine etwas breitere Fläche bei C. 2452 m, so dass auch hier eine alte Form durch junge Erosion zugeschärft ist. Auch die tieferen Flächen sind stark zerstückelt. In der prachtvollen Rundhöckerlandschaft, die von Rischenen über Blatten und Gleinen bis ins Haupttal herabzieht und sichtlich das alte Bett des Hauptarmes des Aletschgletschers anzeigt[1]), ist zwischen der Schlucht des Blindtales und dem Kelchbachtal ein Inselberg mit C. 1457 m isoliert worden; der felsige Kamm zwischen Blindtal und Massa-Schlucht hat eine ziemlich gleich hohe, wenn auch unruhige Oberfläche mit C. 1575 und 1524 m, ist also ein zerschnittener Rest der Bellwald-Terrasse, die auch links der Massa unter dem Steilabfall des Spornes des Riederhornes bei C. 1583 m und als zugeordnete tiefere Staffel in der Terrasse von Oberried (1450—1500 m) wiederkehrt. Endlich ist die unterste Dörferterrasse zwischen der Massa und der Mündungsstufe des Kelchbachs durch die rundgebuckelte Fläche mit C. 1076 m vertreten und zieht in grosser Breite am rechten Rhonetalgehänge über Brig (Birgisch 1092 m) abwärts. Ihr entspricht am linken Gehänge die obere Kante des moräneüberkleideten Brigerberges, von der steile Gehänge zu den Alpflächen um Rosswald hinanziehen. Die ebenflächige Nase unter „Resti" (ca. 1650 m), die bis zur Kuppe bei C. 2090 m ansteigenden Flächen bei Rosswald, endlich die Rosswaldalp selbst (C. 2316—2400 m) vertreten hier übereinander die drei älteren Systeme.

---

[1]) Vgl. dazu Swiderski, a. a. O. — In Anlehnung an Hess (s. o.) erblickt Swiderski in der Terrasse bei Neuboden unweit Hotel Belalp den Boden des Riss-Troges, in der Plattform „Nessel" den Mindel- und bei C. 2735 m unter dem Spanhorn, wo aber von einer Terrasse kaum etwas zu sehen ist, Anzeichen des Günztroges des Aletschgletschers.

2. *Die Terrassen des Wallis von Brig bis Martigny.*

Nachdem wir durch die ausführliche Beschreibung der Verhältnisse im Oberwallis die Grundlagen für die Gehängegliederung und die Parallelisierung der Terrassenstücke gewonnen haben, können wir uns über die entsprechenden Vorkommnisse in der weiter abwärts folgenden Talstrecke etwas kürzer fassen. Wir betrachten zunächst das mittlere Wallis zwischen Brig und Sitten.

Von der Mündung der Massa an fliesst die Rhone wieder in breitem, hoch aufgeschüttetem Alluvialboden, mit gezwungenen Mäandern zwischen den Schuttkegeln der Nebenbäche und mit sehr mässigem, ausgeglichenem Gefälle, das nur durch den riesigen, bewaldeten Schuttkegel aus dem Illgraben, die alte deutsch-welsche Sprachgrenze, eine Störung (von 623 auf 535 m) erfährt. Unterhalb Brig zieht sich das bisher tiefste Terrassensystem, wie bereits Beck angedeutet hat[1]), in grosser Deutlichkeit und Breite am rechten Gehänge abwärts, stets durch Dorflagen gekennzeichnet und des öftern in zwei Stufen geteilt, von Birgisch (1092 m) und Mund (1050—1100 m) beiderseits der Mündung des Gredetschtales über Wartflühen (1013 m), Eggerberg (1031 m) und Gründen (1042 m) beiderseits des Baltschieder Tales, Ausserberg (1008 m), Bragi (1010 m) ob Raron, Brunnen (1014 m) östlich Leuk, Bublet (ca. 900 m), dann jenseits des Bergsturzgebietes von Siders über Chermignon-d'en-bas (927 m), Grimisuat (882 m) und Savièse (ca. 900 m); weiter gebirgeinwärts und auf der oberen Stufe liegt Lens (1130 m) und in dasselbe System gehört vielleicht auch die zweifellos stark abgenützte Kuppe des Mont d'Orge (792 m) westlich von Sitten. Am linken Gehänge der Rhone ist dasselbe System erst unterhalb von Visp vertreten durch die Terrasse von Albenried (1097 m), dann bei Unterbäch, wo sanft ansteigende Flächen als konkave unterste Hangstücke eines sehr breiten und flachen Tales von 1000 bis 1250 m ansteigen[2]), ferner bei Ergisch (1092 m) und Unterems (960—1050 m) beiderseits der Mündung des Turtmanntales, durch die ganz ebene Fläche von Briey-dessus (950—1000 m) und die stärker abgetragene und geneigte Fläche von Niouc (ca. 900 m) beiderseits der Schlucht der Navigence, dann bei Loye (930—960 m) links über der Mündung des Tales von Réchy und bei Dailley (Hügel C. 960 und Fläche 1000—1050 m). Komplizierter sind

[1]) Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland, l. c. S. 156.

[2]) Eischol (1230 m) selbst liegt auf einer Schichtterrasse, welche durch Triasquarzite gebildet wird.

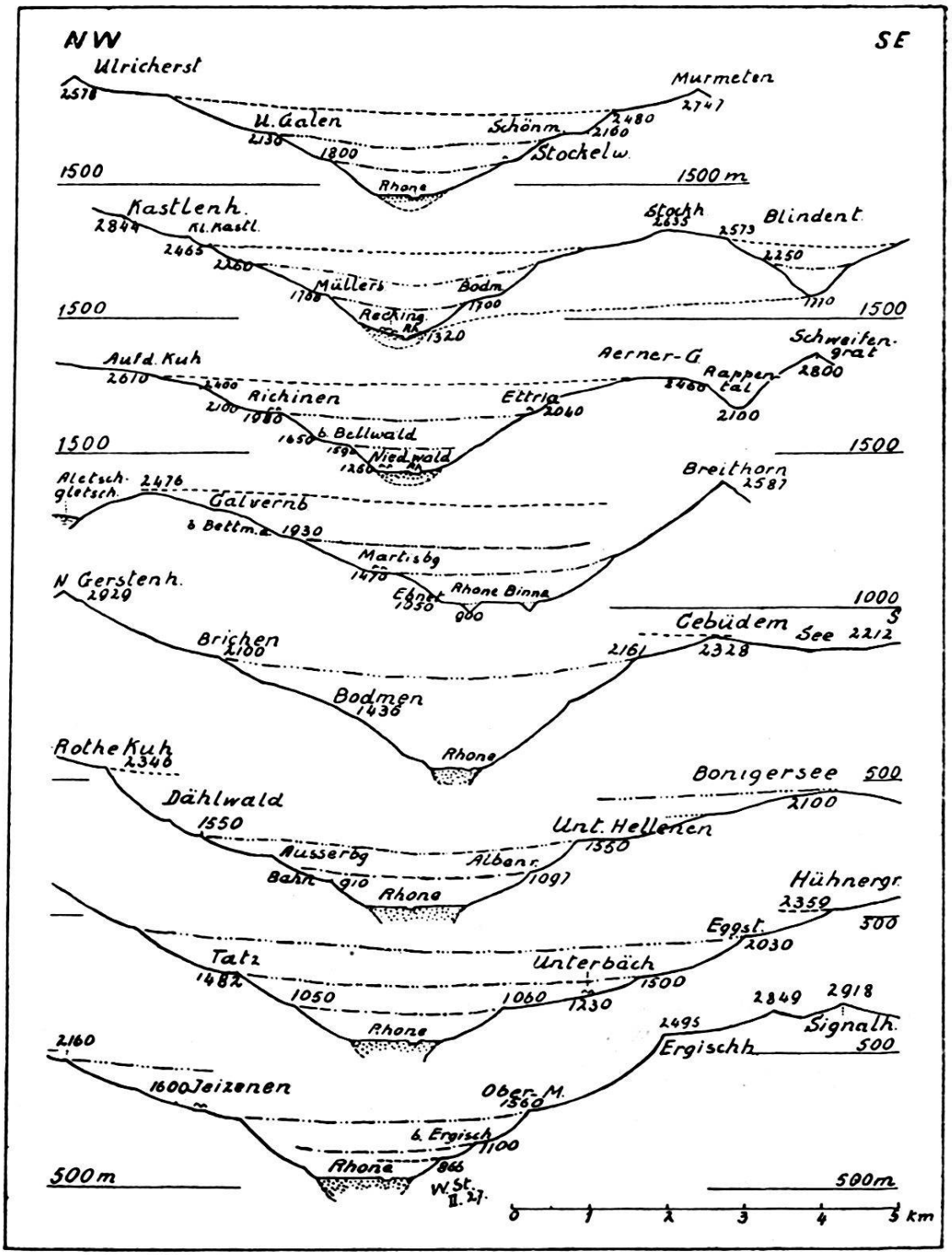


Fig. 1. Querprofile des Rhonetals zwischen Ulrichen und Turtmann.

die Verhältnisse an der Stufenmündung der Borgne aus dem Val d'Hérens. Zur Rechten setzen die von der Rhone untergrabenen felsigen Hänge scharf ab an der schönen, schwach ansteigenden Wiesenfläche von Praz Melon (1075 m), über der sich die grosse Terrasse von Nax (s. u.) ausdehnt. Zur Linken steigt das Gehänge aus der Mündungsschlucht steil hinan zu den rundgebuckelten und gerippten Flächen um Vex, die bei 900 m, 1000 m und dann wieder bei C. 1091 m (Crêta Pelissier) ebene Partien aufweisen; offenbar handelt es sich um mehrere Stufen, aber doch zusammengehörige Teile einer einzigen grösseren Formengruppe. Das Niveau von Praz Melon setzt sich im rechten Gehänge des untersten Val d'Hérens aufwärts fort über die Flächenstücke bei Osonne (1196 m) und Liez (1260—1280 m), während die ebene Nase von Susvannes (915 m) und am linken Gehänge der Hügel unter Héremence (960 m) schon auf den alten Talboden selbst, bezw. auf die Terrasse von Vex, hinweisen. Hingegen besteht die oberhalb von Vex im linken Gehänge breit ausgedehnte Terrasse, aus der der das alte Schloss (Château 843 m) tragende Hügel vorspringt, aus Deltaschottern, die sichtlich in einem Stausee vor dem letzten Rhonegletscher von der Borgne abgelagert wurden; sie sind von Moränen überlagert, die hier allenthalben an den Gehängen in grosser Mächtigkeit weit verbreitet sind. Eine nähere Untersuchung dieser Verhältnisse wäre sehr erwünscht.

Es begleiten somit das Rhonetal zwischen Brig und Sitten beiderseits breite Gehängereste in Höhen von 1100—900 m, die mit ihren oberen Stufen auf einen alten Talboden in 900 bis 950 m bei Brig und 800—850 m bei Sitten bezogen werden können, entsprechend einem Gefälle von bloss 2—3‰ auf dieser 50 km langen Strecke. In diesen Beziehungen stimmen unsere Beobachtungen recht gut mit den von Brückner für seinen unteren Talboden ermittelten Werten überein.

Rund 400 m über diesen Vorkommnissen treten auch im mittleren Wallis sehr deutlich Terrassenflächen, also in der Fortsetzung der als Bellwald-Terrasse charakterisierten des oberen Wallis, auf. Sie bilden am rechten Gehänge, um nur die auffälligsten Stücke zu nennen, Gehängeknicke über dem Ausgang des Gredetschtales bei rund 1500 m, dann die ganz ebene und breite Terrasse von Zwegscheiten (1570—1590) und Kastler (1596 m), weiter westlich links über dem Baltschieder-Talausgang die von Raaft (1571 m), dann die von Leiggeren (1533 m), jenseits des Bietschtales die von Tatz (1482 m), jenseits des Lötschentales die von Jeizenen (1506 m), Enggersch (1480—1540 m) und Brentschen (1520—1540 m), über Miège

die kleine Fläche des Beuveron (1459 m), westlich über Siders das breite Gesimse bei den Etangs de Lens (C. 1456 m) und von Plan Bramais (1440—1480 m), rechts über dem untern Liène-Tal den ebenflächigen Gehängevorsprung C. 1437 m; weiter westlich und über Sitten sind die Gehänge derart zerschluchtet und aufgelöst, dass sich keine deutlichen Reste dieses Systems erhalten haben.

In einem Abstand von 100—200 m erscheint nun unter diesen Flächen und von ihnen durch meist recht steile Hangstücke getrennt abermals eine Schar von Terrassenflächen, die schmäler als jene, in der Regel nur als Gesimse entwickelt sind und auch untereinander eines gleichsinnigen Gefälles entbehren. Ebenso wie unter den Nasen über der Massaschlucht die Terrasse von Oberried liegt, so unter der Terrasse von Zwegscheiten die von Bodmen (1438 m), unter Kastler die von Finnen (1423 m), unter Leiggeren die von Mühlachern (1240 bis 1280 m), unter Tatz die von Laden (1362 m), unter Jeizenen die von Schwingiboden (1312 m), weiter die von Erschmatt (1231 m), von Cordona (ca. 1260 m) und endlich die breit ausladende Fläche von Montana (C. 1234 m).

Ganz gleiche Verhältnisse kehren auf dem linken Rhonetalgehänge wieder. Zwischen den Schluchttälern der Saltine und des Nanztales (Gamseki) bei Brig ist zunächst nur die untere Staffel erhalten in den Waldterrassen „In der Gruben" (1260 bis 1300 m) und „Esel" (C. 1265 m), jenseits des Gamseki aber liegt die Terrasse des Tannbiel (1540 m) über der des Rohrbergs (1213 m). Sehr deutlich sind diese Beziehungen beiderseits vom Ausgang des Vispertales zu erkennen. Da liegt zur Rechten die breite Terrasse von Hothee[1]) (C. 1240 und 1267 m) unter der Kammfläche von Aareggen (1470—1530 m) und der schon weiter ins Tal gerückten der Hanschalp (C. 1547 m), zur Linken über dem Gesimse bei C. 1345 m die ungewöhnlich breite, weithin sichtbare Fläche über Zeneggen (bei Unter-Hellelen rund 1500 m), in die der Übergang von Zeneggen nach Birchen eingeschnitten ist, mit der C. 1556. Die Vertiefungen bei Ober-Hellelen sind kleine in Triasdolomit eingesenkte Dolinen. Stadlen (1347 m) und Unter-Biel (1374 m) bei Zeneggen liegen auf der untern Leiste an Rundhöckern, welche der über Hellelen gedrängte Vispertalgletscher aus SWwärts einfallenden Bündnerschiefer-Schichtköpfen herausgeschnitten hat. Dasselbe System von Terrassen ist als sehr sanft ansteigende Gehängefläche auch zwischen Birchen und Ober-Hellelen

[1]) Unrichtige Karteneintragung des Namens Hohtenn.

(1500—1620 m) entwickelt, während die Gehängenase von Hohkastler (1292 m) die untere Staffel repräsentiert. Weiter westlich folgt die ebene Fläche von Obermatten (C. 1555 m), rechts darunter die kleine Terrasse von Ifel (C. 1299 m), die sich nach der von Mittel- und Oberems und von Weidenbrunnen (1230 bis 1350 m) fortsetzt. Jenseits der Navigence springt die ebene Kuppe der Crêtes über Vercorins (C. 1415 und 1419 m) breit vor, offenbar der Terrasse von Zeneggen entsprechend; dann treffen wir in der Fortsetzung der von Weidenbrunnen-Oberems die breiten, aber unruhig kuppigen und zweifellos glazial stark modellierten Flächen bei Nax (1200—1300 m, Kuppen bei C. 1208, 1228, 1231, 1302 m), denen links der Borne-Schlucht die Gehängeverflachungen über Les Agettes (C. 1303) entsprechen. Beide vertreten also die untere Staffel, während das Niveau von Zeneggen östlich über Nax nur durch eine Gehängenase bei C. 1432 angedeutet, dann aber weiter einwärts im Val d'Hérens in der breiten Fläche von Zanfleuris (1500 m) entwickelt ist. Endlich finden wir über Saxon die flache Kuppe bei Villy (1238) und darüber die schöne Terrasse von Tortzon (1380—1450). Dieses obere System weist auf einen sehr breiten und ausgeglichenen Talboden hin, der sich in dem betrachteten Talstück über der Rhone selbst von etwa 1350—1400 m bei Brig auf rund 1250 m bei Sitten gesenkt haben dürfte[1]).

Abermals etwa 500 m über diesem Terrassenzug begegnen uns breite, bisweilen schon als Zwischentalscheiden dienende Flächenstücke, die zweifellos die rund 1900—2000 m hohen Trogschultern des Goms fortsetzen, während BRÜCKNER (siehe o. S. 337) diese mit einem Gefällssprung von fast 500 m mit dem System Zeneggen-Raaft verknüpfte, ohne das Fortstreichen der höheren Flächen im mittleren Wallis zu beachten. Noch als obere Trogschultern erscheinen im rechten Rhonetalgehänge zwischen Gredetsch- und Baltschiedertal die Alpböden des Betthorns und von Brischeren (2050—2180 m), sowie über dem Ausgang des Bietschtales eine deutliche Nase bei C. 1991 m und, schon stärker vom Haupttal abgerückt, mässig ansteigende Gehängestücke bei C. 2171 und C. 2127 m.

[1]) BRÜCKNER verbindet diese beiden von uns unterschiedenen Abstufungen zu einem einzigen Talboden und erhält dadurch für diesen etwas geringere Werte (1250—1100 m). Auch verwendet er mitunter zur Rekonstruktion zu niedrige Flächen, so die Lage der Ortschaften Zeneggen (1450 m) und Vercorins (1350 m) statt der über ihnen gelegenen ebenen Terrassen; die Siedlungen liegen aber vielfach, wie auch im Vispertal, nicht auf den offenen Terrassenflächen, sondern darunter in geschützter Lage auf den Gehängen oder wie Vercorins in einer Mulde zwischen den Crêtes und dem darüber ansteigenden Gehänge.

Jenseits des Lötschentales (s. u.) setzen solche Flächen, vielfach von Wildbachtrichtern untergraben, bei rund 2000 m ein und kehren dann in über 2250 m wieder, so dass ebenso wie im Oberwallis eine Zweiteilung dieser obersten Gehängeverflachungen anzunehmen ist. Breit entwickelt sind sie erst wieder in der Varneralp westlich über Leuk, besonders an ihrem Ostrand bei C. 2145 m; auch das Lienetal wird von deutlichen Schulterflächen (links und höher talaufwärts C. 2086 m, rechts C. 1986 unter La Dent, C. 1949 und C. 1926 m) begleitet, über denen sich neuerlich bei 2100—2250 m ebenere Partien (Plan de Turin u. a.) einstellen.

Im linken Gehänge sind es zunächst der Gehängeknick mit C. 2161 zwischen Gamseki und Vispertal, darunter die Nase bei C. 1858 m, dann vor allem die ausgedehnten, welligen Flächen um den Bonigersee links über dem Vispertal (2100 bis 2150 m, also gegenüber den gleich hohen bei Brischeren), unter denen wieder eine ca. 250 m tiefere Leiste angedeutet ist; dann als Vertreter dieses tieferen Niveaus die Fläche von Griebjenen (1822 m) über Oberems, endlich die allseits von jungen Erosionsformen angegriffene, auch die Abstürze zum Illgraben abschneidende Plaine Ste-Madelaine (2104 m), die das Fortstreichen der hohen Trogschultern des Goms, wie dort gelegentlich von einer tieferen Leiste begleitet, anzeigen. Bezüglich ihrer weiteren Fortsetzung können wir nur auf die hohen Schulterflächen links über Hérémence (Thyon 2022 m) verweisen. Endlich stellen die ebene Gipfelfläche des Glishorns (2528 m) und die schwachwellige Eckflur des Gebüdem (C. 2328 m) zwischen Gamseki und Vispertal die Reste eines noch älteren Formensystems dar; über den tiefsten Einschnitt dieser Fläche, C. 2212 m, bestand eine Eisüberflutung aus dem Visper- ins Nanztal. Vermutlich sind diesem System auch die ebeneren Gehängestücke östlich vom Ergishorn (2360—2400 m) zuzurechnen.

Beobachtungen in den Seitentälern. Die Terrassen des Haupttales lassen sich, wie schon Brückner und Hess gezeigt haben, in den Nebentälern ohne wesentlichen Gefällsknick aufwärts verfolgen; immerhin seien zur Ergänzung auch von unserer Seite darüber einige Beobachtungen mitgeteilt.

Im untern *Vispertal* sind die höchsten Rundhöcker die „Schwarzen Platten" ob Törbel bei 2227 m, die gleichsam als Härtlinge aus einem stark durchsetzten und gemischten Gneis herausgeschält sind; die rückgewitterte Berglehne darüber aus

Paragneisen darf wohl als Schliffkehle aufgefasst werden. Unterhalb der Schwarzen Platten, über den Alphütten „Auf der Bad" liegt ein grosser erratischer Triasdolomitblock aus der Zermatter Gegend bei 1920 m. Die höchsten Erratika des Vispergletschers (Triasquarzite und Mischabelgneise) finden sich am Goldbühl und Stand in 2100—2140 m Höhe, auf der vom Gletscher rundhöckerartig modellierten Terrasse des Bonigersees, der ebenso wie der Blindsee in einem ausgeschliffenen Felsbecken liegt, während der Breitmattensee künstlich gestaut ist. Kleine Moränenfetzen liegen bei der Moosalp und der Alp Unterrath in 2100 und 2150 m Höhe. Wie bereits BRÜCKNER betont hat, mündet auch das Vispertal nicht gleichsohlig ins übrigens hoch aufgeschüttete Rhonetal; dieses erscheint vielmehr auch bei Visp stark übertieft. Trogförmig sind die Vispertäler nur oberhalb Stalden ausgebildet, wo sie in die massigen Randa- oder Mischabelgneise eingetieft sind. Zwischen Stalden und Visp streichen die Gneise und Bündnerschiefer streckenweise schief ins Tal hinaus; es fallen infolge des Axialgefälles der Decken die Schichtplatten steil gegen das Tal ein und sind mit der allmählichen Vertiefung des Tales ständig nachgesackt. Auf einer Sackung dieser Art liegt Staldenried, oberhalb dessen Weiler Zur Flüh heute noch vereinzelte Gehängebrüche in Form von Felsstürzen niederbrechen. Im Zuführungsstollen Saas–Balen–Riedje des Kraftwerkes „Ackersand" wurden Risse und Klüfte im Fels bis zu 100 m Tiefe angetroffen, von der Tagesfläche aus gemessen. Das Tal hat daher auf der Strecke zwischen Stalden und Visp keine Trogform, sondern namentlich auf der rechten Seite eine nach oben weitgeöffnete V-Form, die überdies durch Terrassen eine Gliederung der Gehänge erfährt.

Zunächst ist das unterste Terrassensystem (Brigerberg) am rechten Vispertalgehänge bei Ober- und Hinterstalden als breite wellige Leiste in rund 1020—1050 m entwickelt und kehrt über Stalden in den Flächen bei „Hausacker" (rund 1250 m) wieder, während der Boden mit C. 886 m, in den die Matter Visp ihre tiefe Mündungsschlucht messerscharf eingeschnitten hat, den jüngsten Gletscherboden repräsentiert. Das Niveau von Zeneggen setzt sich im Vispertal fort in der breiten Terrasse von Riedji (1549 m) rechts über Stalden, dann „Furren" bei Törbel (ca. 1600 m), auch hier wie im Haupttal von einer rund 200 m tieferen Leiste (Burgen 1436 m) begleitet. Es folgen die kleinen Voralpen zwischen Törbel und Emd (Platteggen 1629 m, Riedfluh 1652 m), dann im rechten Gehänge die prächtige, allerdings in nachträglich stark gesacktem Gestein liegende

Terrasse von Grächen[1]) (1616 m), von Hohtschuggen (1698 m) bis Gasenried (1655 m), darunter die von Nieder-Grächen (1465 m) und Ritinen (1452 m), ihr gegenüber die von Grossberg (1593 m), weiter aufwärts über Randa die Terrasse von „Bergli" (1727 m) und „Tschuggen" (1747 m), über Täsch die „Im Berg" (1750—1820). Alle diese Flächen weisen auf einen alten Talboden bei St. Niklaus in ca. 1500 m, bei Stalden in rund 1400 m und bei Visp in über 1300 m hin.

Die Fläche des Bonigersees kann taleinwärts verfolgt werden zu der der Hannigalp (2110 m) als Eckflur in dem die beiden Vispertäler trennenden Kamm, ferner im rechten Saastalgehänge zum Scheidboden (2097 m) über Staldenried, hier wieder von einer tieferen Leiste (Gspon C. 1891 m) begleitet, zum Windstadel (2110 m) und Siwiboden (2174 m), im Niklaustal zum Seematje (2102) u. a. Endlich entsprechen der Fläche des Gebüdem die Flächen westlich vom Bonigersee über den Alpen Moos und Unterrath (23—2400 m), sowie der Kuhboden (2372 m) ob Stalden und die Gehängnase Kleinkastel (2524 m) links über Randa; überhaupt treten im linken Gehänge des mittleren Matter Tales mehrfach Leisten in 25—2600 m auf. Auch das öfters beschriebene System der Trogplatten, die den Talschluss von Zermatt umkrönen, lässt eine Gliederung in zwei Niveaus zu. Ein unteres bilden die breite Trogschulter des Kühbergs links über Zermatt (2350—2450 m), dann die auffällig breite und ebene rechte Schulterfläche des Zmutt-Tales, die von 2370 m ganz allmählich gegen den Schwarzsee (2558 m) ansteigt, ferner die bis auf 2300 m sich senkenden sanften Gehängeflächen rechts über Findelen, zugleich die rechte Trogschulter über Zermatt, und die kleine ebene Fläche über Hotel Riffelalp (2350 m). Das wären also Stücke des präglazialen Talsystems, dessen Talsohle bei Zermatt in etwa 2100 m, bei Visp in 1700—1800 m anzusetzen wäre. Hingegen gehören wohl die linke Schulter des Zmutt-Tales (2620—2700 m), die rund 2800 m hohe Fläche der Leichenbretter und das westlich angrenzende Firnplateau des Oberen Theodulgletschers ebenso wie die gleich hohen oberen Böden des Riffelberges und endlich die Flächen, über die das Matterhorn noch 1500 m hoch frei aufragt, jenem noch älteren Formensystem an, das bei Visp durch die Fläche des Gebüdem vertreten ist.

---

[1]) Die Sackung von Grächen lässt sich an Hand der in die Karte eingetragenen Felswände umgrenzen. Die Felswände von Kalpetran hören talaufwärts noch vor Kipfen auf und erscheinen erst wieder südlich St. Niklaus vor Schwiedernen. Das gesackte Zwischenstück drängte die Mattervisp an die gegenüberliegende Talseite.

Das Turtmanntal ist in seinem ganzen untern Teile eine steilwandige Mündungsschlucht, die erst in 1750 m Höhe sich etwas verbreitert und flacher ansteigt. Daher fehlen die tieferen Terrassen und erst die obere Trogschulter ist, namentlich im mittleren und oberen Talstück, sehr deutlich entwickelt, stets durch die Lage von Alpen hervorgehoben; links: Gründje 2123 m, Simigen 2120 m, Hottigen 2155 m, rechts: Ober-Tschafel 2176 m, Pletschen 2221 m, darunter eine schmälere Leiste mit C. 1996 m, weiter aufwärts Gigialp 2313 m und Brändji-Alp 2320 m, nur mehr 400 m über der heutigen Sohle, also alle dem System des Bonigersees entsprechend. Auch im Turtmanntal haben grosse Gehängesackungen stattgefunden, so zwischen Hornschlucht und Vollenweid. Vom rechten Gehänge des unteren Navigence-Tales sei nur erwähnt, dass das Niveau von Zeneggen durch den ebenflächigen Vorsprung über Sussillon in ca. 1560 m, das des Bonigersees durch die schöne Terrasse von Chandolin (1950 m) vertreten ist, während darüber bei rund 2400 m sich abermals Verflachungen in dem zum Illhorn ansteigenden Gehänge einstellen.

Unter den rechten Seitentälern ist das Lötschental das bedeutendste. Sein Fluss, die Lonza, tritt bei Gampel durch eine 700 m hohe Mündungsstufe aus einer 15 km langen Schlucht heraus, an die sich der breite flache Trog des oberen Tales in der Synklinale zwischen dem Gasterner Granit und der Hauptmasse des Aaremassivs anschliesst. Noch bei Ferden ist der Bach infolge des Rückschreitens der Mündungsstufe 30 m tief in den alten Gletscherboden eingeschnitten und erst bei Kippel liegt die breite Talsohle ohne postglazialen Einschnitt vor. Die durch das Einfallen der Gneise nach SO bedingte Asymmetrie der Talgehänge lässt die deutliche Erhaltung alter Talformen nur an dem flacheren rechten Gehänge erwarten. In der Tat zieht sich hier eine zusammenhängende Folge breiter, alpbesetzter und meist moränenbedeckter Schulterflächen dahin (Im Grindel 2285 m, Blühenden 2225 m, Weritzalp 2114 m, Arbenknubel 2220 m, Hockenalp 2064 m, Faldumalp 2033 m, endlich Obermeiggen 2210 m über Goppenstein), in die der 500—1000 m tiefe Trog eingesenkt ist und die sich am Talausgang mit den Flächen bei Brischeren (= Bonigersee) verbinden. Am steileren linken Gehänge ist nur die Gehängenase Resti (2338 m) über Blatten hieher zu zählen. Darunter sind, meist weniger deutlich, Reste eines tieferen Niveaus zu erkennen: am rechten Gehänge im Talhintergrund Guggenalp (2012 m) und Gaggistaffel (1922 m), 120 m über Tal, C. 1747 m über Eisten, Weissenried (C. 1694 m), 200 m über Ried, am linken Bifig (1559 m)

unterhalb Ferden, endlich Meiggen (1523 m) rechts über den Schluchtwänden und damit anschliessend an die Terrasse von Jeizenen (1506 m) über Gampel. Die Mündungsstufe kommt also im Verlauf der Terrassen nicht zum Ausdruck. Einem ältesten System gehören vielleicht die Vorsprünge am linken Gehänge (Hochwitzen 2434 m, Gattomannli 2451 m) und bei C. 2407 m unter den Grindelspitzen an[1]).

3. *Die Terrassen von Sitten bis zum Genfersee.*

Unterhalb von Sitten behält das Rhonetal seinen Charakter als hochaufgeschütteter Trog mit ungefähr kastenförmigem Profil bei; unter den höheren Terrassen stellen sich tiefere Leisten ein. Zunächst tauchen östlich St. Leonhard Spuren einer tiefsten Felsterrasse bei C. 622 m, 110 m über der Rhone, auf, sind aber nicht weiter zu verfolgen. Viel verbreiteter sind die Anzeichen eines etwas höheren Systems mit steilen Abfällen zur Talsohle; es handelt sich offenbar um das auch von Brückner nachträglich anerkannte System, wenige 100 m über Tal. Sie erscheinen schon in der bisher behandelten Talstrecke, so bei Trogen östlich von Turtmann mit C. 858 m an der untern Kante, mehr als 200 m über der Rhone, deutlicher bei Varen (C. 751 m) westlich von Leuk mit 170 m hohem, von der verwilderten Rhone untergrabenem Steilabfall, dann bei Chelin (720—750 m), 150 m hoch und deutlich getrennt von der höheren Terrasse bei Lens, bei Champlan über Sitten (Kuppe C. 761 m), schon 270 m über der hier nach rechts gedrängten Rhone. Vielleicht sind auch die allerdings stark abgenutzten Inselberge des Valère (621 m) und Tourbillon (655 m) bei Sitten, die eine Talung mit C. 526 von der Terrasse von Champlan trennt,

---

[1]) Swiderski (l. c.) betrachtet die hier als die tieferen Terrassen beschriebenen Flächen als Reste des Risstroges und verbindet sie mit den Terrassen von Birgisch und Mund im Haupttal, die höheren als solche des Mindeltroges, auslaufend auf die von Jeizenen; doch sind ihm bei dieser Rekonstruktion mehrere Fehler unterlaufen, wodurch auch die Parallelisierung mit den Terrassen des Haupttales verfehlt ist. Die für den Risstrog herangezogenen Lokalitäten Bärsol (1460 m) und Haselleh liegen ganz im Gehänge; in der Faldumalp steigt die obere Terrasse nicht, wie S. behauptet, auf 1600 m herab, denn die Zahl C. 1586 der Siegfridkarte ist offensichtlich ein Druckfehler für 1886 m; die grössere Terrasse liegt aber bei der oberen Alp (C. 2033 m). Die Fläche des Arbenknubels gehört nicht einem noch höheren System an, sondern ordnet sich in das obere der Trogschultern ein. Die Erklärung des Schluchttales aus der plötzlichen Änderung der Gletscherrichtung und der unvermittelten Vergrösserung des Gefälles ist gewiss unzutreffend; es handelt sich doch wie bei allen Seitentälern des Wallis um eine Mündungsstufe gegen das übertiefte Haupttal.

sowie die unteren Flächen am Mont d'Orge (659 m) und hinter ihm die bei Ormonna in dieses System einzuordnen. Ihnen schräg gegenüber liegt die prachtvolle Terrasse von Plan Baar (C. 701 m), in die die Mündungsstufe des Val de Nendaz eingeschnitten ist, und die gewiss nicht mit der von Vex (900 m) verbunden werden kann, da dies ein Gefälle von 200 m auf 5,5 km (= 36‰) ergeben würde. Übrigens tritt über Plan Baar eine deutliche Gehängeabstufung unterhalb St. Sebastien bei 960 m und umgekehrt unter der Fläche von Vex eine kleine Terrasse bei 750 m auf, in die die rezente Schlucht der Borgne eingesägt ist. Die Fläche von Plan Baar lässt sich am linken Gehänge weiter verfolgen über Tommoz (700 m), Champ Scindant (C. 659 m) bei Riddes über der Schlucht der Fara, 180 m über der Rhone, dann C. 666 m und Ravoire (C. 719 m) über Saxon, endlich La Giète (720—750 m) östlich Charrat, während die Flächen bei Sapin-Haut (ca. 960 m), östlich darüber, dem Niveau von Vex entsprechen, ebenso wie weiter westlich die kleine Terrasse von La Tétaz (941 m). Das System von Nax–Les Agettes ist unterhalb Sitten auf dem linken Gehänge nur durch die breite Terrasse von Nendaz (1200—1250 m) und die schon erwähnte flache Kuppe mit C. 1238 m bei Villy über Riddes angezeigt, setzt sich also ohne Gefälle gegen W fort. Im rechten Gehänge treten nur die Terrasse über Saillon mit C. 721 m und die über Randonne (1400—1440 m), letztere als eine Entsprechung der von Zeneggen und Vercorins entgegen.

In der südlichen Umrahmung des grossen Rhoneknies von Martigny kompliziert sich die Verfolgung des Terrassenphänomens durch die eigentümlichen talgeschichtlichen Verhältnisse. Infolge des Einschwenkens des alpinen Streichens aus der N- in die NO-Richtung werden hier die Täler der ersteren Richtung zu Längstälern. An das kurze, tektonisch bedingte Längstalstück der untern Drance südwestlich von Martigny, das die Richtung des Rhonelängstales ungefähr fortsetzt, schliesst sich das schräg zum Streichen verlaufende Talstück von Martigny le Brocard–Sembrancher–Chable an, das weiter aufwärts als Val de Bagnes wieder zu einem echten Abdachungstal wird; im Streichen der östlichen Sedimenthülle des Montblanc-Massivs ist das Tal von Orsières angelegt, das sich mit dem von Liddes zum untern Val d'Entremont vereinigt und bei Sembrancher das genannte Diagonaltal unter rechtem Winkel trifft; dieses muss daher jüngerer Entstehung sein. Valkenburg (l. c.) meint, dass es durch Anzapfung von dem bei Martigny mündenden Drance-Tal her entstanden sei, doch berücksichtigt er nicht die Verhältnisse auf dem das Rhonetal vom Tal von Sem-

brancher trennenden Rücken von Mont Chemin. Aller Wahrscheinlichkeit nach war, wie auch BECK vermutet[1]), die ursprüngliche Entwässerung der oberen Drance-Täler über diesen Rücken nach N direkt ins Wallis gerichtet und es kam zu ihrer Abdrängung nach W ins Tal von Sembrancher durch den stauend wirkenden Rhonegletscher, ähnlich wie das BECK (a. a. O.) auch für die vorübergehende Abdrängung der Drance von Orsières an der Talgabel des Lac de Champey auseinandergesetzt hat. Der genannte trennende Rücken, der sich nach dem Drance-Knie bei Le Borgeau hin verschmälert und als Ganzes dorthin abdacht, hat den Bau einer Eckflurtreppe, indem von O nach W in der Regel jeweils ebenere Flächen durch etwas steiler nach W sich senkende Gehängestücke voneinander getrennt sind. In jenen darf man vielleicht alte, wenn auch durch das überfliessende Eis abgenutzte Talbodenreste erblicken, die in dem Masse aufeinander folgten und ausser Funktion traten, als sich der Drance-Lauf immer mehr nach W und SW verschob; die Abdrängung wäre also, wenn dieser Versuch einer Erklärung zutrifft, in mehreren Etappen erfolgt.

Eine höchste derartige Fläche ist genau nördlich von Sembrancher in Bündnerschiefern durch die ebenflächigen Kuppen Crevasse (C. 1817 m), Six de la Trutze (1754 m), Roc de la Barma (1760 m) und C. 1718 m nur angedeutet; sie sind vermutlich Reste des präglazialen Drancetales, das im Val d'Entremont oberhalb von Sembrancher zur Rechten durch die schöne Terrasse von Lassey (C. 1871 m) und ihr gegenüber durch die der Alp Catogne (C. 1835 m) angezeigt ist. Die unter den genannten Kuppen gegen das Wallis zu gelegenen unruhigen Wiesenflächen um Prariond, die in 1500—1560 m Höhe an Wänden abschneiden, steigen auch gegen SW an und kommen als Talbodenreste kaum in Betracht. Dann erst senkt sich der Rücken gegen W zu den ausgedehnten ebenen Flächen von Les Planches (1400—1450 m, Tête des Econduits 1449 m), die, in der Wasserscheide gelegen, vielleicht ein späteres Stadium der Flussverschiebung verraten, wenn auch aufgelagerte Moränen zur Ausgleichung von Unebenheiten beitragen. Unterhalb davon ist in das Rhonetalgehänge die kleine ebene Talleiste von Le Planard (1300 m), unter diese die schon erwähnte von La Tétaz (941 m) eingekerbt. Der Kamm aber senkt sich allmählich über Chemin-dessus (1154 m) zu einem breiten Sattel in 1050 m Höhe zwischen den Kuppen C. 1104 m und 1093 m und endet über Le Borgeau mit der breiten Eckflur von Les

---

[1]) Eine Karte der letzten Vergletscherung etc., S. 43 u. 49f.

Ecotteaux, der im Tal von Sembrancher die grosse Terrasse mit C. 1005 m im rechten Gehänge entspricht; unter dem genannten Sattel verläuft im Rhonetalgehänge die Terrasse von Chemin-d'en bas (750—780 m, C. 774 m).

Der Versuch, diese Flächenstücke mit denen in der Gegend zwischen Siders und Sitten zu parallelisieren, führt zu folgender Gegenüberstellung, wobei zu beachten ist, dass die in dem wasserscheidenden Rücken auftretenden Fluren aller Wahrscheinlichkeit nach Talbodenreste darstellen, während es sich weiter oberhalb um alte flache Gehängestücke handelt:

Über Martigny:	Über Siders-Sitten:
Six de la Trutze 1754	Liène-Trogschulter ca. 1900
Les Planches 1400—1450	Vercorins 1420 — Tortzon 1380 bis 1450
Le Planard 1300	Nendaz 1200—1250 — Villy 1238
Chemin-dessus (Sattel) 1050	Praz Melon 1075, Crêta Pellisier 1090
Ecotteaux 950, Tétaz 940	Vex 900—950
Chemin-d'en bas 750, La Giète 720—750	Plan Baar 700—720.

Versucht man, wie es naheliegen möchte, dem heutigen Gefälle folgend die Flächen über Martigny mit den jeweils absolut höheren bei Sitten zu verbinden, dann fehlt es dort an einer Fortsetzung des tiefsten Niveaus, bei Sitten an einer Entsprechung der Flächen von Les Planches, da man diese doch nicht den hochgelegenen Trogschultern gleich stellen kann. Dazu kommt, dass die Fläche von Plan Baar über La Giète auf die von Chemin-d'en bas, die von Vex über Sapin-Haut und La Tétaz auf die von Ecotteaux, die von Villy auf Le Planard, die von Tortzon auf Les Planches unmittelbar hinanführen. Man gewinnt also aus der oben versuchten Parallelisierung die Vorstellung eines Ansteigens aller Terrassen und Eckfluren um etwa 50—100 m auf der 25 km langen Strecke Sitten–Martigny, entgegen dem Gefälle des heutigen Talbodens von 50 m. Dieses Ansteigen fällt bezeichnenderweise mit dem Herausheben aller Deckenscheitel und des Montblanc-Massivs gegen SW zusammen, das etwa im Profil Rawylpass–Granges östlich Sitten–Dent Blanche einsetzt und ein Gegenstück zu der etwas schwächeren jungen Heraushebung des Aarmassivs auf der Strecke Siders–Leuk bildet.

Im Rhonequertal unterhalb Martigny sinken nun alle Terrassensysteme verhältnismässig rasch in der Talrichtung abwärts und drängen sich gleichzeitig enger übereinander zusammen. Eine tiefste Felsterrasse ist als der kleine Felskopf Charfaz (C. 672) rechts über dem Ausgang der Gorge du Trient

angedeutet, dann aber breit entwickelt im rechten Flügel des Riegels von St. Maurice, wo das 500—530 m hohe, wellige Plateau des Chiètres, nur 100—130 m über der Rhone, die aufgerichteten Kieselkalke der unteren Kreide diskordant durchschneidet. Schwach gegen O ansteigend, stellt es sichtlich einen alten Talboden dar, der also von Martigny an ein Gefälle von kaum 200 m, d. i. 14—15‰ erhalten hat. Ihm ist wohl auch der Trias-Inselberg von St. Triphon (C. 511) und einige kleine Leisten weiter abwärts am rechten Gehänge, wie über Point Plantour (520 m) südlich von Aigle und Tour Genton (530 m) unter La Preisa, zuzurechnen, und endlich bildet er die untere, rund 500 m hohe Terrasse der Veveyse über Vevey. Zum nächst höheren System, dem von Les Ecotteaux, rechnen wir zunächst die schöne Terrasse von Salvan (850—925) links über der Gorge du Trient und damit in Verbindung die Flächen bei Marcot (ca. 800—850 m) über Vernayaz, weiter abwärts kleine Leisten am rechten Gehänge, sodann den linken Flügel des Riegels von St. Maurice, wo das Plateau von Verossaz von der scharfen Kante über der Rhone bei C. 641 m ungefähr mit den ostwärts fallenden Kieselkalken gebirgwärts bis nahe an 900 m ansteigt. Für dieses System ergibt sich also ein Gefälle des alten Talbodens zwischen Martigny und St. Maurice von etwa 240 m (= 17‰). Als übereinstimmend damit sind mit Brückner die zahlreichen Terrassenstücke in 650—700 m Höhe links der Rhone ob Massongex, Monthey und Colombey, die sich als breite Flächen im Val d'Illiez ober dem tiefen Einschnitt der Vièze aufwärts ziehen, rechts der Rhone die gleichfalls von Brückner genannte ausgedehnte Terrasse nördlich vom Austritt der Gryonne in über 600 m sowie die breite Fläche des Hügels Le Montet nördlich über Bex (C. 669 und 674 m) über steil O fallendem Triasdolomit anzusehen. Weiter abwärts treffen wir beiderseits des Austrittes der Grande Eau ins Rhonetal bei Aigle die wieder in Triasdolomit ausgebildeten Flachkuppen des Bois de Plantour (660 m) und von Drapel (680 m), dann die Kuppe La Preisa (610 m) und über Villeneuve, schon auf das Seitental der Tinière zu beziehen, die moränenbedeckte Terrasse von Gotalaz (660—690 m), endlich über dem See bei Montreux die weithin sichtbare Riesenterrasse von Glion (670—700 m) in Liasschiefern, ihr gegenüber jenseits der Gorge du Chauderon die von Sonzier (C. 657 m), die sich über Charnex und, bereits in Molasse-Nagelfluh, über Blonnay–Cojonnax (ca. 620 m) nach St. Legier und Chardonne (ca. 600 m) verfolgen lässt. Alle diese Flächen, als ein System zusammengefasst, beziehen sich auf einen Talboden, der sich von etwa 640 m

bei St. Maurice bis auf 500 m bei Vevey gesenkt haben mag, also mit einem Gefälle von 5‰.

Dem nächst höheren Talboden, dem von Chemin-dessus, ist wohl die Terrasse von Cheseaux am Rand der Fläche Ravoir links über Martigny–Bourg (1080 m) unmittelbar zuzuordnen. Weiter abwärts zeigen die von Le Champex (1054 m) im rechten Gehänge, ihr gegenüber die Fläche mit C. 1046 m, von welcher die Pissevache zur Tiefe stürzt, die Fortsetzung dieses Niveaus an. Weiter abwärts scheint dieses mit dem nächst tieferen zu konvergieren. Dem System von Le Planard sind vielleicht die kleinen Terrassen von Plex (1265 m) und Dailley (1247 m) im rechten Gehänge zuzurechnen, doch scheint eine Trennung von dem nächst höheren (Les Planches) hier schon nicht mehr möglich zu sein. Schwer zu entscheiden ist auch, ob das breite Gesimse von Mex (C. 1146 und 1171 m), das talabwärts rasch auf 1050 m sich senkt, überhaupt als eine reine Erosionsterrasse aufzufassen ist; denn an ihm schneiden die Flyschschichten gegen die in Wänden abfallenden Kreidekieselkalke ab und auch das starke Gefälle von über 100 m auf 1600 m Entfernung spricht gegen die ausschliessliche Deutung der Terrasse als alte Erosionsform. In dem vom Val d'Illiez durchzogenen einheitlichen Flyschgebiet fallen ausser den 700 m hohen Terrassen Gehängeknicke und Verflachungen bei 1200 m Höhe auf (Plan Penay 1160—1200 m im Anstieg zur Valère, M. Corbay 1243 m), dann aber grössere Verebnungen in 15—1600 m Höhe, wie beiderseits über dem Val de Morgins und im Hintergrund des bei Muraz mündenden Torrent de Pessot. Westlich von Vionnaz und Vouvry tritt ein durchgehender Terrassenzug (Es Nands 1091 und 1122, Torgon 1050—1080, Chamossin 1035, Le Flon 1043 m, noch weiter nördlich die Fläche von Chalavornayres 1096 m, endlich die rund 1000 m hohen Flächen des Plateaus von Thollon über dem savoyischen Ufer des Genfersees) recht auffällig entgegen, der ebenso wie die 1200 m-Flächen über dem Val d'Illiez wohl am besten mit dem Talboden von Les Planches bei Martigny zu parallelisieren ist und auf einen solchen in 900—950 m schliessen lässt, entsprechend einem Gefälle Martigny-Genfersee von 12‰; Chavalon (844 m) und der Gehängevorsprung La Crettaz (C. 643 m) repräsentieren wohl die Talböden von 1050 und 950 m bei Martigny. Als höchstes Niveau dieser Gegend durchschneidet die Gipfelfläche von La Suche (1545 m) glatt die steil aufgerichteten Jura-, Kreide- und Flyschschichten[1]) und ist vermutlich ebenso wie

[1]) Vg. M. Lugeon, Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses (Bull. soc. géol. de France 1901, Pl. XIV).

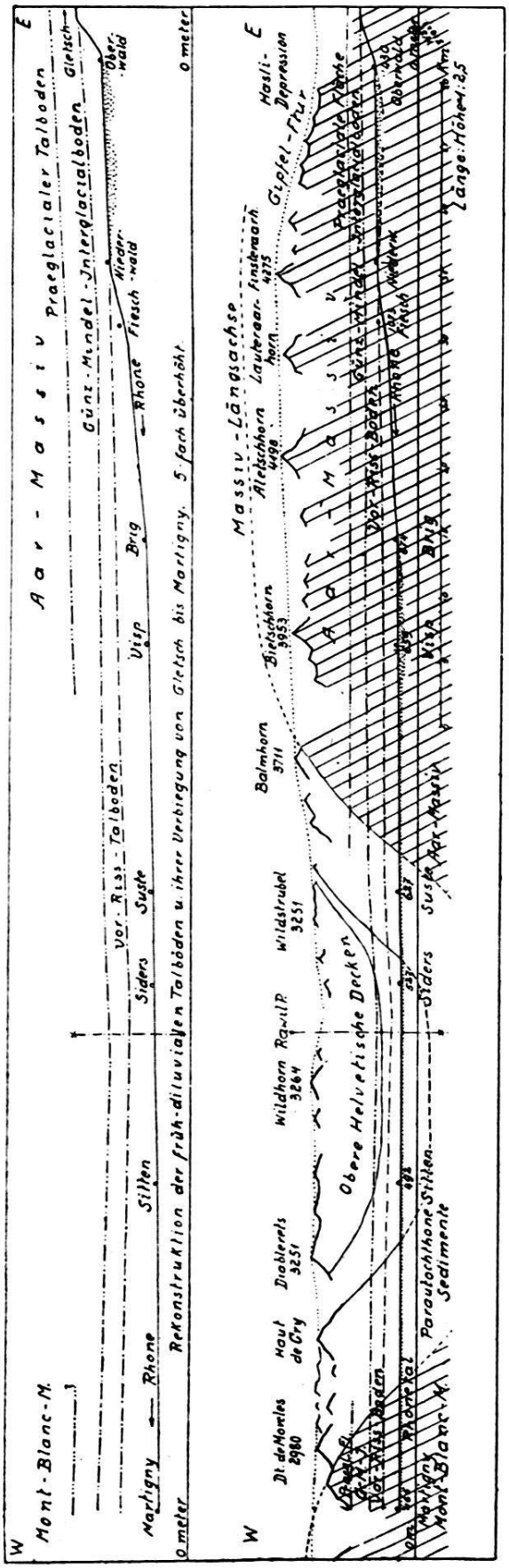


Fig. 2. Längsschnitt das Rhonetal entlang von Gletsch bis Martigny mit Eintragung der früh-diluvialen Terrassen und der Gipfelflur-Linie.

die oben genannten gleich hohen Verebnungen mit dem als präglazial bezeichneten System der Trogschultern des Wallis (1800—2100 m) zu verbinden.

Rechts der Rhone können die Kuppen im Bois de la Glaivaz (907 und 950 m) in Triasgipsen, sowie bei Panex südlich der unteren Grande Eau und die in deren Tal als untere Terrasse sich aufwärts ziehenden Flächen, endlich die Kuppen bei Champillon (920 und 941 m) über Yvorne wohl gleichfalls auf den Talboden von 1050 m bei Martigny bezogen werden. Viel verbreiteter sind auch hier jene Flächen, die BRÜCKNER als Reste seiner präglazialen Landoberfläche beschrieben hat, nämlich die weiten, von den beiden Gryonne und dem Avençon zerschnittenen um Gryon und Villars (rund 1200—1250 m) und die obere Terrasse über dem Tal der Grande Eau, die sich von über 1200 m zwischen Leysin und La Forclaz schwach nach W senkt (Efflot de Veiges 1162 m); auch sie gehören einer Rhone-Talsohle von 900—950 m Höhe an. Wir fügen noch hinzu die grosse Terrasse des Mont de Caux (1050—1095 m) über Montreux und die von Les Avants (rund 1000 m), die in die Nagelfluhrücken des Mont Pélérin (1084 m) überzugehen scheinen. Endlich fehlt es auch hier nicht an Resten eines noch älteren Systems; wir rechnen dazu die Flächen zwischen 1450 und 1550 m links über der Schlucht von Roche und vor allem die schöne Terrasse von Prafondaz (C. 1584) westlich von Leysin. Doch müssen wir für die ganze Gegend unterhalb St. Maurice, auf die sich unsere systematischen Beobachtungen nicht mehr beziehen, auf die Notwendigkeit weiterer Einzeluntersuchungen verweisen.

Zusammenfassung.

Versuchen wir nun, aus der ermüdenden Aufzählung der Einzelbeobachtungen die Hauptzüge in der Gliederung der Rhonetalgehänge herauszuschälen:

1. Ein ältestes Talsystem ist im oberen und mittleren Wallis durch ebenflächige Kämme (Längisgrat, Aernergalen, Glishorn), hochgelegene Eckfluren (Gebüdem u. a.), Gehängeverflachungen, Gehängenasen und die höchsten Trogplatten (bei Zermatt) in Höhen von 2300—2500 m im Haupttal, im obersten Vispertal bis auf über 2800 m ansteigend, angezeigt. Seine Flächen setzen sich durch Gehängeversteilungen meist recht deutlich von den nächst tieferen und breiteren Böden ab und heben sich auch des öfteren von den in sie eingesenkten Karböden heraus. Mit der Schliffgrenze haben sie nichts zu tun,

denn diese liegt im oberen Wallis wesentlich höher (bei 2700 bis 2800 m), im mittleren und im unteren Vispertal tiefer (bei über 2000, bezw. 2200 m); doch scheinen sie dort gelegentlich als Schliffbord eines tieferen Gletscherstandes gedient zu haben. In dieses System gehört vermutlich auch die ehemalige Talsohle über der Grimsel, die dann durch Eiserosion eine Erniedrigung erfahren haben dürfte; diese stellt also einen glazial modellierten Taltorso aus der Zeit dar, als, wie BECK vermutet[1]), die oberste Aare noch einen Zufluss aus dem obersten Rhonegebiet erhielt. Vielleicht ist die Quertalstrecke Gletsch–Oberwald ein Stück dieses alten Aarelaufes. Eine einigermassen sichere Rekonstruktion des zu diesem Formensystem gehörigen Talbodens lässt sich kaum mehr durchführen. Jedenfalls handelt es sich im Wallis um ein sehr breites, flaches Tal, dessen Sohle sich von rund 2300 m heutiger Höhe bei Oberwald nur um etwa 300 m bis ins mittlere Wallis, soweit eben von uns Reste dieses Systems beobachtet wurden[2]), gesenkt haben mag[3]). Mit Rücksicht auf das Alter der letzten noch im eigentlichen Sinne orogenetischen, dislozierenden Bewegungen und auf die Altersbestimmung des nächst tieferen Terrassenzuges können wir dieses Talsystem in einen nicht näher bestimmbaren Abschnitt des Pliozän einreihen; es ist also nicht identisch mit dem altpliozänen Gipfelflurniveau von BECK[4]), sondern jünger. Es lässt auf eine Gesamtreliefenergie des hier in Betracht kommenden Gebietes von im Maximum 2000 m schliessen, nicht eingerechnet die seither erfolgte, gewiss nicht unbeträchtliche Gipfeldenudation; es hatten also nur die innersten und höchsten Alpenteile schon damals Hochgebirgscharakter.

2. Die herrschenden Formen der Gehängegliederung im oberen Wallis bilden die breiten, von Alpen besetzten Schulterflächen über der Waldgrenze, an denen erst die steileren Gehänge des Troges einsetzen. Sie liegen je nach der Höhe dieser ihrer Unterschneidung mit ihrer unteren Kante etwas verschieden hoch, aber doch meist bei rund 2000 m, und reichen als die untersten Gehängepartien eines breiten, flach konkaven Sohlentales bis höchstens 2250 m hinauf. In Übereinstimmung mit

---

[1]) Grundzüge der Talbildung etc. l. c. S. 149.

[2]) Die weitere Verfolgung dieser Formengruppe, besonders in den südlichen Seitentälern des Wallis, verspricht gewiss schöne Ergebnisse.

[3]) Infolge der Abtrennung dieses ältesten Systems erhalten wir für die Rekonstruktion der präglazialen Talsohle auch im oberen Wallis etwas höhere Werte als BRÜCKNER, der die präglazialen unteren Gehängeflächen als einheitliche Form bis 2500 m hinaufreichen lässt.

[4]) Eine Karte der letzten Vergletscherung etc. l. c. S. 30.

BRÜCKNER betrachten wir sie hier, nach ihren morphologischen Kriterien, als die glazial modifizierten Reste des präglazialen Talsystems. Während aber BRÜCKNER unterhalb von Brig auf dieses den nächsten, fast 500 m tieferen Terrassenzug bezieht, verfolgten wir diese Schulterflächen auch im mittleren Wallis in ungefähr gleicher Höhe abwärts (Bonigersee, Plaine Madelaine u. a. zur Linken, Brischeren, Varner Alp u. a. zur Rechten) und in einigen Seitentälern schwach ansteigend aufwärts, erkannten sie wieder bei Martigny in rund 1750 m, in der Fläche Arpille unter dem wasserscheidenden Kamm zwischen Dranse- und Trient-Tal bei rund 1800 m und endlich nahe dem Austritt des Rhonetales zum Genfersee bei 1550 m. Der zugehörige Talboden dürfte sich, auf die heutigen Höhen bezogen, im Oberwallis von 1950 auf 1800 m gesenkt, dann aber durch eine längere Strecke sich in nahezu gleichem Niveau gehalten und erst gegen Sitten hin etwas grösseres Gefälle gehabt haben, um gegen Martigny wieder schwach anzusteigen (1750 m); von hier geschieht dann ein rascheres Abfallen bis zum Alpenrand auf etwa 1400 m, entsprechend den hier auftretenden Terrassen und Verebnungen in rund 1550 m Höhe. Es scheint sich also um nachträgliche Verbiegungen der präglazialen Talsohle zu handeln, auf die wir aber an dieser Stelle angesichts der Unsicherheit der Rekonstruktion dieses nur durch recht weit von der Talmitte entfernte Gehängestücke repräsentierten Talsystems nicht näher eintreten wollen. Jedenfalls erreicht aber die präglaziale Talsohle den Alpenrand in Höhen, wie sie heute im Vorland nicht mehr vorhanden sind; sie streicht in die Luft hinaus und es ist die präglaziale Landoberfläche im Gebiet des Genfersees nicht mehr erhalten, ebenso wie es auch an einer Vertretung der ältesten Diluvialschotter hier fehlt (s. u.). Es steht diese Auffassung in Einklang mit dem von P. BECK[1]) zunächst für das Aaregebiet gewonnenen Ergebnis, wonach das von ihm sog. Simmenfluhniveau der Berner Voralpen in 15—1600 m Höhe gleichfalls die präglaziale Oberfläche darstellt. Der Übergang vom pliozänen zum präglazialen Relief i e. S. vollzog sich wohl infolge einer langsamen Hebung um einige 100 m, worauf es noch vor Eintritt der ältesten Vergletscherung neuerlich zur Ausbildung eines breiten Talbodens und ziemlich flacher Gehänge kam.

3. In einem Vertikalabstand von rund 200 m unter dem breiten präglazialen Flächen finden sich des öfteren kleinere Terrassenstücke und Gehängeleisten, die in der Regel von jenen

[1]) Eine Karte der letzten Vergletscherung etc. l. c. S. 30.

durch ziemlich steile Gehängestücke getrennt sind (Fürseten über Fiesch 1830—1860 m, C. 1858 zwischen Gamseki und Vispertal, Griebjenen 1822 m über Oberems, Gspon 1891 m im untern Vispertal, Untere Faldumalp 1886 m im Lötschental u. a.). Wir erblicken in ihnen die spärlich erhaltenen Reste eines ältesten, des Günz-Troges und schreiben demgemäss der ältesten Vergletscherung eine Talvertiefung von etwa 200 m zu.

4. In die steilen Troghänge des oberen Goms sind schmale Leisten in 1800—1700 m Höhe eingeschnitten, die sich talabwärts zu deutlichen Terrassen in 1550—1650 m Höhe verbreitern (Bellwald-Niveau), entsprechend einer Talsohle bei 1650 m über Oberwald und unter 1400 m bei Brig. Diese Terrassen streichen im mittleren Wallis zunächst in ungefähr gleicher Höhe weiter (Zeneggen, Jeizenen u. a. 1500—1550 m), senken sich etwas steiler bis in die Gegend um Sitten (Plan Bramois 1440 m, Vercorins 1420 m), so dass hier die zugehörige Tahlsohle bei etwa 1250 m anzunehmen ist, und steigen dann gegen Martigny etwas an (Tortzon 1400—1450, Les Planches ebenso), so dass mit Rücksicht auf die oben versuchte Deutung der Eckfluren im Mont Chemin die Talsohle bei Martigny in 1400 m angesetzt werden darf. Durch das Quertal senken sich die entsprechenden Terrassen bis auf 1050 m am obern Ende des Genfersee, was auf eine Talsohle daselbst bei 900—950 m Höhe schliessen lässt. Deutlicher als für das präglaziale Niveau vermögen wir in diesen Gefällsverhältnissen die Wirkung nachträglicher Verbiegungen zu erblicken, die in auffälliger Weise mit den Schwankungen der Massiv- und Deckenlängsachsen zusammenfallen[1]). Es entspricht das minimale Gefälle dieses Terrassenzuges auf der Strecke von oberhalb Fiesch bis oberhalb Siders der sich konstant erhaltenden Kulmination des Aaremassivs, bzw. der Lepontischen Kulmination der penninischen Decken, das folgende stärkere Gefälle dem allgemeinen Absinken nach W, das rückläufige Gefälle gegen Martigny der zwischen Wildstrubel und Wildhorn beginnenden Heraushebung des Montblanc-Massivs, bzw. dem Aufsteigen aus der Walliser Depression zur Kulmination von Valsavaranche, das rasche Absinken nach dem Alpenrand der Gesamtabwölbung des Alpenkörpers. Das (von diesen Schwankungen abgesehen) ausgeglichene Gefälle dieses Talbodens und die breite Entfaltung der zugehörigen Terrassen weist abermals auf ein recht weit gespanntes Tal hin, das nach einer Zeit kräftiger Hebung durch

---

[1]) Vgl. die Profile bei E. Argand, Les Alpes occidentales. Mat. carte géol. de la Suisse, N. S. XXVII, 1911, Pl. III.

fluviatile Seitenerosion und konkave Gehängeabflachung zustande kam. Wir verlegen seine Ausbildung, den früheren Ausführungen entsprechend, in die Günz-Mindel-Interglazialzeit und müssen daher auch die Entstehung der rund 900—1100 m hohen Verebnungen des westschweizerischen Mittellandes, die bisher als Stücke der präglazialen Landoberfläche angesehen wurden, dieser Periode zuschreiben. Über die Dauer und morphologische Bedeutung dieses Zeitraumes ist bisher nur wenig bekannt; doch bemerkte schon R. Frei[1]), dass die Täler der ersten Interglazialzeit im Mittelland etwa 110 m in die präglaziale Landoberfläche eingeschnitten sind und bei ausgeglichenem Gefälle eine bedeutende Weite besassen, woraus auf eine lange Dauer dieser Periode geschlossen werden muss. Dieses 900 m-Niveau würde dem sog. Wimmiserburgfluh-Niveau von Beck im Aaregebiet entsprechen.

5. Abermals in einem Abstand von durchschnittlich 200 m unter den eben beschriebenen Terrassen erscheinen im mittleren und unteren Wallis, meist weniger deutlich und breit, von ihnen durch bald sanfte, bald steilere Gehängestücke getrennt, neuerliche Gehängestufen und Leisten, die aber kein gleichmässiges Gefälle aufweisen, wie u. a. die Terrassen von Oberried, Bodmen, Finnen, Mühlachern, Schwingiboden, Erschmatt, Cordona, Montana am rechten, Esel, Rohrberg, Hohthee, Hochkastler, Oberems, Nax, Les Agettes, Nendaz, Villy am linken Gehänge, ferner Burgen, Nieder-Grächen (?) und Ritinen (?) im Vispertal, endlich Le Planard über Martigny. Weiter abwärts ist uns eine sichere Trennung dieses Systems von dem nächst höheren noch nicht möglich gewesen. Nach Analogie mit den unter 3. genannten Vorkommnissen betrachten wir diese rund 12—1300 m hohen Flächen als Reste des Mindeltroges, entstanden durch glaziale Eintiefung des Mindel-Gletschers in den breiten Talboden der Günz-Mindel-Interglazialzeit.

6. Der hoch aufgeschüttete Talboden des Goms geht unterhalb von Niederwald, wo die Rhone in die Gneise einzuschneiden beginnt, der Höhe nach in eine moränenbedeckte Felsterrasse über, die sich von 1250 m auf 1100 m bei Brig senkt, hier entsprechend einer Talsohle in 900—950 m Höhe. Die Mächtigkeit der Aufschüttungen im Goms ist unbekannt, dürfte aber, nach der Form und Steilheit der untersten Gehängepartien zu schliessen, gewiss 200 m erreichen. Da sich der heutige Talboden von Oberwald bis unterhalb Niederwald

---

[1]) Monographie des Schweiz. Deckenschotters. Beitr. z. geolog. K. d. Schw., N. F. **37**, 1912, S. 157.

nur um 100 m senkt, so muss die Trogsohle des Goms unter diesen Aufschüttungen auf einer gewissen Strecke ein widersinniges Gefälle haben, das entweder durch ein Rücksinken der innersten Alpenteile oder durch glaziale Ausschürfung zustande kommen konnte. Ersteres müsste sich aber auch in einer Rückläufigkeit aller Terrassen des Goms äussern, wofür die Beobachtungen keine Anhaltspunkte bieten. Wir betrachten daher die Felssohle des Gomserbodens als eine langgestreckte und seichte glaziale Talwanne, die bezeichnenderweise am Fuss der hohen Talstufe Gletsch-Oberwald liegt. Der Gletscher hat also, ganz entsprechend der Auffassung, die zuerst DE MARTONNE entwickelt hat, am Fuss der Stufe (und vermutlich auch oberhalb derselben im Becken von Gletsch) relativ stärker erodiert als in dieser selbst. Nachträglich wurde diese Wanne durch die Flüsse bis zur Höhe der Felsschwelle zugeschüttet und dadurch kam die Übereinstimmung der Höhe zwischen dieser Aufschüttungsform und der unterhalb der Schwelle infolge des erneuten Einschneidens der Rhone zur Entwicklung gelangten Terrasse, also einer Erosionsform, zustande.

Diese jugendliche und sichtlich noch andauernde Eintiefung der Rhone und ihrer Nebenflüsse (Binna, Fiescherbach) und ihr starkes Gefälle oberhalb Brig fällt aber mit der Mündung des Fiescher- und Binnentales zusammen, wie auch die Bildung der Schwelle oberhalb Fiesch durch die Einmündung des Fiescher-, Binnen- und Aletschgletschers bedingt sein muss. Durch sie wurde der Rhonegletscher des Goms gestaut und einer grösseren Erosionsfähigkeit beraubt; vielleicht ist darauf auch die Tatsache zurückzuführen, dass Reste des Günz- und Mindeltroges oberhalb von Fiesch nicht zu beobachten sind. Da aber ferner das obere Goms mit seinem viel weniger hohen Einzugsgebiet in allen Vorstoss- und Rückzugsphasen später eiserfüllt und früher eisfrei werden musste als das nach abwärts sich anschliessende Talstück, das die grossen Seitengletscher immer sehr bald erreichten und spät verliessen, so wurde in diesen Phasen durch sie auch die obere Rhone gestaut und verlor ihre Fähigkeit einzuschneiden. Das obere Goms ist also aus mehreren Gründen ein in der Austiefung zurückgebliebenes Talstück; seine Gesamtvertiefung seit dem Schluss der Günz-Mindel-Interglazialzeit mit ihrem 1650—1450 m hohen Talboden (s. o. unter 4) betrug ja im Maximum, etwa zwischen Oberwald und Niederwald, nur rund 400 m, die des Rhonetales sofort unterhalb Brig aber etwa 800 m. Für die ältesten Phasen des Eiszeitalters aber vermögen wir einen solchen Unterschied der Erosionsbeträge nicht festzustellen; denn der Höhenunterschied zwischen dem

präglazialen und dem ältesten interglazialen Talboden ist im obern Goms mit 400—500 m nicht wesentlich kleiner als unterhalb von Brig. Aber es kam dieser Anteil an der Talvertiefung vorwiegend durch interglaziale fluviatile Erosion zustande in einer Zeit, als die Hebung, wie es scheint, kräftiger war als in den späteren Phasen, in denen der Einfluss der Stauung überwog. Es kann aber auch sein, dass diese Hebung im Goms früher erlahmte als im eigentlichen Wallis; denn die rasche Abnahme der Gipfelhöhen nach Osten hin, im Ostflügel des Aaremassivs, die mit der Senkung der Massivlängsachse parallel geht, spricht für einen geringeren Betrag der Gesamthebung im obersten Rhonegebiet. Das muss noch nicht Senkung bedeuten und musste zu keiner Rückläufigkeit der hohen Terrassen führen. Anderseits deutet das sehr geringe Gefälle aller Terrassen etwa auf der Strecke Fiesch bis oberhalb Leuk darauf hin, dass hier, im Bereich der höchsten Anschwellung des Aaremassivs, auch noch die letzten Phasen der Hebung relativ am stärksten sich geäussert haben, wodurch die Ausbildung eines grösseren Gefälles in den Terrassenzügen unterdrückt wurde[1]).

Auch die 1250—1100 m hohen Terrassen der Strecke Fiesch–Brig setzen sich zunächst mit sehr geringem Gefälle im mittleren Wallis fort, doch so, dass in der Regel zwei durch einen Vertikalabstand von etwa 150 m getrennte Leistensysteme auftreten (z. B. Chermignan–Lens, ebenso bei Unterems, Dailley und Vex). Beide zeigen wieder ein Ansteigen gegen Martigny hin (hier bei 1050 und 950 m), worauf sich das untere rascher als bisher durch das Quertal senkt und über Vevey auf einen Talboden in etwa 500—550 m Höhe schliessen lässt. Eine Trennung der beiden Staffeln ist nach unseren Beobachtungen in der Quertalstrecke nicht mehr mit Sicherheit durchzuführen; es müsste denn sein, dass in der Oberfläche des Riegelbergs von St. Maurice links der Rhone, die von 640 m auf etwa 900 m ansteigt, die beiden Stufen enthalten sind und dass auch im rechten Gehänge des Genfersees zwei Abstufungen zu unterscheiden sind, worauf die etwas zu hohe Lage der Terrasse von Glion gegenüber den weiter oberhalb bei Bex und Aigle auftretenden und die Verhältnisse jenseits der Gorge du Chauderon hinweisen.

---

[1]) Brückner vereinigt die 1200 m hohen Terrassen bei Fiesch mit denen von Bellwald (1560 m) und Bodmen (1600 m) und den Gehängeflächen bei Martisberg (1560 m) und Betten (1230 m) zu seinem unteren Talboden, obwohl mehrfach Stücke dieses so zusammengefassten Systems durch 400—500 m hohe Steilgehänge von einander gertrennt sind.

Zur Altersbestimmung dieser beiden Terrassenzüge können die diluvialen Ablagerungen beiderseits des Genfersees beitragen. Schon lange sind von der Uferlandschaft La Côte Schotter bekannt, die direkt auf Molasse aufruhen; A. DELEBECQUE und B. AEBERHARDT haben sie für Deckenschotter gehalten, während BRÜCKNER, die Frische der Walliser Urgesteinsgeschiebe betonend, sie für jungglazial, nämlich für interstadiale Bildungen der Würmzeit, ansah[1]). Anderseits wurden von NUSSBAUM[2]) auch die sog. Plateauschotter zwischen Sense, Saane und Aare, die in 520—640 m Höhe der Molasse auflagen, für jüngere Deckenschotter angesprochen. Diesen Auffassungen von einem hohen Alter aller dieser Schotter ist auch FREI[3]) entgegengetreten; nach seiner Ansicht reichen die Deckenschotter des schweizerischen Mittellandes nur bis zum Suhrtal und Sempachersee; von da streichen ihre Unterflächen gegen W in die Luft hinaus und alle Schotter der Westschweiz sind jünger. Wenn wir nun berücksichtigen, dass nach BRÜCKNER u. a. die 15—20 m mächtigen Schotter von La Côte beim Signal de Bougy bis 630 m, bei Mont bis 600 m und bei Begnins bis 550—560 m hinaufgehen, so liegt es nahe, ihre Unterfläche mit den über 600 m hohen Terrassen über Vevey, u. zw. mit ihrer oberen Abteilung, in Verbindung zu bringen. Ihr unscharfer Übergang in hangende Moränen und ihr Gehalt an Moosen weist auf ein kühleres Klima zur Zeit ihrer Ablagerung hin; sie sind daher vermutlich den Hochterrassenschottern zuzurechnen und es entsprechen die hangenden Moränen vielleicht jenem dem Maximum der Rissvergletscherung vorangehenden Vorstoss, der seinerzeit von F. MÜHLBERG für eine selbständige Eiszeit angesehen und kürzlich von BECK als Kandereiszeit beschrieben wurde[4]). Ähnlich sind die Verhältnisse an dem bekannten Drance-Delta bei Thonon[5]). Hier liegen die Drancekonglomerate bei der Brücke von Bioge in ca. 675 m den aufgerichteten und eingeebneten Triasdolomiten und Liasschiefern der Felsunterlage auf und sind von Moräne, aber ohne Übergang, überlagert; an andern Stellen wurde auch

---

[1]) BRÜCKNER, Alpen im Eiszeitalter, S. 563f.

[2]) Eclogae geol. Helv. 1911 und 1920.

[3]) Monographie des Schweizer. Deckenschotters, a. a. O.

[4]) Gliederung der diluvialen Ablagerungen bei Thun. Ecl. geol. Helv. 1922, S. 323, und Grundzüge der Talbildung etc., S. 162. Diese Schwankung findet sich auch bereits in dem von R. FREI entworfenen Schema des Eiszeitalters.

[5]) BRÜCKNER, a. a. O. S. 563f und CH. JACOB in Travaux du laboratoire de géologie etc., VII, 1902/4, Grenoble 1906.

liegende Grundmoräne beobachtet. Die Verhältnisse erinnern an die des Kanderdeltas, das BECK zwischen die sog. Hahnimoräne der Hochterrasseneiszeit und das Maximum der Risseiszeit einordnet. Jedenfalls geht aus dem grossen Höhenunterschied zwischen dem 500 und dem 900 m hohen Talboden am Genfersee hervor, dass der Ausbildung des ersteren auch im Rhonegebiet eine längere Zeit der Tiefenerosion vorausgeht, die offenbar der bekannten grossen Erosionsperiode unmittelbar vor Ablagerung des Hochterrassenschotters bzw. der liegenden Moräne des Kanderdeltas äquivalent ist. Wir stellen also unsern 500 m-Talboden an das Ende dieser grossen (Mindel-Vor-Riss-) Interglazialzeit. Die untere Abstufung des zugehörigen Terrassenzugs, also auch die Fläche bei C. 641 m über St. Maurice, würde dann die Trogsohle der folgenden Vergletscherung bedeuten, wobei es noch unentschieden bleiben muss, ob es sich dabei um die sog. Hochterrasseneiszeit oder um das Maximum der Riss-Eiszeit handelt oder ob die Tröge dieser beiden Vorstösse zusammenfallen. Auch im Aaregebiet erkannte BECK[1]) eine Periode der Talverbreiterung als Abschluss der grossen mitteldiluvialen Erosionszeit, der zahlreiche Terrassen in rund 700 m Höhe um den Thunersee und auch die Oberfläche des Kirchetriegels bei Meiringen angehören, und es zeigt nach BECK dieses sog. Kirchetniveau grosse Übereinstimmung mit dem von ihm als Gomserboden bezeichneten des Wallis. Es ist also das Kirchetniveau am Thunersee mit unserem 500—600 m-Talboden am oberen Genfersee zu parallelisieren. Weiter Einzeluntersuchungen werden zu zeigen haben, ob die Trennung der zugehörigen Terrassen in zwei Stufen, die im mittleren und unteren Wallis gut durchführbar ist, auch im Quertal der Rhone und an den Gehängen des Genfersees nachweisbar ist[2]).

7. Erst in diesen interglazialen Talboden ist der untere Trog des Rhonetales eingesenkt mit seinen Übertiefungserscheinungen an den Mündungen der Hängetäler, deren junge Schluchten erst unter die 900—1100 m hohen Terrassen an den

---

[1]) Grundzüge der Talbildung etc., S. 154ff.

[2]) Dass die Deckenschotter in der Westschweiz gänzlich abgetragen wurden, hängt vielleicht mit ihrer ursprünglich höheren Lage zusammen, die wieder dadurch bedingt sein kann, dass die Ostschweiz, das Gebiet der Rheinentwässerung, schon seit dem obersten Pliozän stärker und tiefer durchtalt wurde. Echter Deckenschotter soll unterhalb von Genf am Mont du Chat unweit Chambéry in 800—900 m Höhe auftreten. (H. DOUXAMI, Etude sur la vallée du Rhône. Bull. serv. carte géol. de France XII, 1900/01, XV, 1903/04, XVII, 1905/07), doch ist diese Bestimmung zweifelhaft (vgl. PENCK, Alpen im Eiszeitalter, S. 685).

Konfluenzstellen eingeschnitten sind. Aber auch diese untersten Troggehänge erfahren im mittleren und unteren Wallis noch eine Gliederung durch jenen tiefsten Terrassenzug, der unterhalb von Visp sich in Höhen von 700—750 m über die Flächen von Plan Baar und Chemin-d'en bas, hier 200 m unter dem nächst höheren, dann durch den Riegel von St. Maurice, hier wenig über 500 m hoch und nur mehr etwa 120 m unter den Flächen des linken Flügels, bis an den Genfersee verfolgen lässt, so dass er mit dem nächst älteren zu konvergieren scheint. Die Rückläufigkeit des Gefälles oberhalb von Martigny ist nur mehr schwach angedeutet. Es liegt nahe, den zugehörigen Talboden der Riss-Würm-Interglazialzeit zuzuweisen, unter der Voraussetzung, dass die untere Abstufung des nächst höheren Systems den Boden des Risstroges darstellt; doch fehlt es uns noch an Anhaltspunkten für diese Altersbestimmung. Der Boden des Würmtroges aber liegt im obern Goms wie auch im mittleren und unteren Wallis unter den Aufschüttungen der Rhone begraben und tritt nur in der Engtalstrecke und Gefällsstufe oberhalb von Brig bis gegen Niederwald zutage.

Fluviatile Tiefen- und Seitenerosion und glazialer Schurf haben in nach Ort und Zeit sehr wechselvollem Ausmass zusammengewirkt, um die Mannigfaltigkeit in der Gehängegliederung der Walliser Täler hervorzubringen; wir vermögen aber nicht zu beurteilen, welcher Anteil an der Gesamtvertiefung des Haupttales der Fluss-, welcher der Eiswirkung zufällt, da wir einerseits die Mächtigkeit der alluvialen Ausfüllung des Tales nicht kennen, anderseits die Altersstellung der tiefsten Terrassen unsicher ist. Nur soviel lässt sich sagen, dass bis zum Ende der grossen Interglazialzeit die Wirkung der fluviatilen Erosion wesentlich grösser war als der glazialen. In der Gegend von Visp, wo wir die präglaziale Talsohle bei 1800 m, die der grossen Interglazialzeit bei etwa 900 m anzunehmen haben, entfallen auf die fluviatile Tiefennagung des dazwischen liegenden Zeitraumes rund 600 m, auf die Wirkung der beiden älteren Eiszeiten nur 300 m. Jene wurde aber zu ihrer grossen Leistung erst befähigt durch eine bedeutende Hebung des gesamten Alpenkörpers, die sich aus dem Pliozän ins Diluvium hinein fortgesetzt hat und gegen dessen Ende allmählich schwächer wurde; denn es sind die älteren Phasen des Eiszeitalters gewiss Zeiten stärkerer Tiefenerosion als die jüngeren. Diese Hebung bestand in einer Aufwölbung des Gebirges mit zeitlich abnehmendem Vertikalbetrag, da die einzelnen Terrassenzüge nicht nur gegen den Gebirgsrand konvergieren,

sondern auch ihre Höhenintervalle nach unten in jedem Profil kleiner werden. Sie äusserte sich aber auch in der Längsachse des Gebirges nicht überall gleich stark; vielmehr weisen die Verbiegungen der Terrassen auf wellenförmige Bewegungen hin, abgeschwächte Wiederholungen jener grossen axialen Deformationen, die in den Schwankungen der Massiv- und Deckenkulminationen zum Ausdruck kommen.

Unsere Beobachtungen sind gewiss keine abschliessenden; aber ihre Mitteilung hat ihren Zweck erfüllt, wenn sie dazu dient, auf einem noch so sehr umstrittenen Feld, wie es die Geschichte der Ausgestaltung der Alpen im Eiszeitalter ist, einen kleinen Beitrag zur Erkenntnis zu liefern.

II. Die Ablagerungen der jungen Gletscherstadien im Gebirge zwischen Brig und Réchy bei Siders.

(W. Staub.)[1])

Nur wenige Dreitausender tragen, zu beiden Seiten des untern Vispertales und des Turtmanntales, auf ihrer Nordseite heute noch kleine Schnee- und Firnflecke. Es sind dies: das Dreizehnenhorn, 3056 m, welches den prachtvollen, von einigen Seen und einer mächtigen Quelle belebten Ginanzkessel nach Süden zu abschliesst; Punkt 3025 m, südlich des Signalhorns; das Schwarzhorn, 3204 m, ein freiliegender Gipfel mit prachtvoller Rundsicht; das Steintalhorn, 3113 m, südlich des 2893 m hohen Augstbordpasses[2]). Westlich des Turtmanntales erheben sich über die Schneegrenze die Bella Tola[3]), 3228 m und Pt. Tounot, 3022 und 3084 m; ferner die Becs de Bousson, 3154 und 3054 m, welche den Hintergrund des Réchy-Tales einnehmen, das unterhalb Chippis ins Rhonetal mündet. Gegen Osten zu, jenseits des Vispertales, reihen sich die nach Norden vorgeschobenen Gipfel der mächtigen Laquinhorn-Fletschhorngruppe an: das Mattwaldhorn, 3253 m und das Rauthorn, 3269 m, welche das einsame Nanztal[4]) (Gamseki) abschliessen. Die heutige Schneegrenze liegt somit bei rund 3000 m über Meer.

---

[1]) Veröffentlicht mit Erlaubnis der Schweiz. Geol. Kommision.

[2]) *Augst* von *Ovist*, roman. *Schafhütte*.

[3]) Wohl von Lat. *tabula*.

[4]) *Nantu*, keltisch *Tal*. Für Erklärungen der Ortsnamen siehe den Aufsatz: Walther Staub, Über die Verbreitung von Heidengräbern am Ausgange des Vispertales und des Turtmanntales im Wallis, 18. Jahresbericht der Schweiz. Ges. f. Urgeschichte, 1926.

In die meisten der von diesen Gipfeln überragten Bergkämme sind besonders an den der Abendsonne abgewendeten, nach Osten schauenden Gehängen, geräumige Karnischen eingeschnitten. Viele dieser Kare sind heute ganz trocken und bilden von Vegetation wenig bedeckte Stein- und Schuttfelder. Das Gebirge selbst ist fast ausschliesslich aus flachliegenden Casannaschiefern und Gneisen[1]) aufgebaut.

In den Karnischen, und aus ihnen heraushangend, treten nun überall junge Moränen und subrezente Schneeschuttbildungen auf, welche das Vorhandensein früherer Rückschmelzstadien heute verschwundener, mehr oder weniger firnfeldloser Hänge- und Kargletscher an den Gehängen der Felsgräte bezeugen. Es lassen sich meist zwei bis drei kleine übereinanderliegende Karböden unterscheiden, welche durch niedere Felsstufen, Riegel, getrennt sind. Ein tieferer, älterer kleiner Boden liegt meist zwischen 2360—2400 m und verlangt eine Schneegrenze rund 600 m unter der heutigen; die jüngeren, höheren kleinen Böden liegen bei etwa 2600 und 2700 m und verlangen eine Schneegrenze rund 300 und 400 m tiefer als die heutige. Der erste entspricht dem Gschnitzstadium von A. Penck, die beiden obern dem Daunstadium, das sich in zwei Rückzugsphasen unterteilen lässt.

Felskessel, welche als Karnischen angesprochen werden können, sind: der mächtige Ginanzkessel, innerhalb dessen die Riegelbildung zum grössten Teil verwischt und durch Moräne überdeckt ist, doch liegen die beiden obern Seen bei 2576 m Höhe. Auf dem linken Gehänge des Ginanztales reihen sich bis zum Ergischhorn nicht weniger als vier, z. T. durch „Torsäulen" zweigeteilte Kessel verschwundener Hängegletscher an. Ihre Moränen hangen tief ins Ginanztal herab. Auf der rechten Talseite des Ginanztales folgt eine Nische auf der Westabdachung des Augstbordhornes, dann die sagenumwobene „Schöne Kumme"[2]) (oberhalb Unterbäch), endlich oberhalb Törbel das Törbeltelli[3]).

Scharf ausgeprägt und durch die Beschaffenheit des Gesteins in der Bildung begünstigt, sind diese jungen hochgelegenen Felsbecken mit den sie trennenden Felsriegeln nördlich der Bella Tola, an der obern Illseealp bei 2409 m und oberhalb der Meretschialp. Beide liegen in grossen, durch Kar-

---

[1]) Walther Staub, Zur Tektonik des Gebirges zwischen Turtmanntal und Simplonpass. Eclogae geol. Helv. XX, Nr. 2, 1926.

[2]) *Kumme* entstanden aus *combe*, Mulde.

[3]) *telli* oder *tälli*, Tälchen.

stufen untergeteilten Karen. Der Ausfluss des Illsees stürzt über ein 120 m mächtiges Triasquarzitband nach der untern Illseealp (1800 m) ab. Dieses Band bildet hier den Gschnitzriegel, und zieht unterhalb der Meretschialp durch, wo es etwas tiefer bei 2248 m wiederum riegelbildend auftritt. Der obere Meretschisee liegt bei 2367 m, sein Becken entspricht den Böden des Gschnitzstadiums. Ein niederer Felsriegel trennt diese Felsbecken vom tieferen Meretschiseelein und vom Meretschisumpf. Wohl wird der Meretschisumpf und die Meretschialp durch denselben Quarzitzug abgeriegelt wie der Illsee, aber die Verhältnisse sind hier doch etwas verschieden, wie nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Oberingenieur H. Meyer die Bauarbeiten des Illsee-Turtmannwerkes ergeben haben. Beim Meretschisumpf nämlich zeigte sich unter einer Oberflächenbedeckung von groben Gneisblöcken und einer leichten Grundmoränenschicht mit Lehm von ca. 1½—3 m Mächtigkeit Kies und Sand in deutlicher Schichtung, beim Meretschisumpf sogar in deutlicher Deltaschichtung. Diese Ablagerung spricht dafür, dass der Meretschisumpf der Rest eines Sees ist, dessen Spiegel früher höher und dessen Ausdehnung grösser war als der heutige Meretschisumpf. Man könnte nun schliessen, dass der Quarzitzug auch hier die stauende Ursache für den See gewesen war. Indessen deuten Kiesbildungen, welche bei der Errichtung des Baubureaus Meretschi an den Tag gelegt wurden, daraufhin, dass das Seeniveau höher lag als der stauende Felsriegel, und dass wahrscheinlich ein Seitenarm des Bella Tola-Gletschers, welcher östlich von den beiden Meretschiseen herunterkam, die Stauung des Wassers bei der heutigen Meretschialp verursacht hatte. Es kann dieser Gletscherarm nur einem Daunstadium des Bella Tola-Gletschers entsprochen haben.

Östlich der Bella Tola liegt das ehemals vergletscherte, sehr einsame Borterthäli mit einem kleinen See und Boden bei ca. 2600 m; tiefer unten folgen das Seelein oberhalb der Pletschenalp und die Kühmatten, die bei 2400 m der tieferen Stufe unserer Karnischen entsprechen. Auch am Meidenpass oberhalb der Meidenalp finden sich die beiden Böden wieder; ferner auf der SW-Seite der Bella Tola oberhalb St. Luc in der Carboula (2400 m) und auf der Westseite des Meidenpasses. Die weite Verbreitung einer jungen Moränendecke hier ist auf der Karte von Fr. W. Hermann[1]) dargestellt.

---

[1]) Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Alpes Pennines. 1913. Georg & Cie., Genève.

Auf der rechten Talseite des Rhonetals, im Hintergrund der kurzen steilen Hängetäler des Bietschhornmassivs, so in den Bietsch-, Baltschieder-, Ijolli-, Gredetsch- und Kehlbachtälern, treten die verschiedenen Karböden weniger stufenförmig hintereinander angeordnet als mehr ineinander geschachtelt auf. Die jüngern höheren Böden bilden mehr zerschnittene Leisten oder Gesimse über dem ältern tieferen Talkessel.

Bestimmend für die Bildung aller dieser Böden und kleinen Alpmatten waren alte Schneelinien, welche während längerer Zeit ein bestimmtes Niveau innehielten und zur Bildung kleiner Firnflecken führten, die sich in Unebenheiten und Talfurchen der Gehänge festsetzten. Das Gorbatbachtal über Eischol scheint tektonisch vorgezeichnet zu sein. Überall sind heute Schnee und Eis gewichen, und nur die Moränen und Blockmeere zeugen von dem alten Zustand. Wo heute Wasser diese kleinen Böden belebt, da bilden sich grüne Alpweiden, welche besonders im Juni–Juli von einem prachtvollen Blumenteppich überzogen sind. Wo die Schmelzwasser fehlen, da sind diese Böden trostlose Schuttwüsten.

Die jüngsten Moränenwälle sind die am schärfsten ausgeprägten. Bereits auf der Dent Blanche-Karte von E. Argand tritt der Gegensatz in der Moränenbildung zu beiden Seiten des Jungpasses, welcher in westlicher Richtung St. Niklaus mit dem hintern Turtmanntal verbindet, klar in Erscheinung. Auf der Ostseite ist das Jungtal erfüllt von zwei ausgeprägten Wällen der Seitenmoränen des Daungletschers, wobei der nördliche Wall bedeutend klarer ausgebildet ist und bis zur Jungenalp (2385 m) reicht, das sind 3,5 km vom Jungpass aus gemessen. Auf der Westseite der Passhöhe dagegen treffen wir eine grosse Zahl von jungen Moränenkränzen, welche einem jüngsten Daunstadium und subrezenten Stadien entsprechen dürften, wogegen die tiefsten Daunendmoränen nur bis zur Höhe der Brändjealp (2320 m) herabgereicht haben dürften, das ist eine Entfernung von nur 2½ km von der Passhöhe des Jungpasses aus gemessen. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse am Augstbordpass (2983 m), wo die linke Wallmoräne des Daunstadiums bis zu den Hütten der Augstbordalp (2262 m) reicht, das sind 3,2 km vom Pass entfernt, wogegen die rechte Wallmoräne nur kümmerlich ausgebildet und ganz von Schutthalden überdeckt ist. In dem von jungem Moränenschutt überfüllten Seitental über der Alp Tschafel, auf der Westseite des Dreizehnenhorns, reiht sich von 2400 m Höhe an aufwärts ein Moränenkranz an den andern, ähnlich wie auf der Westseite des Jungpasses.

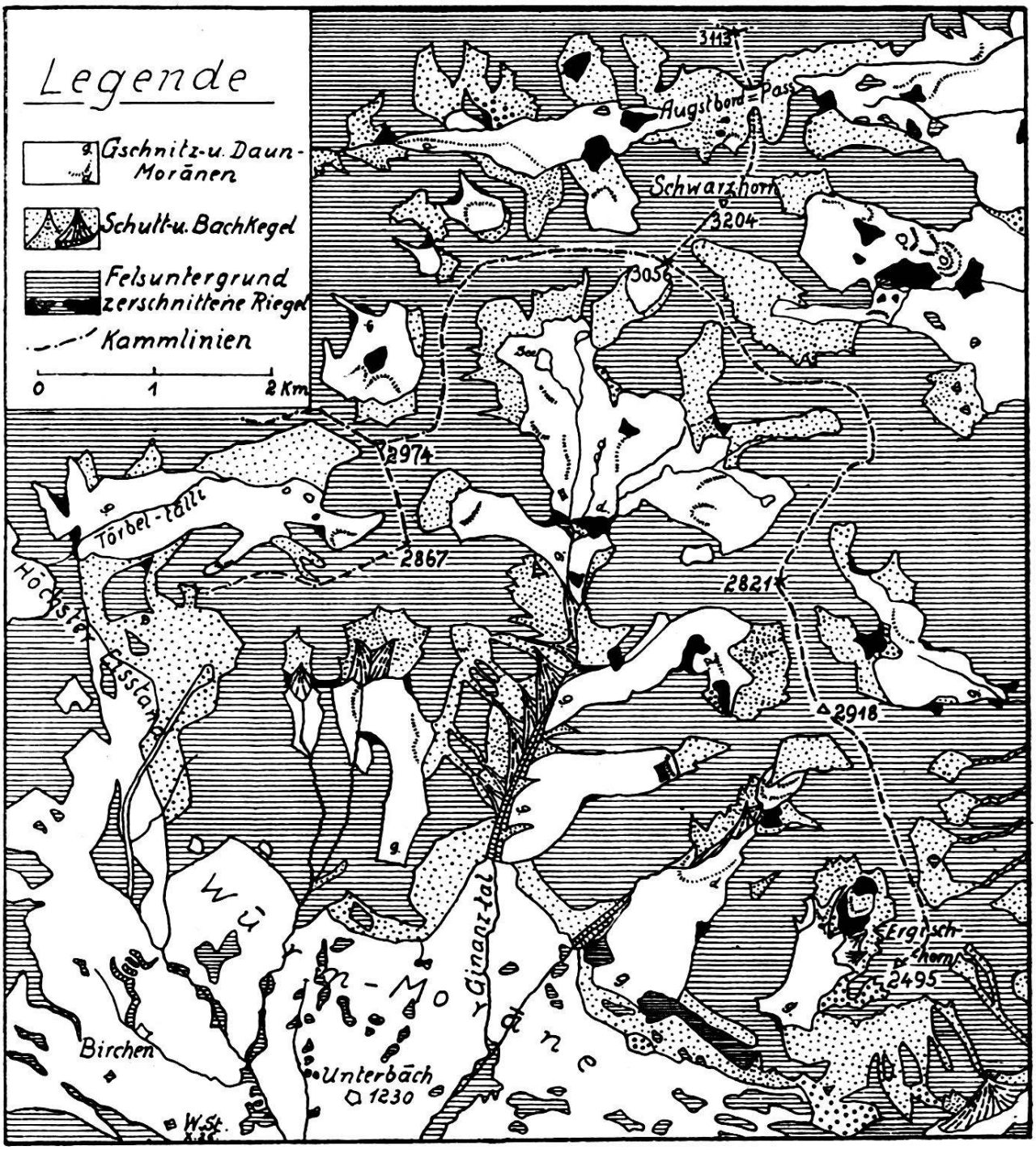
Im Ginanzkessel reichen die vom Bach zerschnittenen Daunmoränen bis zu 2300 m herab; sie liegen hier bei der obern Ginanzalp (2268 m), wo die Lokalmoränen des Ginanztales mit den Gschnitzmoränen des rechtsseitigen Hängetales, das unter dem Augstbordhorn liegt, zusammenstossen. Die Distanz vom Fusse des Hintergrundes des Talkessels bis zur Endmoräne des Daunstadiums misst rund 2 km, vom Kamm der Felswand 2,5 km. Ganz ähnliche Verhältnisse hat STAN. LENCEWICZ[1]) aus dem Hintergrund des Réchytales kartographisch festgehalten. Hier liegen der Daunriegel bei 2600 m, der dahinterliegende See bei 2569 m, die Daun-Endmoränen bei 2390 m. Sie sind rund 2 km vom Fuss der Felswand, 3 km vom Kamm der Felswand im Talhintergrund entfernt. Der Gschnitzriegel im Réchytal dagegen liegt bei ca. 2360 m, und die stark zerschnittenen Endmoränen des Gschnitzstadiums wurden von LENCEWICZ bei Lalley in 1663 m Meereshöhe erkannt, das sind rund 6 km vom Kamm der Felswand im Hintergrund des Réchytales entfernt. Die Daunmoränen überschütten oder umschliessen nicht selten hufeisenförmig den tieferen Boden bei 2400 m. Die Gschnitzmoränen dagegen bilden am linken Gehänge des Ginanztales über die Talflanken herunterhängende Schuttströme oder Schuttzungen, Gehängeschuttbildungen, welche bis zum heutigen Mühlebach herunterreichen. Auf Moränen dieses Gletscherstadiums liegen z. B. die Eischollalpen; sie reichen hier, wie die Moränen am Mühlebach, bis zu 1800 m Meereshöhe herab, und sind ca. 3 km vom Kamm der im Hintergrund ihrer Karnischen liegenden Felswand entfernt. Am 2495 m hohen Ergischhorn, dem äussersten Teil des Signalhorn–Ergischhorngrates, ist das Daunstadium nur sehr schwach entwickelt. Die Gschnitzmoränen hangen hier noch bis etwa 2100 m herab. Die Lokalmoränen reichen also am tiefsten dort herab, wo sie von den steilsten Wänden überragt werden und den grössten Kesseln entspringen. Sie liegen am höchsten und am weitesten zurück, wo der Bergkamm die freieste Lage hat (Ergischhorn).

Fig. 3 gibt die Verhältnisse im Ginanztal wieder. Der Gegensatz zwischen der der Abendsonne und den warmen Nachmittagstemperaturen ausgesetzten rechten Talseite, mit der starken Schuttkegelbildung und der linken Talseite, mit den Moränen und Karnischen tritt klar in Erscheinung. An

---

[1]) STANISLAUS LENCEWICZ: Morphologie du Val de Réchy dans les Alpes Pennines. Travaux de la Société des Sciences de Varsovie. Warschau 1918.

Süd



Nord

Fig. 3. Die Gschnitz- und Daunkare der Schwarzhorn-Ergischhorngruppe.

Schneegrenzen: heute 3000 m, Daunstadium 2700 m und 2600 m, Gschnitzstadium 2400 m, Bühlstadium 2100 m, Würmzeit 1800 m. Die Reste der Riegel z. Teil etwas tiefer als die Schneegrenzen.

Westhang des Ginanztales: zahlreiche Kare; Osthang, von der Abendsonne beschienen: wenig Kare, starke Ausbildung der Schuttkegel. Letzter Einschnitt des Ginanzbaches: in die Schuttkegel: nach-Gschnitz.

den Felsen der beiden Talseiten tritt auch der Unterschied im Grad der Verwitterung scharf hervor; wo Eis den Fels vor Verwitterung schützte und eine sich bildende Verwitterungskruste fortscheuerte, da ist das Gestein frisch, wo hingegen Temperaturwechsel und einsickerndes Wasser das Gestein auflockern konnte, da ist der Fels tief hinein in den Berg verwittert und die Gehänge sind verrutscht und gesackt. Die erste Anlage der Schuttkegel auf der rechten Seite des Ginanztales ist gleichaltrig wie die Moränenbildungen der linken Talseite; sie reicht also bis in die Gschnitzzeit zurück. Der heutige Mühlebach hat sein Bett tief in den Fuss dieser Schuttkegel eingeschnitten. Im Gorbatbach, einem seitlichen Zufluss des Mühlebachs, sehen wir unterhalb der Eischolalp die tieferen Lokalmoränen in lokale fluvioglaziale Schuttbildungen dieses Baches übergehen. Sie bilden auf beiden Seiten des Gorbatbaches schmale Leisten von Schotterterrassen, in welche sich der heutige Bach eingesägt hat. Auch hier lässt sich somit ein junges Einschneiden durch den Fluss in Moränenbildungen des Gschnitzstadiums feststellen.

Sehr klar ausgebildet sind die Daun-Seitenmoränen des Riedgletschers über St. Niklaus. Sie reichen unterhalb Gasenried zu beiden Seiten des Riedbaches bis zu 1300 m herab.

Drei grosse und drei kleinere, durch Stufen ausgehende Seitentäler entwässern das Gebirge auf der linken Seite des mittleren Rhonetales zwischen Brig und Siders. Die kürzern, nur 20—30 km langen Täler sind das Nanztal, das Ginanztal und das Tal von Réchy, welches bei Réchy unterhalb Siders ins Rhonetal mündet. Alle drei weisen an ihrem Ausgang tiefe Schluchten auf, welche der Talbach in die Stufenmündung, die aus Bündnerschiefern besteht, eingegraben hat. Das Tal von Réchy hat 1918 durch Stan. Lencewicz eine eingehende Beschreibung und kartographische Darstellung erfahren. Lencewicz zeigt, dass im Hintergrund des Tales von Réchy nicht nur zwei Riegel mit entsprechenden Karböden zu finden sind, sondern dass bei 2192 m oberhalb Zarzey ein dritter tieferer Riegel sich stufenförmig den zwei höheren anschliesst. Dieser weist auf eine Schneegrenze hin, welche 900 m unterhalb der heutigen lag. Lencewicz bezeichnet daher den Riegel als Bühlriegel. Es ist die letzte klar ausgeprägte Stufe im Tal; von hier senkt an sich die Sohle auf kurzer Strecke von 2000 m auf 1700 m herab. In diesem tiefsten Sprung erblickt Lencewicz die Reste eines Würmriegels.

Im Ginanztal finden wir einen ausgesprochenen Riegel bei der obern Ginanzalp bei ca. 2340 m; er entspricht dem Gschnitz-

riegel des Réchytales bei 2360 m und schliesst den Boden von 2400 m talauswärts ab. Von dem Fusse dieses Riegels senkt sich die Talsohle des Ginanztals auf kurze Erstreckung bis zu 1991 m bei Stafel. Hier erkennen wir den Rest eines tiefsten Riegels bei 2100 m. Im Nanztal liegt die Oberkante des Daunriegels bei 2517 m, diejenige des Gschnitzriegels bei 2439 m; der ca. 100 m hohe Bühlriegel liegt zwischen ca. 2200 und 2100 m.

Die Wirkung einer Schneelinie, welche tiefer lag als diejenige des Gschnitzstadiums, lässt sich auch über der untern Illalp und der untern Meretschialp feststellen. Die untere Illalp liegt bei ca. 1800 m, die untere Meretschialp bei 1921 m. Beide Alpen werden zirkusförmig von Felsgehängen umschlossen, so dass die Schneegrenze des Bühlstadiums bei ca. 2150 m gelegen hat. Eine alte, heute verwitterte Karwand liegt möglicherweise in der Nordwand des Ergischhorns gegen die Obermatten und die Alp Tschorr hin vor, während das Ergischhorn selbst von der Höhe von 2495 m bis zur Höhe von 2700 m einen sehr flach verlaufenden Grat darstellt.

Nanztal und Réchytal münden als Hängetäler bei ca. 840 m ü. M. ins Rhonetal. Ihre Talböden sind die Würm-Bühlböden dieser Seitentäler. Während das Turtmanntal ebenfalls bei ca. 835 m mündet, liegt die Sohle des Vispertales bei Visp nur wenig über dem heute stark aufgeschütteten Rhonetal in 670 m Höhe. Wo sind die Daun- und Gschnitzmoränen dieser grossen Nebentäler zu suchen?

Nach Swiderski liegen die Endmoränen des Daunstadiums des grossen Aletschgletschers oberhalb Naters bei Brig, des Rhonegletschers bei Oberwald. Im Rhonetal selbst liegen die Reste mehrerer Bergstürze, von denen der Bergsturz von Siders der grösste ist. Ähnlich dem Bergsturz von Flims im Rheintal sind seine Trümmermassen in isolierte Hügel, dort Toma genannt, zerschnitten, welche, wie die Bergsturzmassen oberhalb Chur, an wenigen Stellen etwa 40—50 m über dem Niveau des heutigen Flusses eine dünne Kappe von Moräne des Haupttalgletschers zeigen[1]). In einem tiefern Niveau liegen an den Hügeln von Siders Schotterablagerungen der Rhone. Diese verwandelten die Oberflächen einiger dieser Hügel in kleine Terrassen, welche 10—30 m über der heutigen Rhone liegen.

---

[1]) Siehe M. Lugeon: Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Mat. pour la Carte géologique de la Suisse. Carte spéciale N° 60.

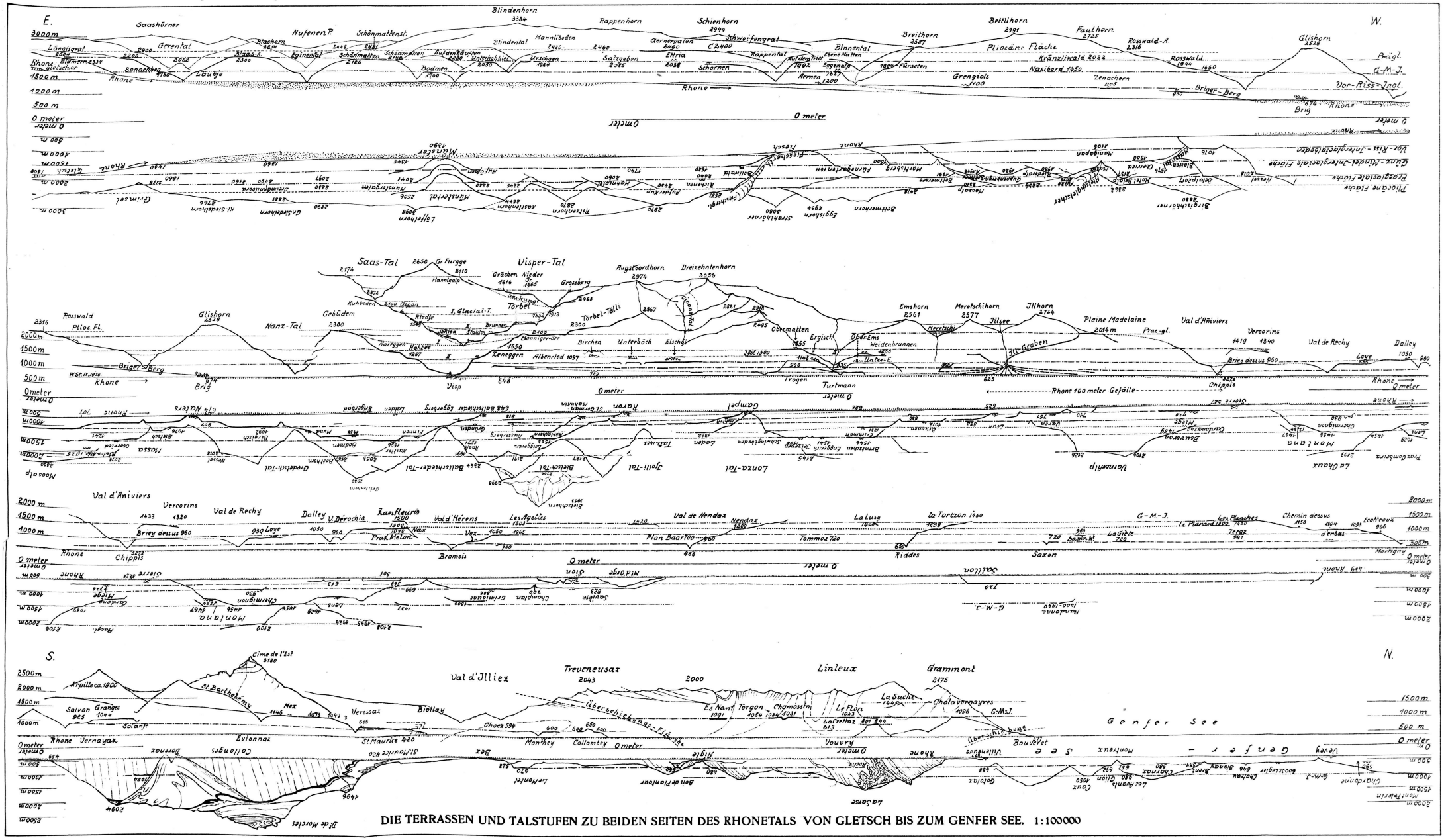
Walten von Leuk talabwärts Bergstürze von der rechten Talseite vor, so folgen talaufwärts bis Brig kleinere Gehängeabbrüche von der linken Seite her; sie bestehen aus Bündnerschiefern. Reste eines solchen Bündnerschiefersturzes sind bei Glis zu finden. Auch sie sind von der Rhone in isolierte Hügel zerschnitten und zeigen etwa 6—10 m über dem heutigen Rhonetal eine dünne Kappe von Rhoneschottern. Die Moränenbedeckung der Bergsturzmassen von Siders werden als Ablagerung des Gschnitzstadiums des Talgletschers aufgefasst. Seit Ablagerung dieser dünnen Moränenschicht hat die Rhone ihr Bett vertieft und wieder aufgeschüttet.

Sowohl in der Talsohle des Vispertales, wie in derjenigen des Turtmanntales liegen junge Moränenbildungen. Im Vispertal reichen dieselben bis zur Mündung des Vispertales bei Visp selbst, wo sie besonders am Weglein nach Visperterminen gut aufgeschlossen sind. Diese Moränenbildungen drängten den Fluss an das linke Talgehänge und verliehen dem Talausgang den fruchtbaren Boden. Kein anderes Nebental der Rhone zeigt diese Mündung, doch liegt auch hier der heutige Flusslauf tiefer als die Moränen.

Moränen, welche unmittelbar in der heutigen Talsohle liegen, fanden sich auch auf Blatt St. Niklaus nicht. Nach Argand waren zur Daunzeit Zmuttgletscher und Theodulgletscher ob Zermatt getrennt. Seitenmoränen des Daunstadiums dieses Gletschers liegen bei Galen über Zermatt in 2300 m Höhe. Die Stirnmoränen sind wahrscheinlich unter Bergsturzschutt irgendwo zwischen Täsch und St. Niklaus begraben.

Im Turtmanntal finden wir die Talsohle bei Niggeling in ca. 1750 m Meereshöhe verrammelt. Von hier talabwärts ist der heutige Fluss in das alte Glazialtal oder, besonders auf der Strecke zwischen Borterbach und Hornschlucht, in dessen Gehängerutschungen eingeschnitten, und die Moränenfetzen schweben mehr oder minder hoch an den Gehängen über dem heutigen Bach. Von Niggeling talaufwärts fliesst der Bach in der breiten Talsohle dahin. Oberflächlich ist der Wall, welcher bei Niggeling das Tal versperrt, aus groben Blöcken gebildet. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass bis hier Material der Lokalmoränen vom „Gründje“ her herabgestürzt ist. Dieser Schuttsturz gab wohl Veranlassung zur Stauung des Baches und zur vorübergehenden Bildung eines Sees. Unter dem Schutt aber liegt eine Stirnmoräne des Turtmanngletschers. In dieser jungen Moräne ist auch nach der Karte von Beck[1])

[1]) Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. Mitt. der Naturwissenschaftl. Gesellschaft Thun. 1926.



DIE TERRASSEN UND TALSTUFEN ZU BEIDEN SEITEN DES RHONETALS VON GLETSCH BIS ZUM GENFER SEE. 1:100000

eine Daunmoräne des Turtmanngletschers zu erblicken, während die Moränen am Ausgang des Vispertales dem zerfallenden Gschnitzgletscher zugerechnet werden müssen.

Die heutige Schnee- und die heutige Waldgrenze sind nicht die höchsten derartigen Grenzen, welche sich in den Vispertälern nachweisen lassen. Die heutige Waldgrenze liegt bei 2100 m, vereinzelt aber steigt der Wald bis 2300 m. Kleine Arven traf ich jedoch unter der grossen Furgge (2650 m) über Grächen noch in 2600 m, und abgestorbene dicke Arvenstämme finden sich hier noch höher als 2400 m. Die Alpenrose ist eine Waldpflanze. Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. F. G. Stebler (Zürich) ist die Alpenrose dort, wo sie heute über der Waldgrenze vorkommt, als Relikt einer früheren Waldflora aufzufassen. Auch für eine frühere höhere Schneegrenze sind Anzeichen vorhanden. Sowohl der Mattwald-, wie der Balfrin- und der Riedgletscher in der Mischabelgruppe stürzen heute über Kartreppen herunter. Alte Firnbecken liegen heute bei 3000 m, höhere bei 3300 m ü. M. Wir erhalten die Vorstellung, dass sowohl die Waldgrenze wie die Schneegrenze nach dem Rückzug des Daunstadiums, also nach dem Zerfall des Würmgletschers, in einer Zeit des Wärme- oder des Trockenheitoptimums noch ca. 300 m höher lagen als heute.

Das Wiedervorrücken der Gletscher traf jedenfalls im Rhonetal die ersten Siedler. Die neolithischen Gräber im Bachschuttkegel von Glis bei Brig sind jünger als die Daunmoränen z. B. des Aletschgletschers, bei Naters, da dieser Bachkegel gleichaltrig ist wie der des Kehlbachs bei Naters und da der Kehlbach die Moränen des Aletschgletschers durchschnitten hat. Hier hat eine junge Rückwärtserosion bis in Daunmoränen eingeschnitten. Das gesamte schweizerische Neolithikum ist daher jünger als das Daunstadium der zerfallenden Würmeiszeit, eine Feststellung, die A. Penck für das ostalpine Neolithikum bereits vor mehreren Jahren gemacht hat. Mit der Klimaverschlechterung rückten die Gletscher wieder vor und es entstanden jene zahlreichen Walliser Sagen von den alten, hochgelegenen Rebbergen (z. B. im Törbeltelli und der „Schönen Kumme") und den zerstörten Bergweiden.

Manuskript eingegangen am 23. Februar 1927.