

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: B: Die Entstehung des Goms

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: 23.12.2025

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

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-, Bieligtal, Gonerli und Muttbachtal. Liegt bei letzterem die Schwelle auch auf 2000 m Höhe, so muss es doch, dank seiner Lage zunächst des Rhonegletschers, hier aufgezählt werden. Das Trützital 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 Rückstauebenen. 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

einen zurückliegenden, unter Umständen verschwundenen Talböden. Da er sich aber nur an die Siegfriedkarte hielt, ohne das Gelände näher zu untersuchen, unterliefen ihm viele Fehler. *Penck* und *Brückner* hatten die grossen Zusammenhänge erkannt; doch konnten sie nicht allzu sehr auf die lokalen morphologischen Verhältnisse eingehen, ohne in Irrtümer zu verfallen. Durch das Zusammenfassen der präglacialen und pliocänen Talböden ist eine erste Fehlerquelle entstanden. Diesem oberen Niveau folgt das untere. Ihm wird neben der Terrasse von Bellwald auch der Inselberg von Binnacher zugeschrieben; das ist sicher nicht richtig. Auch dürfte sich die Stellung der Terrasse von Bodmen in diesem System kaum aufrecht erhalten lassen. *Hess* war bestrebt, die vier verschiedenen Eiszeiten in vier ineinandergeschachtelten Taltrögen zu erkennen und wies sie in den Terrassensystemen des Goms nach. Er verkannte aber das Alter des Taltroges, so dass er auf falsche Schlüsse kommen musste.

Die Abhandlung von *F. Machatschek* und *W. Staub*, « Morphologische Untersuchungen im Wallis », gibt einen guten Einblick die Entstehung des Haupttales. Hier fand ich die notwendigen Aufschlüsse über die Terrassen und Talstufen westlich Brig.

Die wenigen Veröffentlichungen über die Morphologie des Goms befassen sich ausschliesslich mit den grossen Zügen im Haupttal. Für die Nebentäler bestanden überhaupt keine Vorarbeiten.

Eine erste Aufgabe bestand darin, an Hand der Karte und eingehender Begehungen alle Terrassen und Gesimse, sowie Eckfluren zu erfassen und jene auszuscheiden, die nicht Reste alter Täler darstellten. Dabei boten sich grosse Schwierigkeiten. Sackungen und Moränen können terrassenähnliche Gebilde erzeugen oder alte Talreste verdecken. Die Terrassen oberhalb Ofnen (siehe C. Die grossen Schuttkegel des Goms; 2. Die Reckingerlaui), westlich Münster, und jene von Bodmen, in der neuen Landeskarte Holzji genannt, südöstlich von Münster, sind auf Sackungen zurückzuführen. Spricht schon die relativ tiefe Lage der Bodmerterrasse gegen ihre Zugehörigkeit zum Talboden des ersten Interglaciales, so wird der Charakter der Sackung besonders durch die vielen Wülste und durch das Vorschieben des Talhangs gegen die Talachse klar bewiesen.

Die Terrassen, Gesimse und Eckfluren, aber auch flache Grate

und die Mündungen von Hängetälern lassen sich zu Systemen zusammenschliessen. So treten zwei pliocäne, ein präglaciales und verschiedene diluviale Talsysteme auf. Von den letzteren sind vor allem die interglacialen nachweisbar, während die glacialen Tröge nicht sicher bestimmt werden konnten.

Für das Gebiet der Seitentäler wurde das Einordnen der Flächen schon vorweggenommen und soll hier nur noch im Zusammenhang mit dem Haupttal angeführt werden.

1. Die ältere pliocäne Oberfläche.

Zu hinterst im Firnbecken des Rhonegletschers liegt mit einer Schwellenhöhe von ca. 2800 m die leicht gestufte ältere pliocäne Hochfläche. Sie ist älter als die pliocäne Fläche *Machalschek's*, kann aber bei Berücksichtigung gebirgsbildender Vorgänge in den Zentralalpen in den Anfängen höchstens mittelpliocänen Alters sein. Dem hohen Alter entsprechend, sind die erhaltenen Reste ausserordentlich stark verändert. Firnbedeckung wandelte, unter gleichzeitiger allgemeiner Erniedrigung, die Oberfläche in Rundbuckellandschaften um; Kare senkten sich bis fünfzig Meter darin ein. Überdies fällt am Nordhang des Aargrates und am Sidelhorn die Schliffkehle auf grössere Strecken damit zusammen. Die ältere pliocäne Fläche ist somit um unbekannte, aber nicht beträchtliche Werte in die Tiefe projiziert und von Karen durchlöchert. Sie sinkt beidseitig des Rhonegletschers allmählich bis auf 2660 m Höhe ab. Sie bildet unter den Gerstenhörnern die Trogschulter und ein Gesimse unter dem Galengrat. Das Gefälle ist gering und lässt sich aus den spärlichen Resten nicht näher bestimmen.

Hierher gehört der hinterste Teil des Nägelisgrätli mit 2660 m Höhe. Jenseits der Grimseldepression setzt sie zugleich mit der Schliffgrenze am Sidelhorn wieder ein. Sie lässt sich dann von der Trübseelücke an westwärts ansteigend verfolgen. Die Höhen sind abhängig von der Entfernung von der Talachse. Im Trützital liegt sie schon bei 2720 m, steigt im Münstertal auf 2880 m an und erreicht ihr Maximum im Bächital mit 2980 m Höhe. Hier wirkt die Kulmination der Galmihorngruppe, die sich über 3500 m erhebt. Am Wasenhorn ist die Fläche nicht nachweisbar; sie findet sich

am Setzenhorn bei 2800 m und sinkt mit der neuerlichen Annäherung an die Talachse auf 2600 m am Furggelti, südöstlich des Risihornes. In ihr sind Karseen wie Wirbelsee, Längsee und ganz besonders tief die roten Seen eingelassen.

Auf der linken Talseite sind die Verhältnisse schwerer zu entwirren; hier ist noch nicht das letzte Wort gesprochen. Die grossen verzweigten Nebentäler, namentlich das Gerental, geben noch manches Rätsel auf. Wahrscheinlich gehört der Rücken des Schafberges zur älteren pliocänen Hochfläche. Östlich der Ritzberge erstreckt sie sich von P. 2891 und P. 2756 südwärts bis an den Absturz zum Ritzgletscher. Die Ringeni, mit 2640 m Höhe beginnend und südlich der Hohbachseen liegend, sind ebenfalls in dieses Niveau einzuordnen (siehe S. 15 und 19).

Ob die Flächen hinter dem Kummenhorn, die sich über 2600 m erheben, auch in dieses System eingeordnet werden müssen, konnte nicht entschieden werden.

2. Die jüngere pliocäne Oberfläche.

Hundert bis zweihundert Meter tiefer liegt die jüngere pliocäne Fläche, die der «pliocänen» Oberfläche *Machalschek's* und einem Teil des «oberen Niveaus» *Brückner's* entspricht. Am Rhonegletscher beginnt sie bei 2500 m Höhe und steigt allmählich bis 2700 m an, wo sich die Stufe zur älteren pliocänen Landfläche aufzuschwingen beginnt. Der flache Kamm westlich des Nägelisgrätli mit einer durchschnittlichen Höhe von 2450 m und P. 2463, P. 2415 und P. 2427 am Sidelhorn jenseits der Grimseldepression gehören zu diesem Niveau. Vom Jostsee zieht sie sich über P. 2576, über den Längsee und den Rundsee, ununterbrochen z. P. 2489,7 hin, teils über Karschwellen, teils auf runden, oben abgeflachten Kämmen verlaufend. P. 2364 am Titer und P. 2346 am Münstergalen gehören dazu; doch sind ihre rückwärtigen Fortsetzungen auf den Graten sehr problematisch.

Im Hintergrunde des Münstertales, auf den «Vorderen Rossen» und am Gletscher, liegt die untere Grenze der jüngeren pliocänen Fläche bei 2700 m Höhe (Bild 6). Sie senkt sich bis zum Hinterbru auf 2580 m und erreicht am Rossboden und Tränkboden-

kreuz 2330 m. Die zahlreichen Kare des Kastelhorngebietes sind meist in diese jüngere pliocäne Fläche eingesenkt. Jenes, an der Südseite der Hohen Gwächte liegend, befindet sich auf der Grenze zur älteren pliocänen Fläche. Hier fand ich 1935 innerhalb des südlichen Aaregranites, an der Massivgrenze, einen stark verruschten Beryllpegmatit mit Eisenglanz und Biotit. Das aquamarinfarbene Mineral bildet hexagonale Prismen ohne Endbegrenzung mit häufigen Parallelverwachsungen. Neben fünf Sonnen, deren Kristallindividuen bei einer Dicke von 2 mm bis 5 cm Länge erreichen, wurden noch derbe, undurchsichtige Beryllpartien von gleicher Farbe gefunden. Letztere sind an Dislokationszonen gebunden.

Ebenfalls nördlich des Kastelhorns liegt der Karsee bei P. 2693 und das Gletscherkar der Eukumme. Mit Südexposition findet sich östlich des Kastelhorns zwischen P. 2683 und P. 2610 ein Kar, das an einen flachliegenden Granophyr, von herzynischem Streichen, gebunden ist. Dieser lässt sich vom SW-Grat bis ins Münstigertal verfolgen. Die Ostseite des Stock weist ebenfalls Blockkare auf.

Auf den Ritzingeralpen ist die untere Grenze der jüngeren pliocänen Fläche nicht sicher bestimmbar, doch kann man sie ungefähr bei 2300 m annehmen. Die Hochflächen westlich des Bielgertales zeigen oberhalb Richinen schön ausgebildete Terrassen des nämlichen Systems. Dazu gehören u. a. das Steibenkreuz, östlich davon P. 2413 und der Spilboden. Über Hohegg und P. 2498,9 beim Stockflesch steigt die Fläche zu den Spillöchern bei 2600 m an.

Noch ausgiebiger ist die Ausbeute auf der linken Talseite. Es handelt sich teilweise um grössere zusammenhängende Flächen, die sich bis 2600 m Höhe hinaufziehen und eine nordwestliche Lage aufweisen. Sie sind meist stark verkart und in Rundbuckellandschaften umgewandelt.

In der Nähe des Gletschers erkennt man die Terrasse der Galenhütten, die zur jüngeren pliocänen Fläche gehört. Stellenweise aussetzend lässt sie sich bis zur Passlücke der Furka verfolgen. Hier steht sie, wie *Machalschek* zeigt, mit den entsprechenden pliocänen Resten des Urserentales in Verbindung. Gegen den Hintergrund der Gratschlucht steigt sie bis 2700 m an. Demselben System ist auch der Längisgrat zuzuweisen. Seine Abdachung gegen Westen ist pliocän entstanden. Das beweist, dass die Rhone schon zu

dieser Zeit hier durch ein Quertal der tektonischen Grenze von Aar- und Gotthardmassiv entgegenfloss.

Die Gesimse und Terrassen westlich des Grates Dällistock-Muttenhörner sind schwer zu deuten. Jene, westlich des Schafberges, auf fast 2500 m Höhe, sind gleichaltrig mit jenen östlich davon auf 2600 m Höhe. Dies deutet auf starkes Gefälle gegen die Haupttalachse hin. Mühlestein und Rotondogletscher bilden zusammen das pliocäne Tal. Kühboden- und Siedlengletscher und die Fläche östlich des Mettlihornes sind gleichen Alters. Die Blasenhornguppe trägt dagegen keine Überreste.

Jenseits der Aegina sind P. 2328 über der Kalbermatte, P. 2347 und der flache Grat des Bochtenhornes pliocän (siehe S. 19). Rämini, Distelgebiet, Stillgalen und Griesgletscher gehören demselben Niveau an (Bild 5). Die Verhältnisse im Gebiete der Hohbachseen wurden schon eingehend erörtert (vergl. S. 15). Auf den begrenzenden flachen Graten sind die Hohbachgalen nördlich des Stock und P. 2410 westlich der Hohbachseen dem jüngeren pliocänen Niveau zuzuzählen.

Am schönsten ausgebildet und am wenigsten verändert findet man pliocäne Talreste zwischen Blinnen- und Rappental. Vom Mannliboden und P. 2363,7 westlich des Kummenstafel stehen sie über P. 2384,5 mit den Oberflächenresten auf den Ernergalen in Verbindung. Von 2420 m über Schafboden erniedrigt sie sich westwärts auf ca. 2260 m im Scherm (Bild 3). Eggerhorn, Schafgalen und Schweifengrat jenseits des Rappentales zeigen hochgelegene pliocäne Relikte.

3. Das präglaciale Tal.

Der präglaciale Talboden ist am Rhonegletscher bei ca. 2300 m Meereshöhe erhalten. Auf der linken Seite findet man eine erste Terrasse beim Hotel Belvedere auf 2270 m. P. 2011 am «Arsch» gehört zum gleichen Niveau, liegt jedoch sehr nahe der präglacialen Talachse.

Zahlreiche kleinere Täler mit hohen Stufenmündungen erlauben Rückschlüsse auf die Höhe des präglacialen Talbodens. Sie stellen eine willkommene Ergänzung zu den seitlichen Terrassenresten dar, sind aber entsprechend der stärkeren glacialen Erosion immer etwas niedriger.

Der Grimselpass zeigt im wesentlichen die präglacialen Verhältnisse, obschon er durch Transfluenz erniedrigt ist. Kreuzegg, Twäregg mit P. 2174,6 und der Rundbuckel mit 2130 m Höhe auf der Hintergrimsel, die flacheren Gehängeteile bei Oberbrunnji mit P. 2129, Bodmen mit einer Höhe von 2180 m und der Ulrichergalen mit P. 2114 gehören zu den präglacialen Talresten. In der Nähe der Galmihornhütte hat sich deren Unterkante schon auf 2060 m gesenkt und liegt am Hahnspil auf 2050 m Höhe. Die schöne Terrasse von Richinen, deren unterste Teile bei 1960 m beginnen, ist durch unbenannte Verflachungen mit dem Hahnspil verbunden.

Das präglaciale Gerental war eine flachgezogene Landschaft. Der ebene, im Fühsommer mit zahlreichen Schmelzwasserseen besetzte Grat zwischen Gonerli und Gerental trägt noch ein Stück davon. Der steile Hang zum tieferen und jüngeren Gerental setzt mit scharfer Kante ein, während jener zum Gonerli gerundet und mit zahlreichen Rundbuckeln versehen ist. Eine gut erhaltene Moräne aus dem Gschnitzstadium zieht sich durch seine Flanke. Über 2200 m ist an der Blasenalp eine relativ gering geböschte präglaciale Hochfläche anzutreffen (Bild 1). Auch das Tällti geht in seiner Anlage auf die präglaciale Durchtalung zurück und dürfte sich seither kaum wesentlich verändert haben.

Westlich der Aegina sind die Moosmatten die Vertreter dieses Talsystems (Bild 4). Sie liegen in einer durchschnittlichen Höhenlage von 2120 m. Wie im vorhergehenden Kapitel gezeigt werden konnte, lassen sich diese Talreste mit dem Talhintergrund des Längtales verbinden.

Bis zum Blinnental bleiben dann die Spuren spärlich. Die Schwelle der Teifschlucht mit 2380 m Höhe und jene der Eukumme mit 2340 m sind präglacial. Der Hohbachkeller liegt mit 2021 m Höhe etwas zu tief; das präglaciale Tal wurde hier glacial vertieft.

Westlich des Blinnentales ist das präglaciale Haupttal durch kleine, jedoch ziemlich nahe beisammen liegende Terrassen und Gesimse gekennzeichnet. Diese lassen sich vom Bordstafel mit P. 2004 und Salzgeb auf 2060 m zum Oberstafel mit P. 2026 verfolgen. Der Frid mit P. 1949,5 ist durch Glacialerosion stark erniedrigt und kann daher nur noch sehr bedingt dem präglacialen Talsystem zugezählt werden.

4. Der Günztrog.

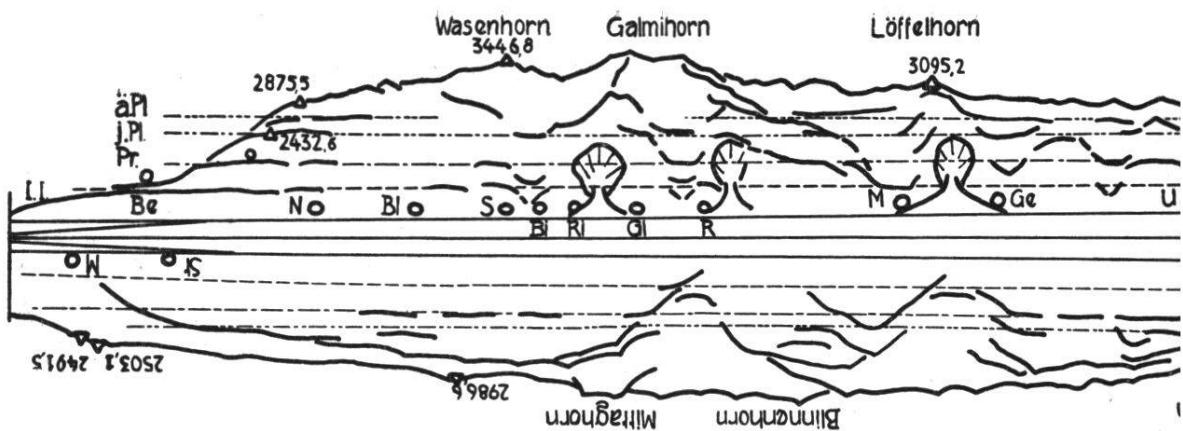
Vom Günztrog sind nur wenig Spuren erhalten. Der Judenstafel mit P. 1919, die Längseite mit P. 1925 und die Frutt im Bielgertal sind hierher zu stellen (siehe S. 22), desgleichen P. 1803 südlich Richinen. Auf der linken Talseite gehören dazu: Randstafel über dem Blasenwald mit 1960 m, Unterfleschen über dem Breitwald mit 1940 m, P. 1902,7 unter den Schorner- und die Höhe von 1900 m bei den Figelalpen (Bild 3) und über der Käserstatt. Gegen den Hintergrund des Rappentales steigt er schnell an und bildet die Terrasse unter P. 2142 an der Umbiegung zum Längstal in einer Höhe von 2060 m und erreicht bei der Alp Z'Rappen 2300 m.

5. Das Tal aus dem ersten Interglacial.

Die Reste des Tales aus dem ersten Interglacial sind nicht besonders zahlreich. Ihre Lage in einem steilen Talhang war der Erhaltung wenig günstig. Gehängeschutt, Erosion dreier Eiszeiten und Moränenbedeckung taten das Übrige, um sie schwer erkennbar zu machen. Erst nach langem Suchen findet man die Verbindungsglieder zwischen dem Gletschboden und der Terrasse von Bellwald.

Der Gletschboden entstand im ersten Interglacial und wurde in den nachfolgenden Eiszeiten übertieft. Beim Betrachten des Tales aus der Nähe von P. 2211 an der Grimsel erkennt man leicht das allmähliche Ansteigen eines wenig ausgeprägten Gesimses auf über 1900 m Höhe an der Mündung des Muttbaches. Man sieht auch die Fortsetzung sich im Talschluss unter dem Eis verlieren und rechts des Rhonegletschers auf einer Höhe von 1950 m wieder unter den Moränen hervorkommen.

Sind die Spuren an den Talhängen unterhalb Gletsch auch spärlich, so lassen sich dank der vielen Stufenmündungen von Seitentälern doch brauchbare Resultate gewinnen. Grimselboden mit 1780 m Höhe, Müllerbine mit P. 1731, Igsehenen und Keller auf 1700 m verbinden den Gletschboden auf der rechten Talseite mit der Terrasse von Bellwald. Letztere beginnt bei der oberen Matte mit 1620 m Höhe und zieht sich ununterbrochen über Nessel und



Längsprofil vom Rh

ä. Pl. = ältere pliocäne Fläche. Sie kann besonders auf der südlichen Talseite nur auf eine kurze Strecke hin verfolgt werden. Die scheinbare Divergenz der Talreste aus dem Pliocän ist darauf zurückzuführen, dass von der älteren pliocänen Fläche nur mehr die hochgelegenen Reste aus den Talhintergründen der rechten Seitentäler erhalten sind.

j. Pl. = jüngere pliocäne Fläche. Die Verbindungsline ist die Mittellinie aller Flächenreste und verläuft daher meist etwas darüber oder darunter.

Pr. = präglaciale Talreste.

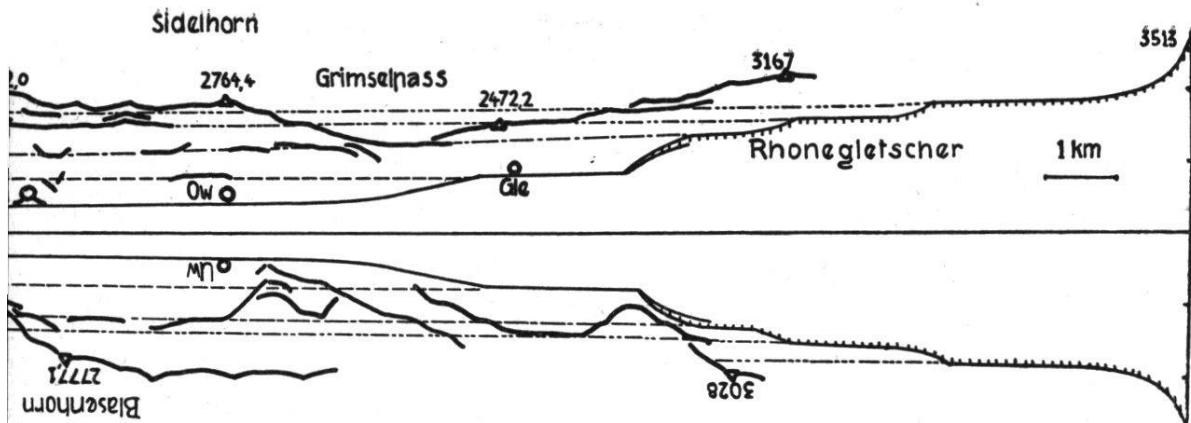
I. I. = Talreste aus dem ersten Interglacial.

Die seltenen, meist nicht sicher bestimmmbaren Reste aus den Glacialtrögen wurden in diesem Längsprofil nicht berücksichtigt.

Schlettern gegen Wilern und Bellwald. Ihr Höhenunterschied beträgt zwischen Wilern und Bellwald 70 Meter. Die Form der Terrasse von Bellwald lässt auf einen damaligen Rhonelauf schliessen, der über dem jetzigen, vielleicht sogar nördlich davon, lag. Der Sporn von Bellwald ist dazu glacial erniedrigt und von Moränen bedeckt.

Auf der linken Talseite erhielten sich Terrassen bei Bergdorf-Hungerberg auf 1720 m Höhe und bei Laub unter P. 1792. Weiter westlich liegt am Ausgange des Aeginentales Laden auf 1740 m Höhe und an jenem des Blinnentales P. 1632 im Urschgenwald. Verschiedene flache Stellen in den Wäldern erwiesen sich als Moränenreste. Die Terrasse von Bodmen, etwas unter dem Niveau des ersten Interglaciales liegend, ist durch eine grosse Sackung entstanden (siehe S. 33).

Da sich im grossen Interglacial der Lauf der Rhone südlich des heutigen befand, blieb die Terrasse von Bellwald (Bild 9) nebst



cher bis Mühlebach.

Be	= Bellwald.
N	= Niederwald.
Bl	= Blitzingen.
S	= Selkingen.
Bi	= Biel.
Ri	= Ritzingen
Gl	= Gluringen.
R	= Reckingen.
M	= Münster.

Ge	= Geschinen
U	= Ulrichen.
OG	= Obergestelen.
OW	= Oberwald.
Gle	= Gletsch.
Mb	= Mühlebach.
St	= Steinhaus.
Uw	= Unterwasser.

älteren Talrelikten zwischen Bellwald und Richinen erhalten, während auf der linken Talseite alle diluvialen Reste der Erosion zum Opfer fielen. Selbst von der präglacialen Landfläche blieben im Ernergalengebiet nur kleine Reste bestehen.

6. Der Mindeltrog.

Aufmerksamkeit verdient der Bärfel in einer Höhe von 1560 bis 1600 m an der Furkastrasse zwischen Oberwald und Gletsch. Ich möchte diese Verflachung der Mindeleiszeit zuschreiben. Dem Mindeltrog gehört auch das Gesimse auf 1600 m Höhe am linken Talhang zwischen Gerental und Aeginental an. Weiter westlich liegende Verflachungen und Eckfluren in 1500 m Höhe sind meist Moränen aus den Rückzugsstadien der Würmeiszeit.

7. Das Tal aus dem grossen Interglacial.

Dem jüngsten im Goms erhaltenen Talboden wurde schon im ersten Kapitel volle Aufmerksamkeit geschenkt. *Machatschek* erklärt die Erhaltung des Tales aus dem grossen Interglacial aus der Differenz der Abstände der Talstufe oberhalb Fiesch von den Firngebieten des Rhone- und Fieschergletschers. Bei Vorstössen wurde das Rhonetal schon früh durch den Fieschergletscher abgeriegelt. Im verein mit dem Binngletscher wurde das Tal so gründlich gesperrt, dass der Rhonegletscher einen grossen Teil seiner Erosionsfähigkeit einbüste. Diese kam nur noch im Talfelsen bei Oberwald voll zur Auswirkung.

Da die grösste Erosion in diesen Tälern immer in den Interglacialen nachgewiesen werden konnte, kann man füglich über die geringe Eintiefung im letzten Interglacial erstaunt sein. Abgesehen davon, dass dieses kürzer war als das vorausgehende, musste doch die Abtragung in Anbetracht der hohen Stufe viel kräftiger sein.

Durch den Rückzug des risseiszeitlichen Rhonegletschers aus der Umgebung von Niederwald wurde es dem Fieschergletscher ermöglicht, eine sperrende Moräne in das Haupttal zu legen. Diese musste von der Rhone zuerst durchbrochen werden. Viel später, als die grossen Schmelzwassermengen des sich zurückziehenden Rhonegletschers verlaufen waren, kam die Rhone dazu, den eigentlichen Felsuntergrund anzugreifen. Die Schlucht nördlich Ernen ist im letzten Interglacial entstanden. Die rezente Vertiefung ist relativ unbedeutend.

Die Stufe westlich Niederwald war am Ende der Würmeiszeit im wesentlichen in der heutigen Form vorhanden. Sie ist durch Rückwärtserosion entstanden, da ihre Lage eine Konfluenzstufe ausschliesst. Der Fieschergletscher reichte nach dem Rückzuge des Rhonegletschers nicht mehr über die Stufe hinauf und konnte daher keinen sperrenden Moränenwall in das Haupttal legen. Deshalb konnte die Rhone bis zum heutigen Tage nicht nur die Schlucht aus dem letzten Interglacial von Moränenschutt befreien, sondern sich auch noch in den Felsuntergrund einschneiden.

Im Interstadial Gschnitz-Daun entstand durch Aufschotterung

der heutige Talboden, der dann vermutlich während des Daunvorstosses die grossen Schuttkegel erhielt. Die vielen Schwemmkegel betheben aus dem herausgeschafften Moränenschutt der Durchbruchsschluchten und V-förmigen untersten Einschnitte der Seitentäler. Erst nach dem Daunvorstoss gesellte sich dazu in grösserem Masse Material aus dem Anstehenden.

8. Erosionsreste aus dem letzten Interglacial.

Erosionsreste aus dem letzten Interglacial finden sich in den Endstufen. Auf jene des Haupttales wurde oben näher eingegangen. Jene der Seitentäler sind durch ausgesprochene V-Form gekennzeichnet. Diese verdankt ihre Erhaltung der Moränenbedeckung und der rückstauenden Wirkung des Rhonegletschers auf die Gletscher der Seitentäler.

9. Anhang.

Dem Besucher des Goms fallen die dunklen, eisgekrönten Gipfel des Mittaghornes, Blinnenhornes, Merezenbachschijje und der Ritzhörner auf. Sie bestehen aus weichen Schiefern und sind deshalb besonders für den Geologen auffällig. Sie überragen die harten Gneisberge des Gotthardmassives um 300 bis 600 Meter. Eine pliocäne Aufschiebung ist nicht denkbar, da solche Dislokationen in jener Zeit sich an der Grenze vom Penninikum zum Gotthardmassiv nicht mehr ereigneten. Es bleibt nur noch die Erklärung miocäner Erosion durch Nebenflüsse der Uraare. Einer davon mochte, aus der Gegend des Kummenhornes kommend, über die Hohbachseen und den Distelpass der Uraare zugeflossen sein. Ein anderer folgte dem Rande der Bedrettomulde und wieder ein anderer der Urserenzone. Diesen vielseitigen Angriffen fielen denn auch die Gneisberge allmählich zum Opfer, während die Gries-Hohsandgruppe infolge ihrer Lage im Hintergrund des Haupttales herauspräpariert wurde. Auch die Eroberung dieser Gebiete durch die Rhone änderte nichts zu ungünsten dieser Berge. Die neubelebte Erosion griff zuerst wieder die Gneisgipfel an, und die zur Bedrettomulde parallelen Täler schützten die Bündnerschieferzone. Erst nach der grossen plio-

cänen Hebung des Alpenkörpers vertieften sich die Täler so, dass eine wesentliche Abtragung der Schiefer eintreten konnte (Blinnental). Die alten Talanlagen blieben teilweise erhalten, wurden jedoch durch prädiluviale und diluviale Talbildungen zerschnitten. Besonders hielt sich die Talfolge an der Grenze zwischen Bedrettmulde und Gotthardmassiv. In ihr liegen Rappental, Hohlauital, Merezenbachgletscher, Ritzgletscher und Längtal. Die Fortsetzung über den Nufenenpass ist, nach *Staub*, von der Uraare selbst durchflossen worden. Auch das alte Tal über den Hohbachseen und dem Distelpass hat sich in die Tiefe projiziert und wird durch Quermulden angedeutet.

Zusammenfassung: Im Goms lassen sich drei voreiszeitliche und vier eiszeitliche Erosionscyklen unterscheiden. Dabei werden die seltenen Spuren aus Riss- und Nachrisszeit nicht berücksichtigt. Die ältesten Reste sind pliocänen Alters. Die Oberfläche bildete damals flache, weitgezogene und offene Täler. Die Talformen der jüngeren pliocänen Fläche besassen schon bewegteres Relief. Ihre Reste liegen durchschnittlich 180 m tiefer. Die pliocänen Alpen besassen Mittelgebirgscharakter.

Weitere 200 m tiefer liegen die präglaciale Talreste. In jener Zeit waren nicht nur die grossen Täler relativ tief eingeschnitten, sondern auch die kleinen hatte ihre Anlage erhalten. Die Reliefenergie war um vieles grösser geworden.

Alle prädiluvialen Oberflächenreste sind starker Verwitterung und glacialer Erosion anheimgefallen. Letztere vertiefte besonders die präglaciale Talböden der dritten Talgruppe.

Hundert bis hundertfünzig Meter unter den präglaciale Talresten findet man Spuren des Günztroges. Das will nun nicht besagen, dass der Boden dieses Tales um dieselbe Höhe unter dem präglaciale lag. Letzterer hatte in seinem Querschnitt angenähert die Form einer Kettenlinie, während der Trog eine nur schwach gekrümmte Talsohle aufwies. Die Vertiefung betrug daher kaum 50 Meter.

Fast 200 m tiefer finden sich Reste aus dem ersten Interglacial. Doch sind sie selten und häufig durch Moränenbedeckung fast unkenntlich gemacht. Noch um 100 m tiefer liegen die Überreste des Mindeltroges. Für ihn gilt das beim Günztrog gesagte.

Der Talboden des grossen Interglacials befindet sich wiederum 200 m tiefer. Bei Oberwald entstand in den folgenden Eiszeiten eine Übertiefung, die durch die Aufschüttung in den letzten Rückzugsstadien der Würmeiszeit nicht ausgeglichen werden konnte. Daher fehlen bei St. Niklaus mehr als fünfzig Meter. Die Strassenkehre liegt hier auf dem alten Talboden aus dem grossen Interglacial. Die Verhältnisse gleichen somit jenen des Gletschbodens.

Mit Ausnahme der Tröge aus den beiden ersten Eiszeiten lassen sich alle Terrassen auf ein erhaltenes Talstück zurückführen. So ist die ältere pliocäne Fläche noch im Rhonegletscher auf einer Höhe von 2800 m erhalten. Westlich davon vereinigen sich die jüngeren

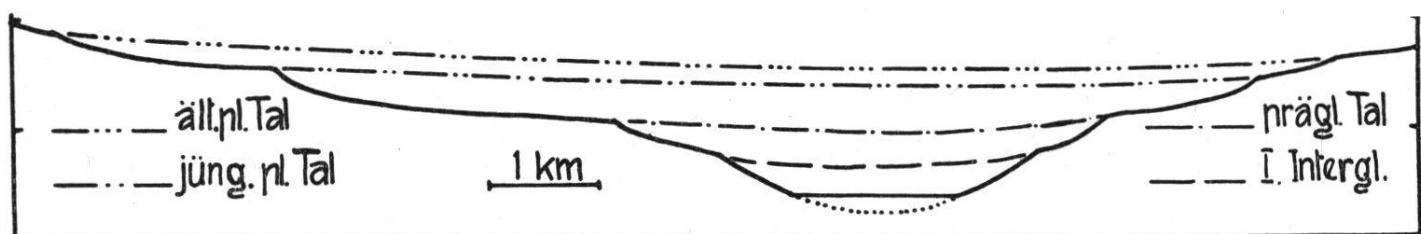


Fig. 9.

pliocänen Terrassen bei 2500 m zu einem alten Talboden, die präglaciale bei 2300 m. Das Tal des ersten Interglacials ist im Gletschboden zu erkennen.

Gegen Westen ist bis zum Fieschertal eine schwache Divergenz der Talböden feststellbar. Während das Gefälle des älteren pliocänen Tales sehr gering ist — es kann auch durch Hebungsvorgänge verkleinert worden sein — ist jenes des jüngeren schon deutlich nachweisbar und jenes des präglaciale noch grösser. Das präglaciale und die diluvialen Täler zeigen, abgesehen von den Talstufen, die in den vorausgegangenen Erosionszyklen sich jeweilen nicht feststellen lassen, nur geringe Gefällsdifferenzen.

C. Die grossen Schuttkegel des Goms.

Die im ersten Kapitel erwähnten grossen Schuttkegel des Goms sollen in diesem Abschnitte eingehender besprochen werden. Es sind deren drei: Das Münsterfeld im Osten, die Reckingerlaui in der Mitte und das Ritzingerfeld im Westen. Die Anrissnischen zei-