

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 30 (1937)
Heft: 2

Artikel: Die Quartaerbildungen im oberen Schächtental, Kt. Uri
Autor: Brückner, Werner
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-159723>

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: 12.01.2026

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

Die Quartaerbildungen im oberen Schächental, Kt. Uri.

Von Werner Brückner, Basel.

Mit 2 Tafeln (XIV & XV).

Die folgende Arbeit stützt sich auf die geologische Detailaufnahme der Osthälfte von Blatt 403, Altdorf, des Eidg. topographischen Atlas im Maßstab 1 : 25.000. Tafel XIV ist ein Auszug aus dieser Kartierung. Zur ausführlicheren geologischen Orientierung vergleiche man W. STAUB (1911, 12) und W. BRÜCKNER (1933, 2, 3; 1937, 3a).

Inhalt.

	Seite
1. Die Spuren der Vergletscherung	263
2. Sackungen und Bergstürze	280
3. Zur Frage der alten Talböden	286
4. Epigenetische Bachläufe	287
5. Junge Aufschüttung und junge Erosion	291

1. Die Spuren der Vergletscherung.

Im folgenden soll der Versuch gemacht werden, ausgehend von den heutigen Gletschern ein Bild von der früheren Vereisung des oberen Schächentals zu entwerfen, soweit dies die vorhandenen Spuren erlauben. Anschliessend möchte ich meine Beobachtungen über die Erosionswirkungen der Gletscher zusammenstellen.

Die Schneegrenzen. Die Zuweisung der früheren durch Moränenwälle fixierten Gletscherstände zu den einzelnen Etappen der letzten Eiszeit ist nur durch Vergleich der zugehörigen Schneegrenzen mit der heutigen möglich. Nach A. PENCK und E. BRÜCKNER (1909, 10) betrug die Erniedrigung der Schneegrenze gegenüber der jetzigen im Würmmaximum um 1200 m, im Bühlstadium um 900 m, im Gschnitzstadium um 600 m, im Daunstadium um 300 m. J. JEGER-LEHNER (1902, 8, Taf. 5) bestimmte die heutige Schneegrenze in der Bergkette südlich vom Schächental auf durchschnittlich ca. 2600 m; in der Kette der Schächentaler Windgälle dürfte sie etwa bei 2550 m

liegen. Gletscher mit Nordexposition haben jedoch bedeutend tiefere Schneegrenzen (z. B. der Claridengletscher 2425 m).

Die Schneegrenzen der früheren Gletscherstände habe ich nach der von P. BECK (1926, 1, S. 14—19) angegebenen Methode mittels der Isohypse, die das hydrographische Einzugsgebiet bis zu den Endmoränen in eine obere und eine untere Hälfte zerlegt, berechnet. Bei der Feststellung der Schneegrenzenabsenkung wurde die heutige Schneegrenze im Gesamteinzugsgebiet des oberen Schächentals bei 2600 m, im Gesamteinzugsgebiet des Brunnitals wegen der Nordexposition bei 2550 m, in den kleineren Einzugsgebieten südlich des Schächentals je nach der Exposition zwischen 2500 und 2600 m Höhe angenommen. Es ist wohl klar, dass die auf diesem Wege erhaltenen Werte kaum einen exakten Vergleich von Gletscherständen in verschiedenen Einzugsgebieten ermöglichen.

Die heutigen Gletscher und ihre Moränen.

(ε auf Tafel XIV.)

Der Griesgletscher ist aus drei Teilgletschern zusammengesetzt. Der erste liegt zwischen Griesstock und Scheerhorn und endigt südwestlich von P. 2250; der zweite fliesst von der Kammlilücke nach Norden und hat sein Ende östlich von P. 2250; der dritte befindet sich am Fuss des Kammliberges. Die beiden letzteren Gletscher sind durch eine grosse Mittelmoräne getrennt. Sie sind erst in jüngster Zeit auf ihren heutigen Stand zurückgewichen; ihre aus dem vorigen Jahrhundert stammenden Seitenmoränen östlich vom unteren Gries und westlich der Munggenbänder vereinigen sich unterhalb des Wegleins, das Ober-Alp und Kammliberg verbindet, zur undeutlichen Endmoräne. Der westliche Teilgletscher wird von ihnen nach Westen abgedrängt; er hat sein vorwiegend vom Scheerhorn stammendes Moränenmaterial südlich vom oberen Gries zu zwei mächtigen Wällen aufgetürmt.

Der Lammerbachgletscher, zwischen Griesstock und Klein-Ruchenkette gelegen, wird auf seiner ganzen rechten Seite von einem Moränenwall begleitet; die linke Seitenmoräne zieht sich von Griesegg zum Ruchenbändli hinunter. Auch dieser Gletscher ist in den letzten Jahrzehnten stark zurückgeschmolzen. Zwischen dem Absturz des Ruchenbändli und dem heutigen Gletscherende befinden sich zwei Endmoränen.

Auf der Nordseite des Klein Ruchen liegen zwei Gletscherchen und westlich anschliessend (bei P. 2453) zwei aneinanderstossende Firnflecken. Das östliche, über einer Felsstufe mit Abbruch endigende Gletscherchen hat nur links eine kleine Seitenmoräne, das westliche und die Firnflecken besitzen zusammenhängende Endmoränenbogen.

Die Gletscher am Nordfuss der Windgällen-Ruchen-Kette sind heute recht unbedeutend. Der Ruchkehlengletscher

wird in seiner ganzen Länge auf der Nordseite von einem Moränenwall flankiert, der wohl als Kombination von Seiten- und Endmoräne zu betrachten ist. Der Firrenbandgletscher, welcher über der Felskante des Firrenbandes mit Abbruch endigt, ist in den seitlichen Partien ebenfalls von kleinen Moränenwällen umgeben. Zu erwähnen sind noch ein Firnfleck in der Ostecke des Firrenbandes, ein Firnfleck an seinem Fuss (Coordinate 700.950/185.850) und ein Firnfleck an der Basis der Ruchennordwand (Coordinate 701.500/185.800), die zwar jedes Jahr stärker zurückschmelzen, jedoch von schönen Moränenwällen umgeben sind.

Die Moränen des Daunstadiums.

(δ auf Tafel XIV.)

Infolge der tieferen Schneegrenze reichten nicht nur die heutigen Gletscher weiter ins Tal hinab, sondern es traten noch eine Reihe von Gletschern an heute nicht mehr vereisten Stellen auf.

Der Griesgletscher stieg in breiter Front gegen den Kammlittritt hinab. Seine linke Seitenmoräne zieht sich durch die Mitte vom oberen und vom unteren Gries. An ihrer bogenförmigen Krümmung kann man erkennen, dass der westliche Teilgletscher auch damals durch die beiden östlichen Eisarme nach W seitlich abgedrängt wurde. Reste der rechten Seitenmoräne finden sich in den Munggenbändern auf ca. 2100 m Höhe, dann im Krachen und namentlich im südlichen Teil des Sennenbandes, wo sich vier bogenförmige, über die Hochgebirgskalkwand der Griesstock-Decke hinausweisende Wälle hintereinander reihen. Die Eismassen stürzten über die Wand hinunter und regenerierten sich zu einem Gletscher, der sich an die Steilwand unter dem Sennenband anlehnte. Er schüttete in direkter Fortsetzung der linken Seitenmoräne im unteren Gries einen mehrfach gekrümmten Moränenwall auf, der von der Bläue an zuerst das rechte Ufer des Stäubibaches bildet und sich dann nach Norden wendet. Er ist wohl weniger als Seiten-, sondern als Endmoräne zu betrachten. Schliesslich sandte dieser Gletscher noch eine Zunge in den Talboden von Aesch bis auf ca. 1230 m hinunter. Mehrere Moränenwälle nordwestlich von Aesch deuten hier auf etwa drei verschiedene Eisstände hin.

Berechnen wir nach P. BECK (1) die mittlere Höhe des Einzugsgebiets zu den Wällen bei Aesch, so erhalten wir ca. 2175 m; die Absenkung der Schneegrenze beträgt demnach ca. 350 m.

Der Lammerbachgletscher erfüllte den Talboden südlich Ober-Lammerbach, bedeckte den nördlichen Teil der Ruchenplangg und endigte auf ca. 1380 m Höhe westlich von Unter-Lammerbach. Seine rechte Seitenmoräne folgt dem Oberrand der steilen Böschung südlich von Ober-Lammerbach bis zum P. 1937 und ist auch unterhalb

der folgenden Steilstufe ein Stück weit erhalten. Bei Unter-Lammerbach hat der Gletscher fünf ineinander geschachtelte Endmoränenbogen gebildet.

Mittlere Höhe des Einzugsgebiets 2175 m; Absenkung der Schneegrenze ca. 325 m.

Die Gletscher am Nordfuss der Windgällen-Ruchen-Kette waren im Daunstadium zu einer mehr oder weniger zusammenhängenden Eismasse vereinigt. Der Firrenbandgletscher reichte bis nach Kärschelen hinunter. Reste des äussersten Moränenwalles finden sich östlich des Weiss-Stöckli (Coordinate 700.100/186.050) und südlich P. 1487 bei Kärschelen. Ein innerer Bogen aus mächtigen Moränenmassen, aber ohne schöne Wallform, einer Rückzugsphase entsprechend, steigt bis ca. 1550 m herab. Weitere Wälle sind ausserhalb der kahlen, recenten Moränen westlich und östlich des heutigen Eisabbruchs der Kante des Firrenbandes aufgesetzt. Der Firrenbandgletscher dürfte bei seinem Höchststand östlich mit einem Gletscher verschmolzen gewesen sein, der durch einen von Kärschelen (Coordinate 701.000/186.050) in den Eingang der Ruchkehle (bis ca. 1900 m) hinaufziehenden Moränenwall umgeben wurde. Dieser Gletscher entsprach dem heutigen Ruchkehlengletscher und den Firnflecken an der Basis der Ruchennordwand und am Fuss des Firrenbandes. Zwischen 1560 und 1700 m Höhe findet sich auch hier ein innerer, zu einer Rückzugsphase gehöriger Wall.

Mittlere Höhe des Einzugsgebiets zu den Moränen des grösseren Eisstandes ca. 2250 m; Absenkung der Schneegrenze ca. 300 m.

Daungletscher an heute nicht mehr vereisten Stellen.

Der bedeutendste von diesen Gletschern stieg aus dem Gebiet zwischen Kammlihörnli und Kämmerli nach der Niemerstafel-Alp hinunter und wandte sich von hier noch ca. 700—1000 m weit nach Westen. Im Tälchen südlich des Klein Höcheli finden sich zwei kleine Endmoränen (Coordinate 706.525/191.800 und 706.560/191.850; siehe Taf. XV, Fig. 2). Endmoränen, die sicherlich im Haupttal nördlich des Klein Höcheli vorhanden waren, sind heute durch die Sackungsmassen von der nördlichen Talseite überdeckt.

Mittlere Höhe des Einzugsgebiets 2150—2200 m; Absenkung der Schneegrenze 300—350 m.

Auf der Nordseite des Schächentals existieren (von Westen nach Osten) die folgenden vier im Daunstadium noch vergletscherten Karnischen:

Nische westlich der Eikehle (sog. „Häger Butzli“): unteres Ende bei 1920 m; nur ein Moränenwall erkennbar;

Kar des Mettener Butzli: unteres Ende bei 1940 m; zwei Wälle;

Becken des Seeleins am Ruosalper Kulm: unteres Ende bei 2100 m; zwei Wälle;

Nische zwischen Geissberg und Südgrat von P. 2294: unteres Ende bei 2070 m; zwei Wälle.

Alle diese Karnischen liegen über der Oberkante des Lias der Axen-Decke eingesenkt. Die Gletscher haben diese Schwelle nicht oder nur ganz unwesentlich überschritten.

Schliesslich sind noch vier kleine Daungletscher in der Umgebung des Wespen anzuführen. Der eine lag im oberen Kar zwischen Hochkopf und Kulm (sog. „Wanneler Butzli“); Endmoräne bei P. 1991; mittlere Höhe des Einzugsgebiets ca. 2100; Absenkung der Schneegrenze ca. 350 m. Der zweite füllte die kleine Karnische nördlich P. 2319 (sog. „Plangger Butzli“); Endmoräne bei 2160 m; mittlere Höhe ca. 2250 m; Absenkung der Schneegrenze ca. 300 m. Der dritte befand sich am Westfuss des Griesstocks; Moränen bei ca. 2100 m; mittlere Höhe ca. 2300 m; Absenkung der Schneegrenze ca. 300 m. Ein kleiner, bogenförmiger, aus Taveyannazsandsteinblöcken aufgebauter Wall am Ausfluss des Seeleins in der Nische nördlich P. 2304 scheint mir anzudeuten, dass hier ebenfalls ein Gletscherchen existierte (vgl. W. STAUB, 1911, 12, S. 80, 81).

Die Moränen des Gschnitzstadiums.

(γ auf Tafel XIV.)

Da im Gschnitzstadium die Schneegrenze um ca. 600 m niedriger lag als heute, so war das obere Schächental damals noch weitgehend vereist. Neben zahlreichen kleineren Gletschern existierten insbesondere zwei grosse Talgletscher, die ich als Vorderschächengletscher und Hinterschächengletscher bezeichnen möchte.

Der Vorderschächengletscher

erhielt den grössten Teil seiner Eismassen wohl aus dem Areal des heutigen Griesgletschers. Als weiteres Einzugsgebiet ist aber auch die Nordabdachung des Kammligrates zu betrachten, deren Gletscher sich einerseits südlich am Kammlihörnli vorbei über die Kammlili-Alp, zum grössten Teil aber auf dem Wege Niemerstafel-Alp—Untere Balm-Alp mit dem Haupteisstrom vereinigt haben muss. Die Ausdehnung des Vorderschächengletschers lässt sich aus den Moränen ungefähr rekonstruieren.

Die linksseitigen Moränen. Die höchsten Moränenwälle findet man am Westrand des oberen und an der Nordwestkante des unteren Gries. Der Wall, welcher sich östlich der Ober-Alp auf der rechten Seite des Härtibaches nach Norden hinabzieht, muss die Mittelmoräne zwischen dem Hauptstrom und dem am Nordfuss des Griesstocks liegenden „Ober-Alpgletscher“ (siehe S. 272) gewesen

sein. Er biegt bei ca. 1680 m Höhe nach Westen um und wird dann durch einen ebenfalls noch östlich des Härtibaches verlaufenden Moränenwall abgeschnitten, der einer Rückzugsphase des Ober-Alp- gletschers angehört. Ein kleinerer Wall südöstlich der Ober-Alp (Coordinate 705.575/190.200) dürfte einer Rückzugsphase des Haupt- gletschers entsprechen. Weitere Moränen sind auf der linken Seite des Vorderschächengletschers nicht sicher nachweisbar. Wahrschein- lich gehört der untere Teil der Moränen östlich Geisegg bis auf ca. 1530 m Höhe noch dem Talgletscher an.

Die rechtsseitigen Moränen. Auf der rechten Talseite finden sich ausgedehnte, oft sehr mächtige Grundmoränen einerseits im Talboden der unteren Balm-Alp — diese Moränen dokumentieren den vom Kammligrat über Niemerstafel-Alp—Untere Balm-Alp herabsteigenden Eisarm — andererseits im eigentlichen oberen Schä- chental von Aeschrüti abwärts bis zum Frittertal¹⁾. Diese Moränen- masse besteht im südlichen Teil aus Gesteinen der Griesstock- und der Kammlistock-Decke, im nördlichen Teil aus Material der Axen- Decke. Die recht scharfe Grenze zwischen diesen Gesteinsarten liegt östlich des Frittertals bei ca. 1230 m, bei Lauiberg auf ca. 1200 m Höhe; nördlich Aesch reicht das Material aus der Axen-Decke bis in den Talgrund. Das Auftreten der Axengesteine in den Moränen des Vorderschächengletschers beweist den Eiszufluss vom Klausen- pass her.

Da deutliche Wallformen auf der rechten Talseite fehlen, so ist die Bestimmung der Eishöhe nur angenähert möglich. Die Moränen- decke reicht bei Wanneli bis auf knapp 1400 m Höhe. Die kleine Terrasse, mit der sie im westlichen Teil der Schwanderberge auf ca. 1270 m Höhe endigt, und die das Weiterabrutschen der höher am Abhang befindlichen Sackungsmassen verhindert hat, könnte vielleicht als ein Rest der Seitenmoräne angesehen werden.

Die Moränen von Unterschächen. Der grösste Teil des Talbodens von Unterschächen wird von Moränen eingenommen. Eine Prüfung der Zusammensetzung ergab folgendes: Nur beim östlichsten, unmittelbar an der Klausenstrasse stehenden Haus von Unterschächen (Coordinate 701.700/191.190) findet man Kreidegesteine, die aus dem Einzugsgebiet des Vorderschächengletschers herrühren. Schon 50 m weiter südwestlich kam 1934 bei einem Garageneubau nördlich der Strasse nur aus dem Brunnital stammendes Material zum Vor- schein. Im übrigen Talboden findet man ebenfalls überall solches. Der Vorderschächengletscher stiess also hier auf den Hinterschächen- gletscher und wurde von ihm ganz auf die nördliche Talseite gedrängt.

¹⁾ Ob die Moränen oberhalb der Klausenstrasse zwischen der oberen Balm- Alp und dem Bachgraben östlich Wanneli auf durchschnittlich 1700 m Höhe noch dem Vorderschächengletscher angehörten, vermag ich nicht zu entscheiden.

Die Grenze der beiden Eisströme dürfte wahrscheinlich etwa über dem Kirchenhügel von Unterschächen gewesen sein.

Das Ende des Gletschers ist heute nicht mehr feststellbar, da die Moränen westlich von Unterschächen durch die gewaltigen Massen der Sackung von Spiringen (S. 284) verschüttet sind. Vermutlich hat die Eiszunge jedoch kaum weiter als etwa 2 km über Unterschächen hinausgereicht.

Da die Endmoränen fehlen, lässt sich die Schneegrenze zu diesem maximalen Eisstand des vereinigten Vorderschächen- und Hinterschächengletschers nicht angeben. Eine auf die westlichsten Moränen von Unterschächen, also auf einen nur wenig kleineren, allerdings nicht durch Endmoränen belegten Eisstand bezogene Berechnung ergab eine mittlere Höhe des Einzugsgebiets von 1950 m und eine Absenkung der Schneegrenze um ca. 650 m.

Der Hinterschächengletscher.

Wie oben gezeigt wurde, liefern die Moränen von Unterschächen den Beweis, dass im Gschnitzstadium auch das Brunnital einen grossen Gletscher beherbergte. Wir wollen nun an Hand der Moränen die Verhältnisse in diesem Tal näher prüfen.

Die Moränen in der Sohle des Brunnitales: Rückzugsphasen des Hinterschächengletschers. Die Moränen dieses Gletschers sind von Unterschächen bis zur Kapelle südlich der Säge und von Mettlen an in grosser Ausdehnung bis in den Hintergrund des Brunnitales aufgeschlossen.

Bereits bei den Bielen findet man einen nicht sehr deutlichen Endmoränenwall, der einer ersten Rückzugsphase des Gletschers entsprechen muss. Die mittlere Höhe des zugehörigen Einzugsgebiets beträgt ca. 1925 m. Bei Berücksichtigung der allgemeinen Nordexposition des Brunnitales ergibt sich eine Absenkung der Schneegrenze um ca. 625 m.

Als zweite Rückzugsetappe sind die südlich Mettlen einsetzenden gewaltigen Moränenmassen zu deuten, über die der Brunni-Alpweg am Stutz emporsteigt. Mittlere Höhe des Einzugsgebiets ca. 1975 m; Absenkung der Schneegrenze ca. 575 m. Hier enden zwei Moränenwälle. Der eine liegt auf der rechten Talseite, westlich vom Trogen-Alpweg; der andere, auf der linken Seite, ist von der alten Rüti bis zur Hütte der unteren Laui zu verfolgen.

Knapp 500 m südlich der unteren Laui erhebt sich erneut eine Talstufe aus Moränenmaterial. Auf ihr liegt die Brunni-Alp. Hier muss die Endmoräne einer dritten Rückzugsphase vorliegen. Die mittlere Höhe des Einzugsgebiets beträgt bei Einrechnung des halben Einzugsgebiets des Lammerbachgletschers (siehe S. 272) ca. 2025 m, die Absenkung der Schneegrenze also ca. 525 m. Auch an dieser Stelle laufen mehrere Moränenwälle zusammen (S. 271).

Die Moränen der linken Talseite: Grossbachgletscher, Griestalgletscher. Im Tal des Grossbaches am Fuss von Blinzi und Sittliser lag im Gschnitzstadium ein Gletscher, dessen Moränenwälle sich von Riedbodenegg zu den Hüttengruppen der Sittlis-Alp hinabziehen. Der äusserste Wall biegt in seinem untersten Teil nach Nordosten um und folgt dem Winterbach auf der Südseite; der zweite verläuft mehr west-östlich und endigt beim Coordinatenschnittpunkt 700.400/188.150 über dem Felsabsturz ins Brunnital. Diese beiden Wälle zeigen uns, dass das Eis des Grossbachgletschers ins Brunnital hinausfloss, d. h. sich mit dem aus dem Talhintergrund kommenden Eisstrom vereinigte. Das Abbiegen des nördlicheren Walles dürfte auf den abdrängenden Einfluss des Hauptgletschers zurückzuführen sein. Wahrscheinlich entsprechen die beiden Wälle dem Maximalstand und der ersten Rückzugsphase des Hinterschächengletschers.

Der dritte Wall des Grossbachgletschers umschliesst halbkreisförmig die südliche Hüttengruppe der Sittlis-Alp und wendet sich dann nördlich des Grossbaches nach Osten steil ins Brunnital. Ein entsprechender Wall liegt südlich des Baches. Bei dieser Rückzugsphase konnte also der Grossbachgletscher eine kleine Zunge gegen das Brunnital hinabsenden, ein Beweis dafür, dass der Talgletscher bereits ziemlich klein war. Ich möchte diesen dritten Wall daher mit der zweiten Rückzugsetappe des Talgletschers in Zusammenhang bringen (mittlere Höhe des Einzugsgebiets ca. 1950 m; Absenkung der Schneegrenze 575—600 m).

Ein vierter, allerdings nur teilweise deutlicher Wall hat bei der Sittlis-Alp die Auffüllung der Talsohle des Grossbaches mit Bachschutt verursacht. Wahrscheinlich entspricht er der dritten Rückzugsphase des Hinterschächengletschers (mittlere Höhe des Einzugsgebiets ca. 2000 m; Absenkung der Schneegrenze 525—550 m).

Schliesslich ist noch ein fünfter Wall westlich Riedbodenegg am Fuss des Blinzi zu erwähnen, der einem noch kleineren Eisstand entspricht.

Ganz ähnliche Verhältnisse wie der Grossbachgletscher zeigt der Gletscher, welcher im Gschnitzstadium das Griestal erfüllte. Während des Höchststandes vereinigte er sich mit dem Hauptgletscher und wurde von ihm nach Nordwesten abgedrängt. Aus dieser Zeit müssen die Moränen auf der Widderfluh herrühren. Später wurde er selbständig und bildete am Ausgang des Griestals bei 1600 und 1680 m Höhe Endmoränenwälle. Diese entsprechen wahrscheinlich der zweiten und dritten Rückzugsetappe des Hauptgletschers (mittlere Höhe des Einzugsgebiets für den höheren Wall ca. 2100 m; Absenkung der Schneegrenze ca. 500 m).

Die Moränen im Hintergrund des Brunnitalls: Firrenbandgletscher, Ruchkehlengletscher. Vom Fuss des Weiss-Stöckli her durch den Kärschelenwald ziehen sich zwei parallele Moränenwälle; der obere ist bis nordwestlich der Brunni-Alp, der

tiefere nur bis südlich der Alphütten verfolgbar. Es müssen die zur zweiten und dritten Rückzugsetappe gehörenden Seitenmoränen des Firrenbandgletschers sein.

Ein weiterer Wall läuft vom Kärschelenwald östlich an der Brunni-Alp vorbei bis zum Nordende der Moränen der dritten Rückzugsphase. Dieser Wall bildete wohl die Mittelmoräne zwischen dem zentralen Teil des Firrenbandgletschers und dem aus der Kehle zwischen Grosser Windgälle und Weiss-Stöckli herabkommenden Eisarm.

Als Mittelmoräne zwischen Firrenbandgletscher und Ruchkehlen-gletscher möchte ich den Wall betrachten, der von 1550—1450 m Höhe die linke Seite des Ruchkehlengletscherbaches bildet.

Die zur dritten Rückzugsphase gehörige rechte Seitenmoräne des Ruchkehlengletschers dürfte durch den Wall repräsentiert sein, welcher die Ruchenplangg nach Südwesten abschliesst. Das Wallstück, das der Weg vom Brunnital nach Unter-Lammerbach bei ca. 1350 m Höhe quert, könnte man als sein nördliches Ende deuten.

Die Moränen der rechten Talseite: Lammerbachgletscher. Im nördlichen Teil der Trogen-Alp (Vorderboden und Trogen-Balm) existieren zwei parallele Moränenwälle, die über die Felswand des Brunnitales hinauszielen. Es sind Seitenmoränen des hier bereits mit dem Haupttalgletscher vereinigten Lammerbachgletschers. Nach ihrer Höhenlage können sie wohl nur zum maximalen Eisstand und zur ersten Rückzugsphase des Hinterschächengletschers gehören.

Weiter im Süden, ca. 500 m nördlich von Unter-Lammerbach, ausserhalb der Daun-Endmoränen des Lammerbachgletschers, trifft man zwei weitere nordwestwärts über die Felswand hinauslaufende Wälle, die vielleicht der zweiten und dritten Rückzugsphase entsprechen könnten.

Schwer zu deuten sind die vier Wälle im Grossen Wald südlich der Daun-Endmoränen, die sich nördlich parallel an die oben erwähnte rechte Seitenmoräne des Ruchkehlengletschers aus der dritten Rückzugsphase anreihen. Man muss sie entweder alle als Seitenmoränen des Ruchkehlengletschers bei verschiedenen Eisständen betrachten; oder aber einer von ihnen repräsentiert die Mittelmoräne zwischen Ruchkehlen- und Lammerbachgletscher beim maximalen Eisstand des Gschnitzstadiums, und die Wälle rechts davon sind Seitenmoränen des Lammerbachgletschers, die Wälle links davon Seitenmoränen des Ruchkehlengletschers aus mehreren Rückzugsphasen. Entscheiden lässt sich diese Frage nicht, da beide Gletscher das gleiche Material verfrachtet haben.

Zusammenfassung. Die Moränen im Brunnital lassen erkennen, dass im Gschnitzstadium ein grosser Talgletscher existierte, der sich beim maximalen Eisstand bei Unterschächen mit dem Vorderschächengletscher vereinigte. Der Rückzug dieses Gletschers wurde durch kleine Vorstösse unterbrochen, die zur Bildung von drei Endmoränen führten.

Zur Zeit des maximalen Eisstandes und bei der ersten Rückzugs- etappe setzte sich der Haupt Eisstrom aus fünf Teilgletschern zu- sammen. Diese waren: Der Lammerbachgletscher, der Ruchkehlen- gletscher, der Firrenbandgletscher, der Griesgletscher und der Grossbachgletscher. Von der zweiten Rückzugsphase an waren die letztgenannten beiden Gletscher bereits selbständig; in der dritten Rückzugsphase vereinigte sich wahrscheinlich auch der Lammerbach- gletscher nicht mehr mit dem zentralen Talgletscher.

Kleinere Gschnitzgletscher.

Der Ober-Alpgletscher. Am Nordfuss des Griesstocks, östlich vom Kulm, lag im Gschnitzstadium ein Gletscher, der zwei Zungen nach Norden sandte. Die östliche kam östlich der Ober-Alp mit dem Griesgletscher in Berührung (siehe S. 267) und bildete dort eine mächtige Mittelmoräne; ihre linke Seitenmoräne folgt dem Steil- absturz gegen die Nieder-Alp nach Nordosten. Beim maximalen Eis- stand dürfte sich dieser Gletscherarm mit dem grossen Talgletscher vereinigt haben; einer ersten Rückzugsphase entspricht wohl der ebenfalls früher (S. 268) erwähnte Wall, welcher das Ober-Alpseelein im Osten umgibt und östlich vom Härtibach nordwärts läuft; ein zweiter Rückzugswall begrenzt den Boden der Ober-Alp im Norden. Die zweite Zunge floss von der Enge zur Nieder-Alp hinunter und bildete hier namentlich auf der linken Seite mächtige Wälle. Ihre Moränen sind zusammenhängend bis nordöstlich Geisegg zu ver- folgen. Jedenfalls vereinigte sich auch dieser Eisarm bei seiner grössten Ausdehnung mit dem Talgletscher. Der innere Wall bei der Nieder-Alp und Wälle in der Enge lassen hier ebenfalls zwei Rückzugsphasen erkennen.

Die Berechnung der mittleren Höhe des Einzugsgebiets ergibt für den Maximalstand (ohne Berücksichtigung des an den Hauptgletscher abgegebenen Eisanteils) ca. 1970 m, für die erste Rückzugsetappe ca. 1990 m, für die zweite ca. 2030 m. Aus diesen Zahlen resultiert eine Absenkung der Schneegrenze um ca. 600, 580 und 540 m.

Der Gletscher von Wannelen. Das Kar der Wannelen-Alp beherbergte im Gschnitzstadium einen Gletscher, dessen Seiten- moränen westlich der Alphütten und östlich des Baches (Coordinate 703.200/190.400) erhalten sind. Die Schliffspuren sind bis auf ca. 1500m herab feststellbar; hier dürften die Eismassen abgebrochen und ins Tal gestürzt sein. Eine direkte Vereinigung mit dem Talgletscher kommt nicht in Frage. Rückzugsmoränen sind nicht sicher auf- findbar.

Die zur Abbruchstelle des Gletschers berechnete mittlere Höhe des Ein- zugsgebiets beträgt ca. 1850 m, die Absenkung der Schneegrenze ca. 650 m.

Die Kargletscher auf der Nordseite des Schächentals. Es sind hier vier im Gschnitzstadium vergletscherte Kare zu erwähnen:

1. Kar nordöstlich Riedmatt; nur der von Grundmoräne bedeckte Karhintergrund ist erhalten; die beiden Flanken sind versackt.

2. Kar von Mettenen; auch hier ist nur der mit Moränen ausgekleidete Hintergrund erhalten; die Flanken sind mehr oder weniger stark abgerutscht.

3. Kar von Käsern-Alp; in diesem Kar sind beidseitig zwei Seitenmoränen vorhanden; die äusseren Wälle weisen über die Kante des Lochseitenkalks an der Basis der Axen-Decke hinaus; die Gletscherzunge reichte also beim Höchststand des Eises noch ein Stück weit ins Tal hinab; vielleicht erreichte sie überhaupt den Talgletscher; die inneren Wälle vereinigen sich oberhalb der Kante zur nicht ganz vollständigen Endmoräne.

4. Kar der oberen Balm-Alp; diese sehr breite Hohlform beherbergte zwei (eventuell drei) Teigletscher; eine Mittelmoräne liegt östlich der in der Topographie angedeuteten Bergsturzbahn. Der ebene Karboden der oberen Balm-Alp wird im Süden durch eine steile, moränenbedeckte Böschung abgeschnitten, welche den von Niemerstafel-Alp herkommenden Gletscherarm nach Norden begrenzte. Die Kargletscher traten also hier mit dem Hauptgletscher in Berührung, wurden von ihm zur Hauptsache zurückgestaut und gaben wahrscheinlich ihr Moränenmaterial an die Seitenmoräne des Talgletschers ab.

Ältere Moränen.

Im folgenden möchte ich zuerst eine Aufstellung der Moränen und Moränenspuren geben, die ausserhalb der Reichweite der Gschnitzgletscher liegen und folglich älter sein müssen.

Auf der Südseite des Schächentals sind gewaltige Moränenmengen in den Sackungsmassen zwischen der Nieder-Alp und dem Karboden der Wannelen-Alp bis auf die Höhe von P. 1772 nördlich von Hängefeld enthalten. Das Material dieser Moränen stammt vom Griesstock.

Auf der Nordseite des Schächentals finden sich Reste einer älteren Moränendecke in der Hohlform zwischen Heitmannsegg und P. 1858 bis auf ca. 2000 m Höhe hinauf; ferner sind die Moränen beidseitig des Seelitals oberhalb der Galerie der Klausenstrasse und die vorspringende Moränenkante mit den Häusern von Windegg zu nennen. Sehr grosse Mengen von Moränenmaterial sind in den Sackungen der Schwanderberge und nördlich von Unterschächen enthalten. Alle diese Moränen bestehen aus Gesteinen der Axen-Decke.

Auf der Ostseite des Brunnitals existiert eine ziemlich zusammenhängende und mächtige Moränendecke oberhalb der Abstürze des autochthonen Hochgebirgskalks von Fluh südwärts bis zum dritten Bachgraben nördlich von Trogen-Alp Vorderboden. Auch das in der Sackung von Trogen-Alp enthaltene erratische

Material lag ursprünglich sicher ausserhalb des Gschnitzgletscherbereichs.

Auf der Westseite des Brunnitals sind anstehende ältere Moränen nicht erhalten. Nur in der Umgebung von Sparren findet man in den Sackungsmassen einzelne erratische Blöcke.

Bestimmung der Eishöhe. Die höchsten älteren Moränen finden sich westlich Heitmannsegg bei ca. 2000 m. Wahrscheinlich gehörten diese aber einem kleinen Hängegletscher an, der durch den Talgletscher gestaut wurde und daher im unteren Teil der Hohlform bei ca. 1850 m Höhe seine Moränen zu gewaltiger Mächtigkeit (20-30 m) aufhäufte. Unter dieser Annahme lag die Oberfläche des Talgletschers bei Heitmannsegg wohl ungefähr bei 1900 m Höhe.

Alter. Da J. J. JENNY (1934, 9) bei seinen Aufnahmen im unteren Schächental keinerlei Spuren von Endmoränen gefunden hat, muss man wohl annehmen, dass der zu den älteren Moränen des oberen Schächentals gehörige Gletscher den Schächentalausgang erreichte und sich dort mit dem Reussgletscher vereinigte. Es lässt sich daher zur Altersbestimmung die Methode der Schneegrenzenberechnung zu den Endmoränen nicht ohne weiteres anwenden, sondern man muss durch Studium der Beziehungen zum Reussgletscher versuchen, Anhaltspunkte zur Einordnung der älteren Moränen des Schächentals zu erhalten.

Unterhalb des Schächentalausgangs konnten im Reusstal bis jetzt vier verschiedene Vergletscherungsetappen der letzten Eiszeit nachgewiesen werden.

Die Spuren des höchsten Eisstandes finden sich namentlich im Rigigebiet. Die obersten erratischen Blöcke sind von A. BUXTORF (1916, 4, S. 49, 50) zusammengestellt worden. Höchstes Vorkommen am Gotthard (Rigihochfluh) bei ca. 1370 m Höhe. Dieser Eisstand kann wohl dem Maximum der Würmvereisung zugeschrieben werden²⁾.

Die Moränen der beiden folgenden, kleineren Eisstände sind von H. J. FICHTER (1934, 5, S. 120, 121) im Gebiet von Seelisberg genauer untersucht worden. Der höhere, ältere Gletscher bedeckte den Rücken des Oberwaldes bei Seelisberg (1102 m) noch vollständig. Aus den Endmoränen des Kohltagletschers, welcher bei Emmetten von diesem Reussgletscher abgelenkt wurde, berechnete FICHTER eine Absenkung der Schneegrenze um ca. 1025 m und stellte die Gletscher daher ins Bühlstadium.

Der tiefere, jüngere Eisstand, dessen Moränen sich bei Seelisberg bis auf 1020 m Höhe finden, korrespondierte wahrscheinlich mit der Endmoräne zwischen den Nasen bei Vitznau, für die sich nach der Karte von P. BECK (1926, 1) eine Absenkung der Schneegrenze von ca. 900 m ergibt. Er ist daher ebenfalls noch zum Bühlstadium zu rechnen.

²⁾ Die höchsten erratischen Blöcke dieser Gegend können eventuell auch von der Rissvereisung herrühren. Da die maximalen Eisstände von Riss- und Würmeiszeit aber nur sehr wenig verschieden gewesen sind, kann diese Möglichkeit in unserem Falle vernachlässigt werden.

Zum letzten Eisstand gehört die Endmoräne bei Kindlismord. E. BRÜCKNER (1903, 10, S. 540) rechnet sie noch zum Bühlstadium; nach der Karte von P. BECK erhält man indessen eine Absenkung der Schneegrenze um 600—700 m, so dass sie wohl eher dem maximalen Stande des Gschnitzstadiums entspricht.

Wir wollen nun versuchen, die Höhe der Eisoberfläche in den vier Phasen am Ausgang des Schächentals zu bestimmen. Dies ist heute nur angenähert möglich.

Ausgehend von den höchsten Schliffspuren am Bristenstock in mindestens 2200 m Höhe (E. BRÜCKNER, 1904, 10, S. 604) und den höchsten erratischen Blöcken an der Rigi hochfluh (siehe oben) erhält man für den Würmgletscher ein durchschnittliches Gefälle von 25-30% und am Schächentalausgang eine Eishöhe von 1800—1850 m.

Nimmt man für die folgenden, kleineren Eisstände ein ähnliches Gefälle an, so ergibt sich für den Schächentalausgang beim höheren Eisstand des Bühlstadiums eine Eishöhe von 1400—1500 m, beim tieferen Eisstand des Bühlstadiums eine Eishöhe von 1300—1400 m und beim letzten, wahrscheinlich zum Gschnitzstadium gehörigen Eisstand eine Eishöhe von ca. 900 m.

Der letzte Eisstand des Reussgletschers fällt bei der Altersbestimmung der älteren Moränen des oberen Schächentals, da er jünger als diese sein dürfte, ausser Betracht. Eine Parallelisierung mit dem Würmgletscher kommt ebenfalls nicht in Frage, da dann das Gefälle des Schächengletschers mit ca. 5% viel zu gering wäre. Spuren der Würmvereisung sind also im oberen Schächental nicht mehr vorhanden. Bringt man indessen die älteren Moränen mit dem Bühlstadium in Beziehung, so ergibt die Gefällsberechnung sehr wahrscheinliche Werte: Für die Zeit des höheren Eisstandes erhält man ca. 35%, für die Zeit des tieferen Eisstandes 40—45%.

Der Einfluss der Gletscher auf die Oberflächengestaltung.

Es soll in diesem Abschnitt untersucht werden, in welchem Grade die Gletscher an der morphologischen Ausgestaltung des oberen Schächentals beteiligt gewesen sein dürften. Dazu müssen wir zunächst die verschiedenen Arten der Gletschererosion und ihre Wirkungsweise besprechen. Anschliessend soll dann gezeigt werden, welche Oberflächenformen des oberen Schächentals auf Gletscherarbeit zurückgeführt werden können.

Arten und Ausmass der Gletschererosion.

Man muss im wesentlichen zwei glaciale Erosionsarten unterscheiden.

1. Als rückwärtsschreitende oder indirekte Erosion möchte ich eine solche bezeichnen, die nicht durch den Gletscher selbst ausgeführt wird, die aber das Vorhandensein eines Gletschers voraus-

setzt. Eine Böschung, von deren Fuss der abbröckelnde Schutt durch einen Gletscher fortgeführt wird, bleibt beständig den zerstörenden klimatischen Einflüssen ausgesetzt, welche naturgemäß in der Umgebung des Gletschers (Durchfeuchtung und Temperaturschwankung um den Nullpunkt) besonders gross sind, und weicht deshalb stetig zurück. Ihre Neigung wird dabei mit der Zeit immer steiler, wahrscheinlich da die absplitternde Frostwirkung im unteren Teil in der unmittelbaren Nachbarschaft des Eises grösser ist als weiter oben. So können in geeigneten Gesteinen senkrechte oder sogar überhängende Felswände zustande kommen.

Am schönsten tritt diese Erosionsart bei den Kargletschern in Erscheinung. Wie E. RICHTER (1900, 11) in ausführlicher Weise gezeigt hat, ist sie überhaupt für die Entstehung der Kare ausschlaggebend. Durch die Häufigkeit der Karformen bei den heutigen und den früheren Gletschern wird also die grosse Wirksamkeit der indirekten Eiserosion recht gut illustriert.

2. Als vertiefende oder direkte Erosion möchte ich die zerstörenden Wirkungen des Gletschers auf seine Unterlage, also Abschleifen, Aushobeln, Frostspaltung, Verwitterung durch Schmelzwässer etc. bezeichnen.

Über den Wirkungsgrad dieser Erosionsart ist schon sehr viel gestritten worden. Ohne mir ein definitives Urteil anmassen zu wollen, möchte ich mich im grossen Ganzen auf den Standpunkt von ALB. HEIM (1919, 7, S. 356—379) stellen, der mit einer Fülle von Beweismaterial überzeugend dargelegt hat, dass das Ausmass der direkten Glacialerosion im allgemeinen sehr klein sein muss. Man darf aber wohl trotzdem annehmen, dass die Gletscher unter geeigneten Umständen imstande sind, lokal grössere Gesteinsmengen auszuräumen.

Es ist leicht zu erkennen, dass von den beiden Erosionsarten in erster Linie die indirekte Erosion morphologisch zur Geltung kommen muss. Sie setzt ein, sobald ein Gletscher sich in irgend einer Nische bildet, und arbeitet unentwegt an der Vergrösserung dieses Hohlraums, bis entweder der Gletscher verschwindet oder bis die umgebenden Felsschichten völlig zerstört sind. Die direkte Erosion dagegen beschränkt sich auf die feinere Modellierung des Gletscherbodens und vermag nur in besonders geeigneten Gesteinen in etwas grösserem Masse wirksam zu werden.

Die Glacialerosionsformen im oberen Schächental.

Auf Grund der vorangehenden Ausführungen lässt sich ziemlich leicht beurteilen, welche Oberflächenformen im oberen Schächental ihre Entstehung der Vergletscherung verdanken dürften.

Zuerst muss man da die Becken der heutigen Gletscher anführen, in denen die Glacialerosion noch tätig ist: Griesgletscher, Lammerbachgletscher, Ruchkehle, Firrenband und südlich der Wasserscheide Hälsifirn und Bocktschingelfirn.

Ferner kann man eine Reihe von Stellen aufzählen, deren heutige Form durch die Gletscher der beiden letzten Rückzugsstadien geprägt wurde. Aus dem Daunstadium stammt die Gestalt der Karnischen am Wespen und der oberen Kare auf der Nordseite des Schächentals. Daungletscher haben auch am Fuss der Steilwand westlich der Kammlili-Alp und am Westfuss des Griesstocks rückwärtsschreitend und schwach vertiefend erodiert. Auf die Arbeit von Gschnitzgletschern gehen die Formen der unteren Kare auf der Nordseite des Schächentals, des Kars von Wannelen und der Becken des Ober-Alpgletschers und des Grossbachgletschers zurück. Die Erosionsspuren der grossen Talgletscher des Gschnitzstadiums im Schächental und im Brunnital sind viel weniger auffällig. Die Gletscher müssen mittelst der rückwärtsschreitenden Erosion an der Zurücksetzung der Talfanken gearbeitet haben. Spuren ihrer direkten Erosion findet man im Tal des Stäubibaches östlich der Ober-Alp, auf der Kammlili-Alp, im Talboden der unteren Balm-Alp und im Hintergrund des Brunnitals.

Erosionsspuren der Bühlgletscher sind im oberen Schächental nicht mehr nachweisbar.

Die Abhängigkeit der Glacialerosionsformen von der Gesteinsbeschaffenheit.

Naturgemäß ist die Gesteinsbeschaffenheit von sehr grosser Bedeutung für den Gang der Erosion. Sie muss wohl in sehr zahlreichen Fällen überhaupt als massgebend für die Entstehung und Fortbildung der Gletscherbecken betrachtet werden.

An einer ganzen Reihe von Beispielen kann gezeigt werden, dass die Gletscherböden gewöhnlich in einem wenig widerstandsfähigen Gesteinskomplex angelegt worden sind, während die Umrahmung der Becken von festen, kompakten Gesteinen gebildet wird.

Man kann wohl annehmen, dass in allen diesen Fällen die leicht zerstörbaren Schichten wegen ihrer rascheren Zurückwitterung die Bildung der Gletscher ermöglicht und durch ihre leichtere Ausräumbarkeit die Ausgestaltung der Gletscherbecken durch die Glacialerosion entscheidend beeinflusst haben. Es soll indessen nicht verschwiegen werden, dass es ausser den genannten Gletscherbecken andere gibt, deren Gestalt eine Abhängigkeit von der Gesteinsbeschaffenheit nicht oder nicht sicher erkennen lässt.

Gletscher	Gesteine des Gletscherbodens	Gesteine der Gletscherumrahmung
Griesgletscher	Stadschieferzone an der Basis der Kammlistock-Decke	Malm und Kreide der Kammlistock-Decke
Lammerbachgletscher	Wildflysch an der Basis der Griesstock-Decke	Autochthone Taveyannazsandsteine
Firrenbandgletscher	Tertiaerzone der Windgällenmulde	Malm der Windgällenfalte
Daungletscherkare auf der Nordseite des Schächentals	Aalénien der Axen-Decke	Dogger und Malm der Axen-Decke
Daunkare nördlich P. 2319 und P. 2304 am Wespen	Wildflysch	Autochthone Taveyannazsandsteine
Daungletscher am Westfuss des Griesstocks	Wildflysch	Malm der Griesstock-Decke
Gschnitzkare auf der Nordseite des Schächentals	Quartenschiefer und unterer Teil des Lias der Axen-Decke	Oberer Teil des Lias der Axen-Decke
Gschnitzgletscher auf der Ober-Alp	Wildflysch an der Basis der Griesstock-Decke	Malm der Griesstock-Decke
Gschnitzgletscher im Grossbachtal	Stadschieferzone zwischen Erstfelder Falte und Hoh-Faulen-Decke	Malm-Eocaen der Hoh-Faulen-Decke und autochthone Taveyannazsandsteine

Das Entstehungsalter der Glacialerosionsformen; Rekonstruktion früherer Zustände.

Bei allen auf S. 277 aufgezählten Glacialerosionsformen ist es leicht anzugeben, in welchem Zeitpunkt ihr Bildungsprozess abgeschlossen war. Wann er indessen begonnen hat, ist in den meisten Fällen wohl nicht mehr zu ermitteln. Dies ist namentlich dort unmöglich, wo die Eiswirkung während der ganzen letzten Eiszeit im gleichen Sinne tätig war, also besonders in den höheren, heute noch vereisten Lagen.

In einigen Fällen lässt sich aber das Entstehungsalter von Glacial-erosionsformen mit einem gewissen Grad von Wahrscheinlichkeit bestimmen. So dürften z. B. Kare und karähnliche Formen, die bei einem älteren, höheren Eisstand unter der Oberfläche der Talgletscher lagen und erst in einem jüngeren Rückzugsstadium selbstständig vergletschert waren — da im Bereich der Talgletscher die Karbildung unmöglich war — im wesentlichen wohl durch die jüngeren Lokalgletscher gebildet worden sein. Im untersuchten Gebiet trifft diese Überlegung für mehrere Gschnitzgletscherbecken zu, die im ehemaligen Bereich des Bühlgletschers liegen, nämlich die Kare von Wannelen, von der oberen Balm-Alp, Käsern-Alp und Mettenen³⁾, ferner die Becken des Ober-Alpgletschers und des Grossbachgletschers.

Durch eine andere Überlegung lässt sich ferner zeigen, dass auch die Daunkarnischen mit einiger Wahrscheinlichkeit erst im Daunstadium entstanden sind. Die meisten Daunkare sind selbständige Nischen in der Rückwand von Gschnitzkaren. Die Endmoränen der zugehörigen Gletscher liegen am tiefsten Punkt der Nischen, direkt an der scharfen Oberkante des Absturzes zum Gschnitzkar. Dieses ideale Verhältnis von Hohlform und Gletscher beruht auf der Lage der Nischen zur Schneegrenze des Daunstadiums. Hätten diese Nischen in ähnlicher Form schon im Gschnitzstadium bestanden, so wäre ihr Eis, der tieferen Schneegrenze wegen, über die Kante hinabgeflossen und hätte sie unbedingt stark abrunden müssen. Schliffspuren an dieser Stelle sind aber nirgends nachweisbar.

Diese Überlegungen zeigen deutlich, welche Schwierigkeiten einer Rekonstruktion früherer Zustände im Wege stehen. Relativ leicht kann man sich noch das Aussehen des oberen Schächentales vor Beginn des Daunstadiums vorstellen. So existierten damals wahrscheinlich die Daunkarnischen noch nicht, und die Becken der grösseren Gletscher waren um einen gewissen Betrag kleiner als heute. Sehr viel schwieriger, beinahe schon unmöglich, wird es dagegen, den Zustand am Ende des Bühlstadiums einigermassen zu rekonstruieren. Sicherlich waren die Oberflächenformen, den viel grösseren Dimensionen der Bühlgletscher entsprechend, im allgemeinen einfacher und grösser. Vollständig ausgeschlossen ist es endlich, irgend etwas über das Aussehen des oberen Schächentales vor dem Bühlstadium oder gar vor der letzten Eiszeit überhaupt auszusagen, da sich der Betrag der Glacialerosion dieser Zeiten besonders in den höheren Lagen nicht im entferntesten schätzen lässt.

³⁾ Das Kar nordöstlich Riedmatt lag wahrscheinlich bereits ausserhalb des Bühlgletscherbereichs, ist aber wohl wegen seiner Ähnlichkeit mit den übrigen Gschnitzkaren der Schächentalnordseite gleichzeitig mit diesen entstanden.

Bemerkungen über Rückzugsstadien und Rückzugsphasen.

Aus den Beobachtungen im Untersuchungsgebiet ist deutlich ersichtlich, dass jedes der drei Rückzugsstadien der letzten Eiszeit (Bühl, Gschnitz, Daun) eine Einheit für sich bildet. Dies zeigt sich einerseits an den Moränen: Zwischen den Moränen der drei Stadien sind grössere Lücken eingeschaltet, während die Wälle der Rückzugsphasen sowohl des Gschnitz- als des Daunstadiums unter sich in enger Beziehung stehen. Anderseits sind die zahlreichen Gschnitz- und Daunkare mit ihrem idealen Verhältnis von Hohlform und Gletscher ein Beweis für die Selbständigkeit der drei Rückzugsstadien.

Die Rückzugsphasen entsprechen daher wohl Klimaschwankungen, die den Rückzugsstadien untergeordnet sind, so wie die Rückzugsstadien ihrerseits als den grossen Eiszeiten untergeordnete Klimaperioden aufzufassen sind. Geht man von dieser Annahme aus, so wird es sehr wahrscheinlich, dass die Moränenwälle sowohl der Rückzugsstadien als der Rückzugsphasen durch Gletschervorstösse und nicht nur durch Halte im Rückzug entstanden sind. Beweisen lässt sich dies in den meisten Fällen leider nicht; nur der Lammerbachgletscher des Daunstadiums lässt in der Art, wie er die Gschnitzwälle bei Unter-Lammerbach durchbrochen hat, deutlich einen nicht unbedeutlichen Gletschervorstoß erkennen.

Die hier vertretene Ansicht deckt sich bis zu einem gewissen Grade mit dem von O. AMPFERER bei der Aufstellung seiner Schlusseiszeit eingenommenen Standpunkt. Ich möchte jedoch, wenn ich mir auf Grund meines beschränkten Beobachtungsmaterials überhaupt eine allgemeinere Stellungnahme erlauben darf, nicht nur dem Gschnitz-, sondern jedenfalls auch dem Daunstadium eine beträchtliche Selbständigkeit zuerkennen; andererseits scheint es mir zu weitgehend, die letzten beiden Rückzugsstadien als eigene Eiszeit der Würmeiszeit (einschliesslich Bühlstadium) gegenüberzustellen.

2. Sackungen und Bergstürze.

Die zahlreichen Sackungs- und Bergsturzmassen des Untersuchungsgebiets kann man nach ihrer Erscheinungsform in drei Gruppen einteilen.

a. Eigentliche Bergstürze. Plötzlich und rasch zu Tal gefahrene Felsmassen, die infolge der hohen Sturzgeschwindigkeit oft grössere Distanzen zurücklegen konnten. Sie bestehen in der Regel aus festem Gesteinsmaterial.

b. Sackungen aus festem Gesteinsmaterial. Felsmassen, die auf unfester, nachgiebiger Unterlage relativ langsam abgeglitten und deshalb am Fuss der Böschung sofort zum Stehen gekommen sind. Ihre Oberfläche wird von Blockschutt gebildet.

c. Sackungen aus unfestem Gesteinsmaterial. Langsam schlipf- oder rutschartig abgeglittene Massen mit charakteristisch

ausgebauchten Formen. Ihre Oberfläche ist ziemlich ausgeglichen. Die grösseren Sackungsmassen dieser Art sind gewöhnlich aus kleineren Teilsackungen zusammengesetzt.

Beide Sackungsarten enthalten wegen ihrer langsamen Bewegung oft noch grössere im Schichtverband gebliebene Felsmassen.

a) Die Bergstürze des Untersuchungsgebiets.

Die meisten Bergstürze bestehen aus Hochgebirgskalk.

Im Brunnital gibt es drei kleinere. Ein sehr kleiner bei den Bielen stammt von den Felsen der Fluh. Südlich der Kapelle südlich der Säge liegt eine grössere Sturzmasse, welche von der westlichen Talseite abgestürzt ist. Sie hat den Hinteren Schächen an die Felsen der Ostseite gedrängt. Der dritte Bergsturz befindet sich bei Mettlen und hat hier die Aufschüttung eines kleinen Alluvialbodens und von Schuttkegeln verursacht (S. 291). Er ist von der Wand auf der rechten Talseite abgebrochen.

Ein grösserer Bergsturz ist von der Nordwand der Grossen Windgälle herabgestürzt. Ein Teil seines Schuttes liegt südlich des Weiss-Stöckli in der Höhe des Firrenbandes; der andere Teil ist jedoch weiter gefahren und bildet das Blockmeer zwischen Kärschelen und Kärschelenwald. Es wird im oberen Teil allmählich von Bachschutt eingedeckt.

Aus der Hochgebirgskalklamelle der Hoh-Faulen-Decke sind drei Bergstürze zu erwähnen. Ein grösserer stammt aus der Nordflanke des Weiss-Stöckli. Seine Schuttmassen liegen in mehreren Zungen zwischen und auf den Moränen am Ausgang des Griesbergs. Ein kleinerer ist aus der Ostwand des Weiss-Stöckli abgestürzt. Der dritte ist nördlich des Grossbaches bei der Sittlis-Alp an die Moränen des Grossbachgletschers angelehnt. Da diese Schuttmasse ganz auf der Nordseite des Tales liegt, ist sie wahrscheinlich über Eis, d. h. den schwindenden Grossbachgletscher an ihren Platz gelangt. Sie ist zum Teil durch junge Bachalluvionen eingedeckt.

Grössere Bergstürze sind aus dem Hochgebirgskalk der Griesstock-Decke niedergebrochen. Eine Sturzmasse befindet sich am Fusse des Sennenbandes und hat zur Entstehung des Stäubifalles Anlass gegeben (s. S. 288 und Taf. XV, Fig. 1). Eine riesige Bergsturzmasse liegt am Fusse der Griesstocknordwände südwestlich der Ober-Alp. An ihr sind untergeordnet auch Kreidegesteine beteiligt.

Schliesslich ist zu erwähnen, dass auch aus dem Quintnerkalk der Axen-Decke zahlreiche, jedoch vorwiegend kleine Bergstürze stammen. Sie sind auf Taf. XIV nur z. T. ausgeschieden worden.

Ausser den Hochgebirgskalk-Bergstürzen gibt es nur wenige andere. Diese bestehen aus den Gesteinen der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe des autochthonen Sedimentmantels.

Vier von ihnen sind von der steilen Südseite des Schächentals abgestürzt. Die grösste Sturzmasse liegt bei Aesch (vgl. Taf. XV, Fig. 1). Sie ist an der Felswand nördlich der Ober-Alp abgebrochen. Ein kleinerer Bergsturz, auf dem die Häuser der Ribi stehen, stammt aus der Abrissnische unterhalb der Wannelen-Alp. Zwei weitere Stürze sind erst im letzten Jahrhundert erfolgt (vgl. ALB. HEIM, 1891, 6, S. 418, 419; 1932, 7a, S. 122, Fig. 24): Der „Schutt“ bei Schwanden im Jahre 1848, der Springer Bergsturz vom Grossen Spitz im Jahre 1887. Die drei letztgenannten Bergstürze sind als Nachfolger von früheren grösseren Abbrüchen zu betrachten, die im oberen Schächental die grossen Schutthalden von Nidlerwald, Bollprätsch und Rosslaui, am Fuss der Spitz am Schuttmassen zwischen Fruttwald und Hundstal bilden.

Ein weiterer Bergsturz ist westlich P. 2174 nordwestlich Ober-Lammerbach abgebrochen und südlich von Trogen-Alp Hinterboden auf ca. 1500 m Höhe liegen geblieben.

Erwähnenswert ist schliesslich noch eine kleine Sturzmasse aus Taveyannazsandstein südöstlich des Kulm, die vom östlichen Ende des Wespengewölbes nordöstlich von P. 2304 herrühren muss. Allem Anschein nach ist sie über Schnee an ihren Platz gefahren.

b) Die Sackungen aus festem Gesteinsmaterial.

Da diese Sackungen eine Unterlage aus nachgiebigen Gesteinen zur Voraussetzung haben, treten sie ziemlich selten auf. Im Untersuchungsgebiet gibt es nur drei.

Westlich Ober-Lammerbach sind die hier sehr mächtigen Bänke des mittleren Taveyannazsandsteins auf den Stadschiefern nach Westen abgerutscht und haben die vorgewölbte Blockschuttmasse östlich Unter-Lammerbach gebildet. Im oberen Teil der Gleitbahn sind kleinere und grössere im Schichtverband abgerutschte Felspartien stecken geblieben.

Die zweite Sackung dieser Art befindet sich auf der Ostseite des Seelitals. Sie besteht aus den Gesteinen der Griesstock-Decke (Malm bis Taveyannazsandstein) und ist auf den nachgiebigen Schichten der Wildflyschzone an der Basis dieser Decke abgeglitten. Diese Masse hat sich zur Hauptsache ebenfalls in Blockschutt aufgelöst. Sie ist zum Teil auf einem Absatz oberhalb Lauiberg bei ca. 1200 m Höhe zum Stehen gekommen, zum Teil ins Seelital gestürzt. Im oberen Teil der Gleitbahn findet man auch hier kleinere im Schichtverband abgerutschte Pakete.

Die dritte, bei weitem grösste Sackungsmasse bildet den Vorsprung des Wanneli. Sie ist von einer mächtigen Moränendecke überkleidet. Aufschlüsse befinden sich südlich und westlich und namentlich im tief eingeschnittenen Graben östlich der Hütten von Wanneli. Die abgesackten Gesteine sind etwas zerrüttet, im Grossen jedoch voll-

ständig im ursprünglichen Schichtverband geblieben. Sie bildeten die direkte Fortsetzung der einige 100 m höher oben ausstreichenden Schichten der Griesstock-Decke, der darüber folgenden zur Kammlstock-Decke gehörigen Stadschieferzone und des Lochseitenkalks der Axen-Decke. Im Graben östlich von Wanneli ist sogar die Fortsetzung der Tertiaermulde wiederzuerkennen, welche westlich P. 1614 von der Klausenstrasse geschnitten wird. Die ganze Masse dürfte auf den Wildflyschgesteinen abgeglitten sein, welche im Graben östlich Wanneli gerade noch unter dem Quintnerkalk der Griesstock-Decke zum Vorschein kommen. Etwas höher, nordöstlich von Wanneli, ist die glatte Rutschfläche der Sackung auf dem anstehenden Quintnerkalk prachtvoll zu sehen. Da diese Sackung vom Vorderschächengletscher noch überflutet worden ist, so lässt sich schwer beurteilen, wie gross ihre frühere Ausdehnung war. Das Eis dürfte wohl namentlich den Mantel auslosem Blockschutt fortgeräumt haben, der sicherlich existiert hat, so dass heute nur noch der intakt gebliebene Kern der Sackung erhalten ist. (Über das Alter s. S. 285.)

c) Sackungen aus unfestem Gesteinsmaterial.

Die Sackungen dieser Art sind im Untersuchungsgebiet sehr zahlreich. Sie kommen in den Gesteinen der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe des autochthonen Sedimentmantels, im Wildflysch und in Quartenschiefer, Lias und Dogger der Axen-Decke vor. Häufig ist auch Moränenmaterial an ihnen beteiligt.

Die Sackungen südlich des Schächentals.

Westlich des Brunnitalls sind die Spitzen im Norden, Osten und Süden von zusammenhängenden Sackungsmassen umgeben, die aus drei verschiedenen Ausbruchsnischen stammen. Die eine liegt zwischen Nordgrat des Kleinen Spitzens und Mohrenspur, die zweite zwischen Mohrenspur und Südgrat des Kleinen Spitzens, die dritte am Südabhang der Spitzen, an den Stoffelplanggen. Nach Norden und Osten sind Teile der Sackungsmassen über die Steilabstürze unterhalb der Alpen Obsaum, Sparren und Gampelen hinabgestürzt; im Süden ist die Bewegung im Tal des Winterbaches zum Stehen gekommen. Die Sackungsmassen enthalten zahlreiche kleinere und grössere im Schichtverband abgerutschte Pakete.

Auf der Ostseite des Brunnitalls befindet sich eine von jungen Gräben stark zerschnittene Sackung auf der Trogen-Alp. Sie röhrt aus der Nische von Plangg am W-Hang des Wespen her. Ein weiteres Sackungsgebiet ist der Nordgrat des Hochkopf bei der Wannelen-Alp. Von ihm sind Felsmassen nach Westen, Norden und Osten abgerutscht. Am Grat selbst findet man noch eine Reihe von nur wenig bewegten im Schichtverband befindlichen Paketen. Ferner haben bedeutende

Rutschungen am Nordhang des Kulm stattgefunden. Sie erstrecken sich vom Talboden der Wannelen-Alp bis zu den Hütten der Nieder-Alp und enthalten grosse Mengen von Moränenmaterial. Ihr oberster Teil wird von zwei grossen im Schichtverband gebliebenen Paketen gebildet. Alle diese Sackungen östlich des Brunnitals haben Material über die Steilstufen unterhalb der Alpgelände hinabgesandt. Eine kleinere Sackung befindet sich schliesslich nordöstlich von Fluh über den autochthonen Hochgebirgskalkfelsen. Ein grosser Teil dieser Gesteinsmassen bildet die Schutthalden am Fusse dieser Malmwände. Noch vor wenigen Jahren sind erneut Schuttmassen über sie hinabgestürzt.

Alle genannten Sackungen südlich des Schächentals bestehen zum grössten Teil aus dem an Dachschieferlagen ausserordentlich reichen oberen Taveyannazsandstein; untergeordnet sind meist auch die Stadschiefer beteiligt.

Die Sackungen nördlich des Schächentals.

Die grösste Sackung ist die in ihrem westlichen Teil bereits von J. J. JENNY (1934, 9, S. 146) beschriebene Sackung von Spiringen. Sie reicht von Winterschwanden bis fast nach Unterschächen. Im Detail ist sie aus einer grossen Anzahl von Teirlutschen und -Sackungen zusammengesetzt. Im Grossen lässt sich aber eine grössere, einheitliche Sackungsmasse im unteren Teil, deren Oberfläche sich von Westen nach Osten senkt und in der Umgebung von Urigen zwischen 1300 und 1400 m Höhe liegt, abtrennen von einer Reihe von kleineren Sackungen, die erst als Folge des Hauptrutsches eintraten. Diese Nachsackungen reichen im östlichen Teil des Rutschgebietes bis gegen 2000 m Höhe hinauf. Sie haben zwischen Schläuecht und Schlänggen eine deutliche Abrisskante hinterlassen. An der Hauptsackung sind die Altdorfersandsteine und namentlich die mächtigen Wildflyschschiefer beteiligt; die Nachsackungen bestehen zum grössten Teil aus dem Lias, untergeordnet auch aus Dogger und Malm der Axen-Decke.

Östlich an die Spiringer Sackung schliessen sich weitere ebenfalls zusammengesetzte Sackungsmassen an, die wohl etwa gleichzeitig abgerutscht sein dürften, aber nicht dasselbe riesige Ausmass erreichten. Der Hang nördlich Unterschächen ist noch bis in grössere Tiefe bewegt worden; zwischen Halten und Schläuecht befinden sich aber grosse im Schichtverband gebliebene Altdorfersandsteinmassen, die nur geringfügig abgerutscht sind. Vom Frittertal an tritt in den meisten Gräben bereits das Anstehende zu Tage, so dass hier die verrutschte Decke mehr oder weniger dünn ist; oft besteht sie vorwiegend nur noch aus Moränenmaterial. Am Seelital hören diese Sackungerscheinungen auf. Oberhalb Unterschächen reichen die versackten Partien durch Altdorfersandstein und Wildflysch bis in Lias und Dogger

der Axen-Decke westlich und östlich von Mettenen hinauf. Das Aufhören der Rutschungen nach Osten hängt mit dem Einsetzen der festen Gesteine der Griesstock-Decke zusammen.

Östlich vom Seelital trifft man grössere Sackungen nur noch im Bereich von Quartenschiefer und Lias der Axen-Decke an. Man findet gesackte Partien bei Heitmannsegg, Käsern-Alp und oberer Balm-Alp. Die grössten Sackungen dieser Zone befinden sich östlich der oberen Balm-Alp und reichen über den Klausenpass hinaus; diese Sackungsmassen gipfeln im Bödmerstöckli (s. Taf. XV, Fig. 2).

Alter der Sackungen und Bergstürze.

Aus den Beziehungen zu den Moränen lässt sich folgendes ableiten: Mit einer Ausnahme sind sämtliche Sackungen und Bergstürze des Untersuchungsgebiets nach dem Schwinden der zuletzt an den verschiedenen Stellen vorhandenen Gletscher erfolgt. Viele sind sicher postglacial, andere können bereits nach dem Gschnitzstadium, wenige schon nach dem Bühlstadium eingetreten sein.

Die eine Ausnahme ist die Sackung von Wanneli (S. 282), die von mächtigen Gschnitzmoränen überkleidet ist. Da das Gschnitzstadium, wie ich oben ausgeführt habe, wahrscheinlich einem selbständigen Vorstoss entspricht, dürfte diese Sackung in der Bühl-Gschnitz-Interstadialzeit erfolgt sein. Ein sicherer Beweis für diese Annahme lässt sich indessen nicht erbringen, so dass die Sackung eventuell auch älteren Datums sein könnte.

Ursachen der Sackungen und Bergstürze.

Die meisten Sackungen und Bergstürze sind wohl als Folge der glacialen Erosion zu betrachten. Bei der Karbildung, der erweiternden (rückwärtsschreitenden) Erosion der Talgletscher und der Ausräumung in wenig widerstandsfähigen Schichten wurden an vielen Stellen Böschungen geschaffen, die nach dem Schmelzen des Eises auf die Dauer nicht stehen bleiben konnten.

Die Grösse der bewegten Massen, die Art der Bewegung und namentlich der Zeitpunkt des Absturzes ist natürlich von den verschiedensten Gründen abhängig. Die Gesteinsbeschaffenheit und die Lage von Schicht-, Scher- und Kluftflächen dürften am wichtigsten sein. In mehreren Fällen sind die Abstürze wohl sehr bald nach dem Schwinden der Gletscher eingetreten, so z. B. bei den Bergstürzen am Fuss des Sennenbandes, am Fuss der Griesstocknordwände und im Grossbachtal. In zahlreichen anderen Fällen scheint aber zwischen Eisrückzug und Absturz eine ziemlich lange Zeit zu liegen, so z. B. besonders bei den grossen Sackungsmassen auf der Nordseite des Schächentals, wahrscheinlich auch bei den Sackungen an den Spitzen.

3. Zur Frage der alten Talböden.

W. STAUB (1911, 12, S. 75—77) hat seinerzeit versucht, im Anschluss an E. BRÜCKNER (1904, 10, S. 613, 614) alte Talböden anhand von Erosionsterrassen nicht nur im Reusstal, sondern auch im Maderaner- und Schächental zu rekonstruieren. Er erwähnt dabei auch aus meinem Untersuchungsgebiet eine Reihe von solchen Terrassen.

Da nun aber, wie in den vorangehenden Abschnitten gezeigt werden konnte, noch im Verlauf der letzten Eiszeit und später bedeutende Umgestaltungen der Oberflächenformen im oberen Schächental stattgefunden haben, erschien es von vornherein zweifelhaft, ob überhaupt noch Reste alter Talböden nachgewiesen werden können. Eine Prüfung der Terrassen von STAUB rechtfertigt diese Zweifel.

Zu seinem Talboden I gehören im oberen Schächental folgende Terrassen:

Das Plateau der Ober-Alp entspricht dem Gesteinswechsel Taveyannaz-sandstein (unten)—Wildflysch (oben) und verdankt seine heutige Form zweifellos der letzten Vergletscherung (vgl. S. 277).

Die Terrassenstufen bei der Alp Obsaum sind nach der letzten Eiszeit durch Absackung von Gesteinen der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe entstanden (S. 283).

Zum Talboden II rechnet W. STAUB folgende Terrassen:

Die doppelte Terrasse der Nieder-Alp wird durch eine gestufte Sackungsmasse gebildet (S. 284). Auch die Terrasse von Wannelen-Alp liegt auf Sackung (S. 283). Die den Sackungsmassen zu Grunde liegende ehemalige Felsgehängeleiste wurde sehr wahrscheinlich durch eine schieferreiche Zone der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe gebildet und zeigte dem allgemeinen Axialgefälle nach Osten folgend ein für alte Talbodenreste unmögliches rückläufiges Gefälle.

Die Terrassen zu beiden Seiten des Brunnitals entsprechen der Grenzfläche zwischen dem autochthonen Malm und den hangenden tertiären Gesteinen (Stadtschiefer und Sandstein-Dachschiefer-Gruppe) des autochthonen Sedimentmantels. Sie machen daher das Axialgefälle dieser Fläche nach Osten mit und liegen auf der rechten Talseite bereits um mindestens 100 m tiefer als auf der linken. Außerdem folgen sie aber auch der leichten Aufwölbung der Erstfelder-Falte und zeigen daher von deren Kulmination bei Laui-Alp und Trogen-Alp nach Süden ein unmögliches rückläufiges Gefälle. Es ist also leicht ersichtlich, dass die heutige Form dieser Terrassen nicht einem alten Talboden entsprechen kann, sondern durch jüngere Erosion entstanden ist.

Die Terrasse unterhalb Obsaum-Alp wird von der selben Sackungsmasse gebildet, wie die Terrasse bei der Alp selbst (siehe oben). Der ursprüngliche Absatz entspricht einer Dachschiefer-reichen Zone der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe.

J. J. JENNY (1934, 9, S. 140—145) konnte den Nachweis erbringen, dass das Gebiet der Schattdorfer Berge ein Riesenbergsturz mit Moränenbedeckung ist, sodass auch hier unmöglich ein Talbodenrest vorliegen kann.

Schliesslich stellt W. STAUB zu einem dritten Talboden die Terrasse des Wanneli im oberen Schächental, welche, wie oben gezeigt wurde, eine Sackung mit Moränendecke ist.

Aus dieser Zusammenstellung ist also ersichtlich, dass die von STAUB aufgezählten Terrassen nicht als Talbodenreste gedeutet werden dürfen. Auch eine Reihe weiterer morphologisch hervortretender Terrassen, mit denen man die Liste STAUB's vervollständigen könnte, halten einer kritischen Prüfung nicht Stand. Die Rekonstruktion alter Talböden ist daher im Schächental nicht möglich.

4. Epigenetische Bachläufe.

Brunnital.

Der Bergsturz südlich der Kapelle im Süden der Bielen hat den Hinteren Schächen an die Felsen der östlichen Talseite gedrängt (S. 281). Im Gebiet der Brunni-Alp haben sich ferner die Bäche nach dem Gschnitzstadium in die mächtigen Moränenmassen neu eingeschnitten. Dabei hat der Hintere Schächen östlich der Alp (Coordenaten 700.100/187.250) den anstehenden autochthonen Malmkalk entblösst.

Schächental.

Unterhalb Unterschächen. Infolge der gewaltigen Spiringer Sackung ist der ganze Schächenlauf von Unterschächen bis Winterschwanden epigenetisch. Westlich von Unterschächen (südlich Ried) ist später eine kleine sekundäre Epigenese entstanden. Der Schächenbach wurde durch von der südlichen Talseite abgestürzten Schutt (vielleicht einen Teil der Sackungsmassen bei der Alp Obsaum) wieder nach Norden gedrängt und hat sich in der Spiringer Sackung selbst neu eingeschnitten (siehe auch S. 291).

Bei Unterschächen existieren zwei parallele Täler südlich und nördlich des Kirchenhügels. In beiden liegen die Moränen des Gschnitzstadiums; das nördliche ist durch die Sackungen nördlich Unterschächen (S. 284) blockiert. Das südliche Tal ist wohl das ursprüngliche; das nördliche könnte durch Abdängung des Vorderen Schächen durch den Hinterschächengletscher entstanden sein zu einer Zeit, als der Vorderschächengletscher Unterschächen noch nicht erreicht hatte. Dieser Zustand war zu Beginn sowohl der letzten Eiszeit, als wahrscheinlich auch des Bühl- und des Gschnitzstadiums möglich. Das Entstehungsalter der nördlichen Rinne ist also ungewiss. Sie wurde noch nach dem Gschnitzstadium vom Vorderen Schächen durchflossen, bis die Sackungen von der Nordseite den Bach wieder ins südliche Tal drängten. Aus dieser Zeit dürften die Aufschüttungen östlich Unterschächen stammen (S. 291).

Bei Aesch (Taf. XV, Fig. 1). Südlich von Aesch zwängt sich der Stäubibach heute durch eine enge Schlucht (h-l) und bildet darauf den prächtigen, weithin sichtbaren „Stäubifall“. Diese Rinne ist

epigenetisch. Wenig weiter östlich trifft man eine ältere, trockene Rinne mit ausgeglichenerem Gefälle, an deren Ende sich (bei i) ein kleiner Schuttkegel anschliesst, und etwas tiefer ein zweiter, grosser. Dieses Bachbett ist im obersten Teil (bei h) durch Bergsturzschutt verstopft (Bergsturz am Fuss des Sennenbandes, siehe S. 281). Nördlich P. 1238 trifft der Stäubibach mit dem vom Klausenpass kommenden Bache zusammen. Bei der Vereinigungsstelle (k) beginnt ein zweites epigenetisches Talstück. Sowohl nördlich als südlich des heutigen Bachbettes sind ältere, tiefere Rinnen vorhanden. Die nördliche Rinne (c-d) ist durch mächtige Gschnitzmoränen ausgefüllt, die südliche (b-e-f) durch den Bergsturz von Aesch (S. 282) zugeschüttet worden.

Will man die Talgeschichte rekonstruieren, so muss man folgende Überlegungen anstellen: Die nördliche Rinne bei Aesch (c-d) ist älter als das Gschnitzstadium, denn sie ist von Gschnitzmoränen ausgefüllt, wahrscheinlich auch älter als die Sackung von Wanneli (S. 282), deren Reste sicherlich noch bei d unter der Moränendecke vorhanden sind. Sie stammt daher mindestens aus der Bühl-Gschnitz-Interstadialzeit. Die Anlage der südlichen Rinne b-e-f kann als Folge der genannten Verschüttungen angesehen werden. Dieses Bachbett wurde im Daunstadium durch den Moränenwall südlich Aeschrüti abgeriegelt. Der nach Norden abgedrängte Bach vom Klausenpass dürfte daraufhin das heutige Bett (b-c-k-f) geschaffen haben. Der Stäubibach benutzte damals noch die mindestens seit dem Gschnitzstadium existierende Rinne h-i-e-f, — da wir den Betrag der Gletschererosion während des Gschnitzstadiums nicht kennen, ist die Existenz dieser Rinne vor dem Gschnitzstadium zum mindesten unsicher — denn der mächtige Schuttkegel unterhalb i lehnt sich an den Daunmoränenwall an. Da die Schuttmassen des Bergsturzes von Aesch diesen Schuttkegel überdecken und nicht ihrerseits von ihm eingedeckt worden sind, so muss inzwischen die Verlegung des Stäubibaches in das heutige Bett (h-l-e) durch den Bergsturz am Fuss des Sennenbandes erfolgt sein. Der Bergsturz von Aesch verschüttete den Rest der ehemaligen südlichen Rinne und lenkte den Stäubibach (sowie den Härtibach) nach Osten ab. Dadurch entstand das epigenetische Bett e-k.

Man kann nun die Etappen der Talgeschichte in einer Tabelle zusammenstellen, muss sich aber klar sein, dass es sich keinesfalls um eine sichere, sondern nur um eine wahrscheinliche Lösung handelt.

Talgeschichte des Gebietes bei Aesch.

Zeit	Wichtige Ereignisse	Lage der Bachrinnen	
		Bach vom Klausenpass	Stäubibach
Bühl-Gschnitz-Interstadialzeit	Sackung von Wanneli (?)	a-b-c-d ?	?
Gschnitzstadium	Moränenanhäufung NW von Aesch	—	—
Gschnitz-Daun-Interstadialzeit		a-b-e-f	g-h-i-e-f
Daunstadium	Bildung der Endmoränenwälle N Aesch	—	„
Postglacialzeit	Bergsturz am Fuss des Sennenbandes	a-b-c-k-f „	„
	Bergsturz von Aesch	„	g-h-l-e-f
		„	g-h-l-e-k-f

Westlich vom Klausenpass (Taf. XV, Fig. 2), oberhalb der Steilstufe östlich von Aesch (der Balmwand) existieren zwei alte Talrinnen. Die eine liegt südlich des Klein Höcheli (b-c-d-e); sie ist durch zwei Endmoränen des Daunstadiums abgeriegelt. Die zweite Rinne zieht sich nördlich des Hügels durch den Talboden der unteren Balm-Alp (f-g-h-i); sie ist im Oberlauf (f-g) unter den mächtigen Sackungsmassen der nördlichen Talseite begraben, bei P. 1732 durch Alluvionen ausgefüllt. Der Bach benutzt heute nur noch die alten Talstücke b-c und g-h. Von a nach b und von k nach g folgt er dem Aussenrand der Sackungsmassen; von c nach k hat er sich wegen des Moränenriegels westlich c, von h nach e wegen der Alluvionen bei P. 1732 ein neues Bett geschaffen.

Um die Talgeschichte zu rekonstruieren, muss man das Alter der Entstehung und der Verschüttung der verschiedenen Rinnen zu bestimmen suchen. Da sich im Talboden der unteren Balm-Alp Gschnitzmoränen vorfinden, so existiert die nördliche Talrinne mindestens seit dem Gschnitzstadium. Das Tälchen südlich vom

Klein Höcheli war ebenfalls zum mindesten schon vor dem Daunstadium vorhanden, da dessen Moränen in der fertigen Rinne abgelagert wurden. Es dürfte aber wohl schon früher als der nördliche viel tiefere Bachlauf vorhanden gewesen sein; denn zu einer Zeit, wo die Nordabdachung des Klein Höcheli schon existierte, war die Bildung dieser Rinne doch wohl ausgeschlossen.

Die Ursache der Entstehung des tieferen, nördlichen Tales ist heute nicht mehr erkennbar. Es besteht die Möglichkeit, dass das nördliche Tal erst im Gschnitzstadium geschaffen wurde, indem der Gletscher die wenig widerstandsfähigen Trias- und Liasgesteine der Axendecke über der nordfallenden Lochseitenkalktafel ausräumte. In diesem Fall stammt das südliche Tälchen mindestens aus der Bühl-Gschnitz-Interstadialzeit.

Die definitive Abriegelung der südlichen Rinne datiert aus dem Daunstadium. Die Verschüttung der Nordrinne durch die Sackungsmassen ist erst nach dem Daunstadium erfolgt (S. 285). Die Ausfüllung der Rinne h-i dürfte vermutlich erst später (durch verschwemmten Sackungsschutt?) stattgefunden haben.

Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht über den Verlauf der Talgeschichte. Selbstverständlich gelten auch hier, namentlich für die älteren Etappen, die schon oben (S. 288) geäusserten Reserven.

Talgeschichte des Gebietes westlich vom Klausenpass.

Zeit	Wichtige Ereignisse	Verlauf des Baches
Bühl-Gschnitz-Interstadialzeit ?		b-c-d-e
Gschnitz-stadium ?	Ausräumung von Trias und Lias der Axen-Decke durch Gletschererosion	—
Gschnitz-Daun-Interstadialzeit		f-g-h-i-e
Daunstadium	Abriegelung des Tales südlich des Klein Höcheli durch Endmoränen	“
Postglacialzeit	Sackungen auf der nördlichen Talseite	“
	Aufschüttungen im Talboden der unteren Balm-Alp	a-b-c-k-g-h-i-e
		a-b-c-k-g-h-e

5. Junge Aufschüttung und junge Erosion.

Die Aufschüttungen im Schächental und im Brunnital.

Westlich von Unterschächen sind die Reste einer früheren Aufschüttung zu beobachten. Sowohl der grosse Schuttkegel am Ausgang des Grabens westlich Erlen, als der Schutthang auf der südlichen Talseite (Matten) sind heute stark unterschnitten. Die Ursache der Aufschüttung war vermutlich die gleiche, welche auch die sekundäre Epigenese des Schächen südlich Ried veranlasste (S. 287). Die Vertiefung dieser Rinne ging wahrscheinlich in Etappen vor sich, denn der Bach westlich Erlen hat noch zwei weitere ineinandergeschachtelte Schuttkegel gebildet, und auch im Anschwemmungsgebiet des Hinteren Schächen erkennt man Reste einer früheren, höheren Aufschüttung.

Östlich der Gschnitzmoränen von Unterschächen hat der Vordere Schächen ebenfalls grössere Schuttmassen angehäuft. Auch hier beobachtet man junge Unterschneidungen. Diese Aufschüttungen dürften eine Folge der Sackungen nördlich Unterschächen sein, welche die nördlich des Kirchenhügels gelegene Rinne verstopften (S. 287).

Die Anhäufung der mächtigen Schuttkegel bei Schwanden durch die Bäche der Nordseite geht vermutlich auf die Stauwirkung des Bergsturzhaufens in der Ribi zurück. Der Schächenbach hat erst begonnen, diesen Riegel zu durchschneiden.

Der Bergsturz von Schwanden (1848) hat schliesslich die Bildung eines ganz jungen Alluvialbodens südlich Lauiberg und Rüti veranlasst. Hier sind Spuren des Wiedereinschneidens noch nicht zu bemerken.

Im Brunnital findet man unterschnittene Schuttkegel hinter dem Bergsturz südlich der Kapelle im Süden der Säge.

Südlich des kleinen Bergsturzes bei Mettlen hat der Hintere Schächen einen kleinen Alluvialboden, der Bach nördlich Gampelen einen Schuttkegel aufgeschüttet. Beide Bildungen sind aber bereits wieder unterschnitten; in den Alluvialboden sind auf etwas tieferem Niveau jüngere Anschwemmungen, in den Schuttkegel zwei weitere Schuttkegel eingeschachtelt.

Junge Erosionsgräben.

Die Mehrzahl der postglacialen Sackungen des Untersuchungsgebiets wird von jungen Erosionsgräben durchzogen. Auf der Nordseite des Schächentals sind der Hintere Mühlebach, der Graben westlich Erlen, das Frittertal, der Graben westlich Windegg und das Seelital zu nennen; die Sohle der letzteren drei liegt bereits im anstehenden Fels. Tiefe Gräben finden sich ferner auch bei Gampelen

in den Sackungsmassen am Osthang des Kleinen Spitzen. Die Bäche südlich der Trogen-Alp haben sich durch den Sackungsschutt ebenfalls bereits bis ins Anstehende eingeschnitten.

Zitierte Literatur.

1. BECK, P., Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. 1. Mitt. d. natw. Ges. Thun; Kümmerly & Frey, Bern; 1926.
2. BRÜCKNER, W., Die Geologie der Schächentaler Berge. Eclogae geol. Helv.; 26; S. 203; 1933.
3. BRÜCKNER, W., Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft nach dem Klausenpass und Griesstockgebiet. 4.—5. Sept. 1933. Eclogae geol. Helv.; 26; S. 325; 1933.
- 3a. BRÜCKNER, W., Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri). Verh. d. Natf. Ges. Basel; 48; S. 77; 1937.
4. BUXTORF, A., Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigi-Hochfluhkette. Erl. z. Spez. Karte Nr. 29, herausg. v. d. Schweiz. geol. Komm.; 1916.
5. FICHTER, H. J., Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz; N.F. 69; 1934.
6. HEIM, ALB., Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz; 25; 1891.
7. HEIM, ALB., Geologie der Schweiz. Tauchnitz, Leipzig; Bd. I; 1919.
- 7a. HEIM, ALB., Bergsturz und Menschenleben. Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich; 77; Beiblatt Nr. 20; 1932 (Sep. b. Gebr. Fretz, Zürich).
8. JEGERLEHNER, J., Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Gerland's Beitr. z. Geophysik; 5; S. 486; 1902.
9. JENNY, J. J., Geologische Beschreibung der Hoh-Faulen-Gruppe im Kanton Uri. Verh. d. Natf. Ges. Basel; 45; S. 109; 1934.
10. PENCK, A. und BRÜCKNER, E., Die Alpen im Eiszeitalter. Tauchnitz, Leipzig; 1909 (Lieferungen 1901—1908).
11. RICHTER, E., Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Petermann's Mitt. Erg.heft Nr. 132; 1900.
12. STAUB, W., Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz; N.F. 32; 1911.

Manuskript eingegangen den 27. Mai 1937.

Karte der
QUARTAERBILDUNGEN
des
OBEREN SCHÄCHENTALES
von
WERNER BRÜCKNER

Westliche Randpartie ergänzt nach den
Aufnahmen von
J. J. JENNY

1:25,000

0 0,5

Rezente Moränen mit Wällen,
einschl. Schneehaldenmoränen

Moränen des Daunstadiums mit Wällen

Merkmale des Gschmitzstadiums mit Wahrnehmung

Wirkungen des Geschwindigkeitsgradienten mit Wärme

 Moränen des Bühlstadiums

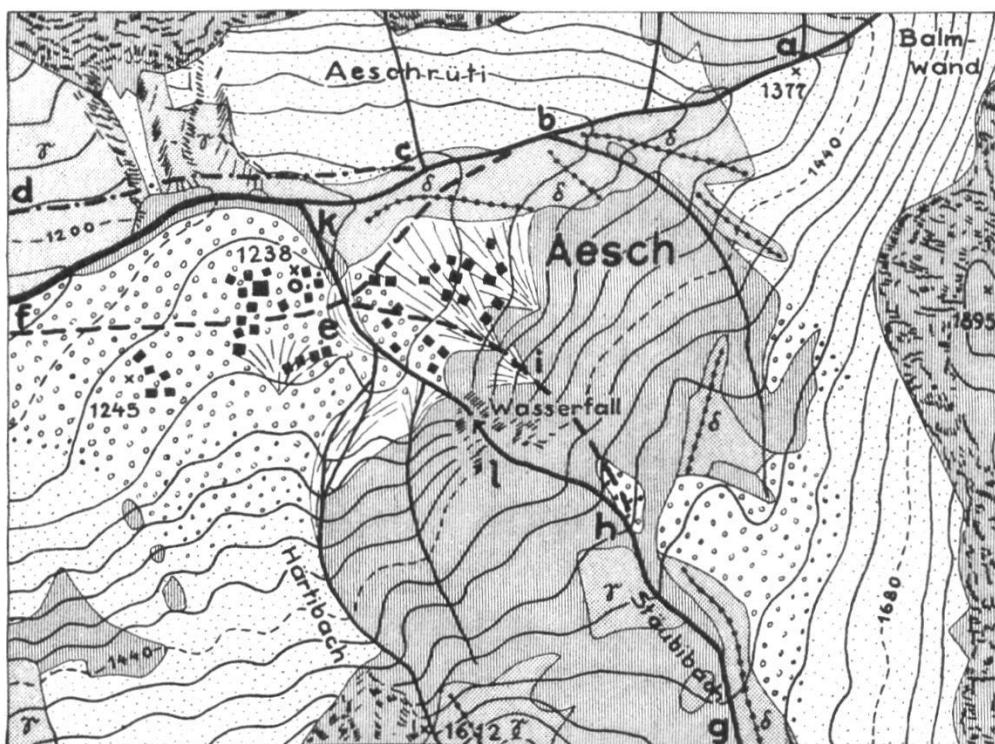


Fig. 1. Skizze der Bachepigenesen bei Aesch.

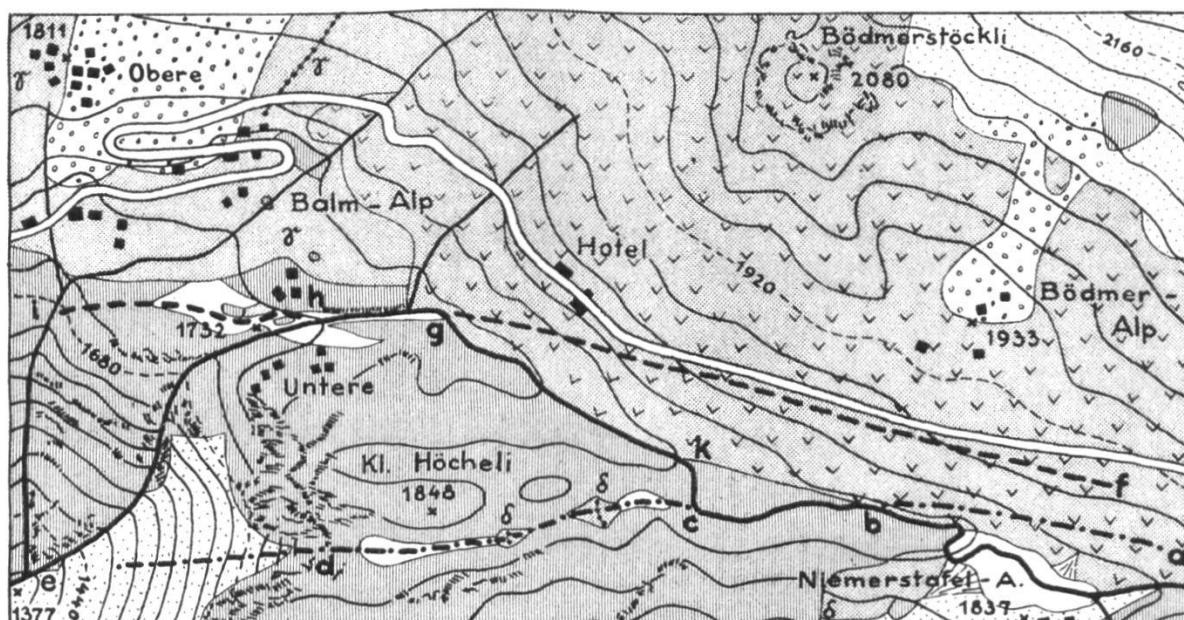


Fig. 2. Skizze der Bachepigenesen westlich vom Klausenpass.

