

Zeitschrift: Mémoires de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles.
Géologie et géographie = Mitteilungen der Naturforschenden
Gesellschaft in Freiburg. Geologie und Geographie

Herausgeber: Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles

Band: 11 (1932-1941)

Heft: 2: Morphologische Untersuchungen im Goms

Artikel: Morphologische Untersuchungen im Goms

Autor: Bögli, Alfred

Kapitel: A: Talbeschreibung

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-307160>

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: 13.01.2026

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

A. Talbeschreibung.

1. Das Rhonetal.

Von Fiesch herkommend gewinnt die Strasse in zahlreichen Windungen eine über der Rhoneschlucht liegende Terrasse. Jenseits der Rhone erkennt man auf annähernd gleicher Höhe die Terrassen von Ernen und Mühlebach und talauswärts den Rücken von Binnachern. Ostwärts nimmt die Schluchttiefe schnell ab, die Terrassen verbreitern sich immer mehr und vereinigen sich östlich Blitzingen zum Talboden des Goms. Mit Ausnahme der hintersten 9 km, die vollkommen flach sind, werden Talgrund und Terrassen durch zahlreiche kleine und grosse Schuttkegel gegliedert. Das Trogtal ist durch den Längis- und Grüngufergrat abgeschlossen.

Östlich Oberwald erreicht die Rhone, aus nördlicher Richtung kommend, durch ein enges und steiles Quertal das Haupttal. Auf einem grossen, flachen Schwemmkegel vereinigt sie sich hier mit dem Längisbach und dem Goneri. Oberhalb des Quertales schwenkt der Gletschboden, der eine zu historischen Zeiten vergletscherte Sandebene darstellt, in die Haupttalrichtung ein und endet vor dem Absturz des Rhonegletschers.

Machatschek und *Staub* haben die Terrassen des Gomserniveaus durch das mittlere und untere Wallis verfolgt und den Beweis erbracht, dass das Tal im zweiten Interglacial entstanden ist. Das Anstehende ist nach diesen Autoren von einer hohen Schuttschicht bedeckt und östlich Niederwald übertieft. Diese Frage schien mir genauerer Untersuchung würdig.

Bei Steinhaus lässt sich im Bett des Rufibaches auf 1220 m Höhe anstehender Fels feststellen. Jenseits der im Anstehenden verlaufenden Schlucht sind an der Strasse Gneise aufgeschlossen. Der Hügelzug, der sich von Mühlebach zum Galgenhügel bei Ernen

hinzieht, wird grossenteils aus anstehendem Fels gebildet. Die Talschwelle lag hier somit auf mindestens 1220 m Höhe.

Im grossen Interglacial verlief das Rhonebett südlich des oben erwähnten Hügelzuges (siehe Seite 40). Die Verlegung auf die Nordseite erfolgte im letzten Interglacial und war von einer beträchtlichen Eintiefung begleitet. Moränen, in den höheren Lagen der Schlucht auftretend, beweisen das. Die tieferen Stellen mit fast senkrechten Wänden sind postdiluvialer Entstehung.

Bis Oberwald ergibt sich auf eine Strecke von 20 km Luftlinie ein Gefälle von nur 140 m oder 0,7%. Die Tiefe, in welcher sich das anstehende Gestein im Talboden von Oberwald befindet, ist nicht bekannt. Doch liegt unter der Stufe von Gletsch eine Übertiefung, die ihre Entstehung der Eiserosion in den weichen Gesteinen der Urserenmulde verdankt. Die Einrahmung der Dolomite, Kalke und Phyllite durch harte Gneise und injizierte Amphibolite hat die Beckenbildung unterstützt. Die weichen Sedimente keilen westlich Ulrichen aus. Die letzte Fundstelle liegt am Niederbach, wo ich an einem schlechten Aufschlusse einige Glimmerquarzite anstehend vorfand. In der Fortsetzung der Urserenmulde sind bei Geschinen und Münster die Gesteine gneisiger Natur. Übertiefungen am Fusse von Stufen sind meist von beschränkter Ausdehnung; um so mehr muss dies für den Hintergrund des Haupttales gelten, da die weichen Urserensedimente schon bei Ulrichen auskeilen. Nehme ich zugleich die Überlegung *Machatschek's* zu Hilfe, dass steilere Trogwände auf tiefere Lage der Talsohle schliessen lassen, so komme ich zum Schlusse, dass die Übertiefung gegen Westen nicht über Ulrichen hinausreicht. Die Talwände sind bei Steinhaus, also an der Talschwelle, am steilsten und finden nur östlich Obergestelen, ebenfalls am linken Talhang, ein Gegenstück.

Der Lauf der Rhone zerfällt in vier grosse Abschnitte: Rhonegletscher, Gletschboden, Rhonequertal und Haupttal.

a) Der **Rhonegletscher** weist drei Stufen auf. Über dem Absturz der Gletscherzunge zur Sandrebene des Gletschbodens liegt die erste mit einer Schwellenhöhe von 2300 m. Sie ist nicht besonders ausgedehnt und endet am gut ausgeprägten Aufschwung zur 200 m höher liegenden Fläche. Nach *Machatschek* und *Staub* ist diese Stufe pliocänen Alters. Ihr folgt auf 2800 m eine weitere, die noch älter ist als die pliocäne Fläche *Machatschek's*. Aus tektonischen Grün-

den kann sie höchstens mittelpliocän sein. Ihr Alter ist jedoch nicht bestimmbar und sie soll fernerhin als « ältere pliocäne Fläche » der « jüngeren pliocänen Fläche » gegenübergestellt werden.

b) Der **Gletschboden** liegt ca 400 m über dem Haupttalboden aus dem grossen Interglacial und gehört dem Günz-Mindel-Interglacial an. Der Abstand des jetzigen Talbodens vom präglacialen ist am Gletscherende noch 500 m, bei Gletsch aber 380 m. Eine derart ausgeprägte Konvergenz von Talböden in der Richtung des Gefälles ist abnormal. Anderseits zieht sich am linken Talhang ein Gesimse zum Muttbach hinauf und quert ihn bei ca 1900 m. Rechts des Gletschers kann man Aequivalente auf 1950 m Höhe erkennen. Es sind die Reste des Tales aus dem 1. Interglacial. Die jetzige, bis zu 150 m betragende Eintiefung des hintersten Gletschbodens ist eine teilweise aufgeschotterte Übertiefung am Fusse des Rhonegletscherabsturzes. Das durchschnittliche Gefälle des Flusslaufes beträgt hier 2%. Rezente Moränen hinter den Hotels zeigen den Stand des Gletschers im 18. und 19. Jahrhundert an.

c) Das **Quertal** macht sich durch Rückwärtserosion bis zur ersten Strassenbrücke westliche Gletsch bemerkbar. Mit grossem Gefälle wird die vom « Arsch » herkommende Sackung aus den injizierten Amphiboliten umflossen. Diese Sackung zwang nach *Buxtorf* die Rhone zu einer Laufverlegung. Unterhalb der Eisenbahnbrücke verläuft das Quertal flacher und ausgesprochen V-förmig bis zur Spitze des Schwemmkegels bei St. Niklaus. Das Durchschnittsgefälle ist 15%.

d) Der Hintergrund des weiten **Haupttales** des *Goms* wird von einer 9 km langen Aufschüttungsebene (Bild 1) eingenommen, die im Westen durch das Münsterfeld abgeschlossen wird. Zahlreiche Schuttkegel und Tiefenerosion der Rhone ab Reckingen geben dem Talboden talauswärts ein vollkommen verändertes Aussehen. Die grossen Schuttkegel des Münsterfeldes, der Reckingerlaui und des Ritzingerfeldes gliedern das Tal in vier Abschnitte.

Der erste Abschnitt (Bild 1) umfasst den östlichen flachen Teil bis zur Rhonebrücke bei Geschinen und ist durch Rückstau am Münsterfeld entstanden. Der Boden ist sumpfig und war früher den Hochwassern der Rhone in beträchtlichem Masse ausgesetzt. Daher schmiegte sich die Strasse an den Fuss des sonnseitigen Talhanges und verläuft auf einer etwas erhöhten Piste.

Die Stirnmoräne bei Obergestelen, von *Venetz* schon 1857 dem Daunstadium zugewiesen, hat keine Gefällsveränderungen der Rhone zur Folge, zwingt sie jedoch zum Ausweichen an den linken Talhang. Diese Wirkung wird noch durch den grossen Schuttkegel des Mühlebachs verstärkt. *Venetz* hat den Talboden zwischen Obergestelen und Oberwald als versumpftes Zungenbecken bezeichnet. Die Aufschüttung der ganzen Ebene erfolgte postdaun und mit feinem Material, das stellenweise organische Ablagerungen enthält. So sind westlich Ulrichen durch die neue Strassenanlage beträchtliche Lagen eines sandigen Torfes angeschnitten worden, die bis 5 m über den heutigen Talboden hinaufreichen. Einst musste sich daher ein See hinter dem Münsterfeld ausgebreitet haben, der bis Oberwald reichte. Sein Spiegel senkte sich allmählich mit fortschreitender Erosion am Münsterfeld. Abrasionsterrassen konnten keine nachgewiesen werden, da das Moränenmaterial ihrer Erhaltung nicht günstig ist. Sie konnten bei der relativ kurzen Dauer des Stausees nicht gross gewesen sein.

Auf einer Strecke von 7 km Luftlinie beträgt das Gefälle der Rhone 0,37%. Es ist sehr ausgeglichen und wird weder durch die Daunmoräne von Obergestelen noch durch die seitlichen Schuttkegel beeinflusst.

Siedlungsgeographisch fällt die Lage von Obergestelen und Unterwasser auf. Alle wichtigeren Ortschaften befinden sich östlich Niederwald auf der Sonnseite des Tales. Eine Ausnahme bilden die beiden obenerwähnten. Unterwasser liegt am Ausgange eines alpwirtschaftlich wichtigen Talsystems an lawinengeschützter Stelle. Die Lage von Obergestelen in der Talmitte, auf der Daunmoräne des Rhonegletschers, ist nicht wirtschaftlich bedingt. Der Schutz vor Lawinenkatastrophen und Überschwemmungen ist ausschlaggebend. Oberwald, Ulrichen und Geschinen sind an relativ lawinengeschützter Stelle am Sonnenhang gelegen. Ulrichen besass früher eine gewisse Wichtigkeit, endeten doch hier Grimsel- und Griespass, die zusammen die kürzeste Verbindung zwischen Bern und dem Pomat darstellten. So kam es, dass die aufstrebende Mutzenstadt den Versuch unternahm, diesen wichtigen Ort in ihre Hand zu bekommen, was jedoch gründlich misslang. Die heutige Längsverbinding war damals nicht wichtig und diente nur einem geringen internen Verkehr. Durch Eröffnung der grossen

Querstrassen Simplon und Gotthard verlor Ulrichen seine Bedeutung. Erst neuerdings, mit der Erstellung des Zollamtes und infolge seiner strategischen Lage, ist diese wieder etwas gestiegen.

Der zweite Abschnitt, vor dem Münsterfeld gelegen, ist durch verdoppeltes Gefälle (0,73 %) ausgezeichnet. Auf einer Länge von 1 ½ km sinkt die Rhone um 11 m. Münster, im wesentlichen auf dem Münsterfeld gelegen, ist noch diesem Teile zuzuweisen.

Die Rhone hat sich nicht sonderlich tief in den Schuttkegel des Münsterfeldes eingeschnitten. Durch Mäandern hat sie eine schmale Flussaue gebildet. Ihre bogenförmigen Abschnitte sind am Schuttkegel gut sichtbar.

Die Verhältnisse im dritten Teil sind jenen des ersten ähnlich. Das Gefälle sinkt infolge Stauwirkung durch die Reckingerlauri und den Schwemmkegel der Blinne wieder auf 0,37 %. Im westlichen Teile der « Matten » sind eine Anzahl alter Flusschlingen erkennbar. Die ältesten sind nur noch durch eine Reihe verlandender Löcher angedeutet, die früher dem Rotten des Flachses dienten. Das Vorhandensein von Torf ist wahrscheinlich, aber infolge einer dicken Schicht von Schwemmaterial des Münstigerbaches und der Rhone nicht nachweisbar.

Der vierte Abschnitt steht unter dem Einflusse verstärkter Erosion durch die Rhone. Von Reckingen bis Biel (Goms) verläuft der Fluss in einer Talaue mit zunehmendem Gefälle, das im Durchschnitt 1,25 % beträgt. Terrassen finden sich am Ritzingerfeld und am Schwemmkegel der Blinne. Sie fehlen dann bis Ritzingen, werden bei Biel deutlicher und bilden westlich davon beidseitig der Rhone die eingangs erwähnten Terrassen (Bild 2). Sie sind auf der linken Seite bis Ernen, auf der rechten bis Fürgangen durchgehend erkennbar.

Das Gefälle der Rhone steigt von 1,5 %, für die Strecke Biel-Blitzingen, auf 2,6 % bis Steinhaus, 3,5 % bis Mühlebach und hat nördlich Ernen mit 5 % keineswegs das Maximum erreicht.

In diesem Abschnitt reiht sich, im Gegensatz zu den drei andern, Dorf an Dorf. Der flache, häufig sumpfige Talboden der östlichen Gemeinden kann keine grössere Bevölkerung ernähren. Pflanzliche Nahrungsmittel lassen sich nur am Sonnenhang anbauen, da die Schattseite infolge Wärmemangels ausser Betracht fällt. Die Sonnseite ist jedoch steil und teilweise unfruchtbar und

deshalb nur beschränkt verwendungsfähig. Das grosse Münsterfeld wird fast ganz von der Gemeinde Münster beansprucht, die mit 477 Seelen die grösste Ortschaft des obern Goms darstellt. Ein kleiner Teil wird von Geschinen aus bearbeitet. Bezeichnend ist hier, auch, dass der Getreidebau erst ab 1420 m Höhe einsetzt, weil die tieferen Lagen zu wenig Sonne erhalten.

Durch die grössere Eintiefung der Rhone und die geringere Steilheit der am Sonnenhang sich anschmiegenden Moränenreste wird der Platz für Körnerfrüchte und Gespinstpflanzen im vierten Abschnitt grösser; zugleich sind hier die Alpverhältnisse günstiger. Dieses Zusammentreffen erklärt die grössere Bewohnerzahl und die Häufung der Siedlungen westlich Reckingen. 1870 lebten in den Dörfern zwischen Niederwald und Reckingen (6 km) um 23% mehr Menschen als zwischen Geschinen und Oberwald (7 km). 1900 stieg der Überschuss auf 29% und 1920 auf 41%. (Münster vermittelt zwischen beiden Abschnitten und wurde daher nicht mitgezählt.)

Erst die Viehzucht erklärt die Existenz einer Bevölkerung von 2750 Seelen in diesem Tale, dessen durchschnittliche Sohlenhöhe 1340 m beträgt. Industrien fehlen ganz. Ein allmählich zunehmender Fremdenverkehr bot in den letzten Jahren eine willkommene Entschädigung für den zurückgehenden Käseabsatz und die sinkenden Viehpreise. Die Äcker reichen in den seltensten Fällen bis auf 1250 m hinunter. Die untere Grenze liegt bei Ritzingen schon auf 1350 m und steigt bis Münster auf 1400 m an, um bis Oberwald wieder auf 1375 m zu sinken. Die obere Grenze liegt bei Münster auf 1500 m am Moränenhang und auf 1530 m am Münsterfeld. Sie sinkt sowohl talaus- wie taleinwärts.

2. Die linken Seitentäler.

Einige grössere Nebentäler sind im linksseitigen Rhonetalhang entwickelt. Sie sind alle alpwirtschaftlich wichtig. Zahlreiche kleine Täler und Runsen zerschneiden ausserdem den Talhang und bilden mit Ausnahme des Merezenbaches und des Muttbaches eher ein Hindernis zum Erreichen der hochgelegenen Alpen. Die V-förmigen Einschnitte öffnen sich jedoch über 2000 m zu karartigen Gebilden, in denen die fruchtbarsten Weiden liegen.

a) Das **Rappental** setzt sich aus einem Quer- und einem Längstal zusammen. In enger Steilschlucht, die im Anstehenden verläuft, überwindet der Mühlebach die 100 m Höhendifferenz zwischen dem alten Talboden der Rhone und ihrem heutigen Lauf. Die Talsohle aus dem grossen Interglacial (II) liegt auf 1200 m Höhe und trägt nur geringe Moränenbedeckung. Der Mühlebach folgte im letzten Interglacial dem Rhonelauf aus dem grossen Interglacial gegen Ernen hin. Die Entstehung der Mühlebachschlucht ist postglacial.

Der Mühlebach erreicht auf 1260 m Höhe, aus dem engen, V-förmigen Quertal kommend, das Rhonetal. Bei 1680 m hat eine Sackung eine Verflachung des Talbodens erzeugt. Allmählich an

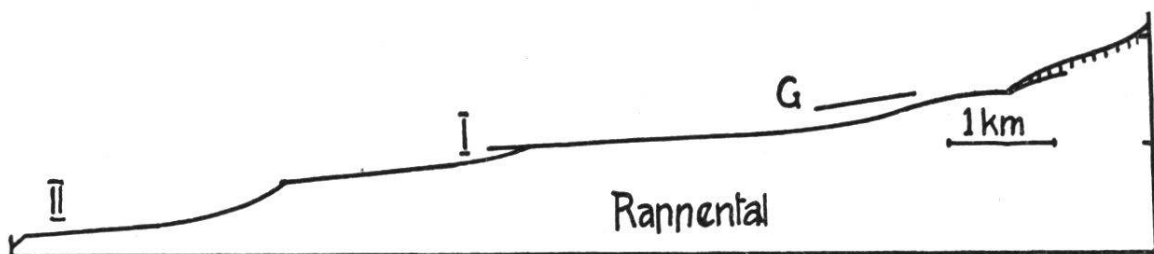


Fig. 1.

Gefälle zunehmend, biegt das Tal in die Streichrichtung des Gebirges um. Die schwache Stufenbildung der Talsohle ist auf seitliche Rutschungen aus den Bündnerschiefern zurückzuführen. Bei 1940 m erreicht man den alten Talboden aus dem ersten Interglacial (I). Schuttkegel aus den weichen Bündnerschiefern der linken Talseite stufen ihn. Hinter Ripei nimmt das Gefälle bis 2300 m zu. Unter den grossen Schuttmengen, die das Tal erfüllen, muss eine Talstufe liegen, die mit der Verflachung bei «Z'Rappen» korrespondiert. Es sind Reste des nur wenig in das präglaciale Tal eingesenkten Günstroges (G). Eine höhere Stufe schliesst die karartige Mulde mit Moränen ab; diese Mulde entstand durch Erosion des Rappengletschers an dessen Umbiegung zum Rappental. Die Moränen sind rezent.

Die Talfurche ist tektonisch bedingt und liegt an der Grenzfläche des Gotthardmassives zu den penninischen Bündnerschiefern vor der Stirn der Monte Leone-Ofenhorndecke.

b) Rhoneaufwärts sind 11 verschiedene Runsen bis zum Blinental feststellbar. Besonderes Interesse verdient der **Rufibach**

(Bild 3), der ein schönes Beispiel für einen Wildbachanriss bietet. Er ist der einzige rezente Wildbach des Goms, da der Längisbach, der in der Fortsetzung des Haupttales in den weichen Gesteinen der Urserenzone liegt, diesen Namen kaum verdient. Auffällig ist der Unterschied zwischen dem kahlen Anriss des Rufibaches und den bewachsenen Nischen der Ritzinger-, Reckinger- und Münsterlaui.

Interessant sind ferner **Bettelbach**, **Krimpe**, **Spissbach** und **Ritzibach**, weil sie gut ausgebildeten Treppenkenen entspringen. Die kleinen Wassermengen des Spissbaches verlaufen im Geröll unterhalb der Alp Mürisboden und erscheinen erst wieder auf der Höhe von 1800 m als Schuttquelle. Bei grösseren Regenfällen oder bei Schneeschmelze besteht ein oberirdischer Ablauf.

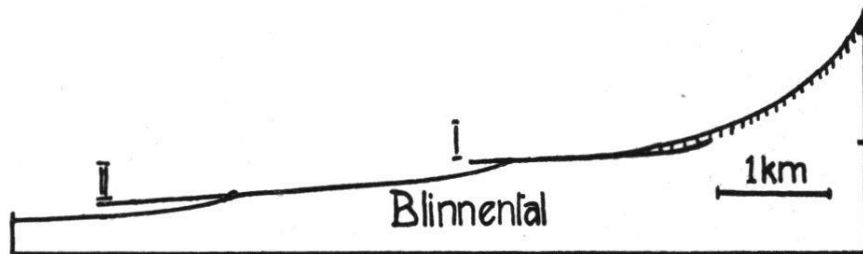


Fig. 2.

c) Über einen wenig geneigten grossen Schuttkegel fliesst die **Blinne** in die Rhone. Das Gefälle beträgt 5 %. Der Talausgang liegt hoch über der Blinne, die in einer tiefen Schlucht dahinfliesst. Steil senkt sich der alte Talboden aus 1500 m Höhe rundbuckelgeschmückt über P. 1443 zum Rhonetal. Die Ausgangsschlucht ist dem letzten Interglacial zuzuschreiben und überwindet die 120 m Höhendifferenz zwischen dem alten Talboden und dem Schwemmkegel. Die Schlucht war ursprünglich noch tiefer und wurde durch Rückstau allmählich wieder aufgefüllt (siehe Merezénbach).

Die Talsohle steigt von 1500 m an mit gleichmässigem Gefälle bis zur Schwelle bei 1800 m, wo das Tal des 1. Interglaciales (I) beginnt. Diese Gefällsveränderung kann sowohl auf den rechtsseitigen Schuttkegel als auch auf eine Felsschwelle zurückzuführen sein. Das Letztere erscheint wahrscheinlicher obschon kein offener Beweis dafür vorliegt. Bis hierher hat die Rückwärtserosion im grossen Interglacial (II) gereicht. Mit 10% Gefälle steigt das Tal, das weiter unten doppelt so steil ist, gegen den Blinnengletscher an, da-

bei allmählich an Neigung zunehmend. Am Gletscher ist sie schon auf 35 % gestiegen und erreicht im Sammeltrichter 55 %.

Das Tal ist mit Ausnahme des Talhintergrundes und der Ausgangsschlucht ausgesprochen trogförmig. Der Talabschluss liegt in den Bündnerschiefern der Bedretto-Nufenenzone, deren weiche Gesteine Geländeformen nur selten über längere Zeiträume bewahren. Das Ausklingen ist jedoch nicht durch die weichen Schiefer bedingt, da die Trogschulter bei Schwarzegg auf 2400 m schon im Knotenschiefer liegt und mit grosser Steilheit bis Schiltinen auf 2577 m und 2730 m steigt. Auf der linken Talseite entspricht diesem Niveau der Bockbiel mit P. 2506. Der Talschluss war präglacial viel weniger steil und lag nördlich des Grenzkammes. Er verlief vom Mittaghorn ostwärts zu P. 2800, P. 2897, P. 3259 und zum Blinnenhorn.

d) Der **Lauibach**, zwischen Blinnental und Merezenbachtal liegend, ist ausserordentlich steil. Er erinnert in seiner Anlage an die weiter westwärts der Rhone zufließenden Ernergalenbäche. Die Talanlage, im Pliocän wenig ausgeprägt, erfuhr präglacial durch Rückwärtserosion eine starke Vertiefung; deren Reste sind als Hohbachalp erhalten. Der Hochbachkeller liegt auf einer Moräne, die einem Rückzugsstadium des Hochbachgletschers, der heute ganz verschwunden ist, angehörte.

Vom Hohbachkeller an abwärts ist der Querschnitt des Tales mehr oder weniger V-förmig. Ein Gefällsbruch liegt bei 1800 m. Hier verschneidet sich der steilere, teilweise rezente Taleinschnitt mit dem weniger steilen aus dem grossen Interglacial. Ihre Gefälle verhalten sich wie 4:3. Die etwas U-förmige V-Form des oberen Teiles wird hier von der reinen V-Form abgelöst. Die Anlage des untersten Abschnittes hat in der Hauptsache im letzten Interglacial stattgefunden, wie die Moränen in den tieferen Lagen beweisen. Eisrückstau und Schutz durch eine dicke Moränendecke verhinderten die Ausbildung der U-Form.

Das Kar im Fleschen, bei P. 2257, liegt in einer verschieferten Gneiszone. Der ehemalige Karsee ist durch den Schuttkegel des Lauibaches unterhalb der grossen Steilstufe zugedeckt worden.

Die Hochbachseen liegen hinter einer Schwelle von 2450 m Höhe; diese Schwelle gehört einem pliocänen Niveau an. Auffallend ist die Linie, die sich von den Seen durch die Lücke zwischen Stock

und Sedelhorn zum Distelpass und weiter zwischen P. 2743 und P. 2660 hindurch zum Schitertälli verfolgen lässt. Es ist eine alte, in die Tiefe projizierte Talanlage, die einem miocänen Nebenfluss der Uraare angehören mochte, wie sie *Staub* in seinem Werke über « Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie » annimmt. Überhaupt ist die ganze Anlage der Gipfelhöhen und Hochflächen für das Gebiet zwischen Blinnen- und Äginental kaum erklärbar ohne weitgehende Berücksichtigung der im obengenannten Werke dargelegten Gedanken (siehe S. 43).

In der pliocänen Talfläche ist durch selektive Glacialerosion die primär vorhandene Querrinne vertieft worden. Die Schwelle bei P. 2498, zwischen den Hohbachseen und der Teifschlucht, gehört der alten Oberfläche an und zeigt, dass die Seenmulde durch einen Kargletscher 30 bis 40 m in die jüngere pliocäne Fläche eingetieft worden ist. Über der Isohypse von 2500 m ist diese in Form einer ausgedehnten Rundbuckellandschaft erhalten, die von teilweise tektonisch bedingten Tälchen gequert wird.

Ab 2640 m ändert der Charakter der Landschaft neuerdings. Das Gefälle sinkt auf einen Drittel und die Schuttmengen sind wesentlich grösser. Die Rundbuckel sind zwar noch schön ausgebildet, dominieren aber im Landschaftsbild nicht mehr. Der Grat von P. 2647,0 zu P. 2795 wandelt sich allmählich in einen Blockgrat um. Die Ringeni gehören nach Aussehen und Höhenlage zum älteren pliocänen Niveau.

Die Moränen des Hohbachtals enthalten keine Gesteine der Bedrettomulde, woraus zu schliessen ist, dass in der Würmeiszeit keine Transfluenz von Gletschern aus dem Gebiet des Merezenbachschije stattgefunden hat. Die Furche des Hohlauibaches hat somit in der Würmeiszeit schon bestanden und ist oberhalb des Gefällsnickes von Hohlauibiel sehr wahrscheinlich sogar präglacial. Die Verhältnisse an den Ritzbergen sind ähnlich.

e) Das **Merezenbachtal** (Bild 4), einer verkleinerten Ausgabe des Blinnentales gleichend, ist relativ kurz. Der Talabschluss liegt jedoch wesentlich höher, wodurch sich die grössere Steilheit von selbst erklärt. Das Merezenbachtal hat sich aus dem Typus des Hohbachtals entwickelt.

Das Tal beginnt mit einer Schlucht bei 1400 m Höhe. Wie beim Blinnental reicht der Schuttkegel ein gutes Stück in sie hinein.

Seit dem Daunvorstoss sind nach F. *Wiegerts* (vergl. *Wahnschaffe*, Geologie des norddeutschen Tieflandes), der das Daunstadium ins ausgehende Frühneolithikum verlegt, ungefähr 7000 Jahre vergangen. Der Rückstau, der teilweise mit der Bildung des Münsterfeldes zusammenhängt, geht auf die Daunzeit zurück (siehe C. Die grossen Schuttkegel des Goms). Die Schlucht bestand zu jener Zeit also schon in ihrer vollen Tiefe. Der Abstand von nur 4½ km von den Daunmoränen des Rhonegletschers zeigt, dass nicht das gesamte Interstadial Gschnitz-Daun zur Erosion zur Verfügung stand. Die Gschnitzmoränen liegen nach *Brückner* 60 km weiter westlich bei Siders. Dieses Interstadial hat nach *Wiegerts* ebenfalls an die 7000 Jahre gedauert. Der Rückzug des Gletschers erfolgte nicht gleichmässig auf der ganzen Tallänge, so dass die Gegend von Niederwald bis Ulrichen viel früher eisfrei war, als die Zungenbecken aus dem Daunstadium bei Fiesch und Brig (*Brückner*). Da schon *Venet*, aber auch viele andere Autoren, das Daunstadium als Vorstoss betrachten, so ist anzunehmen, dass die Gegend von Münster mindestens während der letzten Hälfte des Interstadials eisfrei war. Diese Zeit genügt aber keineswegs zur Bildung einer solchen Schlucht im Gotthardgneis, auch wenn man berücksichtigt, dass das Gestein teilweise schiefbrig ist. Diese Beobachtungen gelten nicht nur fürs Merezenbachtal, sondern auch für alle andern Seitentäler mit Endschluchten wie Blinnental, Äginental und Gerental.

Über der Schlucht erreicht man einen V-förmigen Abschnitt mit angedeuteter U-Form, der dem grossen Interglacial zuzuschreiben ist. Die relativ geringe Erosion während des grossen Interglaciales ist daraus zu erklären, dass das Haupttal vor allem durch Rückwärtserosion entstand. Diese erreichte das Seitental zu einer Zeit, da dessen Wasserabfluss sehr gering war. Rückstau des Seitengletschers durch den Rhonegletscher und damit verbundene Verringerung der Erosionskraft bewahrten die V-Form vor der Zerstörung.

In ausgeprägter U-Form bietet sich das Tal des ersten Interglaciales dem Auge dar. Sie Sohle ist eine fluvioglaciale Schotterebene und gegen hinten stark mit Lawinenschutt überführt.

Die folgende Stufe wird durch einen Steinkern gebildet, der durch die Ablagerungen des Merezenbachgletschers vollkommen verdeckt wird. Sein Vorhandensein kann nur aus den seitlichen

Felsformen abgeleitet werden. Grund- und Seitenmoränen sind weit darüber hinausgeschoben worden, wie die Drumlinlandschaft im alten Zungenbecken, die nur bei hoher Moränenbedeckung entsteht, und die tief eingefressenen Durchflussrinnen des Merezembaches, die kein anstehendes Gestein entblößen, zur Genüge beweisen. Für die Felsschwelle spricht vor allem die geringe Höhe der Stirnmoräne von höchstens 4 Metern im Gegensatz zur Stufenhöhe von 170 m. Der schuttreiche Gletscher schob seine Stirnmoräne über die Stufe hinaus, wobei die abrutschenden Moränenmassen immer wieder ersetzt werden mussten. Die Moränen gehören dem Daunstadium an.

Der dahinter liegende Talboden gehört wahrscheinlich dem Günztrog an, da im andern Falle das präglaciale Tal ein viel zu kleines Gefälle zum Rhonetal aufgewiesen hätte. Dafür spricht auch die Trogshulter, die von den Moosmatten bis hierher sicherlich nicht nur 100 m ansteigt. Viel wahrscheinlicher ist die Schwelle der Eukumme auf 2340 m und jene der Tiefschlucht auf 2380 m als präglacial anzunehmen. Zum präglacialen Talschluss gehört möglicherweise die Stufe bei 2560 m.

f) **Äginen-** und **Gerental** sind ausgezeichnet durch ein kurzes, vor der Mündung eingeschaltetes Längstalstück. An der Umbiegungsstelle zum Durchbruch ins Rhonetal mündet der Kühtalbach in die Ägina und das Gonerliwasser ins Gerenwasser.

Der Schuttkegel der **Ägina** besitzt eine Fortsetzung innerhalb der Schlucht. Das Gefälle steigt von 5% auf dem Schwemmkegel auf 28% beim Einfluss des Kühtalbaches, dessen Mündung stark verschleppt ist. Oberhalb der alten Mündung sinkt das Gefälle während 600 m auf weniger als 10%. Das Längstalstück ist schon im grossen Interglacial (II) entstanden, da die relativ wasserreiche Ägina naturgemäss leichter der Eintiefung des Haupttales folgen konnte als die wasserärmeren westlichen Nachbarn.

An der Umbiegung zum Quertal stehen wir erneut vor einer Stufe. Sie führt auf einen höheren Talboden. Ein Felssturz aus dem rechten Talhang mit aufgesetzten Lawinenschuttkegeln hat den Talboden bis auf eine Höhe von 1640 m zugeschüttet. Dahinter liegt die Ebene von Arennest mit nur 4% Gefälle. Bei der Einmündung des Saasbaches steigt es vorübergehend, um im Hohsand sogar auf 2% zu sinken. Da sich der gesamte Talboden unter der

Isohypse von 1800 m befindet und sich bis gegen 1600 m hinunterzieht, kann er nicht dem ersten Interglacial angehören, denn die Rhonerinne besass zu jener Zeit bei Ulrichen mindestens 1650 m Höhe. Dieses Talstück ist zusammen mit dem kleinen Längstal, das sogar bis 1550 m hinunterreicht, im grossen Interglacial (II) entstanden.

Die Doppelstufe beim Ladstafel, mit einer Gesamthöhe von 125 m, besteht oben aus einer Konfluenzstufe. Unten wird sie durch eine Stufe gebildet, die im grossen Interglacial entstand. Dazwischen liegt eine Verflachung. Das kurze Talstück hinter dem Ladstafel stammt aus dem ersten Interglacial (I) und wurde in den folgenden Eiszeiten vertieft.

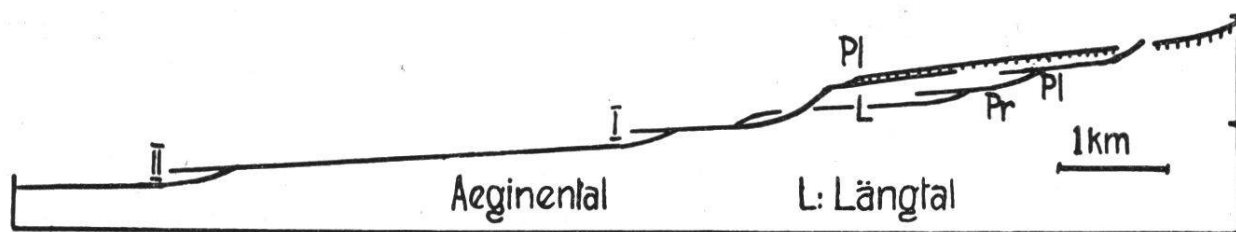


Fig. 3.

Über einem 400 m hohen Aufschwung liegt die pliocäne Hochfläche (Pl) des Griesgletschers (Bild 5). Noch im 19. Jahrhundert füllte dieser Gletscher den Moränenzirkus hinter dem Altstafel, während um die Jahrhundertwende die Gletscherzunge bis 2000 m herunterreichte. Heute liegt das Gletscherende am Rande des Hochplateaus bei 2340 m Höhe. Die ganze Stufe ist mit wunderschönen Gletscherschliffen bedeckt und in eine Rundbuckellandschaft umgewandelt.

Von der linken Seite her mündet in 100 m hoher Stufe das Längtal (L). Mitten im Durchbruch durch den Altstafelriegel vereinigt sich in nicht besonders tiefer, doch enger Schlucht der Längbach mit der Ägina. Nördlich der Tuchmatt fliesst der Längbach in Glimmermarmoren der Trias, deren gleichmässig dicke, helle Platten, die durch den Glimmergehalt einen Stich ins Bräunlich-Grünliche aufweisen, das Bedeckungsmaterial der Längtalhütten liefern. Die Übertiefung des Äginentales gegenüber dem Längtal ist mit höchstens 40 Metern gering zu nennen. Dies entspricht dem wenig kleineren Einzugsgebiet des Längtalgletschers. In den Hocheiszeiten fehlten Erosionsunterschiede vollständig, da beide Gletscher im

Firngebiet mit geringen erosiven Wirkungen an der Firnsohle lagen. Diese wurden durch Rückstau am Rhonegletscher noch vermindert. So wirkten sich nur Anfang und Ende der Eiszeiten aus. Das frühere Vorstossen und spätere Wegschmelzen des Griesgletschers hatte in dem früher eisfrei werdenden Längtal einen Rückstau zur Folge, wobei der Talboden um beträchtliche Schottermengen erhöht wurde. Die fluviatilen und fluvioglacialen Schotter sind besonders von den Stillgalen her mit Gehängeschutt überführt worden.

Im Hintergrunde liegt über einer 60 m hohen Stufe ein Sammeltrichter, der einen präglacialen (Pr) Talschluss darstellt. Von hier aus besteht eine Verbindung über Vorderdistel (2300 m) zum Gesimse bei 2200 m östlich des Kühtalbochten (Trogshulter). Im Zentrum des karartigen Trichters ist eine Übertiefung von mindestens 30 m feststellbar.

Die Karschwelle westlich Oberdistel, auf einer 220 m hohen Stufe gelegen, lässt sich über Rämuni und die Hochflächen nördlich des Bochtenhornes mit den flacheren Partien von ca. 2300 m über den Moosmatten zu einer genetischen Einheit zusammenschliessen. Die Karschwelle des Distelseekares gehört ebenfalls dieser Einheit an. Beide Kare sind ca. 40 m in die jüngere pliocäne (Pl) Fläche eingesenkt. Zur jüngeren pliocänen Oberfläche gehört ebenfalls die Rundbuckellandschaft über den Karwänden des Distelsees.

Die obersten, flacheren Stellen der Ritzberge, im besondern die östlichen Hochflächen, sind dem älteren pliocänen Talsystem zuzuordnen (siehe S. 15).

In den Erratika der Ritzberge und des Distelgebietes kommen keine Bündnerschiefer vor. Daraus ist ersichtlich, dass der Ritzgletscher die Rinne östlich P. 2768 nicht überschritten hat. Auffallend ist die grosse Ähnlichkeit mit den Verhältnissen im Hohlaui-tal und am Grat zwischen P. 2795 und P. 2647,0 südlich Ringeni.

g) Die Verhältnisse im **Gerental** weisen grosse Ähnlichkeit mit jenen des Ägintales auf, doch ist das Einzugsgebiet noch grösser und daher das Gefälle geringer, die Stufen flacher. Der Rückstau ist 400 m weit in die Durchbruchsschlucht hinein verfolgbar. Diese stammt aus dem dritten Interglacial. Unter dem Drucke der Eismassen sind die Gneise am Gerendorfplateau teilweise verschoben worden, so dass ihr Streichen jetzt N 80° E (alpin N 57° E) beträgt. Die Schlucht wurde während der Würmeiszeit mit Mo-

ränen gefüllt und bis zum Daunstadium in der Hauptsache wieder freigelegt. Mit dem endgültigen Rückzuge des Rhonegletschers erfolgte die Aufschüttung des Schuttkegels, der durch Verminderung des Gefälles auch in der Durchbruchsschlucht Akkumulation zur Folge hatte.

Bei der Umbiegung des Quertales zum Längstal ist durch Vermehrung der Wassermengen um jene des Gonerliwassers eine Stufe entstanden. Das Gonerliwasser kommt aus dem Gonerli, einer 1800 m hoch gelegenen Alp. Die trennende Stufe ist sehr steil. Das Gonerli ist ein Talboden aus dem ersten Interglacial, der durch spätere glaciale Erosion weiter vertieft wurde. Der Hintergrund wird von grossen Schotter- und Moränenanhäufungen eingenommen,

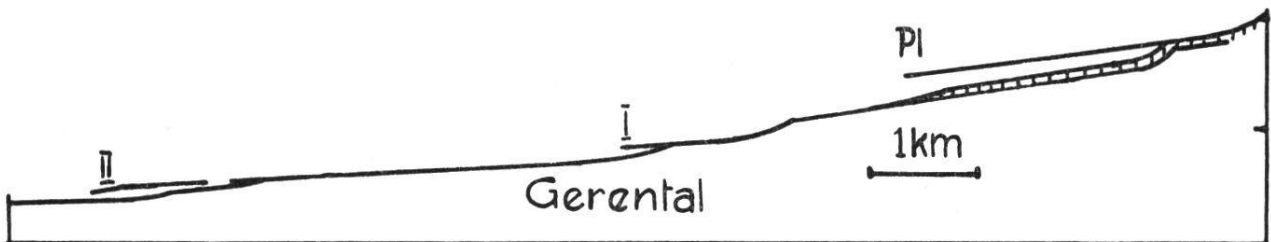


Fig. 4.

die anscheinend eine zwischen 2000 m und 2100 m liegende Stufe verdecken. Bei 2400 m Höhe liegt die Schwelle des abschliessenden Gletscherkares zwischen Mettlihorn und Pizzo Gallina.

Das kurze Längstalstück des Gerentales enthält einige Überreste aus dem grossen Interglacial (II). Besonders gut ausgeprägt ist das Gerendorfplateau auf der rechten Talseite. Etwas höher liegen am linken Talhang zwei Terrassenreste beidseitig der Einmündung des Gonerliwassers. Die östliche Terrasse lässt sich im Walde weiter verfolgen. Kurz vor der Umbiegung ins Hauptquertal verschwindet sie unter Gehängeschutt und Moränen. Gelegentlich auftretende Gesimse sind durch selektive Eiserosion im stark wechselnden Untergrunde entstanden. Die heutige Rinne des Gerenbaches ist dem letzten Interglacial zuzuschreiben.

Das Gefälle, das sich von 12% unterhalb der Einmündung des Gonerliwassers auf 7% im Längstalstück erniedrigt, steigt bei der Umbiegung zum grossen Quertal auf 14%. Bei 1620 m erreicht man die obere Kante der Stufe und damit auch den Talboden aus dem grossen Interglacial (II). Der Saasbach, ein rechtsseitiger Zufluss des

Gerenwassers, hat eine kleine Gefällserhöhung zur Folge, analog dem Saasbach im Äginental (siehe S. 17). Kurz hinter diesem Schwemmkegel folgt der Aufschwung zur oberen Stufe, deren Oberkante bei 1950 m liegt. Diese Talfläche stammt aus dem ersten Interglacial (I). Im hintersten Teil liegt eine wenig ausgeprägte Konfluenzstufe unterhalb des Sammeltrichters, dem von NE das Gerenwasser, von SE der Kuhbodenbach und von SW der Siedlenbach zufließt. Zwischen den Saashörnern und dem Pizzo Rotondo breitet sich das alte, wohl pliocäne Tal (Pl) des Gerenwassers aus. Der linksseitige Hang trägt den Rotondogletscher, der über den Trogrand mit dem Gerengletscher in Verbindung steht. Er besitzt nordnordwestliche Exposition. Der rechte Hang ist mit seinen kleinen Gehängegletschern gegen Südsüdosten geneigt. Zwischen den Gletscherchen und dem Gerengletscher liegt der nackte, mit Rundbuckeln, Gehängeschutt und Blockmoränen übersäte Mühlestein.

h) In einer fast 200 m hohen Stufe überwindet der **Muttbach** die Höhendifferenz von der Oberalp zum Gletschboden. Da die Gehängereste des Rhonetales aus dem ersten Interglacial hier bei 1900 m Höhe liegen (siehe S. 8), so muss der Talkessel der Oberalp derselben Zeit angehören. Der Talhintergrund ist übertieft. Durch Rückstau des Gratschluchtgletschers wurde der Talboden mit Moränen erhöht. Später folgte eine beträchtliche Aufschotterung. Beim Talausgang ist die Talsohle durch Gehängeschutt eingeengt. Dahinter liegen zahlreiche seitliche Schuttkegel. Allmählich hebt sich die Sandebene zum Übergangskegel und zu den rezenten Moränen des Gratschluchtgletschers. Bei 2700 m liegt im Gletscher eine Verflachung, die wahrscheinlich mit der Furka und den Galenhütten der jüngeren pliocänen Fläche angehört.

3. Die rechten Seitentäler.

Die Täler der rechten Rhonetalseite sind relativ kurze und geradlinig verlaufende Quertäler. Über einen, in die Moränen der Würmeiszeit und ins Anstehende eingeschnittenen V-förmigen und steilen Talabschnitt erreicht man den Haupttalboden.

a) **Schwarzer Brunnen, Wilerbach und Hilpersbach** entwässern im verein mit unbenannten Rinnsalen die Hochfläche südöstlich des

Setzenhornes. Sie bilden das Gegenstück zu den steilen, meist wasserreicheren Bächen der Ernergalen. Die Kare, denen die drei genannten Bäche entspringen, stehen in Grösse und schöner Form den Karen der Ernergalen beträchtlich nach.

b) Das **Bieligertal** ist das westlichste der grossen Seitentäler. Die Hauptmenge des Walibaches fliesst nördlich Selkingen von der Kapelle aus in südlicher Richtung, während der südöstliche Arm nur wenig Wasser führt und Biel berührt.

Venez hat die Moränen am Eingange des Tales dem Daunstadium zugewiesen. Mir scheint jedoch die südöstliche bis südwestliche Lage der Kämme mit einem so beträchtlichen Vorstossen des Daungletschers nicht übereinzustimmen. Diese Moränen sind im Interstadial Gschnitz-Daun entstanden.

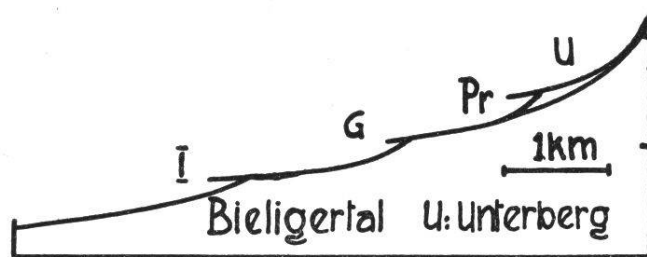


Fig. 5.

Der unterste Boden des Bieligertales ist bei 1720 m Höhe gelegen und gehört dem ersten Interglacial (I) an. Immer steiler ansteigend überwindet man die Höhendifferenz zum nächsten Talboden auf 2120 m Höhe. Da in der Frutt fast mitten im Tale Gneis ansteht, kann man auf eine Stufe schliessen, die im Anstehenden modelliert ist. Der folgende Talboden gehört wahrscheinlich dem Günztrog an, wofür folgende Überlegungen sprechen:

Fluviatil, durch Rückwärtserosion entstandene Täler zeigen in der Regel dort, wo der Eintiefung aus irgendwelchen Gründen Einhalt geboten wurde, eine Stufe. Dagegen werden Täler glacial auf der gesamten Tallänge, wenn auch mit wechselnder Stärke (Konfluenzstufen usw.), durch Seiten- und Tiefenerosion geschaffen. Das Merkmal dieser Täler besteht darin, dass sie nicht an einer Stufe enden, sondern sich unter Umständen bis ins Firngebiet verfolgen lassen. Präexistierende Talformen können das Bild allerdings wesentlich trüben. Der oben erwähnte Teil des Bieligertales zieht sich mit gleichmässig zunehmender Neigung bis ins Firnge-

biet hinauf. Die glaciale Entstehung ist daher recht wahrscheinlich. Die Lage spricht für einen Günztrog.

Der Unterberg, am linken Talhang liegend und bei 2480 m beginnend, ist durch einen steilen Absturz von 140 m Höhe vom Günztrog getrennt. Bei 2600 m hat sich die Höhendifferenz auf 60 Meter erniedrigt und ist bei 2800 m ganz verschwunden. Diese Terrasse stellt den präglacialen Talboden dar. Das präglaciale Gefälle talauswärts ist kleiner als die durchschnittliche Neigung des mittleren Talstückes. Das Gefälle beträgt 20% gegen 28‰.

c) Das **Bächital** liegt zwischen Reckingerlaui und Ritzingerfeld.

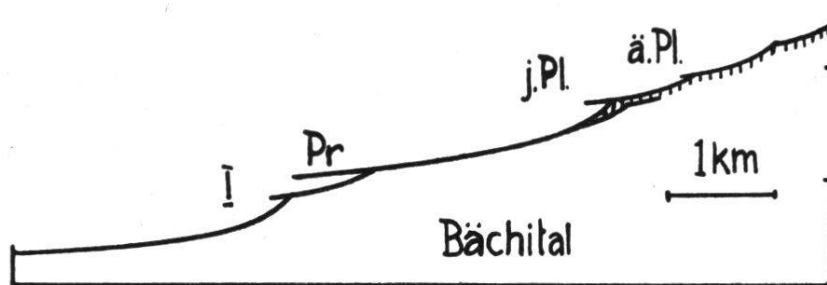


Fig. 6.

Sein Abfluss, der Reckingerbach, fliesst auf einem grossen Schwemmkegel der Rhone zu. Das Gefälle nimmt von 13% an der Kegelspitze auf 5% an der Kegelperipherie ab. Durch eine V-förmige Schlucht, mit einem Gefälle von 26%, erreicht man auf 1800 m Höhe einen Talboden mit 12% Gefälle. Dieser ausserordentlich kurze Teil entstand im ersten Interglacial (I). Die U-Form ist durch seitlichen Gehängeschutt stark verwischt und war wohl nie sehr ausgeprägt. Der Hintergrund dieses Abschnittes wird durch beträchtliche Moränenansammlungen eingenommen.

Erst bei 1980 m Höhe betritt man den Haupttalboden. Diese Höhe ist sonst nur bei kleinen Nebentälern wie Niedertal, Obertal und Kühtal üblich. Die Stufe ist ein glacial geschliffener Gneisriegel, über den sich der Reckingerbach in mehrfach unterbrochenem Falle hinunterstürzt. Das präglacial (Pr.) angelegte Tal wurde durch Glacialerosion vertieft und verbreitert. Das Gefälle zum präglacialen Rhonelauf betrug höchstens 7%. Beträchtliche Lagen von Gehängeschutt bedecken den untern Teil der Talhänge.

Gegen den Talhintergrund nimmt das Gefälle des Anstehenden stark zu, so dass bei 2420 m der südliche Aaregranit unter dem Schutt auftaucht. Die Landeskarte der Schweiz weist hier Gletscherbedeckung auf, die im Jahre 1936 nicht mehr vorhanden war. Der südliche Aaregranit liess sich bis 2600 m hinauf verfolgen, wo er unter der Eisbedeckung verschwand. Bei 2700 m liegt der obere Rand des präglacialen Talschlusses, und es beginnt die jüngere pliocäne Fläche (j. Pl.), der nach kurzem Aufschwung bei 2980 m die ältere (ä. Pl.) folgt.

Beachtenswert ist die tiefe Lage der Schneegrenze an der Nordostseite des Ritzenhornes. Sie erreicht hier 2700 m.

d) Bei Münster endet das **Münstigertal**. Die Endstufe besteht aus Moränen. Anstehende Gesteine konnten keine festgestellt

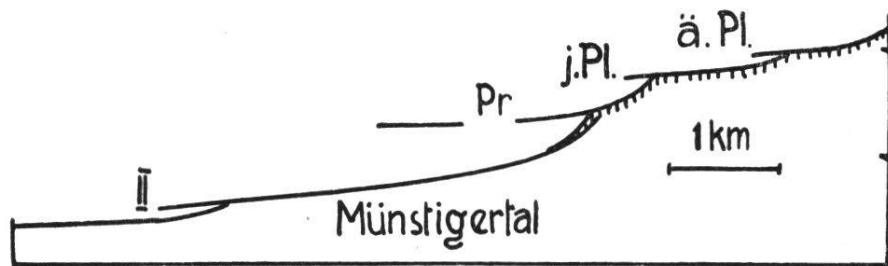


Fig. 7.

werden. Der Biel, von einer Kapelle gekrönt, trägt auf der, dem Haupttale zugewandten Seite zahlreiche Rundhöcker. Er besteht aus dem anstehenden Gneis der näheren Umgebung, doch ist nicht sicher, ob er in der Tiefe verwurzelt ist. Das Streichen von N 70° E spricht für Anstehendes, das, wie beim Gerendorfplateau, starkem Eisdruck ausgesetzt war. Der Biel steht am Talausgang und schon teilweise im Schwemmkegel.

Der Münstigerbach floss einst an der Westseite des Biel vorbei und durch das Gebiet des heutigen Unterdorfes der Rhone zu. Auch in späteren Zeiten, als der jetzige Durchbruch des Baches wieder frei war, wurde das alte Bachbett unterhalb des Biel noch lange Zeit benutzt. Die Rinnen westlich und östlich des Biel sind höchst wahrscheinlich präwürm entstanden. Die westliche ist mit Moränenmaterial erfüllt. Dieses rutschte infolge Untergrabung ins alte Bachbett. Der gestaute Bach folgte einer alten, nur teilweise durch den Ausbruch des Münsterfeldes aufgefüllten Rinne auf der Ostseite des Biel.

In der Stufe ist der Einschnitt V-förmig im obern Talboden angelegt, dessen Terrassen sich mit starkem Gefälle zum Rhonetal hin senken. Bei 1600 m erreicht man die gleichmässig ansteigende Talsohle (II). Da das Gefälle weitgehend ausgeglichen ist, so muss der Felsgrund in beträchtlicher Tiefe liegen. Dafür sprechen auch die Felswände, die senkrecht bis aufs Talniveau herunterreichen. An besonders günstigen Stellen, im toten Winkel der Couloirs, kann man das Untertauchen der lotrechten Wände unter die Schotter beobachten. Kein Zeichen spricht für die Nähe anstehenden Gesteines unter der Talsohle.

Grosse seitliche Lawinenschuttkegel engen das Tal zwischen 1600 m und 1700 m Höhe bis an den Bach ein. Von der Talhütte — es sind nur noch Reste der Grundmauern erhalten — aufwärts bis über den Grossboden hinaus ist der Talboden eine schiefe, stellenweise gut bewachsene Sandrebene. Bei 1900 m beginnt der Übergangskegel. Diesem ist ein bewachsener Stirnmoränenkranz in der Höhe von 2060 m. aufgesetzt, der dem Daunstadium zuzuschreiben ist. Die dazugehörigen Seitenmoränen sind deutlich erkennbar. Ihre Aussenseite wird in höheren Lagen durch Gehängeschutt und Lawinenschuttkegel verdeckt. Daher ist das Gesamtbild etwas verwischt. Ein innerer Moränenkranz beginnt in der Schlucht, die vom Bach aus den Vorderen Rossen durchflossen wird. Er schmiegt sich an die Felswand an und quert bei 2120 m Höhe halbkreisförmig das Tal. Der Münstigerbach hat eine tüchtige Lücke in die Blockwälle gerissen.

Der Hintergrund des Tales wird durch eine steile Granitwand gebildet, die deutliche Spuren von Gletscherschliffen trägt. Die Talklftung verläuft etwas flacher als der Absturz, so dass die einzelnen Bänder immer wieder von senkrechten oder überhängenden Aufschwüngen abgelöst werden. Der Gletscher hat den Talschluss von Westen her durchbrochen. Dadurch wurde der Trogschlussrand erniedrigt und abgeschliffen. Dies geschah jedoch nicht in dem Ausmasse, wie nach der lange andauernden Wirkung anzunehmen war. Besonders der südliche Sporn hat seine Höhe wenig verändert, obschon er in allen Eiszeiten und Rückzugsstadien vom Gletscher bedeckt war. Der Hauptgrund für diese Erscheinung ist darin zu erblicken, dass diese Höhe von 2700 m während der Eiszeiten weit innerhalb der wenig bewegten Firnbedeckung lag.

Das Tal ist im grossen Interglacial (II) entstanden. Die kräftige Ausräumungsarbeit weist auf langandauernde reichliche Wasserführung hin. Dies ist auf die Erhaltung des Münstigergletschers während des grossen Interglaciales zurückzuführen. Der Firn hat am Grat Oberaarrothorn-Hinter Galmihorn-Hohe Gwächte (Firrenhorn) Nordostexposition und an der Fortsetzung zum Grauhorn Nordlage. Davon liegen allein $3\frac{1}{2}$ km zwischen 3000 m und 3490 m Höhe, also auch dann noch über der Schneegrenze, wenn man sie in den Interglacialen 300 m höher annimmt als heute. Die Eintiefung des Tales im grossen Interglacial wäre aber nicht erklärbar, wenn nicht schon in den vorhergehenden Interglacialen und Eiszeiten das präglaciale Tal eine wesentliche Vertiefung erfahren hätte.

Aus den Erosionsresten in andern Seitentälern darf gefolgert werden, dass besonders die fluviatile Erosion des ersten Interglaciales das Tal vertiefte, dass dagegen die Eiszeiten die U-Form durch glaciale Seitenerosion erzeugten. In grösserem Masstabe wickelte sich dieser Erosionscyklus im grossen Interglacial und in der Risseiszeit ab. Die glaciale Tiefenerosion war jedoch infolge Rückstauwirkung des Rhonegletschers gering. Nur im Talhintergrunde muss unter der hohen Stufe eine vermehrte Eintiefung stattgefunden haben. In die risseiszeitlichen Rückzugsschotter grub sich im letzten Interglacial der Münstigerbach ein. Zugleich entstanden die beiden Rinnen westlich und östlich des Biel. Grundmoränen und Rückzugsschotter der letzten Eiszeit haben infolge der Stauwirkung des Rhonegletschers den Talboden bis zur heutigen Höhe aufgeschüttet.

Das Münstigertal zeigt einen schön ausgebildeten Trogschluss. Trogschulter und Trogschlussrand werden durch präglaciale Oberflächenreste (Pr.) gebildet. Erstere steigt allmählich von 2100 m auf 2460 m am Trogschluss an. Die Schulter ist nicht überall gut erhalten, da sie durch zahlreiche Couloirs in einzelne Bastionen zerlegt wird. Sie ist leichter in der Natur als auf der Karte zu verfolgen. Das präglaciale Tal hatte von den « Vorderen Rossen » an ein durchschnittliches Gefälle von 13 %, von einem Punkte über dem heutigen Grossboden an aber nur ein solches von 6 %.

Die Couloirs sind steil und spaltenförmig. Sie verlaufen immer längs Myloniten, die häufig an Biotit-Chloritschiefer gebunden sind.

Im Frühjahr und Vorsommer bilden sich an ihrem Fusse grosse Lawinenkegel. Ihr Schutt und jener der temporären Bäche, die durch die Couloirs die Hochflächen entwässern, enthält viel transportiertes Moränenmaterial. Es stammt aus Moränen der Lokalgletscher. So ist der rechte, meist trockene und auf der Landeskarte nicht verzeichnete Zufluss des Hinterbrucouloirs auf 2520 m Höhe von der Blockmoräne des Daunvorstosses der Eukumme abgeriegelt.

Am Münstigergletscher und bei den « Vorderen Rossen » wird die präglaciale Fläche auf 2700 m Höhe von der stark verkarten jüngeren pliocänen (j. Pl.) abgelöst (Bild 6). Zu letzteren gehören die relativ wenig geneigten Hochflächen des Hinterbru über 2600 m Höhe. Hier findet sich neben andern auch ein Eiskar mit NE-Exposition und einer Schwellenhöhe von 2710 m, dessen Schneegrenze bei 2740 m liegt.

Auf den « Vorderen Rossen » befindet sich innerhalb des südlichen Aaregranites ein relativ ausgedehnter Komplex basischer Mischgesteine (Bild 7). An deren Ostende biegt das allgemein alpine Streichen ins herzynische um. Ein der Beobachtung zugänglicher Teil lässt sich vom Münstigergletscher südlich von P. 2724 nordostwärts auf 1500 m Länge verfolgen. 1½ km weiter westlich ist dasselbe Gestein in einem kleinen Aufschluss mitten im Firn der Firrenlücke nördlich P. 3087 (zwischen Bächli- und Münstigergletscher) zu beobachten. Der ganze Komplex besteht aus drei Zonen mit gegen Norden zunehmender Injektionsmetamorphose. Die Zonen sind durch teilweise mylonitisierte Augengneise von einander getrennt¹.

Über der jüngeren pliocänen Fläche folgt am Münstigergletscher und bei den « Hinteren Rossen » auf 2880 m Höhe die ältere (ä. Pl.). Sie ist noch stärker verkart als die jüngere und mit viel Gehängeschutt aus den Rosshörnern überschüttet.

e) Die östlich des Münstigertales gelegenen Täler werden mit abnehmender Breite des Rhonetalanges immer steiler. Die Höhe des Aargrates sinkt von ca. 3000 m auf durchschnittlich 2750 m. Die Gletscher verschwinden und machen ausgedehnten Karterras-

¹ Das Ergebnis der petrographischen Untersuchungen kann mit Rücksicht auf die Einheitlichkeit dieser Arbeit hier nicht näher besprochen werden.

sen Platz. In vermittelnder Stellung steht das **Trützital**, das am Löffelhorndoppelkar beginnt. Die Schneegrenze liegt in der gegen Südosten offenen Nische bei 2940 m, während sie an der Nordseite des Löffelhornes auf 2800 m sinkt.

Am Ausgang der V-förmigen Endstufe des Trütziales finden sich bei 1420 m Höhe Biotitschiefer (mit viel Epidot) und Paragneise. Der Einschnitt verläuft teils im Anstehenden, teils in Moränen und Gehängeschutt. Die Schwelle des Haupttalbodens liegt bei 1880 m. Dieser muss deshalb im ersten Interglacial (I) seine endgültige Eintiefung erhalten haben. Grosse Mengen Gehängeschutt bedecken den untern Teil der rechten Talseite, während die linke bewachsene Runsen mit kleinen Schuttkegeln aufweist.

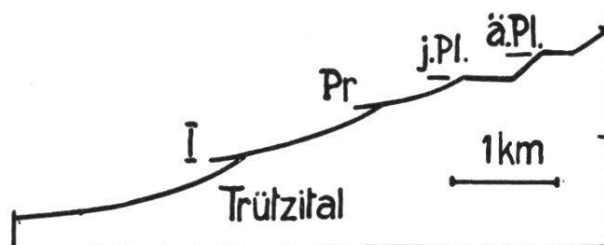


Fig. 8.

Der Hintergrund dieses Talabschnittes wird durch einen gestuften Aufschwung gebildet. Bei 2280 m Höhe liegt der Oberstafel, ein gut ausgebildetes Kar. Es lehnt sich hauptsächlich an den rechten Talhang an. Auf der linken Seite liegt 60 m höher der Tränkboden. Ursprünglich reichte diese Stufe über das ganze Tal hinüber, wurde aber im Verlaufe der verschiedenen Gletschervorstösse da erniedrigt, wo sich die Hauptmasse des Eises bewegte. Zeitweise bildete sich im Winkel zwischen Talwand und Talstufe ein kleiner Kargletscher, der infolge der grossen Steilheit und Höhe der Nischenwand auch im Sommer bald nach Mittag im Schatten lag. Abwechselnd vertieften die beiden Faktoren die alte Stufe. Heute bildet der würmeiszeitlich stark veränderte Karboden den Oberstafel. Die obere Stufe ist am linken Talhang ziemlich weit verfolgbar und bildet einen Überrest des alten präglacialen Tales.

Selten lässt sich die Wirkung der Tiefenerosion von Gletschern so schön und klar nachweisen wie in diesem Falle. Wo solche sich über die ganze Talbreite auswirken konnte, wurde die Stufe unter

zunehmender Betonung nach unten projiziert. Aus der Höhenlage und den meist spärlichen Überresten an den Talhängen schliesst man auf irgend ein Talniveau. Deutlich erkennt man hier, mit welcher Vorsicht daher vorzugehen ist, wenn Gefälle früherer Talböden bestimmt werden sollen. Die nachträgliche Eintiefung ist immer vorhanden und wechselt in ihrer Grösse von Ort zu Ort. Ihr Ausmass ist meist nicht genau zu bestimmen.

200 m höher liegt der Trützisee (Bild 8). Eine wagrecht verlaufende Abstufung quert bei 2400 m Höhe den Felsriegel. Sie wird durch den Grenzmylonit des südlichen Aaregranites erzeugt, der von der Depression nördlich P. 2671 auf Münstergalen zur Gratverflachung auf 2700 m Höhe nördlich P. 2677 am Geschinergalen hin verläuft. Der Trützisee, ein ausgesprochener Karsee, liegt in der jüngeren pliocänen Fläche eingesenkt. Im Osten geht er in ein Moor über, dessen hoher Sandgehalt von den jährlichen Überschwemmungen und Lawinen her stammt.

Das Löffelhorndoppelkar und die östlich anschliessenden kleinen Karseen und Karterrassen gehören dem älteren pliocänen Niveau an. Die Schwelle liegt bei 2760 m Höhe. Der oben abgeflachte Grat zwischen P. 2854 und P. 2766 gehört ebenfalls zu diesen Hochflächen. Die drei kleinen Seen, die bis in den August hinein eisbedeckt sind, liegen am Grunde von Karböden, die bis 50 m in die alte Fläche eingesenkt sind. Das Löffelhorndoppelkar, dessen Kargletscher den Boden des untern Kares heute nicht mehr erreicht, wird durch einen Felsriegel mit Blockmoränenbedeckung gegen den Trützisee hin abgeschlossen. Die ganze, unterhalb des Gletschers liegende Wand des Trützikares ist von Moränen bedeckt. Diese wurden vom Gletscher über die Karschwelle hinausgeschoben. Es ist dieselbe Erscheinung, die auch für das Daunstadium des Merezenbachgletschers nachgewiesen werden konnte (siehe S. 17).

Südlich des Löffelhornes streicht, von P. 2660 herkommend, ein Mylonitquarzit in herzynischer Richtung ostwärts gegen P. 2725. Nördlich P. 2900 bildet dessen feinkörniges, helles Gestein eine nordwärts gerichtete Mauer, die sich jenseits des Kares über den Grat hinüber bis zum Obersee verfolgen lässt. Das Gestein ist ein kristalloblastischer Serizitquarzit, dem die Feldspäte vollkommen fehlen. Die Serizitschüppchen, die in geringer Zahl das Gestein

durchschwärmen, sind zum Teil von rekristallisierten Quarzen umschlossen. Letztere zeigen Gefügeregelung.

f) Das **Niedertal** ist den Rinnsalen des Ernergalen recht ähnlich. Es besitzt nur einen kleinen flachen Talboden, den man überdies ebensogut als untersten Boden eines Treppenkares ansehen kann. Seine Höhe weist auf präglaciale Entstehung hin. (Vergl. D. Karbildungen.)

g) Das **Obertal** ist dem Niedertal sehr ähnlich. Ein relativ flacher Boden von 2020 m Höhe liegt über einer V-förmig zersägten Stufe. Bei 2300 m befindet sich der Blättrig, der erste über dem Boden des Treppenkares liegende Abschnitt. 150 m höher zeigt sich eine Felsschwelle, hinter der ein Tälchen alle Zuflüsse des Oberbaches sammelt. Die Massivgrenze geht nördlich des Hörnli durch und folgt dem Bache nordostwärts bis P. 2453.

Hier biegt sie allmählich aus alpinem in östliches Streichen um und kreuzt den flachen Grat über der linken Talseite auf 2540 m Höhe südlich P. 2627. An einigen Stellen treten im Gneise, hart an der Massivgrenze, Paraamphibolite auf, deren Korngrößen gegen den Granit hin deutlich zunehmen. Das Tälchen ist durch den Grenzmylonit entstanden.

Das Kar auf 2560 m nördlich des Hörnli, der Ulisee und der Obersee im Niedertal liegen in der Fortsetzung des Quarzmylonites vom Löffelhorn. Nach dessen Auskeilen am Obersee tritt ein Granitmylonit an seine Stelle. Dieser verbreitert sich gegen Osten immer mehr und nimmt dabei an lokaler Intensität stark ab. Es lassen sich alle Übergänge von Serizitschiefern zu schiefrigen Graniten beobachten.

Bei 2680 m Höhe liegt die ältere pliocäne Fläche mit einigen Karen. Sie trägt im Niedertal den höchsten, nicht benannten See und setzt sich auch weiter ostwärts im Gebiete des Kühtales fort. Entsprechend der Annäherung an die Haupttalachse sinkt das Niveau dieser Hochfläche gegen Osten. Sie steht über die Trübseelücke mit der entsprechenden Fläche hoch über dem Oberaargletscher in Verbindung. Im Gebiet des Sidelhornes und am Oberaargletscher diene sie stellenweise als Schliffbord.

h) Das **Kühtal** besteht im wesentlichen aus einem kesselförmigen Talboden und der V-förmig zerschnittenen Talstufe unterhalb 2000 m. Der Talschluss enthält bei 2400 m Höhe ein Gesimse, das

auch hier durch die Massivgrenze entstanden ist. Da diese zwischen Küh- und Obertal scheinbar unmotiviert südwärts ausbiegt, verlässt sie der weiterhin alpin streichende Grenzmylonit und verschmilzt östlich des trennenden Grates mit der herzynisch gerichteten Fortsetzung des oben erwähnten Quarzmylonites. Letzterer verfasert am Rundsee endgültig, ersterer erreicht in der Nähe des Mühlebachs auf 2400 m Höhe wieder die Massivgrenze. An der unversehrten Massivgrenze konnten folgende Tatsachen beobachtet werden:

Schmale, langgezogene Gneisfetzen sitzen in der aplitischen Randfacies des Granites. Aufschmelzungen sind keine zu beobachten; ebensowenig lassen sich Resorptionen nachweisen. Aplitadern fehlen im südlich anschliessenden Gneis.

Diese Beobachtungen werden durch die Funde bei P. 2846,1, nördlich des Ritzenhornes, ergänzt und bestätigt. Hier ist die Identität von Nebengestein und Schollen leicht nachzuweisen. Der Granit hat den Gneis in keiner Weise verändert. Er verhielt sich somit während der Intrusion zum Nebengestein passiv.

Der obere Rand des Talkessels liegt bei 2480 m Höhe. Dahinter befinden sich drei grössere Kare. Während der Rundsee im schiefrigen Granit des endenden Mylonites liegt, ist der Längsee in den massigen südlichen Aaregranit eingelassen. Der ursprünglich viel grössere Karsee ist durch die Daunmoränen eines eiszeitlichen Lokalgletschers und durch Gehängeschutt wesentlich verkleinert worden.

i) Der **Jostbach** entspringt im Jostsee, einem Karsee, der nach *Fehr* auf der Massivgrenze liegt. Der Bach verläuft in einer seichten Rinne, ohne dass er im Rhonetalhang eine Talfurche geschaffen hätte.

Zusammenfassung: Die Seitentäler sind ausnahmslos Hängetäler und lassen sich in vier Gruppen einteilen.

1. Diejenigen Täler, deren Haupttalböden eine durchschnittliche Schwellenhöhe von 1600 m aufweisen, sind im grossen Inter-glacial kräftig ausgeräumt worden. Die Rückzugsschotter der Würmeiszeit haben den Talboden bis zur heutigen Höhe aufgefüllt. Dieser Gruppe gehören nur Täler mit reichlicher Wasserführung an, so Münstiger-, Äginen- und Gerental. Das Blinnental vermittelt zur nächsten Gruppe.

2. Die zweite Gruppe ist durch einen Haupttalboden auf 1800 m gekennzeichnet. Dieser stammt aus dem ersten Interglacial, ist in den nachfolgenden Eiszeiten geringfügig ausgehobelt und in der Würmeiszeit mit Moränen und Schottern bedeckt worden. Hierher gehören Rappen-, Merezenbach-, Bieligertal, Gonerli und Muttbach-tal. Liegt bei letzterem die Schwelle auch auf 2000 m Höhe, so muss es doch, dank seiner Lage zunächst des Rhonegletschers, hier aufgezählt werden. Das Trütztal mit seinem kurzen und steilen Haupttalboden vermittelt zu nächsten Gruppe.

3. Die Täler, deren Schwellenhöhen bei 2000 m liegen, gehören dem präglacialen Talsystem an. Der Talboden ist aber durchwegs durch glaciale Erosion vertieft worden. Das Bächital, das zu dieser Gruppe gehört, müsste, nach seiner Wasserführung zu schliessen, in die zweite oder erste eingereiht werden. Eine Erklärung für dieses abnorme Verhalten konnte nicht gefunden werden. In diese Gruppe gehören Nieder-, Ober- und Kühtal.

4. Die vierte Gruppe umfasst die vier grösseren Tälchen am Ernergalen und die beiden Abflüsse der gegenüberliegenden Hochfläche am Setzenhorn. Alle stellen Treppenkare dar, deren Sohlen auf 2200 m Höhe liegen. Die Entwässerung geschieht durch einen V-förmigen Einschnitt.

Alle Täler zeigen einen mehrfach gestuften Taltrog. Ein steiler, V-förmiger Einschnitt, der im letzten Interglacial entstand, verbindet ihn mit dem Haupttal. In der Würmeiszeit wurde er teilweise mit Moränen ausgefüllt, die in der Regel im Interstadial Gschnitz-Daun ausgeräumt wurden. Nach dem Daunvorstoss entstanden in den Durchbruchsschluchten die heutigen Rückstauenebenen. Die Bäche der zwei ersten Gruppen und der Reckingerbach entspringen Gletschern. Alle übrigen beginnen in Karen.

B. Die Entstehung des Goms.

Bodmer bemühte sich, die gesetzmässigen Beziehungen zwischen den Terrassen und Talböden zu ergründen. Er versuchte auch jene des Rhonetales zu erfassen. Er erkannte, dass durch Rückwärtserosion die Talböden allmählich in Terrassen umgewandelt werden. Umgekehrt schloss er aus dem Vorhandensein von Terrassen auf