

Morphologie des Muttensee- und Limmerngebietes : einschliesslich der rechten Talflanke bis Linthal

Autor(en): **Zweifel, Niklaus**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus**

Band (Jahr): **10 (1958)**

PDF erstellt am: **13.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-1046703>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Morphologie des Muttensee- und Limmerngebietes

einschließlich der rechten Talflanke bis Linthal

von

NIKLAUS ZWEIFEL, Schwanden/Gl.

*

Abgrenzung des Untersuchungsgebietes und Allgemeines

Die vorliegende Arbeit umfaßt das Muttensee- und Limmerngebiet, d. h. das östliche der zwei großen Quellareale der Linth im Bereiche des Hauptalpenkammes der Glarneralpen. In Berücksichtigung von gewissen Zusammenhängen mußte auch die rechte Talflanke bis Linthal einbezogen werden. Die Umgrenzung verläuft von dort über den Kilchenstock—Ruchi—Kistenstöckli—Limmerntal—Uelialp zum Tierfehd.

Von Linthal aus steigt die Talflanke am Kilchenstock von 680 m steil und ohne Stufung auf ca. 1700 m an. Der zerschartete Grenz- kamm gegen das Durnachtal erreicht 2052 m, sinkt etwas gegen die Furkel hinunter und erklimmt über hohe Felssätze den Vorstegstock (2679 m), womit die Gipfelregion erreicht ist. Am Scheidstöckli zweigt als westliche Begrenzung der Muttentalp eine Bergkette zum Ruchi und Nüschstock (2896 m) ab. Die Wasserscheide zwischen Rhein und Linth beginnt am Ruchi (3106 m), von wo ein drei Kilometer langer Grat über den Muttentstock (3092 m) zu den Muttentbergen zieht und alsdann zur Hochfläche der Cavorgia de Breil (2500 m) herabsinkt. Als Eckpunkt markiert das Kistenstöckli (2748 m) die Wen-

dung der Talscheide gegen Westen zum Bifertenstock (3426 m). Im westlichen Abschluß erhebt sich der gewaltige Klotz des Selbsanft (3029 m).

Die Gipfelflur zeigt gegenüber den west- und ostwärts anschließenden Gebirgen keine Verschiedenheit. Die Lage des Muttenseegebietes in der Kulmination der Alpenkette bringt es mit sich, daß auf allen Seiten intensiver Abtrag ein gewaltiges Hochgebirgsrelief geschaffen hat. Die tiefen Erosionsrinnen der Linth (ca. 800 m) im Westen, des Durnachtales mit dem Hintersulzkessel im Norden (ca. 1700 m), die Kare an der Ostseite des Ruchi und der Muttenberge, sowie das Val Frisal im Süden (1900 m) heben diese Landschaft zinnenartig heraus, deren eindrucksvoller Hochgebirgs-Charakter durch den unvermittelt darin eingesenkten Kessel des Limmernbodens (1800 m) noch imposanter gestaltet wird.

Als alte Verbindung zwischen dem Vorderrheintal und dem Linthtal führt der Kistenpaß von Linthal über Baumgarten-Nüschen-Mutten zur Paßhöhe (2727 m) und von dort über die Rubi-Alp nach Brigels hinunter. Stützpunkte auf der ca. 11 Wegstunden langen Strecke bieten die Muttseehütte (2500 m) und die Bifertenhütte (2485 m) am Kistenstöckli.

Klima

Literatur: Annalen der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt
Zürich 1949.

J. Jenny-Suter, Rektor, Glarus, Ueber das Klima des Kantons Glarus. 1951.

Ueber die klimatischen Bedingungen im Auen, d. h. dem Talstück zwischen Linthal und Tierfehd, geben uns die Registrierungen der Meteorologischen Station „Auen“ (815 m) Aufschluß. Der tiefe Talkessel genießt verschiedene Vorteile, welche durch dessen Lage bestimmt sind. Es sind dies die Abschirmung gegen Westwinde, der Föhn, die Wärmerrückstrahlung durch die Felsen und das Abfließen der Kaltluft im Winter (Temperaturumkehr). Dagegen bringt die Nordrichtung des Tales und der hohe Bergwall gegen Süden (Selbsanft) eine starke Beeinträchtigung der Sonnenscheindauer mit sich. Vom 20. November bis zum 23. Januar fehlt die Sonne im Tierfehd gänzlich. Trotzdem ist das Klima nicht ungünstig, wie aus den Messungen hervorgeht:

Meteorol. Station	Absol. Minimum	Tag	Absol. Maximum	Tag
Auen	— 18.1	4.1.94	32.2	30.7.47
Glarus	— 25.2	18.1.91	32.8	18.8.92

Mittlere Jahrestemperaturen:

Auen	6.9°	815 m	Elm	5.7° C	959 m
Braunwald	5.1°	1190 m	Glarus	8.1° C	479 m

Die Wirkung der Temperaturumkehr zeigt sich besonders deutlich aus den Monatsmitteln der kalten Jahreszeit des Jahres 1949 der nachgenannten Stationen:

	Oktober	November	Dezember	Januar	Februar	März
Glarus	8.6	3.1	0.1	— 1	— 1.4	+ 1.4
Auen	+ 9.9	+ 2.5	+ 0.6	+ 0.5	+ 0.1	+ 0.7

Nebel wurde nur an 10 Tagen im Herbst und Winter registriert. Die Station Auen liegt nicht mehr in der Schattenzone, doch dürften die Werte für das Tierfeld nicht wesentlich geringer sein.

Niederschläge: Auen steht noch einigermaßen im Bereiche der starken Niederschlagszone vom Tödi-Clariden-Gebiet, die mit 346 cm Jahresdurchschnitt (Totalisator am Claridenfirn 2720 m) nur noch von Jungfrauoch und Säntisgipfel übertroffen wird.

Das Mittel der nachstehenden Stationen beträgt:

Auen (Linthal)	815 m	1650 mm
Braunwald	1190 m	1870 mm
Glarus	480 m	1441 mm
Elm	959 m	1526 mm
Klöntal	838 m	1834 mm
Urnerboden	1389 m	1750 mm

Auffallenderweise sind im Jahre 1949 nur zwei Gewitter verzeichnet worden. Trotzdem können starke Schlagwetter auftreten, wie z. B. im Jahre 1944. Der Wildwüstibach und Fuhrbach brachten damals gewaltige Schuttmassen und traten über die Ufer, wogegen die Stoldenrunse verhältnismäßig ruhig blieb.

Es wurden in Auen gezählt: 141 Regentage, 138 Tage mit geringeren Niederschlägen und Schneefall an 40 Tagen. Die Ausaperung geht Ende März/April vor sich, doch fällt noch öfters Neuschnee im Frühling.

Winde: Die geschützte Lage gegen Westen und Osten spiegelt sich deutlich aus der Statistik wider. Dagegen mag die überwiegende Häufigkeit der Nordwinde gegenüber dem Föhn auffallen. Die Notierungen der Station Auen lauten für 1949:

Winde aus N	28	aus S	10	
NE	2	SW	6	
E	1	W	3	
SE	7	NW	4	Calmen 1034

Auen und Tierfehd sind somit sehr windarm. Es ist jedoch zu sagen, daß die Verhältnisse schon ca. 1 km nördlich der Station Auen ändern, indem an dieser Stelle die Westwinde vom Urnerboden her einsetzen. Lokalwinde werden selten bemerkt.

Das Muttensee-Gebiet

Niederschläge: Im Gegensatz zum Talgrund befindet sich die Hochfläche von Muttin in rund 2500 m Höhe nur 500 m unter der Gipfflur mit gegen Süden und Westen gänzlich geöffneter Lage, ohne daß höhere Berge abwehrend im Wege stehen. Einzig im Südwesten erhebt sich der Tödi (3623 m), der allerdings breite Wolkenfronten aus dieser Richtung nicht abzuhalten vermag. Entsprechend der Höhenlage liegt das Gebiet in der Nähe der Schneegrenze. Schneefälle sind auch im Sommer häufig, doch schmilzt der Schnee im Juli/August bis auf einige Flecken ab. Die Niederschlagsmessungen auf Muttin haben das merkwürdig niedrige Resultat von 1800 mm ergeben, mit Verbesserung an den Abhängen gegen den Ruchi-Muttinstock hinauf.

Dr. Streiff-Becker erklärt diese Tatsache aus ähnlichen Erscheinungen bei Glarus. Ganz besonders im Winter ist es auffallend, daß dort in der Talmitte weniger Schnee fällt als nur wenig höher gegen die Talflanken zu. Dr. Streiff ist der Ansicht, daß die im Limmernkessel erwärmte Luft den Abhängen nach aufsteigt. Der Luft-Nachschub durch einen Talwind längs dem Limmerntobel ist jedoch ungenügend, so daß sich in der Talmitte ein Fallwind einstellen muß, der einen Teil der Luftfeuchtigkeit aufnimmt und die Niederschläge vermindert. — Es dürften aber noch andere Faktoren bestehen, die zu diesen Meßresultaten führten. Meine Beobachtungen am Totalisator an der Furkel zum Muttinkopf zeigten deutlich, daß die aufgefangenen Mengen bei Sturm- wetter nicht den tatsächlichen Niederschlägen entsprechen können. Am

1. August 1950 setzte auf Mutten ein starker, von Böen begleiteter Regen ein. Die mit bedeutender Geschwindigkeit von heftigen Windstößen schräg nach unten getriebenen Regenschwaden brausten über den Totalisator hinweg. Kurze Pausen lang fiel der Regen wieder senkrecht und erreichte das Gefäß. Oftmals aber wurden die Tropfen horizontal vorübergetrieben. Schon beim schrägen Fall reduziert sich die Auffangfläche und in horizontaler Richtung ist diese gleich Null. Ungefähr gleich verhält es sich beim Schneefall. Damals folgte auf den Regen ein anhaltendes Schneetreiben durch heftigen Weststurm. Nach zwei Tagen waren die Rundhöcker noch reingefegt und der Schnee befand sich in den Mulden angehäuft. Offenbar kann auch von den Schneefällen nicht viel in den Totalisator gelangt sein. Diese Feststellungen beweisen, daß mit den aufgestellten Totalisatoren ein unbestimmbarer Teil der Niederschläge nicht erfaßt wird und somit die gemessenen Mengen zu niedrig sind.

Geschichtlicher Teil

Die auffallende Stufung der Abhänge vom Tierfeld bis nach Mutten hinauf hat schon früh die Aufmerksamkeit der Geologen erweckt. Conrad Escher von der Linth hat den Paß im Jahre 1816 überschritten und erklärte die Terrassen als einen Wechsel von weichem und hartem Gestein. Von Arnold Escher von der Linth liegen geologische Skizzen und Notizen vor. Das Kistenpaß-Limmern-Gebiet war einer der Schlüsselpunkte für die „Doppelfalten-Theorie“. Prof. Albert Heim und Theobald, Chur, erforschten diese Gegend zusammen mit Arnold Escher in den Jahren 1860—1866.

Prof. Albert Heim - 1878 - Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung - Abschnitt V. Die Erscheinungen der Oberfläche

Gletscher und Gletscherwirkung

Linthgebiet S. 259

Ueber den Stand des Limmerngletschers ist folgendes verzeichnet:
1830 reichte derselbe ziemlich weit in den Limmernboden hinunter.
1852 von Ing. Mohr gemessenes Gletscherende auf 1843 m. Gletschersturz über die Dolomit-Doggerwand hinab.

1871 Die Zunge erstreckt sich mit unzusammenhängenden Eisklötzen bis zum Fuße der Wand.

1872 Ende auf 2100 m, d. h. 1 km hinter dem Stand von 1852.

Entsprechende Rückgänge konstatierte Heim am Plateaufirn des Selbsanftes, von wo früher große Eislawinen ins Limmerntal gestoßen wurden, wogegen 1871 der Firn hinter die Abstürze gewichen war. Ebenso der Lattenfirn nördlich des Kistenpasses, der seit 1830 fast verschwunden sei, und seit 1865 könne man in warmen Sommern nahezu schneefrei über den Paß wandern.

Die Wirkungen des fließenden Wassers (Thalbildung) S. 281

Heim erwähnt als besondere Erkennungszeichen für Erosionsphasen die Terrassen im Talraum und ganz besonders die Stufen am rückwärtigen Ende des Tales. Aus Schwankungen der Vertikalbestände der Terrassen hofft Heim, daß einst die Hebungen und Senkungen des Gebirges erkannt werden können, womit auch die Seenbildung am Alpenrande erklärt wäre. Im Linthgebiet unterscheidet Heim über dem heutigen Talboden 3 Systeme, wovon nur die Lokalitäten des Limmerngebietes erwähnt seien:

Oberstes Terrassensystem 2800—3000 m — Selbsanft und Limmernfirn. Die Muttenalp (2500 m) bringt Heim mit dem Niveau vom Altenorenstock in Verbindung, ohne Einreihung in ein System.

Zweites Terrassensystem 1800—2000 m
Talstufe des Limmernbodens.

Drittes Terrassensystem 1000—1300 m
Die Uelialp.

Der Vergleich zwischen Linth-Reuß- und Rheingebiet bringt Heim zur Ueberzeugung, daß sich die Terrassen bezüglich Höhenlage und Vertikaldistanz in den verschiedenen Fluß-Systemen anders entwickelten. Daraus müsse geschlossen werden, daß diese Phasen der Talbildung nur Erosionsgeschichte und nicht Hebungsgeschichte seien. Für die Seitentäler ist dabei die Eintiefung des Haupttales maßgebend, das die jeweiligen Erosionsbasen bestimme. Die Feststellung, daß sich die Terrassen in den Quertälern so gut wie in den Längstälern befinden, wie auch das regelmäßige Gefälle talauswärts, bestärken ihn in dieser Ansicht.

Heim schätzt den Inhalt des Auenschuttkegels auf 140 000 000 m³. Schon damals (1878) konnte sich niemand mehr an große Murgänge der Auen- oder Bodenbachrunse erinnern. An Quellen erwähnt Heim diejenigen beim Zusammenfluß des Sand- und Limmernbaches, sowie Nüschen und Reitischachen (Brunnengütliquelle). Für letztere wird eine Temperatur von 9° im Sommer notiert. Ueber den Abfluß des Muttensees wird bemerkt, daß derselbe 500 m unterhalb der Versickerungskluft als Quelle wieder erscheine und den Muttenbach bilde, der durch das Mörtal in den Limmernboden abfließe, wo noch mehrere Quellen den Limmernbach das ganze Jahr speisen. Ueber die Entstehung des Muttensees ist nichts gesagt.

Albert Heim, Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein.

Beiträge zur geol. Karte der Schweiz 25. Lfg. 1891.

Heim weist bezüglich des Linthtals darauf hin, daß es von scharf ausgeprägten Wasserscheiden begrenzt ist. Das bestehende Fluß-System könne daher niemals weiter nach Süden gereicht haben (Pag. 419 und 493). Der Vergleich der Faltungen auf beiden Talseiten, sowie die Stauungserscheinungen bis zu den höchsten Gipfelpartien überzeugen ihn, daß die bestehenden Täler sich erst nach dem Abschluß der Gebirgsstauung eingegraben haben können, ansonst eine differenzierte Faltung auf den beiden Talseiten platzgegriffen haben müßte, was er aber nirgends konstatieren konnte. Nach wie vor ist er davon überzeugt, daß die Talbildung ohne Rücksicht oder Einfluß der Stauungen vor sich gegangen sei und somit der ganze Gebirgsbau vom Erosionsvorgang ungehemmt überwunden wurde. Immerhin erwähnt Heim, daß die obersten Spalten, Falten und Klüfte dem Wasser den ersten Weg gewiesen haben mögen.

Samuel Blumer von Nidfurn, Zur Entstehung der glarnerischen Alpenseen. 1904.

Entsprechend den typischen Merkmalen des Muttengebietes zählt Blumer den Muttensee zu den Karseen. Dessen ursprüngliche Entstehung ist aber durch vorglaziale Erosion längs Spalten und Versickerungstrichtern bedingt gewesen. Die Einlagerung des Firns erzeugte die Karlandschaft. Die Dolinen und Spalten wurden durch Grundmoränen abgedichtet, wodurch sich schließlich der See bildete. Blumer erwähnt besonders, daß der Muttenbach nicht die austretende Quelle des weiter

oben in einem Trichter versiegenden Auslaufes des Sees sei, da ersterer vom Lattenfirn her komme. Er vermutet, daß das Muttenseewasser im Limmertobel wieder austrete, wo Quellen vorkommen. Dagegen glaube er nicht, wie es der Volksmund annehme, daß die Felix- und Regula-Quellen beim Reitischachen vom Muttensee stammen, da der komplizierte Faltenbau und die Horizontalabstanz von 5 km dies nicht als wahrscheinlich gelten lassen.

A. Rothpletz, München (1898), erklärte den Muttensee als Dolinensee mit unterirdischem Abfluß. Er verweist auch auf das trichterförmige Cavorgia-Becken, das allerdings keinen See beherberge.

Léon W. Collet, Berne, Le mode de formation et l'écoulement souterrain du Muttensee. *Eclog. Géol.* XIV P. 665/6 1917.

Die Auslotung des Sees bestätigte die Vermutung von Blumer und Rothpletz, daß es sich um einen Dolinensee handeln müsse. Drei ausgeprägte Trichter von 68, 46 und 41 m Tiefe wurden festgestellt, wovon die beiden letzteren am Fuße des Ruchi. Collet nimmt ebenfalls an, daß diese Dolinen durch Grundmoränen verstopft seien und deshalb kein Wasser mehr durchlassen. Bezüglich des Abflusses des Muttensees verneint Collet die Darstellung der Siegfriedkarte, auf der der Muttentbach unterhalb dem Muttentloch, dem Versickerungspunkte des Seeausflusses, als Quelle eingetragen ist. Am 12. 8. 1916 um 1 h 45 wurde mit 4,5 kg Fluorescin der Muttentseeausfluß gefärbt. Am 14. 8. 1916 um 3 h 30, also nach gut 50 Stunden, zeigte die Brunngütliquelle die Färbung an, die das Maximum zwischen 7 und 8 h abends erreichte. Alle anderen Quellen des Talgrundes (Felix und Regula), auf Nüschen, im Limmernboden und der Limmernbach blieben trotz langer Beobachtung ohne Färbung. In Anbetracht, daß die mehrfach übereinander gelegten undurchlässigen Schichten eine derartige Verbindung verhindern müßten, kommt Collet zum Schluß, daß Verwerfungen den unterirdischen Abfluß nach den Brunngütliquellen ermöglicht haben.

Emil Gogarten, Ueber alpine Randseen und Erosionsterrassen im besonderen des Linthtales. 1910 Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft No. 165 Bd. 35 F 525.

Gogarten ermittelte im Linthgebiet 17 Talbodensysteme. Seine Ansichten über die fluviale und glaziale Erosion decken sich vollständig

mit Albert Heim, der in einem Vorwort zu Gogartens Arbeit die Zielsetzung bereits definiert. Albert Heim, Gogarten und Aepli vertreten die Ansicht über die Rücksenkung des Alpenrandes als Ursache der Seebildung. Die Gletschererosion wird von denselben als belanglos bezeichnet. Damit befanden sie sich im Gegensatz zu Penk und Brückner, die für die Uebertiefung der Haupttäler durch die Gletscher eintraten und die Randseen als Auskolkungen durch die Zungen der Gletscher erklärten. Im Gebiete von Linthal sind nachstehende Terrassen als Talbodenniveaux aufgeführt:

1. Talboden 705— 406 m Stachelberg (Linthal)
2. „ 702— 430 m ———
3. „ 810— 420 m Reitimatt (810 m)
4. „ 885— 420 m Fätschberge (ca. 900 m)
5. „ 990— 600 m Obbort (1000 m)
6. „ 1140— 650 m Stalden Durnachtal (1110 m)
7. „ 1170— 860 m Stachlen (Linthal) (1170 m)
8. „ 1260— 930 m Hermannsegg (Linthal) (1260 m)
9. „ 1320— 980 m Kinzen (1350 m) (westl. Uelialp)
10. „ 1455—1095 m Wangen Unterstafel (1470 m)
11. „ 1570—1210 m Wangen Altstafel (1590 m)
12. „ 1620—1395 m Baumgartenalp (1600 m)
13. „ 1755—1440 m Windigegg (1770 m)
14. „ 1995—1830 m Rinkenthal (2010 m)
15. „ 2100—1905 m Thor (2070 m)
16. „ 2200—2070 m Nüschen (2200 m)
17. „ 2500—2350 m Muttenalp (2500 m)

Gogarten zieht aus dem gleichmäßigen Gefälle aller Talbodensysteme den Schluß, daß sich aus den Erosionsformen keine Hebungserscheinungen ableiten oder erkennen lassen. Alle Flußläufe und deren Talböden, einschließlich der höchsten Systeme, sind erst entstanden, nachdem das Gebirge ausgebildet und zur Ruhe gekommen war. Das heute bestehende Stufenbild sei geschlossen von außen ins Innere des Gebirges gewandert.

H. Lautensach, Gotha, Ueber alpine Randseen und Erosionsterrassen. Petermanns Mitteilungen 57. Jahrg. 1911 S. 525.

In dieser Publikation nimmt Lautensach Stellung zu den grundverschiedenen Auffassungen über die Bildung der Alpenrandseen und

im besonderen des Zürichsees. Es stehen sich zwei Theorien gegenüber, d. h. Rücksenkung und glaziale Uebertiefung. Lautensach ist mit Penk und Brückner (Die Alpen im Eiszeitalter 1909) der Ueberzeugung, daß die Uebertiefung der Seebecken durch die Gletschererosion entstanden sei, und die rücklaufenden Terrassen werden als glazial herausgerodete Schichtköpfe der Molasse erklärt (im Gebiet von Wädenswil-Männedorf). Eine Einsenkung habe nicht stattgefunden.

Rudolf Staub, Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie,
Denkschriften der SNG Bd. 69 1934.

Aus diesem Werk sei eine Schlußfolgerung von Seite 175 wiedergegeben:

„Da sind zu Beginn des Pliocän fast alle großen Talsysteme des heutigen Gebirges an ihre nunmehrigen Einschnitte lokalisiert, und deren weitere Ausgestaltung ist nur noch das Werk fortgesetzter pliocänen und quartärer Erosion.“

Staub führt die Eintiefung von Talboden zu Talboden auf die Gebirgshebungen im Pliocän und Quartär zurück, die abschnittsweise die Erosion wieder in Gang brachten. Daneben sind aber auch noch horizontale Bewegungen für die Verbiegungen der Talläufe, des Alpenvorlandes und der Gipfelflur in Rechnung zu stellen. Aus der Karte über das „Flußnetz der Schweiz in seiner Entwicklung vom Oligocän zum Quartär“ ist ersichtlich, daß das Muttengebiet zum miocänen Hauptfluß-System des Rheins einbezogen war und sich demnach durch das Val Frisal hinaus entwässerte. Die Abtrennung dieses Randgebietes mit Abflußrichtung zum Sandbach habe sich bei der gewaltigen Aufstauung des Tödimassivs ergeben, indem die Erosionskraft der nordwärts fließenden Gewässer dadurch stark gefördert wurde und so schließlich in dieses Quellgebiet einbrachen, ähnlich wie beim Sandalp-Clariden-Gebiet. Dieses vergrößerte Einzugsgebiet wies nun gegenüber dem Urlinthlauf aus dem Klausenpaßgebiet eine weit stärkere Erosionskraft auf, was die Haupteintiefung nun gegen dieses Gebiet lenkte und das Urlinthtal zum Nebengewässer werden ließ. Dazu stellt Staub die Frage, ob das Linthtal nicht schon durch eine Ur-Linth aus dem Medels-Klausen vorgezeichnet gewesen sei.

J. Oberholzer, Geologie der Glarner Alpen 1933

Beiträge zur geol. Karte der Schweiz NF 28. Lfg.

Ueber die Wirkung und das Ausmaß der Glazialerosion ist Oberholzer zu keinem abschließenden Urteil gelangt. Er ist jedoch überzeugt, daß die Oberflächengestaltung wesentlich durch die Gletscher beeinflusst worden ist. Besonders muß die Ausräumung des Schuttes am Felsboden, der Abtransport des Gehängschuttes, sowie die flächenhafte Einwirkung des vorwärtsrückenden Gletschers in Rechnung gestellt werden. Außerdem hatte er Beispiele gefunden, die das Ausbrechen von Felsblöcken durch den Gletscher bewiesen. Auch die besondere Eigenschaft des Gletschers, daß er mit der gesamten Schuttlast über Felschwellen fließen könne, deutet er als Beweis für die glaziale Entstehung der Felsbecken, die sich sehr oft durch ihre Breite auszeichnen. Ein Fluß dagegen arbeitet nur längs einer Linie. Bezüglich der Karbildung verweist Oberholzer auf die beiden Forscher Penk und Brückner. Auf Mutten findet sich ein Treppenkar, dessen Riegel durch harten Taveyannaz-Sandstein geschliffen wurde.

Terrassen und Talstufen. Oberholzer verzichtet auf eine Diskussion dieser Frage, da er glaubt, daß das Problem aus dem Beispiel des Glarnerlandes allein nicht gelöst werden könne. Dagegen wendet er sich mit eingehender Begründung gegen die Talbodenkonstruktionen Gogartens, die er schließlich als willkürliche und subjektive Annahmen erklärt. Seine Schlußfolgerung besagt, daß das präglaziale System durch die Einwirkung der Gletscher derart überarbeitet wurde, daß die fluvialen Merkmale verschwinden mußten. Es möge von Interesse sein, daß die Talbodenterrassenreste der in der Theorie übereinstimmenden Forscher:

Albert Heim und Bodmer	4—6 Niveaux	
Aeppli	11	„ im Unterland
Gogarten	17	„

sich nirgends decken und sogar Ueberkreuzungen vorkommen.

Der Muttensee. Oberholzer stützt sich auf die Untersuchungen von Léon W. Collet und Lütchg, die im Jahre 1916 im Auftrage des Eidg. Hydrographischen Bureaus Ausmessungen und Färbungen durchführten, über die bereits berichtet wurde. Die Oberfläche des Sees erwähnt Oberholzer mit 417 000 m² und den Inhalt mit 11 763 000 m³.

Aus der Anlage des Seebeckens, sowie den zahlreichen Rundhöckern des Karbodens folgert Oberholzer, daß der Gletscher einen maßgebenden Anteil an der Gestaltung der Hochfläche gehabt haben müsse. Bezüglich Entwässerung und Entstehung des Sees kann sich Oberholzer den Ansichten Blumers nicht restlos anschließen. Trotz den drei festgestellten Vertiefungen glaubt ersterer nicht an Dolinenformen, da das Seebecken ausschließlich in quarzreichen Nummulitenkalken, Globigerinenschiefer und Taveyannazsandsteinen liege. Gebirgsspalten am See-grunde hält er als nicht erwiesen. Ueber die Quellen an der Gnüßwand bemerkt Oberholzer lediglich, daß sie aus dem niedertauchenden autochthonen Malm entspringen, dort wo das Kluftwasser auf grundwasser-gesättigten Boden auftreffe.

Geologische Beschreibung

Lit. Dr. J. Oberholzer, Geologie der Glarneralpen.

Stratigraphische Bemerkungen

Das kristalline Aarmassiv

Im Limmernboden ist die kuppelförmig aufgewölbte nördliche Serizitschiefer- und Gneiß-Zone von der Erosion bloßgelegt und angeschnitten worden. Es sind dies Amphibolite, Syenit und Paraschiefer, wovon ein Teil als paläozoische metamorphe Sedimente erklärt werden. Die zentrale Aaregranitzone stellt sich erst im Val Frisal mit Punteglas-Granit ein.

Sedimentgesteine

Perm - Verrucano. Der brecciöse Verrucano ist nur wenig mächtig entwickelt. Das Gestein ist praktisch wasserunlöslich, neigt jedoch zu Kluftbildung.

Trias - R. O. Brunnschweiler, Beiträge zur Kenntnis der helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. Diss. 1948 Zürich.

Auf einer unebenen Erosionsgrenze stellen sich im Limmernboden die Quarzite der Melsergruppe ein. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 3 und 5 Metern, die mit quarzitischen Schiefen zur

Dolomitgruppe überleiten. Am nördlichen Ende des Limmernbodens besteht diese Nordwest-Facies der Triasdolomite von unten nach oben aus:

ca. 5 m kalkige Basisdolomite

ca. 10 m Dolomite mit Zwischenschaltung von sandig-mergeligen Streifen (Gyrendolomite)

ca. 25 m Rötiddolomite

ca. 10 m Plattendolomite (dünnbankig bis plattig, hartsplittig)

ca. 3 m Knauernbreccien (meistens brecciöser Dolomit mit eckigen Kieselknauern)

Am Süden des Limmernbodens ist diese Serie nur noch 9 m mächtig und die oberen Schichtglieder fehlen ganz. Brunnschweiler führt das Manko auf tektonische Verschiebung zurück. Auf einer scharfen Erosionsgrenze sind die Gesteine der

Quartengruppe abgelagert worden. Am Nordende des Limmernbodens sind lediglich ca. 10 m rote Tonschiefer vorhanden, wie sie im unteren Teil der Schichtgruppe vorkommen. Offenbar sind die oberen Horizonte durch nachtriasische Erosion abgetragen worden.

Die Quarzitsandsteine und Quarzitschiefer der Melsengruppe sind ein überaus zähes, wasserundurchlässiges und unlösliches Gestein. Es dient daher als Wasserleithorizont für die Entwässerung der Dolomitschichten, die infolge ihrer Sprödigkeit meist zerklüftet und zudem als Calcium-Magnesium-Carbonat wasserlöslich sind, was zur Karstbildung führt. Die über dem Dolomit liegenden roten Tonschiefer der Quartengruppe sind trotz Zertrümmerung infolge der Weichheit eine plastische kompakte Masse und verhindern das Durchsickern von Wasser. Bei Entblösung dieses Quartenschieferhorizontes setzt sofort eine intensive Abwaschung ein und legt die Dolomite frei.

Lias (R. Trümpy, *Der Lias der Glarneralpen*) Pag. 160.

Im ganzen autochthonen Sedimentationsgebiet ist der Lias gar nicht oder nur durch die oberste Stufe (Toarcien) vertreten. Im Limmernboden besteht diese kaum 2 m mächtige Schicht aus Quarzsandsteinen, Echinodermenkalk und Konglomeraten aus kristallinen, Dolomit- und Phosphorit-Komponenten. Darüber folgt:

Dogger in normaler Ausbildung mit ca. 30 m Mächtigkeit. Er gliedert sich in: 24 m Opalinus-Schiefer mit eisenschüssigen Sand-Kalken und gebankten Eisensandstein

5 m Dickbankige Echinodermenbreccie (Bajocien)

1—1,5 m Kalke mit Eisenoolithen (Callovien).

Die geringe Entwicklung des Lias läßt denselben nicht in Erscheinung treten. Dagegen haben die wenig festen Opalinusschiefer und Sandsteine des Doggers Anlaß zu einer größeren Terrasse gegeben (Sennhof). Die Echinodermenbreccie und die Eisenoolithe verhalten sich wie reine Kalkgesteine und erzeugen deshalb Karstformen. Dagegen sind die Opalinus-Schiefer wasserundurchlässig, aber leicht denudierbar.

Malm (nach Oberholzer). Die allgemeine Einteilung lautet:

1. Schiltschichten (Argovien)
2. Quintnerkalk (Sequaniens und Kimmeridgien)
3. Korallenkalk (Troskalk, unteres Portlandien)
4. Zementsteinschichten (oberes Portlandien)

Die erste Schichtserie ruht mit einer scharfen Transgressionsgrenze auf dem Callovien, da das Oxfordien im ganzen östlichen Teil der Schweizer Alpen fehlt.

Schiltschichten. Diese gliedern sich von unten nach oben in knollige gelbgefleckte Kalke, wechselnd mit Mergeln und dünnplattigen Kalklagen. Die Mächtigkeit dürfte 40—50 m nicht überschreiten.

Quintnerkalk, Korallenkalk und Zementsteinschichten. Der gut 500 m starke Schichtverband entwickelt sich aus den Schiltschichten ohne scharfen Uebergang. Quintnerkalk und Korallenkalk bestehen zu nahe 100% aus Calciumcarbonat, was sie zu karstbildenden Gesteinen stempelt. Diese gewaltige Schichtmasse aus sprödem, splitterigem Kalkgestein wittert bei flacher Lagerung in senkrechten Wänden, in Türmen und Pfeilerformen zurück. Die mergeligen bis kalkigen Zementsteinschichten treten als Terrassen in Erscheinung.

Kreide. In den Falten vom Tierfeld bis zum Kistenpaß-Cavorgia-Gebiet können wir das Fortschreiten der kretazischen Meerestransgression gut beobachten.

Oerlikalk. Am nördlichsten Aufschluß des absinkenden autochthonen Sedimentmantels am Egli/Gutbächirunse kann noch kein Oerlikalk festgestellt werden, dagegen finden wir denselben auf der unteren Baum-

gartenalp mit ca. 25 m Mächtigkeit. Von dieser Stelle an ist der bläulichgraue Kalk, durchsetzt mit Echinodermentrümmern, oft massig oder dünnbankig in allen Falten vorhanden, mit einer wachsenden Dicke bis zu 50 m im Cavorgiagebiet.

Valangienkalk. Die erste 3—4 m mächtige Bank von grobspätigem Valangienkalk stellt sich auf der Terrasse von Oberbaumgarten ein. Am Torkopf ist er 5 m und am Muttenwändli 12 m stark.

Kieselkalk und Drusbergschichten (Hauterivien und Barrémien). Das nördlichste Vorkommen von Kieselkalk befindet sich ebenfalls auf Oberbaumgarten, wo allerdings die Drusbergschichten noch fehlen. Am Torkopf sind bereits über 6 m Kieselkalk und 9 m Drusbergschichten anstehend. Am Muttenkopf ca. 30 m und südlich vom Kistenstöckli rund 30 m für beide Abteilungen zusammen. Der Kieselkalk ist ein zähes, feinspätiges Gestein, innen dunkelgrau, außen porös anwitternd. Die oberen Partien z. B. am Torkopf dünnbankig gequetscht und darüber folgen die dunkelgrauen Mergelschiefer des Barrémien, die mit einer gelblichgrauen Kalkbank mit Austern (Sinuataschichten) in den Schrattekalk übergehen, der dort erstmals auftritt.

Der Kieselkalk ist wasserunlöslich und wasserundurchlässig. Bei Dickbankigkeit bildet er steile Felswände, wogegen die Drusbergmergel weicher sind und dadurch Bänder und Terrassen erzeugen.

Schrattenkalk. Dieser dichte, splitterige hellgraue Kalk, gekennzeichnet durch die häufigen Muscheln „*Requienia ammonica*“, sowie durch Korallen, findet sich erst in der Torkopffalte in ca. 8 m Mächtigkeit, allerdings sehr arm an Fossilien. In der höheren Falte vom Muttenwändli ob Nüschen scheint der Schrattenkalk wieder zu fehlen, setzt aber am Südrand des Muttenplateaus mit 5—6 m wieder ein, überlagert von Nummulitenkalk. Die Orbitulinaschichten, sowie der obere Schrattenkalk fehlen vollständig. Als reines Kalkgestein unterliegt der Schrattenkalk der Karstbildung. Im Gelände hebt sich die steilwandige blauweiße Schicht deutlich von den liegenden Drusbergschichten ab und ebenso von den hangenden dunkelbraunen Nummulitenkalcken.

Gault-Seewerkalk. Beide Schichtserien fehlen in allen Falten bis zum Kistenpaß hinauf. Die vollständige Kreideserie ist erst am Bifertenstock, am Kistenstöckli und an der Cavorgia vorhanden. Der dunkle Gault mit Phosphoritknollen, Pyritkonkretionen, Grünsanden und der petrefakten-

reichen Turrilitenschicht ist leicht verwitterbar und bildet stets ein auffallendes Band zwischen Schrattenkalk und Seewerkalk. Der Gault erreicht bis 35 m Mächtigkeit und der Seewerkalk bis 40 m. Der Seewerkalk erzeugt ebenfalls Karren, doch sind dieselben nicht so scharfkantig, da das Gestein von Tonhäuten durchzogen ist. Höhere Kreideschichten fehlen ganz.

Eocän. Nummulitenkalke (Bürgenschichten).

Das helvetische Facies-Gebiet war während der unteren Eocän-Zeit ein Festland und damit der Erosion ausgesetzt. Die Faltungen des autochthonen Sedimentmantels vom Tierfehd bis zum Kistenpaß stellen das nördlichste aufgeschlossene Ablagerungsgebiet der eocänen Meerestransgression dar, die im Lutétien vor sich gegangen ist. Die Nummulitenkalke lagern daher auf immer tieferen Kreideschichten, deren Aussetzen gegen Norden allerdings auch einer Hebung während der entsprechenden Kreide-Perioden zugeschrieben werden könnte:

am Eggli (Talboden)	auf Zementsteinschichten
Unterbaumgarten	auf Oerlikalk
Oberbaumgarten	auf Kieselkalk
Torkopf	auf Schrattenkalk
Muttenwändlich	auf Drusbergschichten
Südl. Muttenplateau	auf Schrattenkalk.
Cavorgia	auf Seewerkalk

Aehnlich wie die Kreideschichten weisen die Nummulitenkalke gegen Süden zu eine steigende Mächtigkeit auf, die von einer Facies-Aenderung begleitet ist, welche sich morphologisch auswirken kann:

	Eggli	Ober-Baumgarten	Torkopf	Kistenpass
Pektinitenschiefer	—	—	—	3 m oben
Quarzsandstein	—	—	—	3 m
Nummulitenkalk	6—15	—	20	28 m
Glaukonitkalk	—	—	—	5 m
Quarz-Sandkalk	—	10	—	—
Mergelmasse	10	15—20	—	— unten

Die widerstandsfähigen Quarzsandsteine, sowie die dichten Nummulitenkalke bilden Steilwände. Wo die Pektinitenschiefer und Sandsteine den Kalk nicht mehr schützen, zeigen sich Karrenbildungen.

Globigerinenschiefer (Stadschiefer) Priabonien und Auversien.

Die Mächtigkeit ist wechselnd. Die Ablagerung umfaßt eine ziemlich einheitliche Mergelmasse, die kontinuierlich durch alle Falten hindurch über den Nummulitenkalken vorkommt. Die Globigerinenschiefer spalten sich dünnblättrig auf und verwittern zu Lehm.

Flyschsandstein und Dachschiefer (Lattorfien) Unter-Oligocän.

Die überaus intensive Faltung dieser Schichten gestattet nirgends, ein durchgehendes Profil aufzunehmen. Es lassen sich ausscheiden:

Taveyannazsandstein an der Basis, auf Globigerinenschiefern lagernd. Mächtigkeit bis 300 m. Das Gestein ist massig, sehr zähe, stark kieselhaltig, mit hellgrünen Flecken durchsetzt und wasserunlöslich. Die Verwitterung erfolgt im Anstehenden durch Auswaschung der zwischenlagerten Schieferschichten und durch Frosteinwirkung. Stets werden scharfe Felsformen erzeugt, die sich nicht durch Abwitterung mildern. Der Abbau erfolgt meistens nach den sich kreuzenden Klüftungsflächen, was ein eigenartiges Felsbild erzeugt. Der Uebergang von weichen Globigerinenschiefern zum Taveyannazsandstein ist derart schroff, daß glaziale Schlifffgrenzen vorgetäuscht werden.

Der Flyschsandstein (Altorfersandstein) tritt in Wechsellagerung mit den Flyschschiefern in dünnen, bis viele Meter dicken Bänken auf. Der Hauptbestandteil ist Quarzsand, sodann tritt etwas Feldspat und Glimmer hinzu. Der Abtrag erfolgt ebenfalls durch Unterhöhlung und Abbrechen, sowie durch Frostsprengung. Der ganze Komplex zusammen ist wasserundurchläßig und funktioniert als Wasserleithorizont.

Die Flyschschiefer. Die Zwischenlagen von Tonschiefern erreichen oft bedeutende Mächtigkeit. Die leichte Spaltbarkeit und meist weitgehende Zerknietung durch die gefalteten Sandsteinbänke erlauben ein rasches Fortschreiten der Erosion durch Auswaschung. Die Sandsteinbänke sind das eigentliche Gerippe des glarnerischen Flyschgebirges, ohne welche der Abtrag viel rascher vor sich gehen würde.

Der Wildflysch (Ultrahelvetikum). Ueber der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe findet sich in der Gratpartie vom Nüschentock-Scheidstock-Hintersulzhorn-Vorstegstock, sowie unter dem Ruchigipfel 50—150 m knorrig, rostig anwitternde Schiefer mit vielen Calcitadern, die, ob schon keine typische Wildflyscheinschlüsse (exotische Gesteine) darin enthalten sind, doch nach dem Aussehen in diese Kategorie gehören.

Lochseitenkalk. Als einzige Relikte aus der Hauptüberschiebungsfläche der helvetischen Decken sind die Felszähne des Scheidstöckli und des Vorstegstockes erhalten geblieben, die im Wildflysch stecken. Besonders das Scheidstöckli ist in rascher Abwitterung begriffen, indem der klüftige Lochseitenkalk allseitig der Frosteinwirkung ausgesetzt ist.

Verrucano. Ueber dem Lochseitenkalk am Ruchigipfel findet sich noch eine Kappe von Verrucano und Dolomit von ca. 50 m Mächtigkeit. Dieser Punkt stellt eine Kulmination der Mürtschendecke dar, indem die Ueberschiebungsgrenze von dort gegen N, E und S abfällt. Der Verlauf derselben stellt gleichzeitig die Wasserscheide zwischen Linth und Rhein dar.

Tektonik

Die kristallinen Gesteine des Limmernbodens sind in Form eines Gewölbes angeordnet, das im auserodierten Teil im Limmernboden seine höchste Stelle aufgewiesen haben dürfte. Die kristallinen Schiefer fallen steil gegen Süden ein. Die darüber liegenden Sedimente sind diskordant flach gelagert.

Perm, Trias, Dogger und Malm machen die Krümmung der Kuppel mit. Der Schuppenbau zeigt sich deutlich im Talhang von Baumgarten bis zum Muttensee-Kistenpaß hinauf, wo die Faltungen den ganzen Raum bis unter die Ueberschiebungsdecke am Ruchi ausfüllen, also über rund 2200 m Höhendifferenz. In der Auenrunse/Bodenrunse tauchen die Malmschichten endgültig unter. Gegen Süden stellt sich die erste von sekundären Verbiegungen begleitete Falte von Unterbaumgarten (1600 m) ein, deren Rücken zur Uelialp (1000 m) absteigt. Die Terrasse liegt in den Globigerinenschiefern. Ueber dieser Falte folgen weitere 7 übereinanderliegende Malm-Kreide-Eocän-Falten, die alle durch Globigerinenschiefer voneinander getrennt sind. Ober-Baumgarten, der Torkopf, Nüschen, das Muttenwändli samt dem Muttenseeplateau sind durch solche Falten bedingt, von denen die größte über 3 km gegen N vorgestoßen ist (Torkopffalte). Der tektonische Verlauf der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe, einschließlich der Taveyannazsandsteine zeigt dagegen eine ganz andere Anordnung. Der bis 500 m mächtige Sandstein-Dachschiefer-Zug mit durch und durch kleingefalteten Schieferlagen der Muttenberge-Muttenstock-Ruchi-Kette endigt am Erosionskessel von Hintersulz mit einer großen Falte, deren senkrechter Mittel-

schenkel aus Taveyannazsandstein das Hintersulzhorn bildet mit westlicher Fortsetzung zum Nüschenstock und Abfall nach Nüschen. Unter dem Wildflysch des Ruchi-Scheidstöckli-Vorstegstock beginnt ein ca. 400 m mächtiger Taveyannaz-Sandsteinzug, der mit einer gewaltigen Falte vor dem Ende der Torkopf- und Baumgartenfalte bis nach Obbort (1053 m) hinuntersinkt, dort sich in wagrechter Lage über der Obbortfalte fortsetzt und auskeilt. Anschließend stellen sich die Sandstein-Dachschiefer ein, die von Gutbächialp her fast horizontal in den Kilchenstock hineinstreichen, in einer Mächtigkeit von rund 1000 m.

Gebirgsbrüche

Nach Dr. Helbling, Photogeologische Studien, Blatt 2, Kistenpaß.

Die Karte zeigt eindrucklich die Rolle der Gebirgsbrüche bezüglich der Entwässerungsweise und der Anlage der Täler. Drei Hauptssysteme, bestehend aus Bruchscharen, durchziehen das ganze Gebirge in westlicher, nordwestlicher und nördlicher Richtung, wobei sich Kreuzungen einstellen, so daß ein eigentliches Netz entstanden ist. Die Angaben auf der Karte ließen sich ohne weiteres noch vermehren, was wohl im Interesse der Uebersichtlichkeit unterblieben ist.

Von der Cavorgia aus streicht eine Anzahl solcher Brüche zum hinteren Teil des Selbsanft hinüber, deren Fortsetzung in den Steilwänden gegen Biferten beobachtet werden kann (Scheibenrunse). Diese Brüche sind bereits von W. A. Keller (Lit. No. 9) und Oberholzer kartiert worden, allerdings nur mit lokaler Ausdehnung. Eine weitere Serie zieht sich in nordwestlicher Richtung von der Cavorgia her in den Selbsanft hinein und weiter durch das Limmerntobel bis über die Linthschlucht nach Altenoren. Besonders wichtig sind die nordwestlich strebenden Gebirgsausbrüche, von denen der größte vom Val Ladréal her die Muttberge durchschneidet, am Muttloch vorbeizieht, bei Baumgarten Unterstafel den Weg über den Tritt eine Strecke weit aufnimmt und schließlich in mehreren Zweigen längs der Gnüßwand endigt.

Die Abhängigkeit der Oberflächengestaltung von den geologischen Faktoren

Die Gesteinsverwitterung und der Erosionsverlauf werden von verschiedenen Faktoren dirigiert, die ihren Sitz in den Eigenschaften des Materials einerseits und denjenigen der atmosphärischen Agenzien andererseits haben. Es sind dies:

a) Die chemische Zusammensetzung.

In entscheidender Weise beeinflußt der Silikat- und der Calciumcarbonatgehalt eines Gesteins den Verlauf der Verwitterung und des Abtrages. Das Ueberwiegen von Silikaten verhindert praktisch die chemische Lösung durch Wasser, so daß sich Karstformen nicht entwickeln können. Es betrifft dies die kristallinen Gesteine, Verrucano, Melsersandstein, Kieselkalk, und die Sandsteine des Flysches. Dolomit (Calcium-Magnesiumcarbonat), sowie die reinen Kalksteine sind dagegen der Lösung durch kohlensäurehaltiges Wasser ausgesetzt. Es sind dies die Triasdolomite (Rötidolomit), Echinodermenkalke des Doggers, der Schiltkalk (Argovien), Hochgebirgskalk (Malm), Troskalk (Malm), Oerlikalk, Valangienkalk, Schrattenkalk, Seewerkalk und z. T. die Nummulitenkalke. Größere Widerstandskraft zeigen die Sandkalke mit vielen Quarzkörnern, wobei die kalkreichen Lagen gelöst und ausgehöhlt werden (Lias-Sandkalke, Gault, Nummulitenquarzsandkalke, z. T. Dogger und Kieselkalk. Die Kalk-Mergel zeichnen sich durch eine weit geringere Festigkeit aus als die reinen Kalkgesteine, die, obschon wasserlöslich, doch nie aufgeweicht werden. Auch das kleinste Stück behält seine Eigenschaften, wogegen die Mergel durch Wasseraufnahme relativ rasch zerfallen oder zu Lehm werden.

Es können sich dadurch tiefe Verwitterungsböden bilden (Valangienmergel, z. T. Drusbergmergel, z. T. Zementsteinschichten). Aehnliche Eigenschaften sind auch bei den Tonschiefergesteinen anzutreffen, die leicht aufblättern und bei Runsgang auf kürzester Strecke zu einem Brei aufbereitet werden. Die Dekomposition zu Ton bewirkt nun das bekannte Quellen und Schwinden, so daß Schieferhänge meistens Fließwülste und Ausbrüche aufweisen.

b) Die Ausbildung der Schichten.

Bei den kristallinen Gesteinen können wir massige, d. h. ungeschichtete und schieferige Arten feststellen. Granite, Porphyre, Diorite sind

saure und basische Eruptivgesteine, die eigentliche Stöcke bilden und der Erosion auch infolge der Unlöslichkeit größte Resistenz entgegensetzen. Viel geringeren Widerstand bieten die kristallinen Schiefer. Bei den geschichteten Gesteinen ist es besonders die Bankdicke von vielen Metern bis auf die feinsten Schieferlagen, die ganz verschiedene Abtragungsformen hervorbringen muß. Konglomerate können ebenso dicht und fest sein wie reine Silikat- oder Kalkgesteine, z. B. Verrucano, Sandsteine aller Art und z. T. auch Nagelfluh. Dickbankige Gesteine sind befähigt, Steilwände zu bilden, die stets in der gleichen Form zurückwittern. Je dünnbankiger das Gestein ist, desto rascher kann die Zersetzung vordringen. Liegen solche Schichten obenauf, so ergeben sich stets abgerundete Hügelformen, die oft mit Trümmern überdeckt sind. Sind dünnbankige oder schieferige Schichten zwischen dickbankigen eingeschaltet, so erzeugen sie eine Terrasse oder wenigstens ein „Band“. Als genügend dickbankig für die Steilwandbildung kennen wir den massigen conglomeratischen Verrucano, Melsersandstein, die Liassandkalke, Dogger-Echinodermenbreccie, den Schiltkalk mit Quintnerkalk, Oerlikalk, Valangienkalk, Kieselkalk, Schrattenkalk, Seewerkalk, Nummulitenkalk, die Sandstein-Dachschiefer-Wechselagerung. Dagegen sind Verrucanoschiefer, Quartenschiefer, Dogger-Opalinus-Tonschiefer und Eisensandsteine, Schiltschiefer, Zementsteinschichten, Oerlimergel, Valangienmergel, Drusbergmergel, Gault, Globigerinenschiefer, Flysch (so weit nicht von Sandsteinen gestützt) und Wildflysch „weiche“ Gesteine, obschon da und dort noch Kalk- oder Quarzitbänke dem allzu ungehemmten Abtrag entgegenwirken. Schieferige Gesteine sind dank ihrer Wasserundurchlässigkeit sehr oft die Ursache von Quellaustritten, die sich längs dem Schichtverlauf aufreihen, z. B. zwischen Flysch und Verrucano.

c) Die Lagerungsweise, Schichtenfolge und Facies.

Wenn wir ungestörte Lagerungsfolgen hätten, so müßten sich die vorbeschriebenen Eigenschaften der ganzen Schichtserie in gesetzmäßiger Weise abzeichnen als ein Wechsel von Steilwänden und Terrassen oder Bändern. Obschon auch die Faciesabwicklung der Schichten im Verlaufe der autochthonen Sedimente und der überschobenen Decken schon wesentliche Aenderungen in Ausbildung und Mächtigkeit aufweisen, die sich morphologisch deutlich auswirken, so sind es doch ganz besonders die großen und kleinen Faltungen, die Abscherungen infolge

Ueberschiebung einer höheren Decke, Gebirgsbrüche, der Lagerungswechsel bei Ueberschiebungen, die Deckenstirnen und der Verlauf von Ueberschiebungsflächen, die sich in den entstandenen Gebirgsformen und namentlich in der Anlage der Sammelgebiete abzeichnen. Die Oberflächengestaltung, d. h. das Erosionsprodukt, muß ganz verschiedene Formen haben, je nach den Eigenschaften der daran beteiligten Schichten, die flach, geneigt, gefaltet in einfacher oder repetierender Lage vorkommen können. Es betrifft dies die Bergformen, die Intensität der Verwitterung und sehr oft die Entwässerungsweise und Richtung, die Stufung und Terrassierung. Als Beispiel über den Einfluß der Facies seien lediglich die nachstehenden Formationen erwähnt (nach Oberholzer zusammengestellt).

Autochthon	Glarnerdecke	Mürtschendecke	Axendecke	Säntisdecke
Dogger				
20—50	20—50	50—300	300—50	300 m
Kieselkalk				
0—15	35 dickbankig	50	100—130	400—700 m dünnbankig
Schrattenkalk				
0—20	45—55	80—100	200—240	250—300 m

Aehnliche Entwicklungen lassen sich bei den Zementsteinschichten, den Drusbergschichten und Oerlischichten feststellen, bei denen sich bis zu den höchsten Decken stets eine Vermergelung einstellt. Morphologisch macht sich auch bei der Trias der Uebergang zur Rauhwaacke in der Mürtschendecke/Axendecke bemerkbar als leicht zerwitterndes, bröckelndes Gestein im Gegensatz zum Dolomit. Die Mächtigkeit steigt von 30 bis 60 m Dolomit im Autochthonen auf 30—100 m Rauhwaacke und 10—30 m Dolomit in der Mürtschen- und Axendecke. Mit diesen Angaben sei lediglich auf die Bedeutung der Faciesabwicklung durch die Ueberschiebungsdecken hindurch hingewiesen, da besonders die Mächtigkeitzunahmen und die Aenderungen des Gesteinscharakters sich in der Oberflächengestaltung auswirken müssen. Gegebenermaßen sind auch die weiteren Eigenheiten der verschiedenen Decken zu beachten, wie das Zurückbleiben von Schichtmassen längs der Ueberschiebungsfläche z. B. des Lias der Axendecke, auf Guppen oder des Verrucanos der Mürtschendecke auf dem Schilplateau.

d) Der Zustand der Gesteine.

Bei den gewaltsamen Vorgängen während der Gebirgsbildung sind (durch die riesigen Druck- und Zugkräfte, Bewegungen ganzer Decken oder einzelner Schichteinheiten) die Verbindungen der Schichten vielfach zerstört worden. Es ergaben sich Dislokationsbreccien, verknetete Schichtpakete, Auflösung in Scherben, oder bei dickbankigen spröden Gesteinen, Zerbrecchen in kleine und große Stücke. Ganz besonders haben die Flysch- und Wildflyschschiefer durch Faltung und Zerknitterung an Festigkeit verloren, sodann sind die Kalkschichten aller Art weitgehend zerstückelt. Dazu gesellen sich die großen Gebirgsbrüche in Begleitung von Dislokationsbreccien. Diese Erscheinungen können die unterirdischen Entwässerungsrichtungen wesentlich beeinflussen oder sich in den Talanlagen auswirken.

e) Das Klima.

Das Maß und der Ablauf der Erosion hängt weniger von der jährlichen Gesamtmenge der Niederschläge als von der Niederschlagsweise ab. Besonders ist die Empfindlichkeit eines Sammelgebietes auf Schlagwetter in Betracht zu ziehen, was wiederum mit den anstehenden Gesteinsarten zusammenhängt. Bei nackten zerklüfteten Felsen wirkt sich außerdem die Frostsprengung aus und auf Terrassen etc. wird der Verwitterungsschutt von weicheren Gesteinen durch Frosthebung (Eisnadeln) tief gelockert und bei Tauwetter zum Abgleiten gebracht. Der Frosteinwirkung ist besonders die Region zwischen der Wald- und Schneegrenze ausgesetzt, obschon auch in den tiefen Lagen Frosteisnadeln auftreten.

Aus der Summe der Einzelformen setzt sich das Landschaftsbild zusammen. Wenn das richtig ist, so muß umgekehrt aus demselben auf den geologischen Bau geschlossen werden können. Diese Zeichen sind seit Beginn der geologischen Forschung erkannt und ausgewertet worden, so daß auch die Deutung der Oberflächengestaltung nicht ohne eingehende Würdigung der geologischen Faktoren möglich ist.

Im Nachstehenden sind etliche Beispiele aufgeführt, die zur Erläuterung der beschriebenen Abhängigkeiten von Geologie und Morphologie dienen sollen. Allerdings war es notwendig, auch Berge und Täler außerhalb des Untersuchungsgebietes in Berücksichtigung zu ziehen.

Geländeformen. Bezüglich der Terrassen verweise ich auf die entsprechende Beschreibung des Tierfehdes und der umliegenden Oertlichkeiten. Auffällig ist die Bänderung von Steilwänden, wie sie z. B. am Glärnisch, Wiggis und an den Churfirsten vorkommt. Die nähere Betrachtung zeigt, daß es sich um Wechsel von weichem und hartem Gestein handelt, die sich aber nicht gesetzmäßig folgen, sondern wegen der Deckenüberschiebungen unvermittelt in eine neue „Bänderserie“ überleiten.

Bergformen. Es sind besonders die großen Faltungen, welche Bergformen entstehen lassen, die mit Stöcken oder Hörnern bezeichnet werden. So z. B. das Hintersulzhorn mit senkrecht einfallenden Taveyannaz-Sandsteinen des Mittelschenkels der Falte, die sich auch am Nüschenstock gleichartig auswirkt. Andere Berge entsprechen genau dem Faltenwurf, wie z. B. der Ortstock, der Mürtschenstock, der Magereu u. a. m. Flach gelagerte Schichten bewirken Steilwände, die senkrecht zurückwittern, wie dies im Limmernboden, am Selbsanft, Tödi, Glärnisch, Wiggis usw. der Fall ist.

Entwässerung. Die Entwässerungsweise eines Gebietes hängt hauptsächlich von den chemischen Eigenschaften der Gesteine ab. Alle großen Karstgebiete mit unterirdischer Wasserableitung liegen im Kalkgestein, so die Silberalp, die Karrenalp, das Fäassis-Plateau (Dolomit) und das große Karrenareal im Schild-Mürtschen-Gebiet. Dagegen findet sich im Bereiche der Flysch- und Verrucanoberge in der Hauptsache Oberflächen-Entwässerung, z. B. im Käpfgebiet und in den Seitentälern des Sernf. Im Kistengebiet sind beiderlei Gesteinsarten vorhanden, so daß unterirdische, wie auch oberirdische Abflüsse vorhanden sind.

Talanlagen. Den Einfluß der tektonischen Anlage ganzer Gebiete auf das Gewässernetz zeigt uns der Flyschschild der Glarner-Alpen, entsprechend dessen Verlauf die Gewässer gegen Süden, Osten, Norden und Westen abfließen. Als Talanlage längs den Störzonen von Ueberschiebungsdecken sei das Schächental und der Urnerboden erwähnt. An letzterer Lokalität sind die Globigerinenschiefer über dem Malm der Grißstockdecke abgetragen worden. Die Ueberschiebungsfläche der Axendecke ist deutlich herauspräpariert worden. Ein bekanntes Beispiel ist die Amdener-Mulde, sowie das damit zusammenhängende Oberseetal, wo der eingefaßte Wildflysch und andere weiche Schichten aus der riesigen Mulde der Säntisdecke herausgeschafft wurden. Der Prozeß ist heute

noch nicht abgeschlossen. Als Härtling besteht der Schrattenkalk, der im Oberseetal infolge von Klüftung die unterirdische Ableitung des Wassers wenigstens teilweise verursacht. Frappant in der Auswirkung auf die Talbildung ist das Stirngewölbe der Axendecke vom Deyenstock längs dem Deyentäli in den Fuß der Silbern, wo darüber liegend noch die Bächistockdecke und die Silberdecken endigen. Der Pragelpaß bis hinüber ins Muotatal ist längs dieser Grenzlinie gezogen, indem die Talrinne aus den weichen Mergeln des Valangien der höheren Säntis-Drusberg-Decke herausgewachsen worden ist, wogegen südseitig die harten Kalke der vorgenannten Decken liegen und nordseitig die zähen Kieselkalke der Drusbergdecke.

Morphologische und morphogenetische Beschreibung

1. Der Kilchenstock (1764 m)

Die Stellung des nur mäßig hohen Berges als Eckpunkt zwischen dem Linthtal und Durnachtal verleiht dem Kilchenstock eine dominierende Position im Dorfbild von Linthal. Die Weitergestaltung durch aktive Erosionsvorgänge ist noch in vollem Gange, die im Jahre 1932 bedrohlich Ausmaße angenommen hatten, so daß ein Teil des Dorfes geräumt werden mußte. Die Abbrüche verteilten sich jedoch derart, daß größerer Schaden nicht eintrat. Steinschlag, Runsen und Lawinen haben eine bedeutende Dezimierung des Waldgürtels verursacht.

Mit Ausnahme der nur bei Regenwetter fließenden Runsen sind im ganzen Gebiet des Kilchenstockes keine Gewässer vorhanden. In den oberen Lagen versickert das Wasser größtenteils, wogegen im Bereiche der Runsenzüge sich die Niederschläge sammeln und meistens mit Schutt gesättigt abfließen. Wo sich die geschlossene Walddecke erhalten kann, macht sich die Absorbierung und die Retention sehr günstig bemerkbar und es ist wohl nur diesem Umstande zuzuschreiben, daß der Bergfuß keine Anrisse aufweist.

Der ganze Berg wird von einer Wechsellagerung von Sandsteinen und Schiefen des unteren Oligocäns (Lattorfien-Altorfer Sandstein) aufgebaut, als Fortsetzung des vom Ruchi-Muttengebiet her einsinkenden Schichtenkomplexes. Aus der Muldenumbiegung südlich vom Kammgutbächialp steigen die Schichten gegen den Kilchenstock etwas an. Im Gebiet des letzteren überwiegen die Sandsteinbänke, so daß dieser Berg

kein eigentliches „Flyschgebiet“ darstellt, da die viele Meter dicken Lagen von zähen Sandsteinen der Erosion ungleich größeren Widerstand bieten als die Schiefer, die in den mittleren Lagen stellenweise angehäuft sind. In solchen Nestern befinden sich die Anrißstellen der größeren Runsen. In der Gipfelregion macht sich auch eine gewisse Auflösung der Sandsteinbänke bemerkbar, die sich lockern und nach und nach über die Schiefer abgleiten.

Die steilen Böschungen, die Einförmigkeit des Gesteins und das Fehlen von konstanten Wasserläufen lassen keinen großen Reichtum an morphologischen Formen erwarten, umso mehr als auch eiszeitliche Spuren an diesen im fortwährenden Abtrag begriffenen Hängen ebenfalls der Zerstörung anheimgefallen sein müssen.

Eine ganze Anzahl von Steinschlagrinnen nimmt ihren Anfang wenig unterhalb der Gipfelpartie. Teilweise sind es Abbruchstellen oder Gratarrisse in stark gestörten Sandsteinpartien oder Nischen in flyschreichen Hangpartien. Besonders letztere fressen sich ziemlich rasch gegen oben weiter und erzeugen so Aushöhlungen mit steiler Rückwand, was zu Nachbrüchen führt. Die Sturzbahn der kleineren und größeren Felsmassen ist besonders auf der Westseite kahlgefegt und die ansetzende Vegetation wird fortwährend wieder zerstört. Ueber blanke Felsen hinunter sammeln sich die Steinschläge in vielen kleinen und größeren Rinnen, die die Waldregion durchziehen und teilweise den Talboden erreichen, wo etliche Auffangdämme den Bergfuß umgeben. Der größte Teil der losgebrochenen Felsen zerschlägt sich bereits im Gebiete der oberen Sturzbahn zu kleinen Stücken, die dann meistens als Murgänge abgeführt werden. Größere Gehängeschuttmassen liegen auf der Durnachtalseite und besonders auf der Südseite. Einige Runsenschuttkegel (Gehrenrunse, Teufrunse, Aetschrunde und Geißrunse) haben sich über den Durnagel- und Auenschuttkegel ausgebreitet. Eine bedeutende Sackungsmasse ist auf der Nordseite gegen das Durnachtal hin abgerutscht, deren Fuß vom Durnagelbach abgeschnitten ist. Der Anrißbrand befindet sich am Kamm auf einer Länge von 300 m und das typische Nackentälchen, das „Mätteli“ mit einigen Dolinen liegt rund 50 m tiefer. Eine deutliche Rinne begrenzt die Sackungszone gegen Süden. Das „Mätteli“, 2020 m, ist glazial bearbeitet, was nur dem Durnachtalgletscher zugeschrieben werden kann. Nachdem das südwärts gelegene Furkeli nur 1930 m erreicht, ist eine Transfluenz des Durnachtalgletschers ins Gutbächital hinunter möglich gewesen.

Die Entstehung einer ziemlich gleichmäßigen Kegelform, ohne Bänderung, Steilwände und Terrassen, läßt sich nur aus dem einförmigen Aufbau und der Lagerung der Gesteinsschichten erklären. Die Erosionsfaktoren müssen so auf allen Seiten die gleichen Bedingungen antreffen und damit auch gleichartige Formen hervorbringen. Dies ist am Kilchenstock der Fall, indem die dicken Sandsteinschichten, obwohl sie etwas gefaltet sind, doch ringsherum mit Schichtköpfen zutage treten. Solange der Bergfuß nicht angegriffen ist, kann ein einseitiges Abgleiten nicht eintreten. Als Gestaltungsfaktor kommt hauptsächlich die physikalische Verwitterung in Frage, besonders in den mittleren und oberen Partien, wo der Wald weitgehend zerstört worden ist. Ein gewisses Ueberwiegen der Erosionstätigkeit auf der Nordseite gegen das Durnachtal hin scheint zu bestehen, doch geht im großen und ganzen der Abtrag am Kegel symmetrisch vor sich, so daß sich die Form bis jetzt erhalten hat. Obschon sich am Kilchenstock keine Glazialspuren mehr finden, so ist es doch sicher, daß der ganze Berg bis zur Gipfelregion vom Linth- und Durnachtalgletscher bedeckt gewesen ist.

Entwicklungsgeschichte

Der Kilchenstock (1764 m) konnte infolge seiner tiefen Lage, weit unter den pliozänen Hochfluren, keinen Einfluß auf die Gestaltung und Richtung der Erosionsrinnen der Linth und des Durnagels ausüben. Er ist das Produkt beider Gewässer, die bereits in einem viel höheren Niveau ihre Betten in der heutigen Richtung festgelegt hatten. Die Bestimmung einer Eintiefungsphase ist nicht mit Sicherheit vorzunehmen, doch dürfte die Gipfelpartie vor den Eiszeiten bereits als Kamm bestanden haben. Andererseits ist der würmeiszeitliche Felstalboden des Linthtales unter postglazialen Aufschüttungen verborgen, womit gegeben ist, daß die talseitige Flanke und die Durnachtalseite im Laufe der Eiszeiten entstanden ist. Dagegen ist die eigentliche Isolierung durch die Entstehung der tiefen Nische auf der Südseite erst in der Nacheiszeit mit fortlaufender Entwicklung bis jetzt vor sich gegangen. Anstelle der Auenrunsnische bestand eine geschlossene Talflanke als Verbindung mit den Abhängen von Obbort. Ein weiterer nacheiszeitlicher Vorgang, der zur Isolierung des Berges beiträgt, ist die Anlage der Durnagelschlucht, die stellenweise bis zu 200 m tief in den würmeiszeitlichen Talboden des Durnachtales eingeschnitten ist. Die Entstehung läßt sich also wie folgt zusammenfassen:

Gipfelpartie (1700—2000 m)	Voreiszeitlich
Flanke des Durnachtales bis auf 1000 m	Eintiefung durch Gletscher und Gewässer bis zum Ende der
Flanke des Linthtales bis unter den heutigen Bergfuß (659 m)	Eiszeiten
Tobel des Durnagels	Nacheiszeitlich bis rezent
Erosionsnische der Südflanke	„ „ „
Abtrag der Flanken	„ „ „

Die weitere Abtrennung schreitet durch die Erosion der Auenrunsnische und des Gutbächitaales weiter, so daß einst im Dreieck Linthal-Auen-Gutbächi-Durnachtal ein Inselberg stehen wird.

2. Der Auen-Schuttkegel

Die Gestaltung des Talgrundes hinter Linthal ist durch die Aufschüttung des zweitgrößten Schuttkegels des Glarnerlandes wesentlich beeinflußt worden. Riegelartig schiebt sich derselbe im zentralen Teil quer durch das Tal und trennt das dahinter liegende Talstück gänzlich ab, da die Linth bisher nicht vermochte, den entstandenen Engpaß stark zu erweitern. Die gleichmäßige Verteilung der alten Siedelungen beweist, daß die Aktivität der Runse seit Jahrhunderten gering ist. Beim großen Unwetter von 1944 blieb dieselbe im Runstel, wogegen der Wildwüstibach, Fuhrbach und Durnagel große Verwüstungen anrichteten. Die sanfte Neigung sowie der reichliche Flyschschlamm haben die Urbarisierung erleichtert und die Entstehung der Einzelhofsiedlung „Auen“ ermöglicht. Die Aufschüttung des Kegels ist das Werk der „Auenrunse“, der sich im mittleren Teil noch der Bodenbach zugesellt. Die beiden Gewässer fließen alsdann zusammen unter dem Namen „Stoldenrunse“ über den südlichen Teil des Kegels, wenig südlich dessen Scheitelhöhe, der Linth zu. Die Wasserführung der Auenrunse ist sehr unregelmäßig, da sich im relativ kleinen Sammelgebiet keine Speicherungsmöglichkeiten befinden.

Das Einzugsgebiet der Auenrunse. Die Abgrenzung verläuft über den tief zerscharteten Kamm vom Kilchenstock bis zum höchsten Punkt und von dort als scharfe Abrißkante längs der Gutbächialp hinunter. Der noch frisch aussehende Erosionstrichter ist lediglich durch den Wechsel von Sandsteinen und Schiefnern etwas gebändert, weist sonst aber keine

Gliederung auf. Die verschiedenen Runsenzüge setzen sich vom Sammelpunkte meistens direkt in eine der Gratscharten hinauf fort. Die fortschreitende Abwitterung und der unruhige Schuttboden haben bis jetzt die Bildung einer geschlossenen Vegetationsdecke verhindert, doch scheint der Wald im Vordringen begriffen zu sein. Der Zusammenhang der Sandsteinbänke ist in diesem Abschnitt stark gestört, was offenbar den Anlaß zur Ausräumung dieser Nische gegeben hat.

Gegenwärtig häuft sich nur noch relativ wenig Schutt in der Sammelrinne an, doch ist der Erosionsprozeß an den steilen Gehängen keineswegs zum Stillstand gekommen. In den Anrißstellen einiger kleiner Runsen zeigen sich oftmals quellartige Wasseraustritte. Es ist wahrscheinlich, daß es sich nur um lokales Sickerwasser handelt, doch ist es auch möglich, daß von den Versickerungslöchern auf dem Mätteli (Durnachtalseite) Wasser auf diese Seite abgeleitet werden könnte. Glazialspuren sind im Bereiche der Erosionsnische nicht anzutreffen, wie auch keine chemische Lösung möglich ist, entsprechend der Natur der kalkarmen Gesteine. Von sekundärer Einwirkung ist die Eissprengung, da die Gesteine ohnehin stark zerstückelt sind und abstürzen, sobald die weiche Flyschunterlage ausgewittert ist. Die ursprüngliche Form des Geländes ergibt sich aus dem Verlauf der Anrißkante gegen die Gutbächialp hin, sowie aus einigen Relikten an der Südflanke des Kilchenstockes. Daraus ist zu schließen, daß an Stelle der heutigen Nische ein eingemuldetes Tälchen existiert hat, ähnlich der Gutbächialp, das mit einer ziemlich hohen Stufe ins Haupttal ausmündete. Die eiszeitliche Uebersteilung des Taltroges hat schließlich zu einer raschen Erosion in dieser Störzone geführt. Ueber den Zeitpunkt der großen Murgänge läßt sich leider nichts Sicheres ausfindig machen, doch erzählt die Sage, daß ein kleines Kloster im Auen unter dem Schutt begraben liege.

Das Sammelgebiet der Gutbächirunse umfaßt die Gutbächialp, die in der Sattelzone Richetlipaß-Gutbächifurkel liegt. Letztere ist durch die Sandstein-Dachschiefer-Schichten bedingt, die steil vom Muttenplateau her einfallen und gegen den Kilchenstock in leicht ansteigende Richtung umbiegen. Oberhalb der Windigegg endigt auch die Torkopffalte, vor deren Stirne die Flyschschichten absinken. Die Sammelrinne hat sich längs der Muldenumbiegung eingefressen und den Kamm gegen das Durnachtal hin bereits erheblich angegriffen. Obschon keine ausgesprochene Karform vorliegt, müssen wir dem glazialen Ausraum

doch einige Bedeutung beimessen. Starker Gehängeschutt ist am Fuße der Felswände angehäuft worden, so daß die postglaziale Auffüllung weit vorgeschritten ist und Schutt für Murgänge liefert. Das Wasser scheint sich ausschließlich aus der eigenen Zone zu sammeln, da die z. T. tiefen Schuttböden stellenweise stark lehmig sind und das Wasser akkumulieren. Die Anlage des Sammelgebietes folgt einer tektonischen Grenze, die nach Maßgabe der Haupttaleintiefung ausgeräumt wurde.

Der Talweg des Baches folgt dem tief eingefressenen Flysch mit vielen aktiven Anrissen sowie etlichen Seitenrunsen und fällt über eine ca. 30 m hohe Nummulitenkalkbank auf den nordwestwärts einsinkenden Malm der Obortfalte, dem das Wasser bis zur Einmündung in die Auenrunse folgt.

Moränen

Am Ausgange des Gutbächitales liegen zwei bedeutende linksseitige Moränenwälle, die unterhalb dem Eggli auf rund 1000 m endigen. Das Grundmoränenmaterial bedeckt noch den ganzen Abhang gegen den „Boden“ hinunter. Die Lage derselben beweist, daß der Gutbächigletscher ohne Behinderung bis unter 1000 m, also nur ca. 250 m über dem Felstalboden abgestiegen ist. Die niedrige Lage der Gutbächialp als Sammelgebiet, zwischen 1600 und 1950 m, schließt es aus, daß dieser Gletscher der letzten Eiszeit angehören kann, da der Würmgletscher das ganze Gebiet überflutete und somit keinen Platz für die Bildung eines eigenen Gletschers ließ. Es bleibt zu untersuchen, welchem Endstadium diese Moränen zuzuschreiben sind. Die allgemeine Regel lautet:

Bühlstadium	Schneegrenze	1650 m
Gschnitstadium	„	1900/2100 m
Daunstadium	„	2200 m

Diese mittleren Schneegrenzen sind für das Alpeninnere eher zu gering, da ein erhebliches Ansteigen vom Alpenrande her bemerkbar ist (siehe Abschnitt Nüschenkar). Es käme somit einzig das Bühlstadium in Frage, das mit 1650 m die Mulde von Gutbächi noch mit Firn besiedelt hätte. Doch ist es unwahrscheinlich, daß der daraus abfließende Gletscher unter 1350 m reichen konnte, ganz abgesehen von der Moränenaufschüttung im bestehenden Ausmaße. Zudem müßte der Haupttalgletscher, der bis Tuggen reichte, diese Wälle bestimmt wieder zerstört oder deren Ablagerung verhindert haben.

Die Eggli-Moränen können nur durch einen raschen und kräftigen Vorstoß des Gutbächigletschers in ein eisfreies Tal angelegt worden sein. Dabei hat der Haupttalgletscher bei seiner maximalen Entwicklung die Höhe von 1000 m nicht überschritten, sondern bald den Rückzug wieder angetreten. Diese Umstände stimmen mit den Verhältnissen der Schlußvereisung Ampferers überein, so daß wir diese Moränen der nacheiszeitlichen inneralpinen Vereisung zuschreiben müssen.

Das Stirnende dieses Vorstoßes liegt bei Nidfurn, also nur 14 km unterhalb des Tierfehds. Literatur:

Prof. R. Staub, Zürich: Zur Frage einer Schlußvereisung im Berninagebiet 1938.

Dr. Hch. Jäckli, Zürich: Vergletscherungsprobleme im Schams und Rheinwald 1948.

O. Ampferer: Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung unvergletschert. Wien 1936.

Der Ablagerungsraum. Der Ausgangspunkt des Auen-Schuttkegels liegt unmittelbar am Fuße des Einzugstrichters, so daß kein Talweg besteht. Die Ausmaße sind folgende:

Höhe des Ausgangspunktes	1100 m
Tiefster Punkt am nördlichen Ausläufer	688 m
Tiefster Punkt am südlichen Ausläufer	802 m
Scheitelhöhe bei der meteorolog. Station	821 m
Distanz zwischen den beiden Kegelenden N-S	3500 m
Größte Breite O-W Fallinie	1800 m
Flächenmaß	192 ha (Löntsckegel 240 ha)

Der Schuttkegel breitet sich gegen Norden frei in den Talraum aus. Die Hanggrenze bildet durchwegs der Kilchenstock, von dem verschiedene Runsen mit ihren Ablagerungen vordringen, da die Auenrunse offenbar schon seit längerer Zeit nicht mehr in dieser Richtung ausgebrochen ist. Am Südrand folgt die Runse dem Felsen, erreicht die Malmoberfläche der absinkenden Obbortfalte bis zur Brücke nach Obbort. Von dort dehnt sich der Fächer weiter gegen Süden aus und endet bei der Brunnengütliquelle. Der Verlauf des Felstalbodens ist wenigstens für den oberen Teil durch Aufschlüsse belegt. Von der Brücke zum „Boden“ bis zur Einmündung in die Linth läuft der Bach in einem Schuttbett, was sofort eine deutliche Versickerung von Wasser verur-

sacht. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß sich das Profil der Gnüßwand noch eine Strecke weit unter den Schuttkegel hineinzieht. Oberhalb dieser Linie liegt der Schuttkegel mit relativ geringer Mächtigkeit auf Felsen und füllt unterhalb davon einen Taltrog auf. Alte Bachrinnen sind allerorts vorhanden, doch lassen sich keine eigentlichen Aufschüttungsphasen erkennen, mit Ausnahme der rezenten kleinen Fächer unterhalb des großen Erosionsrandes längs der Kegelstirne von Linthal bis zu den Brunnengütliquellen. Der Umstand, daß die Linth wohl einen ansehnlichen Abtrag zustande gebracht hat, aber doch noch Mühe hat, den Engpaß bei der Planura offenzuhalten, weist darauf hin, daß die Aufschüttung in relativ rascher Folge vor sich gegangen sein muß. Zeitweise ist der freie Abfluß der Linth, mit Unterstützung der Runsen vom gegenüberliegenden Talhang, ganz unterbunden worden, so daß sich die hohen Schotterterrassen der Reitimatt bis zur Gnüßwand hinüber bildeten. Die Ausräumung dieser Stauschotter ist nach Maßgabe der Eintiefung am Schuttkegel ziemlich weit fortgeschritten. Glazialspuren finden sich im Ablagerungsgebiet nirgends.

3. Die Quellen im Reitischachen und an der Gnüßwand

Zwischen dem Auenschuttkegel und demjenigen des Fuhrbaches zieht sich ein ca. 700 m langes, ebenes Talstück hin, in dessen Bereich mehrere größere Quellen zutage treten, nämlich die Brunnengütli-, Gnüß- und Felix- und Regula-Quelle. Die Höhenlage beträgt rund 790/800 m, was gegenüber den angrenzenden Schuttkegeln eine Differenz von 30 bis 50 m ausmacht, d. h. es ist eine Art Senke. Der ca. 500 m breite, ebene Talboden steht in starkem Kontrast zu den senkrecht aufsteigenden Felswänden, doch zeigt sich kein düsteres Bild, da die üppige Vegetation der Quellfluren, das schöne Wiesengelände, der Wasserfall des Schrayenbaches, sowie der freie Blick gegen Norden eine abwechslungsreiche Landschaft ergeben.

Geologie

Die Gnüßwand, sowie die Felsen nahe der Brunnengütliquelle bestehen aus Quintnerkalk, der zu den Falten des abtauchenden autochthonen Sedimentmantels gehört. Die Gnüßwand zeigt verschiedene Spuren von Gebirgsbrüchen, ganz besonders am Austrittsort der Felix- und Regula-Quelle. Stellenweise sind auch stark zerrüttete Felslagen vorhanden, die offenbar mit den Brüchen in Zusammenhang stehen. Bei der

genannten Quelle ist ein großes Kluftklemmpaket nach vorn eingestürzt. Es handelt sich um eine ganze Bruchchar, von denen wenigstens eine Fortsetzung sich im Gelände in Form einer deutlichen Kerbe bis nach Unterbaumgarten hinauf verfolgen läßt.

Helbling zieht diesen Bruch weiter zum Muttensee hinauf und ins Val Ladréal hinüber (Der Muttseebruch). Alle Quellaustritte liegen vor einem dieser Querbrüche.

Die Brunnengütliquellen (Reitischachen)

Am südlichen Ausläufer des Auenschuttkegels entspringen diese Quellen dicht unter der Straße in einer Nische, die aus dem Schuttkegelende und der südlich anschließenden Schotterebene herausgeschwemmt worden ist. Nur wenige Meter davon steigen Malmfelsen auf, an deren tiefstem Aufschluß die Quellen liegen. Die Ausflüsse erfolgen längs zwei Armen, die sich nach wenigen Metern zum Quellbach vereinigen, der entlang dem Erosionsrand des Auenschuttkegels der Linth zufließt. Die ursprüngliche Form der Quellnische läßt sich leider nicht mehr rekonstruieren, da beim Straßenbau im letzten Jahrhundert die Stelle stark aufgefüllt und die Quellen in gemauerte Betten aufgenommen wurden. Die ansteigende Anlage der beiden Quellarme dürfte auf menschliches Werk zurückzuführen sein. Die Wasseraustritte finden sich bis ca. 20 m bachabwärts, teilweise aus der Mauer fließend und teilweise im Bachbett lebhaft aufsprudelnd, so daß unvermerkt eine bedeutender Quellbach entsteht, dessen stärkste Wasserführung auf 10 000 Minutenliter laut A. Heim geschätzt wird. Die Schwankungen machen sich bei sinkender Ergiebigkeit durch den Abgang der Ausflüsse von oben nach unten bemerkbar und umgekehrt bei zunehmendem Wasser. Im Sommer 1947 waren nach langer Trockenheit alle Ausflüsse bis auf die untersten Niveaux eingegangen, wo noch eine kleine Menge aufgestoßen wurde. Diese Erscheinungen beweisen, daß es sich um eine Ueberschluckquelle handelt mit Wasserzufuhr durch Karstkanäle im nahen Malmfelsen. Allerdings zeigen die frei auslaufenden Wasseradern, daß bei größerem Wasserstand das Terrain vom Fels weg rasch durchflossen wird, ohne zuerst gestaut zu werden. Ueber der Straße öffnen sich bei starkem Wasserandrang während der Schneeschmelze noch weitere Ausflüsse.

Ueber die Konstanz der Brunnengütliquelle ist zu sagen, daß die maximale Wasserförderung sich zur Zeit der Schneeschmelze auf 2500 bis 2700 m einstellt, also im Juli/August, was der Höhenlage des Mutt-

seegebietes entspricht. Auf Gewitter und Niederschläge in den unteren Regionen reagiert die Quelle nicht. Dies deutet auf einen langen, geschützten, unterirdischen Weg und einen konstanten Wasserspender, wie dies ein See oder Gletscher ist. Mit zunehmender Ausaperung der hohen Schneefelder nimmt der Ertrag der Quellen ab, um in den kalten Frosttagen im Herbst und Winter auf ein Minimum zu sinken. Die Temperatur des Wassers wurde an 6 Austritten wiederholt gemessen, ohne Differenzen zu finden. Es handelt sich somit nur um einen einzigen Quellaustritt, der sich in den Schottern bis unter die Straße aufteilt, teilweise tiefer eindringt und zum Wiederaustritt gezwungen wird. Besonders bemerkenswert ist die Tatsache, daß die Temperatur des Wassers mit abnehmendem Quantum ansteigt, bis zu einem Maximum von 13,5° C, wenn nur noch die mittleren und untersten Ausflüsse tätig sind. Die Quelle zeigt also Thermen-Charakter, der sich auch beim höchsten Stande noch bemerkbar macht, indem das Wasser gegenüber den Gnüßquellen ca. 0,5 Grad wärmer ist. Ueber die Erklärung dieser Erscheinung verweise ich auf das Kapitel „Muttloch“. Die Herkunft des Wassers von dieser Stelle als Abfluß des Muttensees ist schon von Collet (siehe historischer Teil) durch Färbungen nachgewiesen worden.

Temperaturmessungen an der Brunnengütliquelle

	Nördlicher Quellbach			Südlicher Quellbach		
	oben	Mitte	unten	Mitte	oben	unten
16. 6. 51	10°	10°	10°	10°	10°	10°
30. 6. 51	10°	10°	10°	10°	10°	10°
5. 8. 51	8,5°	8,5°	8,5°	8,5°	8,5°	8,5°
20. 10. 51	trocken	trocken	trocken	13°	trocken	13°
9. 12. 51	„	„	„	12,5°	„	12,5°
3. 2. 52	„	„	„	trocken	„	wenig †
3. 4. 52	„	„	12°	12°	„	12°
29. 11. 53	„	„	trocken	13,5°		13,5°

Notiz zum 5. 8. 51. Die Schneeschmelze in den höheren Regionen (2500 m) ist in vollem Gange, die Linth führt starke, trübe Schmelzwasser.

Notiz zum 3. 4. 52. Die Brunnengütliquellen reagieren nicht auf die Schmelzwasser aus den unteren Regionen, in denen die Schmelze jetzt

vor sich geht. Die Schmelzwasser zeigen eine Temperatur von 8—9°, wogegen die Quellen 12° messen.

Notiz zum 5. 8. 51. Die Quelle hat den Maximalstand erreicht, alle Austritte sind tätig.

Die Quellflur unter der Gnüßwand

(Gnüß- und Felix- und Regula-Quelle)

Längs der senkrechten Gnüß-Felswand breitet sich eine rund 300 m lange Alluvialschotterebene aus, die am Fuße des Felsens noch durch eine ca. 2 m hohe Kiesterrasse überhöht wird. Die Fortsetzung dieses älteren Niveaus findet sich am gegenüberliegenden Erosionsrand der Reitimatt. Die höchste Terrasse liegt ca. 7 m über dem heutigen Linthbett. Darunter lassen sich deutlich zwei Terrassen erkennen, die durch successive Ausräumung infolge Eintiefung des Abflusses entstanden sind. Die Hauptaustritte finden sich auf der mittleren Terrasse. Ein kleinerer grundwasserartiger Aufstoß liegt westlich der Straße, etwa 2—3 m über der heutigen Linthsohle. Aus diesem Grunde kann es sich nicht um Linthwasser handeln, umsomehr als die Temperatur stets mit derjenigen der Hauptquellen übereinstimmt, dagegen nicht mit der Linth. Am 29. 11. 53 bekam ich bei kleinem Linthwasserstand (mit Temperatur 5,5° C) erstmals drei Quellaustritte im Niveau des Linthbettes zu Gesicht, die noch einige Minutenliter von 8° warmem Wasser förderten, obschon die Hauptquellen längs der Felswand und die Aufstöße unter der Straße vollständig trocken waren. Als wesentlich erachte ich die Feststellung, daß weder die Gnüß- noch die Felix- und Regula-Quelle einen Thermencharakter aufweisen, da auch dieser kleine Rest, der aus dem tiefstmöglichen Niveau ausfließt, mit 8° C nicht die geringste Erhöhung gegenüber den Temperaturen bei voller Ergiebigkeit zeigt. Am gleichen Tage war das Wasser der Brunnengütliquelle bei kleinem Stande 12° C warm. Diese Tatsache beweist, daß die beiden Quellen höchstens bei ganzer Füllung der Karstkanäle, d. h. im Sommer, miteinander kommunizieren können. Die Quellgruppe des Gnüß teilt sich in zwei Abteilungen auf, mit getrennten Abflüssen in die Linth. Die Austritte sind durchwegs gleichartig, indem das Wasser fast unmerklich vom Boden aufquillt, wie auch Temperatur und Reinheit übereinstimmen. Es kann daher auf gemeinsame Herkunft des Wassers geschlossen werden, jedoch ist der Wasserspender weit weniger konstant als bei der Brunnen-

gütliquelle. Die Austrittsweise zeigt, daß es sich auch hier um Ueber-schluckquellen handelt, deren Wasser aus den Gebirgsklüften der Gnüß-wand in die Schotterebene einfließt und dort von undurchlässigen Schichten aufgehalten und an die Oberfläche getrieben wird. Jedenfalls läßt sich auch beim größten Wasserstand nie die geringste Trübung konstatieren. Das Maximum ist bei der Schneeschmelze im April/Mai/ Juni, also bei Frühlingseinzug in den unteren und mittleren Lagen festzustellen, wobei alle Austritte und Aufstöße eine erhebliche Wasser-menge fördern.

Temperatur-Messungen

Die Gnüßquellen (nördlicher Quellbach)

	Ausfluß bei der Straße	Aufstöße
30. 6. 51	9 ⁰ C ziemlich Wasser	8 $\frac{1}{4}$ ⁰
5. 8. 51	8,5 „ „	8
20. 10. 51	8 wenig Wasser	8
9. 12. 51	7,5 „ „	7,5
3. 2. 52	zugeschneit	zugeschneit
3. 4. 52	9 viel Wasser	9 Linth klein
29. 11. 53	7,5 wenig Wasser	7,5 schwach

Die Felix- und Regula-Quelle (südlicher Quellbach)

	Ausfluß bei der Straße	Aufstöße
30. 6. 51	9 ⁰	8 $\frac{1}{4}$ ⁰
5. 8. 51	8	8
20. 10. 51	trocken	trocken
9. 12. 51	7,5 schwach	trocken
3. 2. 52	zugeschneit	zugeschneit
2. 4. 52	8 stark	8 stark
29. 11. 53	trocken	trocken

Notiz zum 29. 11. 53 - Luft 10⁰ - Boden schneefrei, aber gefroren, Schnee bei 1600 m, Linth klein bei 5 $\frac{1}{2}$ ⁰.

Quellgraben unter der Straße ebenfalls ganz trocken. Zwei Quellaustritte im Linthbett liegen einige Meter südlich von der Mündung des Felix- und Regula-Quellbaches, einer direkt darin.

Notiz zum 20. 10. 51

betr. Gnüßquelle

- Beim Zusammenfluß der beiden Quellarme versickert ein Teil des Wassers. Die Felix- und Regula-Quellen reagieren am empfindlichsten auf Trockenheit und Niederschlag. Vor dem 20. 10. 51 war es längere Zeit trocken, was den vollständigen Eingang der Quellen zur Folge hatte. Nachher setzte Regen ein und mildes Wetter mit Schneefall. Am 9. Dezember 1951 flossen die vorderen Austritte der Felix- und Regula-Quellen, die hinteren bei der Wand blieben trocken. Während dieser Zeit hatten die Gnüßquellen schwach durchgehalten.

Notiz zum 3. 4. 52

- Die Schneeschmelzwasser haben 8—9⁰, Gnüß- und Felix- und Regula-Quelle liefern das Maximum. Alle Untiefen und die Gräben unter der Straße sind angefüllt. Die Schneeschmelze reicht bis 1000 m hinauf. Die Linth ist noch klein. Das Zusammenfallen des Maximalabflusses mit der Schneeschmelze in den unteren Regionen zeigt, daß die Herkunft des Wassers nicht auf Limmern oder Mutten gesucht werden kann. Diese Quellen werden in der Hauptsache von Sickerwassern gespeisen, die auf Obbort-Baumgarten in die beschriebenen Klüfte eindringen. Auf die Möglichkeit einer Karstkanalverbindung mit den Brunnengütliquellen bei Hochwasserstand ist bereits hingewiesen worden. Außerdem ist es bezeichnend, daß die Gnüß- und Felix- und Regula-Quelle den Höchststand erreichen, wenn die Linth noch einen kleinen Wasserstand führt. Daraus dürfen wir schließen, daß das Quellwasser auch nicht aus dem Grundwasser des Tierfeld stammen kann.

Daraus geht hervor, daß die Brunnengütli- und die Gnüß- und die Felix- und Regula-Quelle ganz besondere Eigenheiten bezüglich Tem-

peratur und jahreszeitliche Schwankungen aufweisen, die die gemeinsame Herkunft ausschließen. Die Brunnengütliquellen folgen dem Klima-Ablauf der Höhenlage von 2500 m und besitzen zudem das besondere Kennzeichen des Temperaturanstieges mit abnehmender Wassermenge bis zu 13,5⁰ (von mir als Maximum festgestellt). Dagegen entspricht das Anschwellen der Gnüß- und Felix- und Regula-Quelle der Schneeschmelze der unteren Berglagen und setzt bereits im April ein, wenn die Brunnengütliquellen noch ein Minimum fördern. Ein Temperaturanstieg des Wassers ist bei ersteren nicht vorhanden, was als entscheidender Unterschied zu werten ist. Karstkanalverbindungen im Innern des Gebirges, die bei großem Wasserandrang überfließen, sind immerhin möglich. Die Herkunft des Quellwassers ließe sich eventuell auch im Fuhrbachtobel suchen, das den Malmkalk im unteren Teil anschneidet, doch müßte sich wahrscheinlich noch eine Trübung der Quelle einstellen, da das Wasser des Fuhrbaches in Schmelzzeiten stets schmutzig ist.

4. Die Terrasse von Obbort (1053 m)

Wie bereits im geologischen Teil erwähnt ist, kennzeichnet sich der Talabhang vom Tierfeld bis zum Muttensee hinauf durch eine Reihe von Stufen. Als unterste davon liegt das „Obbort“ zwischen Fuhrbach und Eggli, ca. 200 m über dem Talboden. Geologisch ist es der Rücken der ersten Falte, deren Malm aus dem Fuhrbachkegel aufsteigt und beim Kurhaus Obbort in flache Lagerung übergeht. Darüber sind die Globigerinenschiefer ausgeräumt worden. An der Stelle, wo diese Malm-Eocän-Falte am Bodenberg und Eggli gegen N abtaucht und unter dem Auen-Schuttkegel versinkt, endet auch die Terrasse. Eine Fortsetzung besteht weder nach Süden noch nach Norden. Auch am gegenüberliegenden Talhang ist kein entsprechendes Niveau vorhanden. Die Lage ist also isoliert, da der Bereich sich genau der Ausdehnung dieser Falte anpaßt. Durch Denudation ist der aufsteigende Fels vom Steingaden her bis nach Obbort hinauf größtenteils entblößt. Die Terrasse jedoch ist von Gehängeschutt, Schuttkegeln und Moränen überdeckt, oder stellenweise durch kleine Runsenzüge angerissen. Die Moränendecke reicht bis nahe zum Talgrund hinunter und läßt sich nordwärts bis zum „Boden“ verfolgen.

Die Entstehung ist geologisch vorbedingt. Es scheint eigentümlich, daß die Linth diesen nördlichsten Malmriegel nicht wegzuräumen vermochte, der in der letzten Eiszeit schon bestanden hat. Wenn wir uns

die Erosionsvorgänge südlich und nördlich vom Obbort vorstellen, so wird klar, daß der Fuhrbach im S und die Stoldenrunse im N die Linth durch Murgänge stets stark gegen Westen abgedrängt haben müssen und von der Gnüßwand als empfindlichstem Angriffspunkt fernhielten.

Der relativ enge Durchpaß des Linthlaufes beweist, daß der ganze Malmkomplex die Tiefenerosion im Tierfeld noch lange aufgehalten hat, als das Flyschtal bis an den Fuß des Riegels bereits ausgeweitet war. Die Obbortterrasse kann daher nicht als ein Talbodenniveau in Betracht kommen, sondern lediglich als eine Talstufe, die sich lokal als Gefällsbruch vom Malm zum Flysch ausgewirkt hat und nach und nach durchsägt wurde. Die Altersdatierung der Moränen dürfte schwierig sein, da sowohl würmeiszeitliche, als auch Relikte der Schlußstadien möglich sind.

5. Der Fuhrbach

Das Einzugsgebiet. Südlich an die Gutbächialp anschließend, dehnt sich das große Einzugsareal des Fuhrbaches aus. Die Wasserscheide verläuft über die Windigegg hinauf zur Kammpartie des Vorstegstock-Rüchigrates und von dort hinunter über den Torkopf. Die Gliederung beschränkt sich auf einige Terrassen, die aber das Gesamtbild des riesigen Trichters nicht beeinflussen. Flachstrecken und große Hochfluren fehlen gänzlich, so daß das ganze Einzugsgebiet aus einer durchgehenden Hangnische besteht, die von ca. 1200 m am Sammelpunkt auf 2700 m ansteigt zu einer Breite von 2000 m, bei einer Horizontaldistanz von 1500 m.

Der Fußpunkt des Trichters liegt in den Globigerinenschiefern, die sich vor der Stirne der Baumgartenfalten (Malm-Nummulitenkalk) angehäuft haben. Im Gebiete des Flysches bestehen etliche aktive Hanganrisse, die bis unter die Torkopffalte reichen, welche den ganzen Trichter durchquert und so eine wirkungsvolle Stütze für die darüber liegenden Flyschgebiete bildet. Die Herkunft des Wassers, das sich aus vielen kleinen Rinnen sammelt, dürfte rein lokal sein, indem die Lawinenschneekegel bis in den Sommer hinein aushalten. Jedenfalls lassen sich keine konstant laufenden Quellaustritte beobachten und die an der Basis des Malmkalkes der Torkopffalte auftretenden Wasserlein sind auf örtliche Versickerungen zurückzuführen. Die Abhänge des ganzen Zirkus

sind reingefegt, da alle lockeren Gesteine sofort in die Sammelrinne stürzen. Das darin sich anhäufende Schuttmaterial ist beträchtlich, weshalb diese Runse sehr schlagwetterempfindlich ist. Die glatten Hänge bieten keinerlei Retentionsmöglichkeiten, so da das Regenwasser sehr rasch abfließt.

Die sehr schwache, unruhige Humusdecke gestattet nur an einigen Orten die Bildung einer Rasendecke. Erlen und andere Bäume haben sich nur in den unteren Partien vereinzelt festzusetzen vermögen. Irgendwelche glaziale Bearbeitung läßt sich in der Nische selber nicht feststellen, doch zeigt der Kamm gegen Gutbächialp (das Windigegg) deutliche Rundung, die allerdings in den weichen Schiefen auch auf sonstige Abwitterung zurückgeführt werden könnte, da Moränengerölle fehlen. Wir müssen die ganze Nische als ein Werk der denudativen Erosion zuschreiben.

Obwohl kein Tal gebildet worden ist und keine glazialen Spuren über das Alter dieser Erosionsform Auskunft geben, so müssen wir doch auf eine sehr frühe Anlage schließen. Die schrittweise Tieferlegung der Erosionsbasis an der Stirne der Baumgartenfalte, im Bereiche des Flysches, hat die fortwährende Ausweitung der ersten Erosionsnische gegen oben nach sich gezogen. So wurden zuerst einige Nummulitenkalkzüge überwunden, darauf die mindestens 50 m mächtige Torkopffalte und schließlich die Rinnen in den harten Sandstein hinauf verlängert. Obschon die Torkopffalte und die Sandsteine der Erosion hemmend entgegenwirkten, so hat doch die Großform des Trichters auch in deren Bereich überhand genommen, der also vom untersten Punkte her bis zum Gebirgskamm durchgegriffen hat. Die Ausräumung des Flyschmantels als Beginn der Trichterbildung über der Obbortterrasse vor der Baumgartenfalte muß in die letzte Interglazialzeit fallen, da die Obbortfalte in der Würmeiszeit bereits freigelegt war.

Der Talweg besteht durchwegs aus einer engen schluchtartigen Runse, die im oberen Teil etwa 300 m über eine schutterfüllte Flachstrecke führt und dann den Malm der Obbortfalte erreicht. Darin ist eine ca. 50 m tiefe, nur wenige Meter breite Rinne eingesägt, die bis zum Ausgangspunkt des Schuttkegels hinunterreicht. Irgendwelche Anzeichen von Epigenesen sind keine vorhanden, doch ist es möglich, daß die erwähnte Mündungsrinne im Malm noch wesentlich tiefer hinabreicht und durch die Aufschüttung des Kegels eingedeckt wurde.

Der Schuttkegel breitet sich von diesem Punkte aus frei in den Talraum aus, südlich gegen das Tierfehd hin, über die Stauschotterterrassen und westlich über die ganze Talbreite vorstoßend. Gegen N vereinigt sich der Fuhrbachkegel mit demjenigen der Steingadenrunse, die aus einem sehr aktiven Hanganriss bedeutende Flyschmassen ausgeschüttet hat.

Der letzte große Murgang mit starker Ueberführung des Geländes und Stauung der Linth erfolgte im Jahre 1944, gleichzeitig mit dem Wildwüstibach und Durnagel. Die größte Breite des Kegels beträgt 1500 m und die Ueberhöhung gegenüber dem dahinter abgeschlossenen Tierfehd rund 40 m. Aufschüttungsphasen lassen sich nicht ausscheiden, doch sind namentlich im Gebiete der heutigen Bachausmündung die alten Erosionsborde der Linth eingedeckt worden und etliche alte Rinnen gegen das Tierfehd hin zeichnen sich noch durch die typischen Zerschneidungen des Kegelrandes an, mit kleineren sekundären Schuttkegeln. Die ganze Aufschüttung ist postglazialer bis rezenter Entstehung.

6. Das Tierfehd (805 m)

Der Abschluß des Linthtales überrascht durch den Kontrast zwischen dem ebenen, 500 m breiten Talboden und den senkrecht aufsteigenden Felswänden. Gegen S zieht sich die Ebene zusammen und geht in die schmale, gleichsohlig ausmündende Linthschlucht über. Infolge des schroffen Wechsels vom fruchtbaren, urbarisierten Talboden zu den Felswänden kann nur ein schmaler Waldgürtel von Buchen und Fichten bestehen, dem sich noch Glieder des Schluchtenwaldes zugesellen. Das Tierfehd darf als eines der schönsten Talabschlüsse bezeichnet werden, dessen Romantik heute noch viele Kurgäste und Wanderer anzieht.

Morphologische Beschreibung. Das ganze Tierfehd besteht aus einer Alluvialschotterebene, die gegen N durch den Schuttkegel des Fuhrbaches mit einer kräftigen Ueberhöhung abgeschlossen wird. Links und rechts reicht die Ebene bis unmittelbar an die Felsen heran, denen auffallend wenig Gehängeschutt angelagert ist. Ein bis 3 m hohes Erosionsbord durchzieht die Ebene gegen den Fuhrbachkegel hin, der seinerseits stark angeschnitten worden ist. Die Felsumrandung aus Malmkalk gehört zu den Faltungen des autochthonen Sedimentmantels, der auf den darüber folgenden Terrassen von Baumgarten und Altenoren von Flysch (Glo-

bigerinenschiefer) überlagert ist. Zwei große nordweststreichende Gebirgsbrüche zeichnen sich durch bloßgelegte Rutschspiegel ab, und offene Klüfte markieren sich durch den Fortgang in der linksseitigen Felswand. Eine dieser Klüfte dient dem Wildwüstibach als Auslauf über die Felswand hinaus. In mehreren Absätzen, die gestaffelt gegen den Talboden nordwestlich absinken, läßt sich der Bruch verfolgen. Im südlichen Abschluß des Tierfehdes steigt mit deutlicher Glazialbearbeitung aus dem Wildwüstibachschuttkegel der Felssporn des Känzeli auf, das den schönsten Einblick in den unteren Teil der Linthschlucht vermittelt.

Q u e l l e n. Das Gebiet ist arm an Quellen, da die bestehenden eventuellen Austritte unter den durchlässigen Schottern verborgen sein müssen und direkt dem Grundwasser zufließen. Die Wasserversorgung mußte früher, und z. T. noch heute, aus letzterem bewerkstelligt werden. Die einzige ergiebige Quelle findet sich im hintersten Punkte des Talraumes direkt beim Anfang des Wildwüstibachschuttkegels, am Weglein nach dem „Känzeli“. Der Ertrag ist auch im Sommer konstant und von guter Qualität. Obschon verschiedene Austritte bestehen, dürfte es sich um die gleiche Felsenquelle handeln, die sich im Gehängeschutt verteilt. Die Nähe des Wildwüstibaches scheint die Herkunft des Wassers erklärlich zu machen, indem eine der erwähnten Gebirgsklüfte vom Bach gespiesen werden könnte. Immerhin ist es auch möglich, daß die Zuleitung aus dem Limmernraum längs Kluftwegen erfolgt, was dem regelmäßigen Erträgnis eher entsprechen würde als beim unbeständigen Wildwüstibach.

Morphogenetische Beschreibung. Das Tierfehd liegt zwischen den zwei ausgeprägten glazialen Härteriegeln der Ueli-Alp (1090 m) im S und dem Obbort (1053 m) im N eingebettet. Einige Relikte zeigen noch an, daß der glaziale Felstalboden von der Uelialp her über die heutige Linthschlucht hinweg gegen das Tierfehd absinkt, dort unter postglazialen Aufschüttungen verschwindet und längs der Steingadenrunse gegen das Obbort hinauf wieder erscheint. Schliffe und Moränen finden sich an diesen Lokalitäten als Zeugen der Glazial-Erosion. Das Tierfehd ist also keine plötzliche Erweiterung der Linthschlucht, sondern die normale Fortsetzung des eiszeitlichen Felstalbodens von der Uelialp her. Die Tiefe dieser glazialen Wanne ist allerdings nicht bekannt, doch dürfte sie mindestens 50 m betragen, wozu auch Flußkolke beigetragen haben mögen. Die postglaziale Auffüllung ist besonders auf die Stauung der Linth durch das Vordringen des Fuhrbachschuttkegels zurückzuführen,

sowie auf die Schuttkegel des Wildwüstibaches und mehrerer Runsen, sodann zum kleineren Teil auf Gehängeschutt.

Die auffallend geringe Mächtigkeit des letzteren längs den senkrechten Felswänden bezeugt, daß das glaziale Talprofil unverändert bestehen geblieben ist. Die Tierfehdwanne ist als größte erreichte Erosionsform des Tales der Würmeiszeit zuzuschreiben, obschon die auf den Riegeln von Obbort und Uelialp liegenden Moränen den Schlußstadien angehören können, deren Trennung aber nicht möglich ist.

7. Die Linth Schlucht

Die 500 m breite Alluvialschotterebene des Tierfehdes endigt am Känzeli, überdeckt durch den Schuttkegel des Wildwüstibaches, und der Linthlauf zwingt sich in eine bis 150 m tiefe Schlucht, die sich auf eine Länge von 2100 m bis wenig unterhalb vom Zusammenfluß des Sand- und Limmernbaches fortsetzt. Ab dieser Stelle trägt das Gewässer den Namen Linth. Die Richtung zeigt nur kleinere, aber doch bedeutende Aenderungen, indem der untere Teil von SO plötzlich über eine Steilstufe hinauf nach S abweicht und unterhalb des Schluchteinganges wieder nach SO zurückbiegt. Das Gesamtgefälle von 212 m zwischen dem Kohlgufel (1020 m) und dem Tierfehd (805 m) wird zum großen Teil durch eine Felsstufe von ca. 120 m Höhe aufgenommen, die sich unterhalb der Pantenbrücke befindet. Der Rest verteilt sich ziemlich gleichmäßig auf den oberen Schluchtweg. Als Nebengewässer sind lediglich mehrere kleine temporäre Runsen zu verzeichnen, sowie einige Karstgewässer, die sich am Ausstrich der Gebirgsbrüche von Limmern her entleeren, aber ebenfalls keine regelmäßige Wasserspender sind. Es dürfte sich lediglich um Sickerwasser aus den darüberliegenden Gebirgspartien handeln. Größere Karstquellen im Schluchtbereich sind noch keine beobachtet worden. Die Schlucht liegt in der ganzen Ausdehnung im Hochgebirgskalk der Uelialp-Baumgarten-Falte, die an der Basis ziemlich steil gegen S einfällt, allerdings ohne Einheitlichkeit infolge von lokalen Faltungen. Mehrere Gebirgsbrüche, die in nordwestlicher Richtung von Limmern her ausmünden und sich gegen Altenoren fortsetzen, werden durchschnitten.

Im unteren Teil der Schlucht, von der erwähnten Stufe abwärts, macht sich der Einfluß der Stauung durch den Fuhrbach geltend (Tierfehdebene), indem durch die Höherlegung des Linthlaufes die Tiefenerosion eingestellt ist und die Ausweitung durch Pendeln begonnen hat.

Teilweise fließt die Linth auf Schottern. Strudellöcher fehlen gänzlich und die senkrechten Wände zeigen infolge der Rückwitterung nur noch wenige Reste der fluviatilen Erosion. Das Bild ändert sich von der Felsstufe aufwärts bis zum Schluchteingang am Kohlgufel, auf welcher Strecke die Eintiefung in voller Tätigkeit ist. Große Kolke reihen sich aneinander, und die Felswände tragen bis weit hinauf die Polierspuren des Wassers. Stellenweise sind erhebliche Felsmassen in die Schlucht gestürzt, so daß wenig oberhalb der Pantenbrücke eine Naturbrücke entstanden ist. 200 m hinter der Pantenbrücke führt ein Hohlweg bis vor den Kohlgufel, begrenzt einerseits durch anstehenden Fels und andererseits durch inselartig aufragende Felsreste, die überdeckt sind mit großen Bergsturzböcken. Am südlichen Eingang zum Hohlweg ist deutlich sichtbar, daß es sich um eine alte verstopfte Linthschlucht von ca. 100 m Länge handelt. Das Füllmaterial besteht aus Moränengeschieben und Felsblöcken. Die Linth hat sich in wenigen Metern Distanz im anstehenden Fels eine neue Rinne gegraben, die beim nördlichen Ende des Hohlweges wieder in das alte Bett einmündet. Aus dem ziemlich starken Gefälle muß geschlossen werden, daß das ursprüngliche Niveau noch nicht erreicht ist. Am Kohlgufel fällt eine überhängende Felswand aus schwarzem Malmkalk auf, die an den geschützten Stellen noch blanke Schriffe aufweist. Es handelt sich um ein großes Strudelloch, das in den Boden der Uelialp eingesenkt ist, aber durch Moränen vollständig ausgefüllt wurde, ähnlich dem erwähnten alten Schluchtteil. Dieser Kolk liegt etliche Meter über dem heutigen Flußlauf, was einen Hinweis geben kann auf die Eintiefung seit der letzten Vereisung. Etwas südlich vom Zusammenfluß von Sand- und Limmernbach durchbricht ersterer den Felsriegel, der durch tiefe Kolke bereits stark angegriffen ist.

Morphogenese

Die ältere und größere Erosionsform, in welche die Linthschlucht eingefressen wurde, ist der breite glaziale Taltrog, der sich von der Uelialp her bis zum Tierfeld hinunter verfolgen läßt. Auffallend ist der Richtungswechsel von N nach NW abwärts der Felsstufe unterhalb der Pantenbrücke, gleichzeitig verbunden mit einer erheblichen Ausweitung der Fluß-Sohle. Die Ursache liegt in der Begünstigung der Erosion durch die Limmernbrücke, in deren Streichrichtung die Schlucht einschwenkt.

Der hinterste Teil des Felsriegels bildet gleichzeitig die Erosionsbasis für den Sandbach bis Hintersand (1300 m). Durch den Umstand, daß die Schichten gegen Süden einfallen, wird dessen Standort bei fortschreitender Eintiefung nur wenig südwärts verschoben.

Alter der Linthschlucht

Der erwähnte Glazial-Trog Uelialp-Tierfehd ist ein Produkt der letzten Eiszeit, doch passierten hier auch die postwürmischen Gletscher-Vorstöße, so daß der Moränenbelag wahrscheinlich davon stammt, desgleichen die Ablagerungen in der alten Linthschlucht und unter dem Kohlgufel. Die Zerschneidung des Felstalbodens durch die Gewässer hat offenbar schon subglazial begonnen, doch fällt die Hauptzeit der Schluchtbildung vor die Schlußstadien, was durch die aufgefüllte ehemalige Rinne bewiesen ist.

8. Die Ueli-Alp (1090 m)

Diese Terrasse liegt in der Talachse direkt nordwärts der Vereinigung von Sand- und Limmernbach. Im S sinkt der Felsboden unter große Gehängeschuttmassen am Fuße des Selbsanftes. Als markante Grenze zieht die Rinne des Limmernbaches vom Schluchtausgang des Limmern-tobels zum Kohlgufel hinaus. Westwärts senkt sich die Linthschlucht ein und gegen N leitet eine Schwelle zum steileren Abfall nach dem Tierfehd hinunter. Die Terrasse ist in einem tiefern Niveau der Unterbaumgartenfalte entstanden, so daß die gleichen Vorbedingungen bestehen, nämlich Malm als widerstandsfähige Unterlage und Globigerinenschiefer darüber, die abgetragen sind und erst am Abhang auftreten.

Das Gelände zeigt ausgeprägte glaziale Formung. Ein geschliffener, aber nur mäßig hoher Härteriegel im Malmkalk trägt einige große erratische Blöcke von kristallinen Gesteinen des Tödgebietes. Die Moräne erstreckt sich bis gegen die Pantenbrücke hinunter und findet sich auch im ganzen Alpareal, Rötidolomite, Verrucano und Dogger bilden nebst Malm die Hauptkomponenten. Merkwürdig mutet ein in der Längsrichtung des Tales laufender Felssporn an, der glazial überschliffen ist. Die Uelialp ist nichts anderes als ein Stück des eiszeitlichen Felstalbodens, der hier unverhüllt und unverändert vor uns liegt. Der S-N streichende geschliffene Kamm muß in der Trennfuge zwischen Limmern- und Sandgletscher gelegen haben, die sich an dieser Stelle ver-

einigten. Das Talprofil zeigt einen deutlichen Trog, an dessen Grund die Uelialp liegt. Die Erhaltung der bis in die Talmitte reichenden Terrasse haben wir in Vorgängen südlich und westlich davon zu suchen. Der Limmernbach hatte sich hinter der Uelialp bis an den Fuß des Selbsanftes gearbeitet, doch wurde der weitere Fortgang in dieser Richtung durch die Anhäufung von gewaltigem Verwitterungsschutt von den senkrechten Felswänden unterbrochen. So wurde der Sandbach auf die linke Talseite abgedrängt, was auch den Limmernbach zwang, seine Mündungsstufe durch eine Rinne längs dem Südrand der Uelialp zu verlängern. Wenig unterhalb dem Kohlgufel ist sodann die alte rechtsseitig laufende Schlucht verstopft worden, so daß die Linth nach links ausweichen mußte. Durch diese Umstände ist der weitere Angriff auf die Basis dieses Härtlings unterblieben.

Die Uelialp ist für die Eintiefungsgeschichte besonders wichtig. Es ist der tiefste Punkt, den die Glazialerosion in diesem Talabschnitt erreicht hat. Auch wenn wir den Gletschern der Endstadien, die diese Stelle überschritten haben, noch etwelche Erosionskraft zumessen, so ist doch die Hauptform dem Würmgletscher zuzuschreiben, so daß wir diese Lokalität als sicheres würmeiszeitliches Niveau erklären können. Die Mächtigkeit des Gletschers wird durch den geschliffenen Nordgrat am Selbsanft markiert, der in 2075 m Höhe eine deutliche Schliftgrenze aufweist. Die Tiefe des Eisstromes war demnach rund 1000 m, was mit dem Stand der höchsten Erratiker auf Aeugstenalp (Ennenda) (1502 m) übereinstimmt.

Quellen. Südwärts der Uelialp treten längs dem Weganschnitt vor der Sandbrücke eine Reihe von wasserreichen Quellen aus. Einige davon entspringen anstehendem sehr klüftigem Kalkfels und andere dem ausgedehnten Gehängeschutt unter der Selbsanftwand. Abgesehen von jahreszeitlichen Schwankungen, ist die Wasserführung als regelmäßig zu bezeichnen. Das lokal zur Verfügung stehende Einzugsareal auf der Uelialp, in den Gehängeschuttmassen und den Felswänden des Selbsanft könnte eine derartige Konstanz des Wasserflusses nicht erreichen, umsomehr, als es sich stets um reines und frisches Wasser handelt. Als Wasserspender kann somit nur eine größere Sammelrinne in Frage kommen, d. h. das Limmerntal, von wo aus an unbekanntem Punkten Karstkanäle das Wasser längs den bestehenden Gebirgsbrüchen unterirdisch ableiten.

9. Die Terrasse von Unter-Baumgarten-Alp (1594 m)

Aus dem ebenen Talboden des Tierfehdes (805 m) steigt rechtsseitig die senkrechte Baumgartenwand empor, auf der die 300 m breite und 750 m lange Terrasse der unteren Baumgarten-Alp liegt. Das hügelige Gelände im nördlichen Teil wird durch eine ausgeprägte Kluft begrenzt, die zum Muttseebruch gehört. Gegen Süden verengt sich das Areal und endigt vorerst an der Rinne des Wildwüstibaches, setzt sich aber weniger breit und oft durch Schutt verdeckt bis zur Ueli-Alp hinunter fort. Bergseits wird der Unterstafel durch eine der vorgestoßenen Falten von den darüber liegenden Terrassen abgetrennt.

Die Baumgartenwand ist aus mehreren Malmfalten aufgebaut, die gegen Süden einsinken, auf Unterbaumgarten die Kulmination erreichen und am Südrand des Fuhrbachtrichters endigen. Die Abgrenzung und der Verlauf der Terrasse ist ganz der Faltung angepaßt, ohne Fortsetzung gegen Süden oder Norden, wie dies auch bei Obbort der Fall ist. Die am Abhang einsetzenden Globigerinenschiefer sind durch verschiedene Quellen stark ausgeräumt worden und die Entwässerung folgt dem absinkenden Faltenrücken in einem südwärts fließenden Bach. Im Bereiche der Kalkgesteine finden sich die unter Humusbedeckung entstandenen Rundkarren und sodann mehrere Versickerungstrichter. Stellenweise scheint das Gelände glazial gerundet zu sein, doch sind sichere Moränen erst in den Wiesen unterhalb dem Wildwüstibach zu finden. Der würmeiszeitliche Gletscher muß an dieser Stelle auf 1900—2000 m gestanden haben. Längs der Ausdehnung der Schiefer sind tiefe Lehmschichten vorhanden, die eine Versumpfung verursacht haben. Jedoch sind dieselben nicht als Moränen zu betrachten, da auch auf den übrigen Terrassen die starken Lehmlagen durch die Globigerinenschiefer verursacht werden.

Die Entstehung der Baumgartenterrasse ist auf selektive Erosion zurückzuführen. Die Herausschälung des südfallenden Malm-Rückens bis zur Ueli-Alp (1090 m) hinunter konnte allerdings erst nach der Durchsägung des gewaltigen Felsriegels Baumgarten-Altenoren vor sich gehen. Die Hauptarbeit wurde durch die von Süden gegen Norden rückwärts greifende Erosion längs dem Schieferzug bis zum oberen Ende der Falte vollbracht. Die rasche Eintiefung des Wildwüstibaches quer durch die Schieferzone hat zur Folge, daß der Bach von Baumgarten über eine Stufe von 6—7 m in ersteren einmündet.

*Zusammenfassung über die Terrassen Obbort-Baumgarten-
Altenoren und Ueli-Alp*

Die rings um den Kessel vom Tierfehd gelagerten Terrassen zeigen gleiche Merkmale. Sie befinden sich alle auf dem Rücken von autochthonen Malm-Falten, die mit wenig Kreide, Nummulitenkalken und Globigerinenschiefern bedeckt waren. Vor den Faltenstirnen und im Hangenden des Malms sind diese Schichten durch Erosion weggeschafft worden, so daß nun die Malmkonturen herauspräpariert vor uns liegen. Vor dem Obbort fließt die Stoldenrunse längs dem abtauchenden Malm hinunter, vor Baumgarten der Fuhrbach und vor Altenoren haben verschiedene Runsen den Flysch abgetragen. Alle sind gegen Süden etwas rückläufig und keine weist eine Fortsetzung gegen Norden oder Süden auf, sondern sie sind auf die Ausdehnung der Malmfalten beschränkt. Auch bezüglich der morphologischen Formen sind sie gleichartig.

Morphogenese. Die Herausschälung müssen wir als ein kombiniertes Werk des Haupttalbaches, der Gletscher und der Tätigkeit der Runsen an den Gehängen bezeichnen. Es stellt sich nun die Frage, ob diese Terrassen als Talbodenreste im bisherigen Sinne oder nur als lokal beschränkte Talstufenreste zu betrachten sind. Ergänzend sei bemerkt, daß sich nordwärts davon das Glarner Flyschgebiet bis Schwanden anschließt, dessen Widerstandskraft gegen die Erosion sehr unterschiedlich ist, je nachdem die weichen Schiefer oder die Sandsteinbänke vorherrschen, deren Zusammenhang durch intensive Faltung gelockert ist. Im großen und ganzen verhält sich die Sandstein-Dachschiefer-Wechselagerung resistenter als reiner Flysch, da sogar Steilwände bestehen, doch bieten die Schieferlagen Anlaß zu Unterhöhlungen, so daß der Abtrag ungleich schneller arbeitet als im Kalkfelsen. Die Denudation erfolgte von der obersten Flyschzone her (Globigerinenschiefer) auf Baumgarten und Altenoren, dessen Schiefermantel bis zum Kinzen ausgeräumt worden ist. Darauf folgte die Durchsägung der Baumgartenkalkfalte und schließlich die Zerschneidung des Altenoren- und Eggli- (Obbort-) Malms. Die ganze Riegelzone ist heute weitgehend überwunden, indem die Linth längs der Linthschlucht in kräftiger Eintiefung begriffen ist. Die retardierende Wirkung der Härtezone zeigt sich in der sofortigen Ausweitung des Tales nach Eintritt in die Flyschzone, sowie durch das Auftreten großer Schuttkegel im Auen von den Flyschgehängen her. Die erwähnten Terrassen können wir demnach nicht als Talbodenreste erklären, son-

dern als Talstufenreste, die sich lokal als Gefällsbrüche auswirkten und lediglich die Erosion gegen Süden als Regulatoren der Erosionsbasen beeinflussten. Talabwärts gestaltete sich jedoch die Eintiefung ganz unabhängig davon und deshalb ist es unzulässig, die alten Talböden von diesen Fixpunkten aus gegen Norden einzuteilen.

10. Ober-Baumgartenalp (1736 m)

Die über Unterbaumgarten durchstreichende Malm-Eocän-Falte birgt auf ihrem Rücken den Oberstafel. Die Weide zieht sich längs den Globigerinenschiefern vom Limmerntobel her bis unter den Torkopf hin, mit stark lehmigem Boden. Hangwärts wird die Terrasse durch die Felswand der Torkopffalte abgeschlossen. Im Bereiche des Wildwüstibaches ist eine bedeutende Ausweitung entstanden, die mit einem glazial bearbeiteten Riegel abschließt. Ein Gletscher aus dem Quellareal der Runse ist wohl ähnlich einem Hängegletscher über die Felswände vorgestoßen und gestaltete die Erosionsrinne karartig um. Bedeutende postglaziale Aufschüttungen haben einen großen Teil der geschaffenen Hohlform wieder ausgefüllt. Die Entstehung dieser Verflachung ist also auf örtliche Erosionsvorgänge zurückzuführen und ohne Bedeutung in talgeschichtlicher Beziehung.

11. Torkopf und Gehänge bis Nüschen (2061—2241 m)

Mit Ausnahme der großen Quellsche der Wildwüstirunse sind keine bedeutenden Erosionsformen vorhanden. Die Terrassen sind weniger ausgeprägt als talwärts, doch zeigen sich die Kalkfalten mit aller Deutlichkeit im Rinkental unterhalb Nüschen. Ueberall finden sich im lehmigen Boden der Globigerinenschiefer Anrisse und Ausräumungen, die auf kleine Quellaustritte zurückzuführen sind.

Anzeichen für bestimmte Eintiefungsphasen sind keine vorhanden, so daß die ganze Modellierung der Abhänge von Baumgarten bis Nüschen als Produkt des denudativen Hangabtrages zu werten ist.

12. Nüschen (2200 m)

Im steilen, gestuften Berghang, der sich gegen das Limmerntal hineinzieht, ist ganz unvermittelt eine 1000 m tiefe und 500 m breite Nische eingesenkt, die in östlicher Richtung gegen das Muttenseeplateau

verläuft. Dieses kleine Tal zeigt keinerlei Gliederung und endigt an der Talflanke flach aus, wo das Rinkental die Einmündung ins Limmertobel mit einem Abfall von 1200 m auf 1000 m Horizontaldistanz vermittelt. Die rechte Flanke des Tälchens wird vom Taveyannazsandstein der Nüschentockfalte eingenommen, mit steil einfallenden verkrümmten Schichten. Linkerhand endigt im Nüschentwändli eine weitere Malm-Eocän-Falte. Darunter liegen im Talgrund Globigerinenschiefer und am Ausgang sind Nummulitenkalke anstehend.

Das Nüschentälchen weist alle Merkmale eines Kars auf. Die Karsschwelle ist rundhöckerig geschliffen, mit senkrechtem Abfall gegen außen und mäßigem Einsinken gegen den Karboden hin. Die Karwände werden von der oberwähnten Felseinfassung gebildet, von der reichliches Material, besonders die harten Taveyannazsandsteine, als glaziales Schleifmittel anfiel. Die Auflösungserscheinungen der Glazialform zeigen sich mit aller Deutlichkeit. Starker Gehängeschutt, Runsenkegel und eine größere Felsmasse füllen den Karboden fast ganz aus.

Eine ziemlich konstante Quelle tritt im stellenweise versumpften Karboden unter dem Bergsturzschutt hervor und fließt durch eine Rinne im Karriegel ins Rinkental hinunter. Eine zweite, stärkere Quelle findet sich unterhalb dem Muttenwändli im Schieferschutt, mit Abfluß auf der rechten Seite des Bergsturzwalles, ebenfalls ins Rinkental hinunter. Da das Gebiet im Laufe des Sommers ausapert, ist es nicht möglich, daß das Wasser aus dem eigenen Einzugsgebiet stammt. Offensichtlich wird dasselbe längs dem Schieferhorizont unter dem Kalk des Muttenwändlis hergeleitet und dürfte somit aus dem vorderen Teil des Muttenplateaus stammen, wo verschiedene kleine Wannsen ohne oberirdischen Abfluß sich langsam vom Schmelz- und Regenwasser entleeren. Wahrscheinlich wird die erstgenannte Quelle durch Einsickerung im Bergsturzschutt vom oberen Wasserlauf gespiesen.

Die Vorform des Kars ergibt sich aus der geologischen Anlage. Die Nische ist in einer tektonisch stark beanspruchten Gebirgspartie entstanden. Nur ca. 200 m voneinander entfernt, stehen sich die Stirnen der Nüschentockfalte und der Nüschentwändlischuppe gegenüber. Zwischen diesen starren Backen eingeklemmt, sind die Globigerinenschiefer angehäuft und zerknestet worden. Durch den Quellaustritt muß sich eine erste Nische schon in vorglazialer Zeit entwickelt haben, d. h. sobald die Eintiefung des Limmerntales auf 2200 m angekommen war und die Seitenerosion aus dieser Störzone sich voll entwickeln konnte.

Nüschchen ist das niedrigst gelegene Kar des Muttengebietes. Talauswärts zeichnet sich eine sinkende Karlinie ab:

	Höhe	Differenz	Standort im Linthtal
Nüschchen:	2200 m		Talschluß Westexpos.
Engi (Kärpf):	1893 m	307 m	Talmitte „
Mittlere Frohnalp:	1586 m	614 m	Talausgang „

Die damalige Schneegrenze ist also gegen das Alpeninnere angestiegen, ansonst dort Karbildungen bis auf 1600 m hinunter vorkommen müßten, was nicht der Fall ist. Das Beispiel des Hangnischenkars unter dem Ruchigipfel in 2700 m Höhe zeigt, daß sich dieses im untersten Bereich der heutigen Schneegrenze befindet und die jährlichen Schwankungen genau angibt. Irgendwelche Verzögerungen im Wachsen und Schwinden wie bei großen Gletschern sind nicht möglich, so daß die kleinen sich jetzt noch haltenden Kargletscher als zuverlässige Anzeiger für die Schneegrenze zu werten sind. Der auf 2600—2700 m gelegene Lattenfirn liegt schon etwas unter derselben, da er z. B. im Jahre 1950 ganz verschwunden war. Dagegen findet sich auf der Westseite des Kärpfes noch eine überdauernde Firmulde in 2400—2550 m Höhe, die als unterste Schneegrenze für das Kärpfgebiet bezeichnet werden kann. Die Schneegrenze senkt sich also vom

Hangnischenkar unter dem Ruchi auf 2700 m (Westexpos.)

zur Firmulde unter dem Kärpf auf 2400 m (Westexpos.),

was im gleichen Verhältnis wie die ältere Karlinie liegt. Dieser Vergleich soll zeigen, daß die talauswärts auf absteigender Höhe gelegenen Kare *gleichzeitig* aktiv waren, also gleichaltrig sind und auch miteinander auslöschten, als die Schneegrenze über die Höhenlage von 1500 m resp. 2200 m anstieg. Diese Erosionsformen liegen über dem präglazialen Talniveau, so daß wir die Entstehung der Karvorformen in die zweite Hälfte des Pliocäns setzen müssen, längs einer Linie, die die Erosion des Haupttales bereits überschritten hatte.

13. Das Muttensee- und Limmerngebiet

Die Landschaft zwischen Muttensee und Kistenstöckli umfaßt ein topographisch scharf umgrenztes Gebiet auf dem Scheitel des Alpenkammes, mit gleichmäßiger Gipfelstufe. Weite Hochflächen sind infolge der besonderen Entwicklung der Erosion erhalten geblieben.

Gewässer

Das topographische Einzugsgebiet löst sich in folgende hydrographische Sammelgebiete auf:

1. *Der Limmernbach* mit einem Einzugsareal von 17 km², im Gebiete von Selbsanft und Limmernboden. Dazu gehören die Teileinzugsgebiete:

Muttenbach vom Lattenfirn, sowie etwelche Zuflüsse aus dem Mörtal.

Der Rinkenbach aus dem Nüschenkar mit Einmündung ins Limmern-tobel.

Die Felswände des Selbsanft längs Limmernboden und Limmern-tobel mit vielen Runsen.

Der Abfluß des Wassers erfolgt in der Hauptsache durch die offene Rinne des Limmernbaches in den Sandbach und zudem durch Karstkanäle mit Quellaustritt bei der Sandbrücke südl. der Ueli-Alp.

2. *Das Muttenseegebiet* (Fläche 3 km²)

Kleinere Zuflüsse speisen den See aus dem nordfallenden Teil des Karriegels, vom Hangnischenkar unter dem Ruchi, sowie aus vielen Runsen längs den Schutthalden. Die Hauptwassermenge stammt aus den zwei oberen Karböden, wo Schneeflecken sich bis in den August hinein halten. Der Abfluß aus dem Muttensee erfolgt in einer ca. 500 m offen liegenden Rinne und versickert alsdann im Muttenloch.

3. *Kleinere Areale mit eigener Entwässerung*

Südabhänge des Muttenseeriegels. Die Regen- und Schmelzwasser sammeln sich in vielen kleinen Wannen und fließen durch Schlucklöcher ab. Nachdem im Gebiete des Mörtales keine entsprechenden Wasseraus-tritte bestehen, ist anzunehmen, daß die in der Schneeschmelze bedeutende Wassermenge entweder den Quellen auf Nüschen oder vielleicht im Brunnengütli zugute kommt.

Plateau östlich vom Muttenloch. Ein von Brüchen und Trichtern durchsetztes kleines Plateau dehnt sich zwischen dem Seeausfluß und Gehängeschutt aus. Die Entwässerung geschieht durch viele Klüfte und Schlote ganz unterirdisch. Eine kleinere Karstquelle entspringt in der Nähe des Muttenloches dieser Kalkplatte und verschwindet beim Mutten-loche im Muttseebruch.

Diffuse Einsickerung. Im ganzen Bereiche der entblößten Kalkoberfläche auf Mutten und den Abhängen gegen den Limmernboden sickert das Wasser an unzähligen Punkten ein, ohne daß seine weiteren Wege ermittelt werden könnten, da besonders längere Karstkanäle, Kreuzungen von Gebirgsbrüchen, Gesteinswechsel, sowie verborgene Wasserscheiden tektonischer Art die Ableitung und Sammlung dieser Sickerwasser beeinflussen.

Die Cavorgia umfaßt ein Gebiet von ca. 2 km² zwischen Kistenstöckli, Piz de Dartgas und dem Ausläufer der Muttenberge. Die Entwässerung erfolgt unterirdisch und zum kleineren Teil oberirdisch. (Siehe betr. Abschnitt.)

Quellen. Das Gebiet des Limmernbodens weist nur auf der Westseite einige Quellen auf, deren Wasser sich auf der klüftigen bloßgelegten Malmoberfläche der Platten (Selbsanftplateau) sammelt und längs den Mergelhorizonten abfließt. Die Austritte finden sich im Bereiche des Doggers, auf dem Südabfall der kristallinen Limmernkuppel (Sennhof). Die Ostseite des Limmernbodens ist quellenlos, da die Schichten gegen Osten sinken und mit Schiefen bedeckt sind.

Grundwasseraufstöße. Im vorderen Teil des Limmernbodens treten einige Grundwasserquellen zutage, da der Felsriegel vor dem Schluchtengang eine Stauung bewirkt. Diese Erscheinung zeigt, daß unter dem lockeren Schotter als Grundwasserträger undurchläßige Ablagerungen bestehen müssen, die das glaziale Limmernbodenbecken am Felsgrund abgedichtet haben, ansonst Versickerung und unterirdische Ableitung im zerklüfteten Malmgestein eintreten würde.

Gletscher

Der Limmerngletscher. Der Firn liegt in Ostexposition in einer Mulde von ca. 3,3 km Länge und 800—1000 m Breite. Davon entfallen auf das Nährgebiet zwischen 3040 m und 2750 m als mittlerer Schneegrenze 1600 m und auf das Zehrgebiet bis auf 2200 m hinunter 1700 m, was einem Verhältnis von 1:1 entspricht. Die Höhendifferenz des Nährgebietes bis zur Schneegrenze beträgt demnach 290 m und diejenige des Zehrgebietes 550 m, also in einer Relation von 1:1,9. Dieses Verhältnis kann zwar für jeden Gletscher verschieden sein, muß aber doch für einen bestimmten Schneegrenzenstand eine entsprechende Reich-

weite des talwärts gesandten Eisstromes ergeben. Laut Angaben von Prof. Heim endete der Gletscher im Jahre 1852 am Fuße der Talstufe in ca. 1850 m Höhe. Die damalige Schneegrenze ist bei 2600 m anzusetzen, da einerseits das Mutseeplateau ausaperte (2500 m), jedoch der Lattenfirn voll entwickelt war (2400—2700 m). Die entsprechenden Vergleiche sind:

- a) Länge des Firngebietes bis zur Schneegrenze 2000 m
- b) Länge des Zehrgebietes ab Schneegrenze bis zur Gletscherzunge 1900 m

Verhältnis rund 1:1 (wie beim heutigen Stand)

Höhendifferenz von der Schneegrenze bis zum Firnanfang 440 m

Höhendifferenz von der Schneegrenze bis zur Gletscherzunge 750 m

Verhältnis: 1:1,8.

Sollte es möglich sein, aus einer großen Zahl meßbarer Verhältnisse sichere Anhaltspunkte dieser Art zu gewinnen, so könnte die Vorstoßweite eines Gletschers aus dem Schneegrenzenstand abgeleitet werden und umgekehrt, aus den Moränenvorkommen die jeweilige entsprechende Schneegrenze, da diese Relationen für jedes Sammel- und Abflußgebiet zwangsläufig in einem festen Verhältnis zueinander stehen müssen. Das Gletscherende des Limmernfirns scheint noch im Rückgang zu sein, da die Zunge stark abgeschmolzen ist.

Der Griefgletscher (2600—2800 m) dehnt sich auf der Hochfläche unter den „Scheiben“ bis zum Mittleren Selbsanft hin aus. Der Rückgang ist aus den Karten deutlich ersichtlich, indem die Siegfriedkarte, nachgeführt bis 1930, noch einen vollen Zusammenhang mit dem Limmernfirn anzeigt, wogegen heute die „Platten“ weit hinauf vom Schnee entblößt sind. Ebenso ist vom Hängegletscher im mittleren Teil nichts mehr zu sehen.

Plattalva (2600—2900 m). Der starke Rückgang des Firnfeldes geht aus der Landeskarte 1:50 000 1951 Blatt Klausen hervor. Der in mehreren Stufen gegen das Limmertobel vorgestoßene Hängegletscher ist hinter den obersten Rand zurückgewichen.

Der Lattenfirn liegt zwischen 2600 und 2700 m mit ca. 1 km Länge nordwärts der Kistenpaßhöhe. Der Bestand ist sehr schwankend. Im Jahre 1950 (Oktober) war nichts mehr davon vorhanden. Im Jahre 1951

hatten sich bis Ende Sommer wieder einige Flecken gehalten. Im September 1952 war der Schmelzprozeß im vollen Gange. Dieser Firn liegt somit an der untersten Schneegrenze.

Das Wandnischenkar unter dem Ruchi (2600—2800 m). Dieser kleine Kargletscher überdauerte das Jahr 1950 und verbesserte seinen Bestand sichtlich in den Jahren 1951 und 1952.

Firn unter dem Ruchigipfel (3100 m). Das früher etwa 1 km lange Firnfeld ist erheblich zusammengesmolzen.

Das glaziale Einzugsgebiet der Eiszeiten

In den Glazialzeiten vereinigte sich das ganze Gebiet innerhalb der topographischen Umrandung zu einem einzigen Gletschernährgebiet, mit Abfluß des Gletscherstromes durch das Limmerntal hinaus. Infolge Einfrierens der Niederschläge wurde die unterirdische Entwässerung weitgehend aufgehoben und im Muttseegebiet durch Abdichtung der Dolinenlöcher sogar ganz unterbunden. Eine gewisse Transfluenz über die Cavorgiasenke hinaus hat wahrscheinlich stattgefunden, da die Furkel (2500 m) zwischen Cavorgia und Limmernboden deutliche Glazialbearbeitung aufweist. Wie bereits erwähnt, liegt die Schriffgrenze am Ausgang des Limmerntobels auf 2075 m bei einer Eisdicke von rund 1000 m. Im Gebiete des Muttensees sind die höchsten Moränen auf 2510 m am Schuttabhäng etwas südwärts des Nüschentockes anzutreffen.

13a. Das Muttensee-Gebiet

Zwischen der Felsumrandung des Muttentock-Ruchi-Scheidstöckli-Nüschentock liegt in Südexposition die Schafalp Muttent mit dem Muttensee in der Höhenlage von 2400—2500 m. Das etwas eintönige Bild dieser vegetationsarmen Höckerlandschaft, mit dunkeln Schutthängen und Flyschfelsen, wird durch den rundlichen See (0,41 km²) etwas freundlicher gestaltet. Die schroffen, entblößten Felsformen tragen trotz der geringen Höhe die Züge einer Hochgebirgslandschaft, wie eine solche gegen Süden, mit Blick ins Limmerntobel, vor uns liegt.

Der vordere Teil wird größtenteils von den oberen, stark quarzhaltigen oder sandigen Nummulitenkalken bedeckt. Gegen das Mörtal stellen sich auch die hellen und an der Basis die braunen Nummulitenkalke ein,

die auf Drusbergschichten lagern. Globigerinenschiefer fehlen auf dem Plateau infolge Ausräumung, doch finden sich dieselben am westlichen Rand gegen den Nüschenstock. Am nördlichen Seeufer sind die sehr harten Taveyannaz-Sandsteine anstehend, die sich bis zur obersten Karstufe erstrecken. Die ostwärts streichenden Tälchen zeigen Schichtverbiegungen und Schuppungen an. Mehrere Bruchspalten ziehen gegen NW, was eine schollenartige Zerlegung des Terrains zur Folge hat.

Das Stufenkar. Das Gelände vom Muttenkopf bis zum Scheidstöckli bildet eine vierstufige Kartreppe, die von 2400 m auf 2535 m ansteigt, bei einer Horizontaldistanz von 2500 m.

1. Stufe

Dieselbe verläuft längs dem Rande gegen das Limmerntal und ist durch Anrisse und Ausbrüche, z. B. das Hohloch und das Mörtal, stark angegriffen. Der Karriegel ist jedoch am Muttenkopf und in den über dem Mörtal gegen Osten sich fortsetzenden Felsflächen noch gut erhalten, samt dem rückläufigen Karboden, der durch Brüche stark gestört ist.

2. Stufe

Anschließend beginnt der Härteriegel des Hauptkars anzusteigen, der mit 1,5 km Länge und 600—800 m Breite eine ausgedehnte Glaziallandschaft darstellt. Die höchste Stelle liegt bei der Muttsee-Klubhütte (2504 m), 56 m über dem See-Niveau. Stufenweise fällt der Riegel von dieser Kulmination gegen Norden zum Karboden ein, in dem der Muttensee eingebettet ist. W. Collet konstatierte bei seinen Vermessungen (Lit. 11), daß der Seegrund von drei bedeutenden Trichtern mit einer größten Tiefe von 68,5 m eingenommen wird. In Analogie mit den Erscheinungen an der Cavorgia müssen wir mit Collet annehmen, daß es sich um ehemalige Dolinen handelt, die aber nicht mehr aktiv sind, da sich das Seebecken auch im Winter nie entleert.

3. Stufe

Auf einem glazial geschliffenen Härteriegel aus Taveyannaz-Sandsteinen liegt in 2470 m Höhe das Karseelein der dritten Stufe. Bedeutende Massen von Gehängeschutt und Runsenzufuhren bedrängen den See von allen Seiten.

4. Stufe

Ein Riegel aus vorerwähntem Gestein leitet zur letzten Stufe auf 2535 m. Der gänzlich verlandete Karboden reicht bis unter das Scheidstöckli.

Die Karwände. Längs der Ostseite fallen die intensiv gefalteten Sandstein-Dachschiefer-Wände unter dem Muttenstock und Ruchi steil ab und offenbar setzt sich die fast senkrechte Richtung auch unter dem mächtigen Gehängeschutt fort. Die Rinne zum Hintersulzpaß hinauf zeigt glaziale Bearbeitung. Das westlich anschließende oberste Kar hat die Hintersulzhorn-Nüschen-Falte vollständig durchbrochen und ist tief in die Globigerinenschiefer und den Wildfysch eingedrungen. Von der einstigen Lochseitenkalkbedeckung ist nur noch das Scheidstöckli übriggeblieben, das einem starken Abtrag unterliegt, wie dies die Schuttmassen an dessen Fuße zeigen. Als Moränenablagerung ist Kalkgestein lediglich auf dem obersten Karriegel anzutreffen. Auch die westlichen Karwände stechen steil unter den Gehängeschuttmantel ein.

Das ganze Kargebiet, insbesondere der Riegel der Hauptstufe, weist Merkmale von glazialer Bearbeitung in großer Zahl auf, so daß sich eine Spezifizierung erübrigt. Auf allen vier Stufen sind die rückläufigen Karböden vorhanden. Rundhöcker, Gletscherschrammen von vielen Metern Länge in den weichen, sandigen Nummulitenkalken, Moränenmaterial und subglaziale Wasserrinnen finden sich allenthalben. Als Schleifmaterial diente der harte Taveyannaz-Sandstein. Der Gletscherhöchststand ist durch ein „Bödeli“ markiert, das am südlichen Ausläufer des Nüschenstockes liegt, mit deutlich glazialer Rundung und Moränen. Die Oertlichkeit liegt auf 2510 m, was einer größten Tiefe des Eises von rund 130 m entsprechen würde. Der Hauptabfluß des Eisstromes hat längs der östlichen Karwand stattgefunden, doch zeigt auch das Mörtal Glazialspuren.

Andere morphologische Formen

Karsterscheinungen. Karren sind nur an wenigen Stellen im Gebiete des Hauptkarriegels anzutreffen, wo die unteren Nummulitenkalke auftreten. Trichterähnliche Karren finden sich am Südhang östlich unterhalb der Hütte. In den stark quarzhaltigen mittleren Horizonten des Nummulitenkalkes, die auf weite Strecke die Oberfläche bilden, konnten sich keine derartigen Formen entwickeln. Jedoch sind diese Schichten

von 5—10 cm dicken Kalkeinlagen durchzogen, so daß karrenähnliche Höhlungen entstehen. Die Oberfläche der Sandkalke zeigt lediglich eine gewisse Aufrauung, ohne daß es zur Karrenbildung kommt.

Das Muttenloch. Im Muttenloch versickert der Muttseeabfluß vollständig. Die Stelle liegt am Süd-Ende des Plateaus, ca. 70 m unter dem Seeniveau und rund 500 m vom Ausfluß entfernt. Bei Niederwasser verschwindet der Bach bereits vor der Höhle nach und nach im Kiesboden, der die anstehenden Felsen nur schwach überdeckt. Es handelt sich demnach nicht um eine Grundwasseraufnahme, sondern um eine Kluftversickerung. Das Muttenloch liegt in einer Störzone, die besonders durch den gewaltigen Muttseebruch bedingt ist, längs dem die Muttenlochhöhle sich gegen Südosten in die Tiefe gehend fortsetzt.

Am Grunde des Baches ist Kieselkalk als Bestandteil einer schräg aufsteigenden Schuppe anstehend. Es ist auffallend, daß der Lauf des Wassers aus Südrichtung an der Oberfläche in Nordrichtung im Berginnern umkehrt, da die Quellen im Reitischachen im Linthtal liegen. Im Limmerntal sind keine Austritte mit Herkunft vom Muttenloch zu finden.

Bezüglich der Klassifizierung des Muttenloches als morphologische Form ist zu beachten, daß der Bach sein Sammelgebiet im Muttensee, also außerhalb der Senke um das Muttenloch hat. Es würde dies einem Blindtal entsprechen mit Uebergang zu einer Halbdoline. Andererseits ist das Muttenloch die Sammelstelle der Umgebung, was einer echten Doline entspricht. Die Entstehung ist auf tektonische Ursachen zurückzuführen, durch die, in Verbindung mit den Kalkschichten, sich die bedeutenden Karstkanäle entwickelt haben. In Anbetracht der mehrfachen Repetierung von Schiefen und Kalk bis zum Linthtal hinunter ist allerdings die Weiterleitung des Wassers in der Horizontalrichtung um 5 km nicht ohne weiteres erklärlich, umsomehr als alle Schuppen vom Selbsanft her nördlich ansteigen und somit keinen Leithorizont von Mutten nach dem Austrittsort im Linthtal bilden können. Vor den Stirnen dieser Kalkschuppen liegen durchwegs Schiefer und ebenfalls dazwischen, so daß ein Wasserweg im Bereiche derselben ausgeschlossen scheint. Wahrscheinlich durchsetzt der Muttseebruch die ganze Wurzelzone der Schuppen bis in größere Tiefe, in der die Schiefer ausgekeilt sind. Weiter gegen Norden erreicht der Karstkanal offenbar den autochthonen Malm, aus dessen tiefstem Aufschluß die Quelle im Brunnengütli zutage tritt.

Bei diesem Weg durchzieht das Wasser eine erhebliche Tiefe im Gebirge, was die Erwärmung im Winter, d. h. bei kleinem Wasserstand, erklärlich macht.

Entwicklungsgeschichte

Die Entstehung des Muttensees fällt in die Schluß-Stadien der Eiszeit, nachdem die Dolinentrichter durch Moränen abgedichtet waren. Der heutige Seeabfluß ist jünger, da ein alter Lauf längs den Felsen des Ostrandens erst in der Nacheiszeit aufgefüllt wurde. Dadurch ist der Auslauf in die heutige Rinne verlegt worden, die im unteren Teil in den Muttseebruch einmündet. Offenbar wurde das abfließende Wasser, sowohl direkt von den Dolinen als auch durch den verschütteten Bachlauf, in diese Kluft geleitet, die die ganze Zone quert.

13b. Das Limmertal

Das Tal besteht aus drei scharf getrennten Abschnitten, nämlich das Einzugsgebiet mit dem Limmernfirn, der Limmernboden und das Limmertobel, deren Lage aus der nachstehenden Tabelle hervorgeht:

	Limmerngletscher	Limmernboden	Limmertobel
Talrichtung	E	N	NNW
Stufen	3000—2100 m	1845—1750 m	1750—1000 m
Talboden	ca. 3,5 × 1 km	3 km lang, 200-500 m breit	Schlucht ca. 3 km lang

Die Uebergänge zu den Hochflächen der fast senkrechten östlichen Flanken sind sehr scharf, so daß die Hohlform des Limmernbodens wie ausgestochen erscheint. Der ganze Talboden wird durch eine Schwemmlandebene eingenommen, die gegen Süden etwas ansteigt. Längs den Beckenrändern reihen sich Runsenschutt, sowie Steinschlagrinnen und Gehängeschutt aneinander. Am Eingang zur Schlucht tritt anstehender Fels zutage. Die Gletscherschliffe am Stäfeli, sowie einige Moränenreste bezeugen, daß es sich um eine glaziale Wanne handelt, die seit dem Rückzuge der Gletscher aufgefüllt worden ist.

Die Tätigkeit der Gestaltungsfaktoren können wir in verschiedenen Stadien in der Umgebung feststellen:

1. Die Cavorgia-Polje mit noch *tätigen Dolinen*, in der Fortsetzung des Limmernbodens gegen Süden.

2. Das Muttensee-Plateau mit großen *verstopften* Dolinentrichtern und noch nicht aufgefülltem See.

Im Gegensatz dazu ist der Limmernboden ein ausgeräumtes Dolinengebiet, bei dem die Zerstörung der Karstlandschaft restlos durchgeführt ist.

Der Abhang längs dem Selbsanft wird im mittleren Teil durch eine Terrasse gestuft, Sennhof genannt, die über der kristallinen Limmernkuppel liegt und als Ursache die Doggerschichten hat. Irgendwelche Bedeutung als Trogschulter oder Eintiefungsphase kann derselben nicht zugesprochen werden. Die Gehänge längs dem Kistenpaß sind entsprechend der Schichtfolge gebändert und wittern wegen der flachen Lagerung senkrecht zurück. Diese Felswände sind von vielen Klüften durchsetzt, in denen sich Runsen und Steinschlagrinnen entwickeln. Der intensive Abtrag ist der Frostverwitterung zuzuschreiben. Breite Schuttbänder bedecken die Verflachungen vom Muttensee bis zur Cavorgia, in denen sich die starke Frostbeeinflussung in Form der Strukturböden bemerkbar macht. Nördlich vom Kistenstöckli endigt der Limmernboden und unter gleichzeitiger Drehung gegen Westen setzt sich das Tal über eine Stufe von 1850 m auf 2100 m in das Sammelgebiet des Limmerngletschers fort.

Bezüglich der auffallenden Aenderung der Talrichtung ist zu sagen, daß das Firngebiet sich in einer tektonischen Mulde befindet, die westwärts ansteigt. Der Limmernboden liegt in der Richtung der nach Norden streichenden Bruchschär von der Cavorgia her, und das Tobel folgt in seiner Anlage gegen NW den Brüchen, die gegen die Linthschlucht ausmünden.

Das Limmerntobel. Albert Heim bezeichnete dieses 3 km lange Tobel mit bis 2700 m ansteigenden Felswänden als die wildeste Schlucht der Schweiz. Die ganze Strecke ist eine Folge von Kolken, ohne Ansätze zu einem Talboden, da und dort noch beengt durch Gehängeschutt, Lawinen- und Runsenkegel. Offenbar geht in dieser Stufe von 1750 m auf 1000 m am Tobelausgang eine intensive Tiefenerosion vor sich. Glaziale Spuren finden sich erst auf den höher gelegenen Terrassen, die dem Faltengang folgend gegen Nüschen, Tor, Unter- und Oberbaumgarten hinausziehen. Vom Limmernboden oder Tobel her bestehen jetzt noch bedeutende Karstkanäle zum Sandbach hinaus. Wir müssen auf Grund dieser Anzeichen annehmen, daß ursprünglich die Entwässerung

des Limmernbodens durch große Karstkanäle erfolgte, die in der Postglazialzeit eingestürzt sind und den Wasserlauf freilegten.

Entstehungsgeschichte des Limmerntales

Die Höchstfluren. Als Relikt einer höchsten Landoberfläche, die bereits durch die heutige topographische Umrandung abgezeichnet war, ist die Hochfläche auf dem Selbsanft von 2900—3000 m zu betrachten, mit korrespondierender Fortsetzung am Gipfelplateau des Ruchi (3100 m) und im Süden am Kistenstöckli (2700 m). Dieses Areal liegt mit Ausnahme des Selbsanftes knapp unter der Ueberschiebungsfläche der Verucano-Schubmasse, die gegen Süden fallend am Piz de Dartgas wieder einsetzt. Die Unterlage bilden Wildflysch und oligocäne Sandsteindachschiefer-Schichten, die wasserundurchlässig sind. Die nördliche Grenze ist durch die Hintersulzhorn-Nüschentock-Falte gezogen worden. Diese Abgrenzung dürfte im wesentlichen dem im Werke von Prof. Staub (Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie) verzeichneten miocänen Einzugsgebiet von Mutten mit Abfluß gegen das Rheintal übereinstimmen. Aber noch im Bereiche dieser Höchstfluren muß infolge der tektonischen Gestaltung eine bedeutende Aenderung eingetreten sein. Eine markante Schwelle, die durch die oberste Schuppe bedingt ist, beginnt bei der Kistenpaßhöhe und setzt sich gegen den hinteren Selbsanft hinauf fort. Diese Kulmination in der Höhe von 2700—3000 m unterteilt das Gelände gegen Süden und Norden, was die Scheidung in zwei Areale einleitete.

Der nördliche Teil umfaßte das Muttengebiet bis zur Kistenpaßhöhe und den vorderen Teil des Selbsanftes; der übrige das ganze Gelände südlich der Linie Kistenpaßhöhe-Hinterselbsanft, mit Entwässerung nach dem Linthtal, resp. Rheintal.

Beide Einzugsgebiete lagen noch in den Flyschzonen, doch mit fortschreitender Ausräumung wurden die ersten Kalkbänke erreicht, womit die Weiterentwicklung zur *Karstlandschaft* eingeleitet war, die sich durch Aenderung der Erosionsweise, Verlegung der Wasserscheiden und die vollständige Umgestaltung der früheren Flyschsammelgebiete kennzeichnet. Wie bereits erwähnt, verläuft das Limmerntal in der Richtung von ausgedehnten Kluftsystemen, die das ganze Gebirge durchschneiden. Solange der Schiefermantel die Versickerung verhinderte, konnte sich diese tektonische Eigenschaft des Untergrundes nicht auswirken. Aber schon die Nummulitenkalkbänke der obersten Falte öffneten dem Wasser

die Kluftwege gegen Norden und Nordwesten. Bei zunehmender Entblösung der Kalkbänke mußten sich immer mehr Schlucklöcher zeigen, bis schließlich die bedeutenden Wassermengen in der Hauptsache unterirdisch abflossen. Dadurch erfolgte eine weitere Trennung der bis dahin existierenden zwei Einzugsgebiete mit oberirdischem Abfluß in drei große Areale mit unterirdischer Entwässerung nach verschiedenen Richtungen:

Die Gebiete der Cavorgia: In Ausdehnung wie es heute noch besteht, mit Karstkanalabfluß.

von Limmern: Mit Entwässerung durch Karstkanäle in Richtung des Limmerntobels.

von Mutten: Entsprechend dem heutigen Areal, mit mehreren großen Dolinen. Sammlung des Wassers längs dem Muttseebruch und Abfluß gegen Norden.

Von der Cavorgia bis nach Mutten dehnte sich eine große Karstlandschaft aus, in die das Wasser von den umgebenden Flyschzonen längs den Muttenbergen und vom Selbsanft her zufloß und dort verschluckt wurde. Entsprechend den bedeutenden Wassermengen muß die chemische Erosion rasch vor sich gegangen sein. Als letzter Leithorizont des Wassers ist das kristalline Gestein der Limmernkuppel zu betrachten, die nach und nach selber angegriffen wurde.

Die Glazialzeiten. Die höckerige, muldenförmige Karstlandschaft, die sich in der Höhe von 2400—2500 m befand, war das vorgezeichnete Sammelbecken für die Gletscher, deren Einzugsareal durch den Mutten-gletscher bedeutend vergrößert wurde, mit entsprechend verstärkter Erosionskraft. Die Kombination von Fluvial- und Glazialerosion hat die Einsenkung eines Tales in die Karstlandschaft wesentlich gefördert. Erst die gleichzeitige Einwirkung von verschiedenen Faktoren vermag uns die Form des Limmernbodens zu erklären:

Der Gletscher bearbeitete flächenhaft über große Zeitspannen mit enormem Gewicht die bedeckten Gelände. Die langsame Fließbewegung hatte eine fortlaufende Wannbildung zur Folge, die sich nach und nach zu Trögen größeren Ausmaßes vereinigten. Besondere Bedeutung kommt dem Abtransport des Gehängeschuttes auf dem Rücken des Gletschers zu, wodurch der Felsgrund freigehalten wurde. Das Wasser

konnte so den Felsboden durch Dolinen, Kolke oder Herauswaschung von weicheren Schichten angreifen.

Der Durchfluß von bedeutenden Wassermassen hatte gleichzeitig eine Aushöhlung der Karstkanäle zur Folge und so halfen sich diese beiden Faktoren, das spätere Limmertobel vorzubereiten.

Die physikalische Verwitterung. Allgemein ist zu beobachten, daß flache bis wenig geneigte harte Schichten senkrecht zurückwittern. Der bestehende Hohlraum wird erweitert und die Ränder verschärft. Dies ist beim Limmernboden der Fall, wo die steilen Ostflanken gleichmäßig zurückwandern. Lediglich die Runsen versuchen eine Böschung anzulegen, indem sie die Steilwände schräg durchschneiden. Der Wettlauf zwischen der physikalischen Rückwitterung in senkrechter Lage und dem Einfressen der Runsen scheint sich die Waage zu halten.

Die Ausscheidung von eiszeitlichen Eintiefungsphasen ist nicht möglich. Aus den heutigen schroffen Uebergängen der östlichen Trogwände zu den darüber liegenden Verflachungen können wir aus den vorerwähnten Gründen nicht auf das Einsetzen der Glazialerosion schließen. Die größte Tiefe ist am Ende der letzten Eiszeit erreicht worden, wogegen die Talbreite seither besonders an der Ostflanke in steter Entwicklung begriffen ist.

Das voreiszeitliche Niveau ist deshalb unter den heutigen Kanten zu suchen. In Anbetracht der durch die Eiszeiten hindurch wenig eingetieften, wohl aber stark umgeformten Hochfläche von Mutten (2500 m) und der voreiszeitlichen, zum Kar umgestalteten Quellnische von Nüsch (2200 m) dürfen wir das präglaziale Niveau im Gebiet von Limmern auf 2200—2300 m ansetzen.

13c. Die Cavorgia de Breil (Brigelser Cavorgia)

Die Senke zwischen dem Süden der Muttenberge und dem Piz de Dartjes-Kistenstöckli (Muot de Rubi) trägt den Namen „Cavorgia“, d. h. Höhle oder Loch. Der tiefste Punkt derselben liegt auf 2408 m. Das rund 2 km² umfassende Gebiet zerfällt in zwei große Dolinentrichter nebst anderen kleineren Einzugsarealen. Eine weitere große Mulde längs dem Weg zur Bifertenhütte ist weitgehend aufgefüllt, so daß das Wasser einen oberirdischen Abfluß durch eine der Bruchspalten gegen das Val Frisal hinunter gefunden hat. Der ganze übrige Teil entwässert sich unterirdisch. Mit ziemlicher Sicherheit darf ange-

nommen werden, daß der Ausfluß sich im Val Frisal befindet. Doch dürften auch andere Möglichkeiten längs den zahlreichen Bruchspalten nach verschiedenen Richtungen bestehen. Am Grunde der tiefsten Doline ist Korallenkalk anstehend und an den Flanken stellen sich Kreideschichten und Nummulitenkalke ein. Durch eine Reihe von Gebirgsbrüchen längs dem östlichen Abhang und der westlichen Flanke, sowie westöstlich streichender Klüfte, ist die ganze Hochfläche zerstückelt worden. Offenbar sind diese Brüche nicht von lokaler Natur, da sich entsprechende Fortsetzungen am Selbsanft an den Scheiben, sowie in Richtung der Limmerntobelbrüche finden. (Siehe geolog. Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes von Friedrich Weber.) Die Cavorgia liegt am Kreuzungspunkt dieser Brüche, so daß deren Entstehung auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist. Obschon es sich eigentlich um zwei Becken handelt, so dürfen wir doch das Ganze zusammenfassen und als Polje erklären. Die unter dem Ausläufer der Muttenberge gelegene Doline trägt Karcharakter mit einem ansteigenden Felsriegel, auf dem ein ziemlich grobblockiger Steinnetzboden besteht. In der Karmulde sammelt sich zeitweise das Wasser zu einem Seelein an, das langsam einsickert.

Im Bereiche des die ganze Cavorgia durchziehenden Nummulitenkalkes zeichnet sich der Verwitterungsschutt als rostbraunes Band ab. Es handelt sich um plattige, stark von Quarzkörnern durchsetzte Gesteine mit jahrringähnlichen Zeichnungen, die im anstehenden Fels nicht vorhanden sind. Es ist demnach eine Verwitterungserscheinung, die durch den Frosteinfluß entsteht, indem der Lösungsprozeß der Eisenverbindungen periodisch unterbrochen wird und so die Ringe verursacht. (Nach freundl. Mitteilung von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy, Zürich.)

Zusammenfassung über die Entwicklungsgeschichte

Miocän: Die Höchstfluren auf 2900—3000 m umfaßten ein zusammenhängendes Sammelgebiet, mit Entwässerung nach Süden.

Alt-Pliocän: Hochfluren auf 2500—2700 m. Die Wasserscheiden sind bedingt durch die Deckenkulmination der Verrucanomasse längs den Muttenbergen, sowie den Falten des Selbsanft, von denen die oberste sich als markante Rippe zum hinteren Selbsanft hinaufzieht. Dies verursachte eine Auf-

teilung des Sammelgebietes, mit Abfluß gegen das Linthtal aus dem nördlichen Areal und zum Rheintal aus dem südlichen Restgebiet.

Mittel- bis Ende Pliocän: Ausräumung der Flyschmulden und Beginn der Entwässerung längs den Gebirgsbrüchen. Umgestaltung zur Karst-Landschaft und Aenderung der hydrographischen Einzugsgebiete.
Höhenlage 2400—2500 m.

Präglazial: Voreiszeitliches Niveau über dem Limmernboden auf 2200—2300 m.

Eiszeiten: Die in der Voreiszeit und wahrscheinlich auch in den Zwischeneiszeiten getrennten Einzugsgebiete von Limmern und Mutten vereinigten sich als gemeinsames Firngebiet, mit Abfluß des Gletschers in der pliocänen Rinne gegen das Linthtal hinunter.

Eine Ausscheidung der eiszeitlichen Phasen läßt sich nicht durchführen. Die Hohlform des Limmernbodens ist am Abschluß der Würmeiszeit ausgebildet gewesen, was eine Einsenkung in die voreiszeitliche Landoberfläche von 400 bis 500 m ausmacht.

Nacheiszeit: Die Auflösung der Firngebiete bewirkte die Trennung von Mutten und Limmern bezüglich dem Wasserabfluß. Der Ausfall der glazialen Erosionskraft brachte die Zerstörung der geschaffenen Formen mit sich, durch Auffüllung der Wannsen, Ablagerung von Gehängeschutt, Runsenkegeln und kleineren Moränenresten von späteren Vorstößen. Zu den postglazialen Vorgängen gehört auch die Ausräumung der großen Karstkanäle längs dem Limmerntobel.

Die Stufen des Limmerntales und der Linthschlucht

Lit. Geologische Voraussetzungen für das Wandern von Gefällsstufen von Heinrich Jäckli. Geographica Helvetica No. 4 1952.

Der Verfasser unterscheidet je nach der Stellung des Härteriegels:
1. Nichtwandernde Stufen bei senkrecht stehendem Härtling.

2. Talaufwärts wandernde Stufen bei
 - a) talabwärts fallendem Härtling mit kleinerem Winkel als die Talsohle,
 - b) horizontal liegendem Härtling,
 - c) talaufwärts fallendem Härtling.
3. Talabwärts wandernde Stufen bei talabwärts fallendem Härtling mit größerem Winkel als die Talsohle.

Als Ursache der Stufenbildung wird die Verschiedenheit der Erosionsresistenz des Untergrundes angegeben, die nicht nur im Gesteinswechsel gesucht werden muß, sondern auch durch Klüftung verursacht wird, wobei auch die Richtung derselben von Einfluß sein kann.

Die Stufe Tierfehd-Kohlgufel (Linthschlucht)

Der Härtling besteht aus südfallenden Malmschichten der Uelialp-Baumgarten-Falte. Durch die Glazialerosion ist ein welliger Talboden entstanden, der zur Uelialp ansteigt und von dort zum Tierfehd abfällt. Hinter dem Kohlgufel tritt das Bachbett vom Fels auf Schutt über, also auf der gegen Süden einsinkenden Fläche der Glazialwanne.

Die Stufe kann somit nicht wandern, sondern nur den Uebergangspunkt vom Fels zum Schutt mit wachsender Eintiefung etwas gegen Süden verlagern. Der untere Teil der Schlucht ist von Gebirgsbrüchen durchsetzt, die eine bedeutende Uebertiefung bewirkten und die Flachstrecke verursachen.

Die Stufe vom Limmernboden zum Limmernfirn

Die Unterlage des Firns besteht aus schwach westwärts ansteigenden Malmschichten, unter denen Dogger und Trias einsetzen, angepaßt an die Kuppelform der kristallinen Gesteine. Malm ist resistenter gegen die Erosion als Dogger, dessen Opalinustonschiefer und Eisensandsteine leichter verwittern. Darin entstand zuerst eine Terrasse und bei weiteren Eintiefungen eine Stufe. Diese Verhältnisse setzen sich in der Richtung des Firns fort, so daß die gleichen Erosionsbedingungen bestehen bleiben. Die Stufe wandert somit gegen Westen und wird zudem immer höher.

Andere Beispiele von Wanderstufen:

Die Klus hinter dem Urnerboden. Es liegt Malm der Grießstockdecke über Schiefer. Die Stufe wandert gegen Osten und bewirkt eine Krüm-

mung des Tales. Dabei wird das Talstück von der Paßhöhe her als Hängetal zurückbleiben. Diese Form erreicht gegenwärtig die Maximalhöhe und wird nach weiteren 100—200 m Wanderung verschwinden, da der Malmhärtling auskeilt.

Der Berglistüber des Fätschbaches an der Klausenstraße. Der Bach fließt auf dem Malm der Grießstockdecke, die dort abbricht, unterlagert von Wildflysch. Die Stufe wandert talaufwärts, da die gleiche geologische Lage sich fortsetzt.

Das Roßmattental vom Klöntal aufwärts gegen das Glärnisch-Firngebiet. Die Hauptstufe von 1300 m auf ca. 1800 m hinauf liegt bei Werben in den Zementsteinschichten, mit Valangienkalk und Kieselkalk der Axendecke als Härtling. Die Schichten fallen nordwestwärts ein und steigen somit in Richtung des Tales an, so daß die Stufe wanderfähig ist. Der bereits zurückgelegte Weg beträgt rund 5 km.

Die Stufe im Loch/Oberstafel am Panixerpaßweg. In diesem Fenster ist eine der autochthonen Falten mit Kreide-Schichten als Härtling durch die Erosion aufgeschlossen worden. Darunter liegt Wildflysch und über der Wand das Eocän der Falte mit Globigerinenschiefern und Taveyanazsandsteinen. Die Schichten liegen fast horizontal, so daß eine Wanderung stattfinden kann, was sich im Gelände deutlich abzeichnet. Die Stufe ist doppelt, da der Taveyanazsandstein über den Globigerinenschiefern ebenfalls ein Härtling ist.

Als größeres Beispiel erwähne ich kurz das *Niederental* im Kärpfgebiet. Die weiche Unterlage, d. h. stark gestörte Flyschschichten, ist von Schwanden weg bis ins Kies, am Fuß der Stufe, aufgeschlossen. Im unteren Drittel des Steilhanges gegen Garichte und Mettmern hinauf stellt sich über wenig Wildflysch und Lochseitenkalk der Verrucano in hauptsächlich konglomeratischer Art ein. Derselbe bedeckte einst das ganze Tal bis zur Ausmündung. Im Ennetseewertal ist der Rückwanderungsprozeß um ca. 2 km weiter gediehen.

Strukturböden

Als Strukturböden werden eine Reihe von Formen bezeichnet, die hauptsächlich im Frostklima zwischen Wald- und Schneegrenze auftreten. Es sind dies:

*Steinsetzungen,
Fließbildungen und
Pflasterböden,*

die sich alle im Muttensee- und Kistengebiet finden. Dr. Streiff-Becker hat diese Vorkommen, mit Ausnahme der Pflasterböden, beschrieben (Lit. 18) und besonders der Entstehungsweise seine Aufmerksamkeit gewidmet.

Als Ursache ist allgemein der Frost erkannt worden, der sich in der vegetationsarmen Region voll auswirken kann, wo außerdem keine dauernde Schneedecke das häufige Gefrieren und Auftauen des Bodens verhindert.

Die Kräfte und Vorgänge sind:

- Der Expansionsdruck* (Poser 1933) der gefrierenden, wasserhaltigen Schuttschichten.
- Die Frosthebung* (Eakin 1916). Erzeugung von Frostbeulen durch Kamm-, Stengel- oder Fasereis und damit verbunden:
- Die Kapillarwirkung* d. h. Hochsaugen von Wasser aus dem Boden beim Gefrieren.
- Die Schwankungen des Salz- und Ionengehaltes* (C. Troll 1914) (Krümelung).
- Die Konvektion* (Nordenskiöld 1907). Entstehung vertikaler Ausgleichsströme bei verschiedener Wassertemperatur.
- Das Ausfrieren* von Steinen beim Auftauen der gefrorenen Schutt- oder Erdmasse (siehe Lit. 18 Dr. Streiff-Becker).
- Das Bodenfließen* bei geneigten Böden (Solfluktion J. G. Anderson 1900).

Als Ausnahme habe ich die *Pflasterböden* ebenfalls unter die Strukturen gezählt. Dieselben sind nicht durch die obigen Faktoren bedingt, sondern durch die Verwitterung des Gesteinsmaterials zu einem breiartigen Zement, in welchem die größeren Schuttstücke eingepreßt werden. Nach Abgang der Schneedecke trocknet die Masse rasch ein und wird hart, so daß eine glatte Oberfläche entsteht.

Verzeichnis der Lokalitäten

Steinnetz- und Polygonböden	<p>Am Grat westlich des Kistenstöckli in ebener bis geneigter Lage, mit sehr grobblockigen Nummulitenkalken. Durchmesser der Steinnetze bis 2 m.</p> <p>Am Abhang östlich des Kistenstöckli, aufsteigend zum Kistenpaßweg, in Mulden, flachen und geneigten Böden. Material sandig bis lehmig, mit relativ wenig groben Gesteinstrümmern.</p> <p>Am Südrand der obersten Cavorgia-Doline, in Glazialwanne eingelagert.</p> <p>Kleinere Fläche dicht nordwestlich der Muttseehütte mit ziemlich groben Nummulitenkalken.</p> <p>Auf dem Riegel des obersten Muttseekars, in feinem sandigem Material, eingeschwemmt in flache Glazialwanne.</p>
Langgezogene Steinlinien mit Sortierung:	Im Bereiche des Muttseeriegels.
Steinringe	Unweit der Muttseehütte, in einer Mulde des ostwärts streichenden Riegels.
Steinstrom mit Steinrose	Am westlichen Ende des Riegels der dritten Karstufe.
Steinstreifen	Am östlichen Abhang des Kistenstöckli (kleines Vorkommen).
Girlandenformen	Im Bereiche der Steinnetz- und Polygonböden beim Uebergang des Terrains in Neigung.
Fließformen	Fließwülste im Gehängeschutt rings um den Muttensee, in den Latten und vom Kistenpaßweg gegen das Kistenstöckli.
Zwergtorfhügel	In der Furkel zum Muttenkopf und bei der Biferthütte (größere Areale finden sich gegen die Alp Rubi hinunter).
Pflasterböden	Auf dem Kamm westlich des Kistenstöckli.

Beobachtungen über die Entstehungsweise

1. Strukturen auf ebenen oder schwach geneigten Böden

a) *Steinnetze und Polygonböden.* Die Ausbildung ist gleichartig und unterscheidet sich nur in der Materialgröße. Vom feinsandigen bis leh-

migen Material des Untergrundes wachsen bei Frost die Eisnadelkristalle in ganzen Flächen und Bündeln senkrecht aufwärts und heben die darüber liegende Schuttdecke. Dieser Prozeß wiederholt sich oft mehrmals, so daß entsprechend viele Stockwerke entstehen. Es wölben sich so im Boden die Frostbeulen auf, die sich radial ausdehnen. Berühren sich nun mehrere solcher Kreise, die sich gegenseitig bedrängen, so müssen geradlinige, eckige Figuren entstehen, d. h. Polygone. Durch die häufige Repetierung dieses Vorganges werden die auf den Frostbeulen liegenden Steine nach außen abgerollt und längs den Grenzlinien in den Polygonrillen angesammelt. Durch weiteren Druck, Auftauen und Einsinken in den durchnässten Feinschutt geraten diese Steine in senkrechte oder schiefe Stellung. Die Ausräumung der Rillen vom Feinmaterial ist offenbar auf das Regen- und Schmelzwasser zurückzuführen, das in denselben zusammenfließt. Ist der Boden mit groben Gesteinsblöcken bedeckt, so entstehen die Steinnetze, und bei feinem oder schieferigem Material die Polygonböden. Der Durchmesser der Polygone im Kistengebiet variiert von kleinen Formen bis zu 2 m, wovon die schönsten auf den Kamm westlich des Kistenstöckli anzutreffen sind. Aber auch die aus mehrheitlich feinerem Material zusammengesetzten Polygonflächen nordwärts über der Cavorgia erreichen fast diese Ausmaße. Dort fällt auf, daß innerhalb der Formen eine ganze Anzahl kleinerer Polygone auftreten. Die Größe scheint weniger eine Funktion der Feinheit des Materials, als der Tiefgründigkeit des aktiven, wasserhaltigen Bodens zu sein, aus dem sich die Frosteisnadeln entwickeln können.

b) *Steinringe*. Diese Gebilde sind mit den Steinnetzen verwandt. Da es sich um eine Einzelform handelt, bleibt die kreisrunde Anordnung der abgewälzten Steine bestehen.

c) *Zwergtorfhügel* sind durch Rinnen getrennte 30—40 cm hohe Hügel, deren Entstehung oftmals unzutreffenderweise auf Viehtritte zurückgeführt wird. Das Innere besteht durchwegs aus Lehm, mit Humusbedeckung und Graspolster. In den Frostperioden dringt die Kälte durch die Rinnen ein und erzeugt Expansion durch Gefrieren der feuchten Lehmerde, was ein Herausheben zur Folge hat.

2. Strukturen auf geneigten Böden

a) *Steinstromsetzungen, Steinlinien, Steinstreifen, Steinrosen, Girlanden und Fließbildungen*

Die Formen obiger Art, die sich flächenhaft ausdehnen oder nur längs einer Linie auftreten, sind Erzeugnisse des Frostes in Verbindung mit der Solifluktion. Der Boden ist mit Wasser gesättigt und gerät auf der geneigten Fläche gesamthaft oder auf einem bestimmten Horizont ins Fließen, wobei die Frosteisnadeln durch Hebung des Schuttes eine bedeutende Rolle spielen. Je nach Neigung und Mächtigkeit der Masse kommt es zur Verzerrung der Polygonform, zur Streckung längs Streifen, zu Fließwülsten und Ausbrüchen.

Die Steinrosen sind auf Stauung und Anpressung von abwärts wandernden Gesteinsscherben an einem festliegenden Stein zurückzuführen. Die damit verbundene Hochkantsetzung des Schuttes wird durch das vielfache Gefrieren und Auftauen des Feinmaterials verursacht.

Trockenrisse

Obschon diese Bildungen nicht zu den Strukturböden gehören, so werden dieselben doch gelegentlich als Ursache bezeichnet. Der nachstehende Vergleich zeigt jedoch die Verschiedenartigkeit der beiden Formen.

Vorkommen. Trockenrisse treffen wir von den hohen Alpenregionen bis ins Tiefland hinunter, oft sogar in Wäldern.

Ausbildung. Trockenrisse, die geometrische Figuren gleicher Art über größere Flächen bilden, konnte ich nirgends beobachten. Oft laufen die Spalten parallel, oft sich kreuzend oder senkrecht zueinander, was unregelmäßige Felder erzeugt. Auch sind darin selten Steine vorhanden, im Gegensatz zu den Ansammlungen in den Polygonrillen.

Material. Die Trockenrisse sind ausschließlich an Ton, Lehm und lehmige Erde gebunden. Im lehmigen Sand sind sie nur bei größter Hitze zu bemerken. Quellen und Schwinden sind Eigenschaften der Kolloide nach dem Vorgang:

Lösung in Wasser	=	Sole
Bei Verdunstung	=	Gel

Bei Austrocknung = Amorpher Körper
mit Volumen-Abnahme bis 22%.

In Gegenüberstellung zu diesen Merkmalen sind folgende Besonderheiten der Strukturböden zu nennen.

Vorkommen. Hauptsächlich oberhalb der Waldgrenze bis in die Region der Schneegrenze. Es ist besonders zu beachten, daß die Strukturböden in den *arktischen Gebieten* in maximaler Größe zu finden sind, also überall da, wo eine schwache Vegetationsdecke besteht, die wiederum durch Wirkungen des Frostes, das Heben, Senken und Verlagern der Fein-Erde in der Entwicklung gehemmt ist.

Ausbildung. Bezeichnend für die Strukturböden sind:

Die Steinsetzungen

Die vorwiegend flächenhafte Ausbreitung der gleichen Formen

Das Bodenfließen.

Ursache. Das Material ist nicht befähigt, wesentlich zu quellen und zu schwinden. Dagegen ermöglichen die feinen Hohlräume das kapillare Festhalten und Hochziehen von Wasser und damit die Bildung von Eisnadelkristallen. Durch den Gefrierprozeß entsteht ein Expansionsdruck, der sich radial ausdehnt. Beim Abschmelzen dieser Kristallmasse wird das Wasser zum guten Teil wieder im Boden aufgesaugt. Das aufgetaute Material wird naß und breiig und nicht ausgetrocknet. Die Volumenverminderung durch den Schmelzprozeß ist durch das Verschwinden des Eises bedingt.

Die Strukturböden sind Produkte von Gefrieren und Auftauen. Die größten Formen treten da auf, wo weder genügend Lehm noch Ton vorhanden sind, um Trockenrisse hervorzubringen, in denen sich Schuttblöcke zu geometrischen Figuren sammeln könnten.

Wo lehmiges Material innerhalb der Polygone angereichert worden ist, bilden sich auch Trockenrisse, die bei starker Wasseraufnahme wieder eingehen, ohne daß die Polygonform irgendwie beeinflußt wird. Quellung und Eisdruck können sich zufälligerweise unterstützen, wenn sich Niederschlag und Frost direkt folgen, jedoch ist gleichzeitiges Auftauen und Austrocknen ausgeschlossen. Letzterer Prozeß kann naturgemäß erst nachher eintreten, insofern dies in der Jahreszeit der Fröste noch möglich ist.

Literaturverzeichnis

- | | | |
|--------|-----------|--|
| No. 1 | 1830/1865 | Arnold Escher v. d. Linth. Notizen und Tagebücher
ETH Zürich |
| No. 2 | 1864 | Hauser C. Der Vordere Selbsanft. Jahrbuch des Schweiz.
Alpenclub I P. 146—162 |
| No. 3 | 1878 | Albert Heim. Mechanismus der Gebirgsbildung |
| No. 4 | 1891 | Albert Heim. Geologie der Hochalpen zwischen Reuß
und Rhein |
| No. 5 | 1898 | Rothpletz A. Das geotectonische Problem der Glarneralpen |
| No. 6 | 1906 | Blumer Sam. Zur Entstehung der Glarnerischen Alpenseen |
| No. 7 | 1910 | Emil Gogarten. Ueber alpine Randseen und Erosions-
terrassen, insbesondere des Linthtales. |
| No. 8 | 1911 | Lautensach A. Ueber alpine Randseen und Erosions-
terrassen |
| No. 9 | 1912 | Keller W. A. Die autochthone Kreide auf Bifertenstock
und Selbsanft |
| No. 10 | 1911 | Tarnuzzer C. Die Schuttfacetten der Alpen und des
hohen Nordens. Petermanns Mitteilungen 57/II
S. 262—264 |
| No. 11 | 1917 | Collet L. W. Le mode de formation et l'écoulement sou-
terrain du Muttensee |
| No. 12 | 1933 | Oberholzer J. Geologie der Glarneralpen |
| No. 13 | 1934 | Staub R. Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie |
| No. 14 | 1935 | Mitteilungen des Amtes für Wasserwirtschaft No. 26.
Die verfügbaren Wasserkräfte der Schweiz II. Teil.
Speicherungsmöglichkeiten im Reuß-Limmat-Gebiet |
| No. 15 | 1938 | Helbling R. Die Anwendung der Photogrammetrie bei
geologischen Kartierungen |
| No. 16 | 1944 | Stauber H. Wasserabfluß, Bodenbewegungen und Ge-
schiebetransport in unseren Berglandschaften |
| No. 17 | 1944 | Troll C. Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate
der Erde. Geologische Rundschau No. 34 |
| No. 18 | 1947 | Streiff-Becker R. Strukturböden in den Alpen. Die Gla-
ziallandschaft am Muttensee. Geographica, Bern 1947,
No. 2 |
| No. 19 | 1950 | Wyßling L. E. Zur Geologie der Vorabgruppe
Diss. Zürich - Pag. 135 |
| No. 20 | 1951 | Jenny-Suter J. Ueber das Klima des Kantons Glarus |

Schlußbemerkungen

Die Herausgabe einer morphologischen Karte mußte leider aus finanziellen Gründen unterbleiben. Allen meinen Beratern, speziell Herrn Dr. Gabriel Freuler, Ennenda, Herrn Dr. h. c. R. Streiff-Becker, Zürich und Herrn Rektor Jacques Jenny, Glarus, spreche ich meinen herzlichen Dank aus, ebenso dem Hüttenwart Spescha SAC-Muttseehütte für seine allzeit freundliche Aufnahme und gute Betreuung. Die Feldaufnahmen sind in den Jahren 1949—1953 durchgeführt worden. Der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus danke ich ganz besonders für die Aufnahme der Arbeit in ihre „Mitteilungen No. X“.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Abgrenzung des Untersuchungsgebietes und Allgemeines	5
Klima	6
Geschichtlicher Teil	9
Geologische Beschreibung	16
Abhängigkeit der Oberflächengestaltung von den geologischen Faktoren	24
Morphologische und morphogenetische Beschreibung:	
1. Der Kilchenstock	29
2. Der Auenschuttkegel	32
3. Die Quellen im Reitischachen und an der Gnüßwand	36
4. Die Terrasse von Obbort	42
5. Der Fuhrbach	43
6. Das Tierfeld	45
7. Die Linthschlucht	47
8. Die Ueli-Alp	49
9. Die Terrasse von Unterbaumgartenalp und Zusammenfassung über die Terrassen	51
10. Die Oberbaumgarten-Alp	53
11. Die Gehänge bis Nüschen	53
12. Nüschen	53
13. Das Mutten- und Limmergebiet:	
Die Gewässer	55
Die Gletscher	57
Das Muttensee-Gebiet	59
Das Limmerntal	63
Die Cavorgia de Breil	67
Die Stufen a) des Limmerntales und der Linthschlucht	70
b) andere Beispiele	70
14. Die Strukturböden	71
15. Literaturverzeichnis	77
16. Schlußbemerkungen	77

Photographien :

- Blatt I Kilchenstock
 Linthal und Auenschuttkegel
- Blatt II Tierfehd, Wildwüstibach, Ueli, Selbsanft
 Brunnengütliquelle
 Tierfehd (Photo Schönwetter)
- Blatt III Linthschlucht (Photo Schönwetter)
- Blatt IV Ueli-Alp
 Fuhrbach
 Limmernboden, vorderer Teil
- Blatt V Limmernboden (Photo E. Brunner, Baden), Braunwald
- Blatt VI Muttseeplateau
 Muttseehütte (Photo J. Geiger, Flims)
- Blatt VII Stand des Limmerngletschers 1951
 Stand des Griesfirns 1951
 Stand des Plattas Alvas 1951
 Schliffgrenze am Selbsanft
- Blatt VIII Muttseeplateau:
 Karren im Nummulitenkalk,
 Karrenähnliche Höhlungen im sandigen Nummulitenkalk
 Mutttenloch, Gletscherschliffe
- Blatt IX Strukturböden:
 Steinnetzboden bei der Klubhütte
 Steinnetzboden nördlich der Cavorgia
 Polygonboden nördlich der Cavorgia
 Trockenrisse

Profile und Kartenskizzen

- Blatt X Legende zu den morphologischen Karten
- Blatt XI Morphologische Karte Tierfehd-Ueli-Baumgarten
- Blatt XII Morphologische Karte Nüschen
- Blatt XIII Morphologische Karte Muttten und Limmern
- Blatt XIV Querprofile durch das Limmerntal
- Blatt XV Längsprofil durch das Limmerntal, bis Obbort
- Blatt XVI Das miocäne Sammelgebiet
 Das mittelplicäne Karstgebiet
- Blatt XVII Das würmeiszeitliche Einzugsgebiet der Gletscher
- Blatt XVIII Die heutigen hydrographischen Einzugsgebiete
- Blatt XIX Morphologische Karte Linthal-Auen

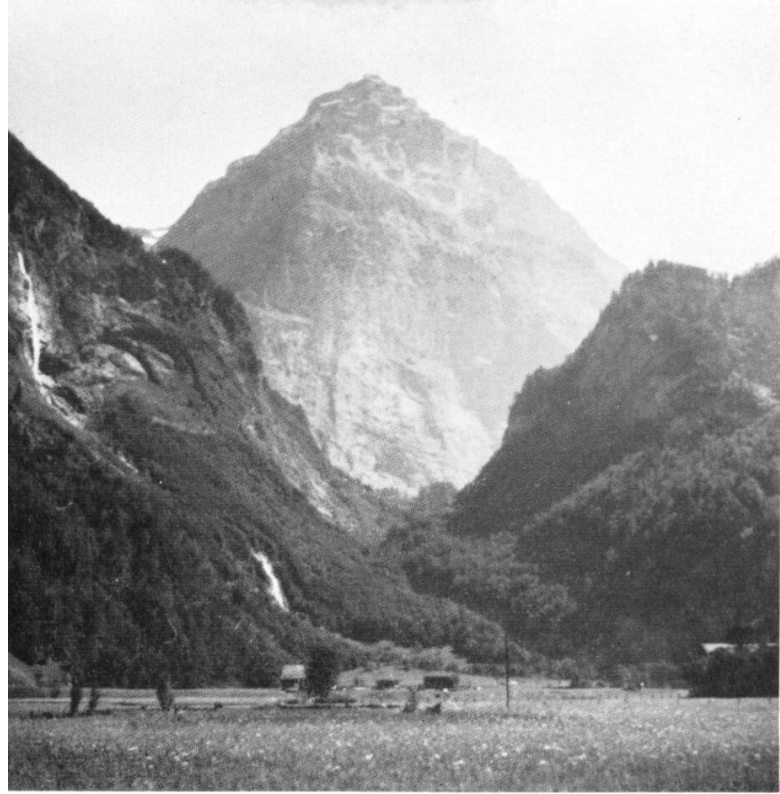
NB. Die Photographien ohne Quellenangabe stammen vom Verfasser

Kilchenstock



Linthal und
Auenschuttkegel



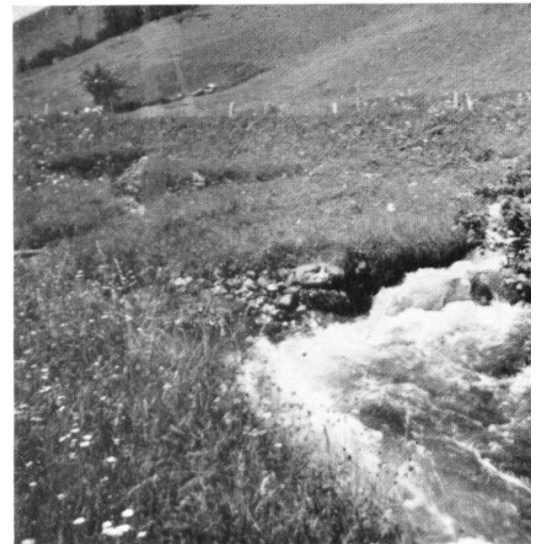


Selbsanft

Wildwüstibach

Glazialtrog Uelialp-Chinzen

Tierfehd



Brunnengütliquelle beim Höchststand

DAS TIERFEHD

Die Alluvialschotterebene mit anschliessendem Fuhrbach-Schuttkegel. Nördlich der Senke der Auen-Schuttkegel von Süden. In der Senke liegt der Quellhorizont Brunnengütli und Felix und Regula.





DIE LINTHSCHLUCHT

Ausgang der Schlucht zum Tierfehd. Schluchtrichtung längs Brüchen.



UELIALP
Gletscher-Schliff und erratischer
Block rechts



Erosionstrichter des Fuhrbaches



Limmernboden, vorderer Teil

DER LIMMERNBODEN 1800 m

Photo E. Brunner, Baden

Kistenstöckli

Ende des Limmerngletschers



Das gewölbte Felsband längs der Ostwand markiert die krist. Limmernkuppel

DAS MUTTENKAR

Nüschentock

Rüchi

Scheidstöckli

Hintersulzhorn

4. Karstufe

3. Karstufe

2. Karstufe

1. Karstufe



DIE MUTTSEEHÜTTE 2504 m
SAC Winterthur

Blick auf die östliche Karwand mit Hangnischenkar unter dem RUCHI. Die Hütte steht auf dem höchsten Rundhöcker des Hauptkars (2. Stufe)



DER SELBSANFT



Der Stand des Limmern-Gletschers im Herbst 1951



Der Griessfirn 1951
Die mittlere Rippe ist schneefrei



Der Gletscher vom
Plattas Alvas 1951

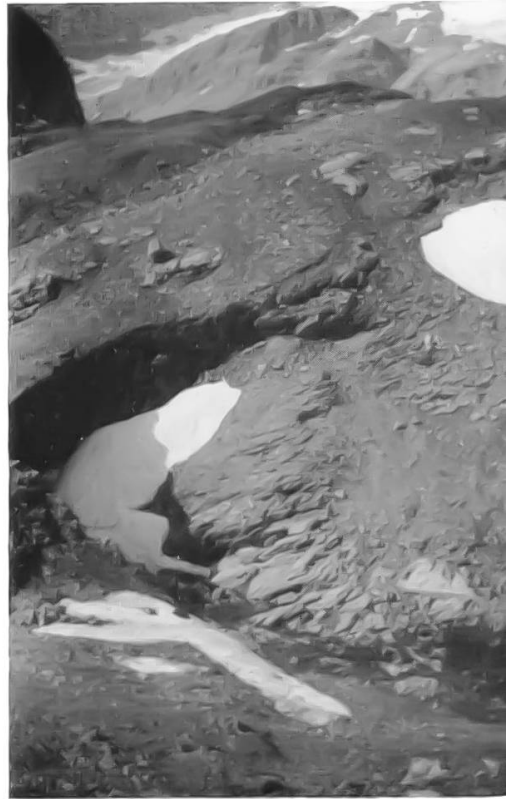


Die Schliftsgrenze am Nordgrat des Selbsanft
(Kante Sand-Limmerntal) auf 2075 m

MUTTENALP (Karriegel des Hauptkars)



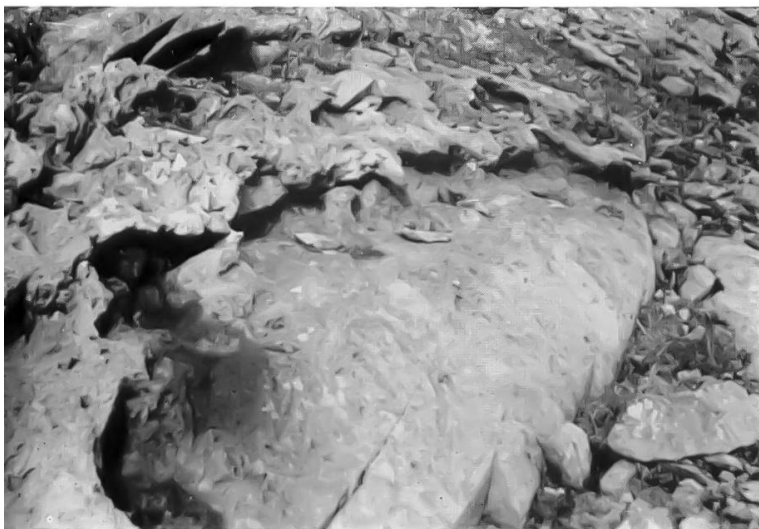
Karren im unteren Nummulitenkalk (reiner heller Kalk)



Das Mutenloch (Versickerungsort des Muttseeausflusses)

Gletscherschliffe

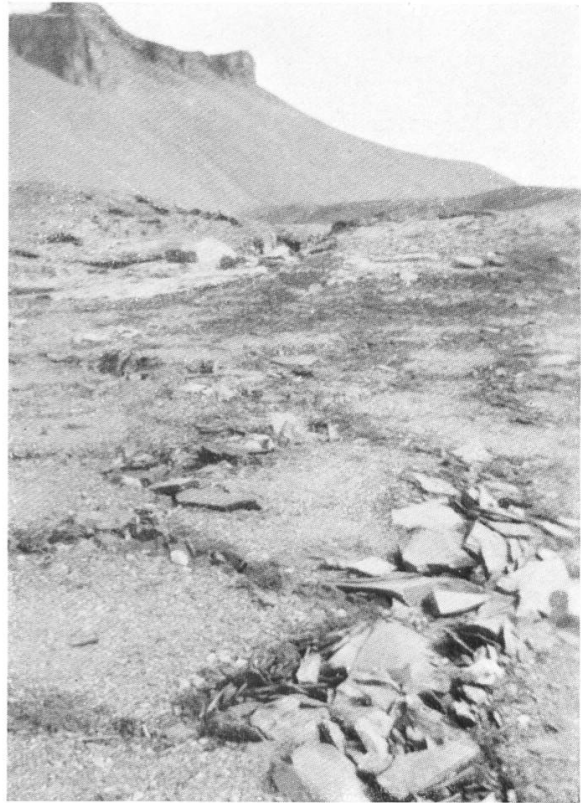
Karrenähnliche Aushöhlungen im sandigen Nummulitenkalk mit kalkreicheren Lagen durchzogen



STRUKTURBÖDEN



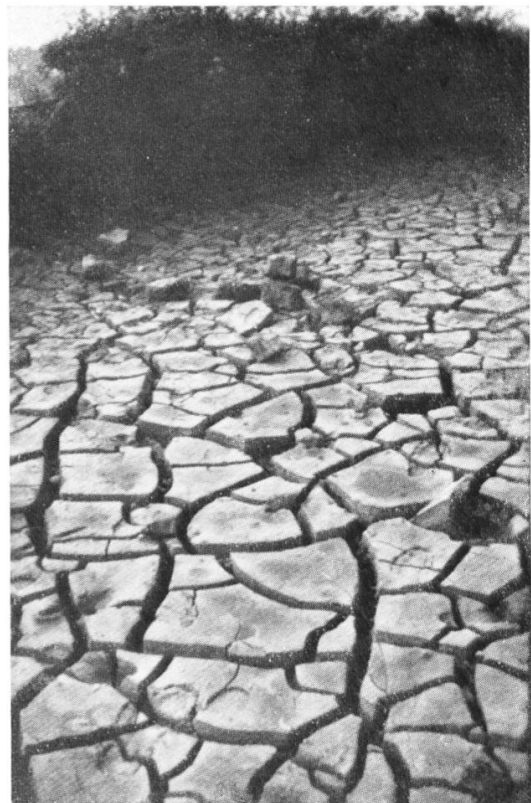
Steinnetzboden bei der
Klubhütte auf Mutsee



Steinnetzboden nördlich
der Cavorgia de Breil



Polygonboden nördlich der Cavorgia,
teilweise auf geneigtem Boden



Trockenrisse (temporäre Anschwem-
mung vom Geissbach bei Ennenda)

Legende zu den morphologischen Karten

I. Gewässer



A. Quellen und Grundwasser

- Quelle ungefasst
- ◻ Quelle gefasst
- ⊙ Karst, Stromquelle
- δ Grundwasseraufstoss

B. Fliessende Gewässer




- ehemaliger Flusslauf

B. Glaziale Akkumulationsformen




- + Erratiker, Kristallin
- x Erratiker, Sediment
-  Moränenwälle
zweiseitig gebösch
-  Moränenwälle
einseitig gebösch
- ⋮ Grundmoräne
- ⋮ Moränenschleier

II. Abtragungsformen

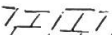


A. Talwegformen

-  Steilen und Schnellen bei Hauptgewässern
-  Wasserfall
-  Kolk

B. Fluvialerosiv-Denudative und glaziale Formen




- Glaziale Schriffsgrenze
- 0 Rundhöcker
-) Transfluenz-Diffluenzpass
-  Geländekante
-  Gratkante
-  Oberkante von Anrissen u. Ausräumungen

C. Karstformen




-  Karren
-  bedeckte Karren
- ⊙ Doline
-  Polje

III. Akkumulationsformen

A. Fluviale

-  Schotter
-  verschwemmte Moräne
-  Schwemmkegel




C. Fluviale, physik. und chem. Akkumulationsformen

- TTT Verwitterungsböden
- S S Strukturböden
- V V Solifluktsböden
-  Schutthalden, Kegel
-  Bergsturz
- ∨ ∨ Sackung
- U U Rutschung
-  Murgang, Rufe

IV. Untergrundverhältnisse

- Verwerfungen, Brüche

V. Anstehendes Gestein

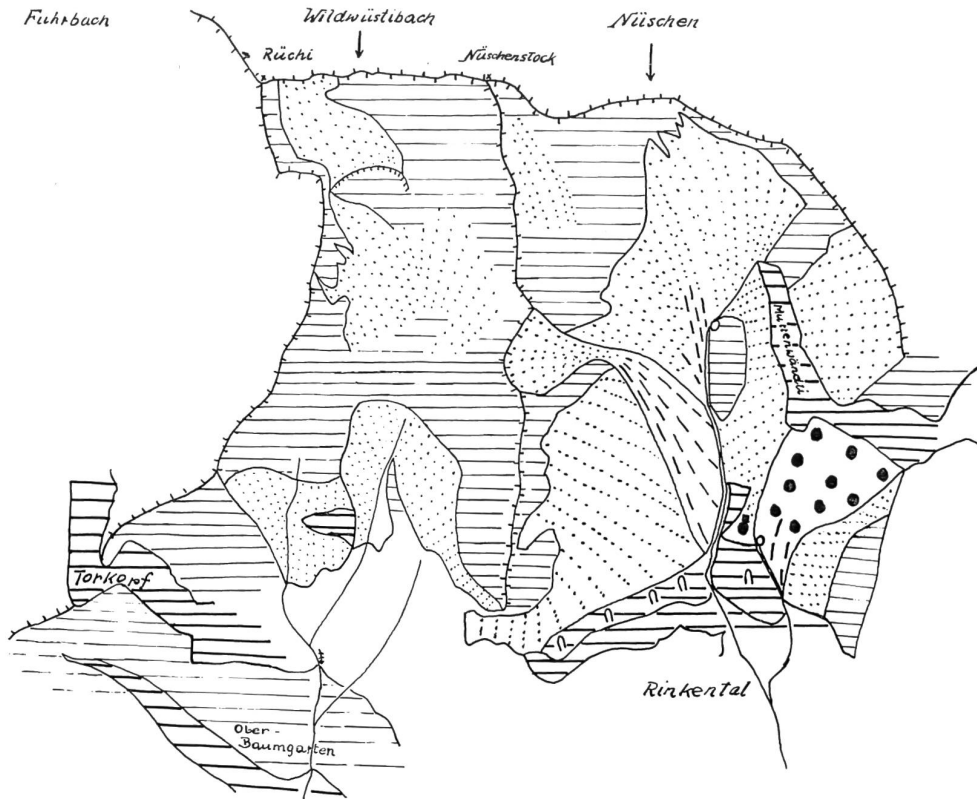
-  Kalkgestein
-  Schiefer
-  Kristallin

VI. Anthropogene Formen

-  Künstliche Aufschüttung

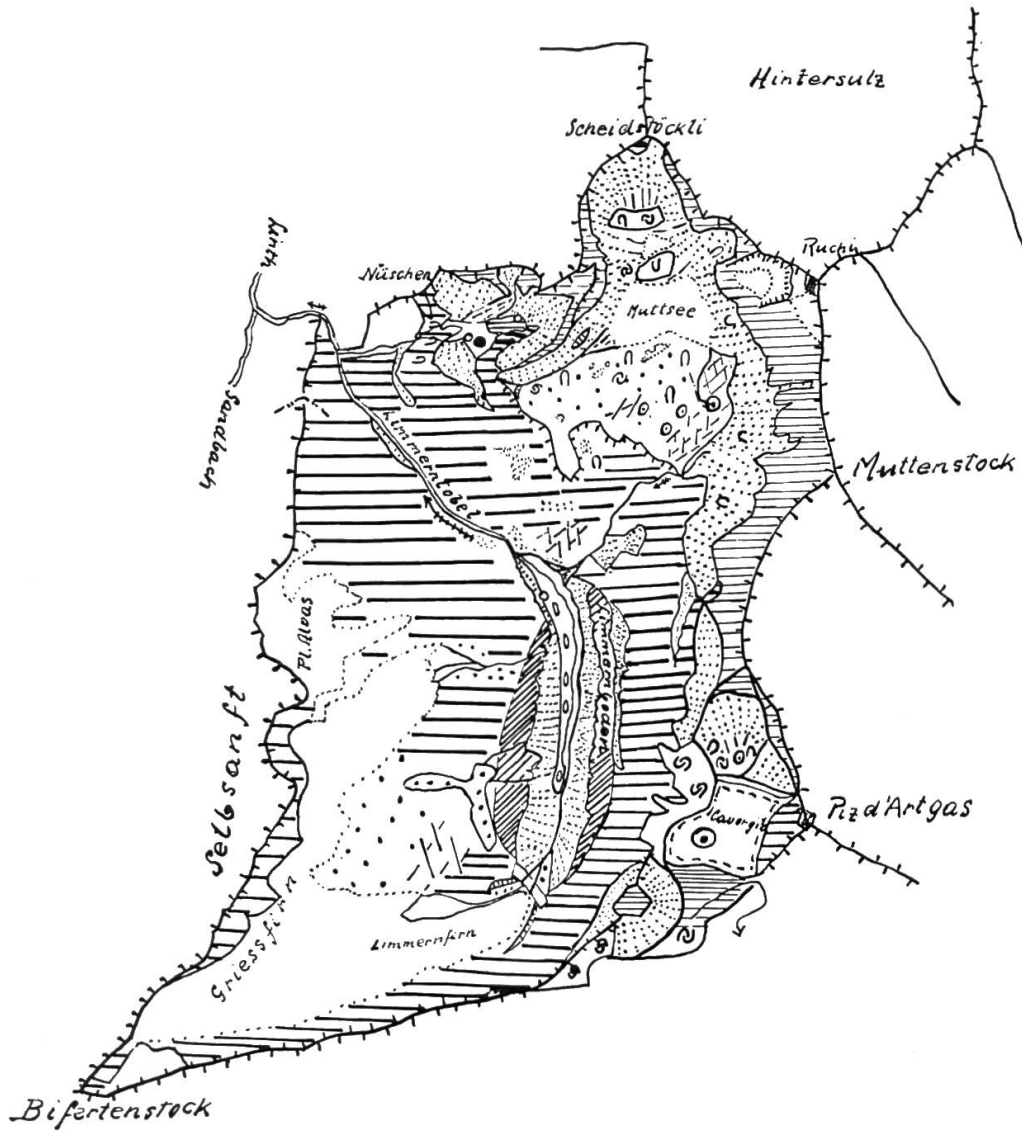
Morphologische Kartenskizze
Wildwüstibach und Nüschel

N. Zweifel, Schwanden

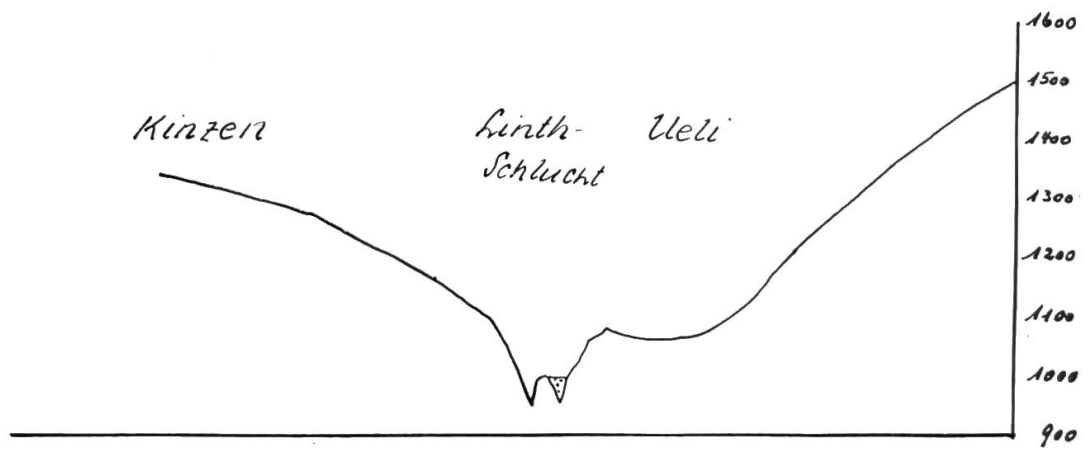
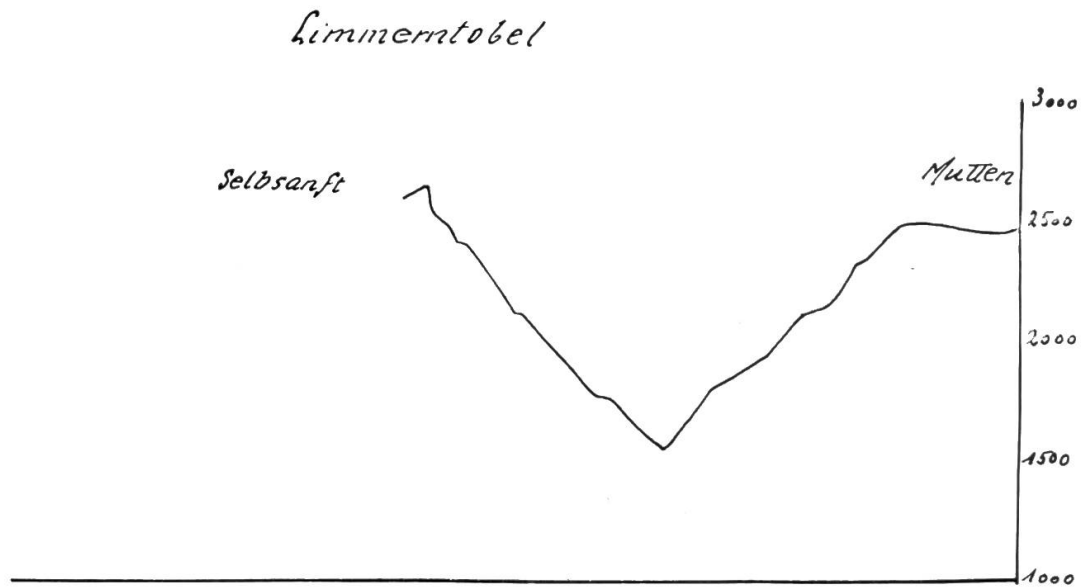
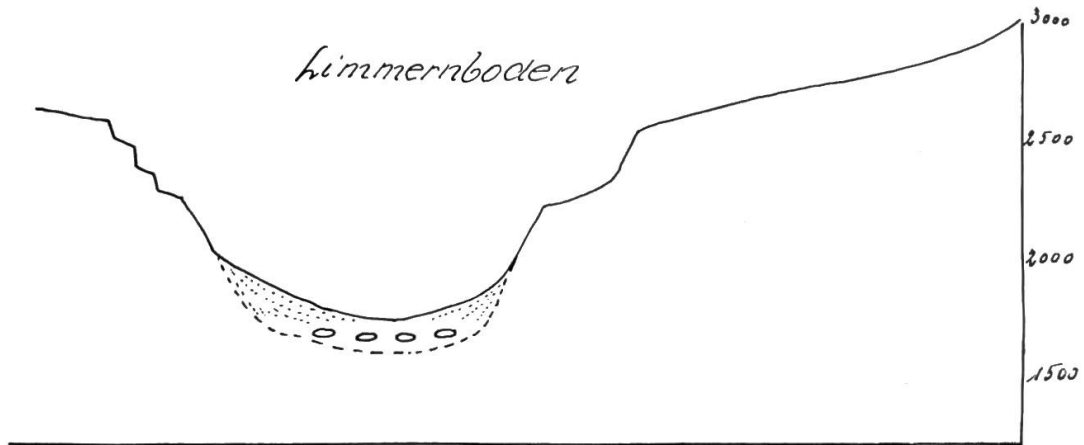


Morphologische Kartenskizze
Muttensee- und Limmern-Gebiet

N. Zweifel, Schwanden



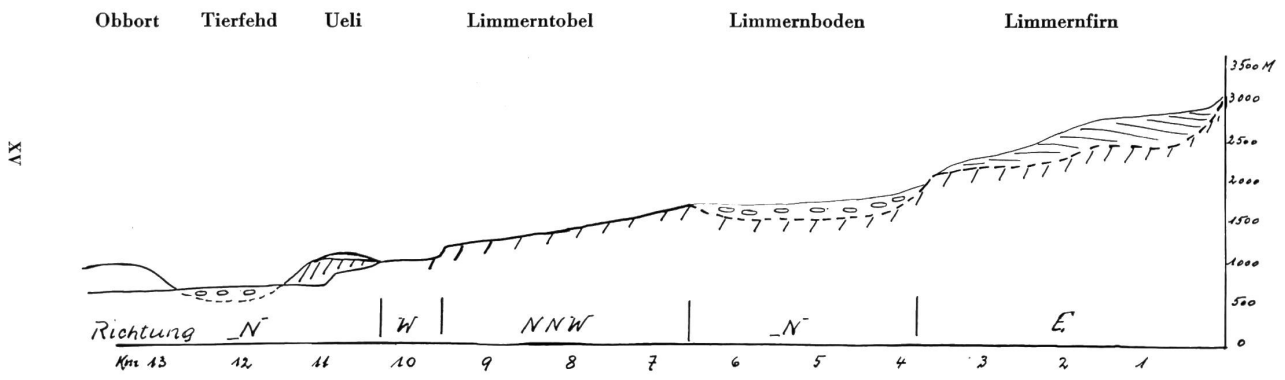
Querprofile durch das Limmerntal und die Linthschlucht



N. Zweifel, Schwanden

Längsprofil

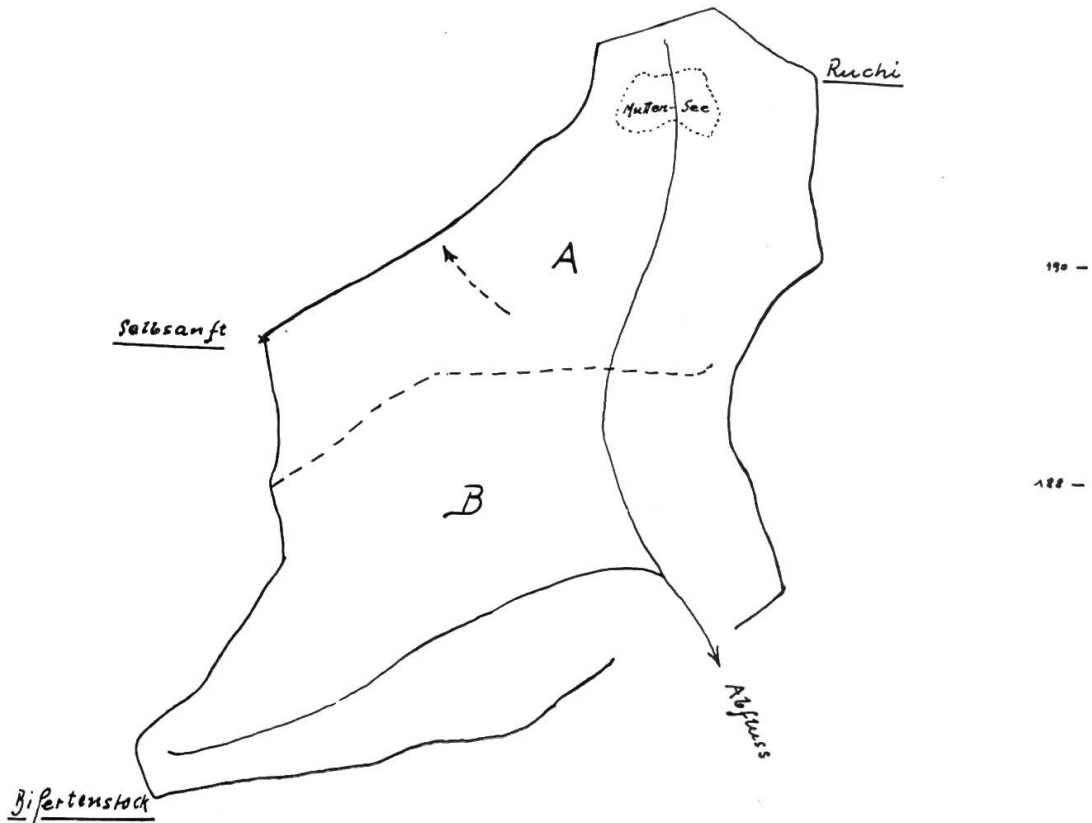
N. Zweifel, Schwanden



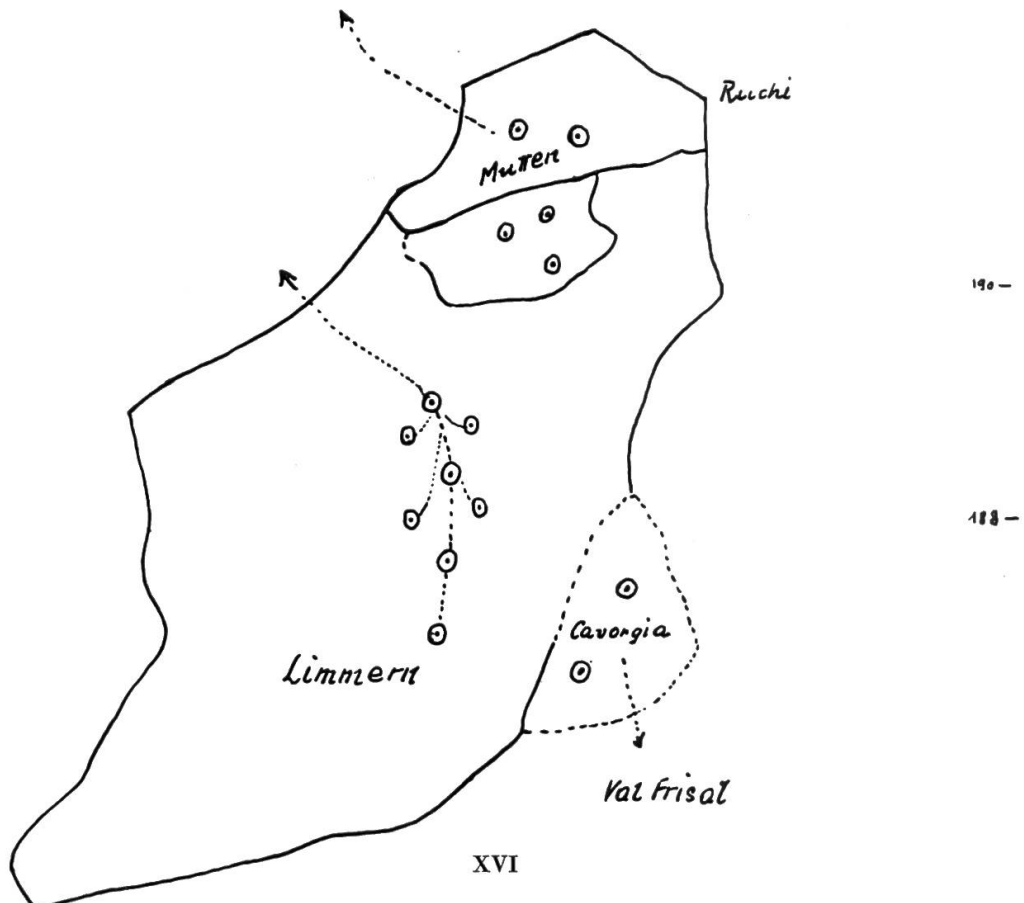
Das miocäne Sammelgebiet: Areale A und B

----- Verlauf der Aufteilung in zwei Areale

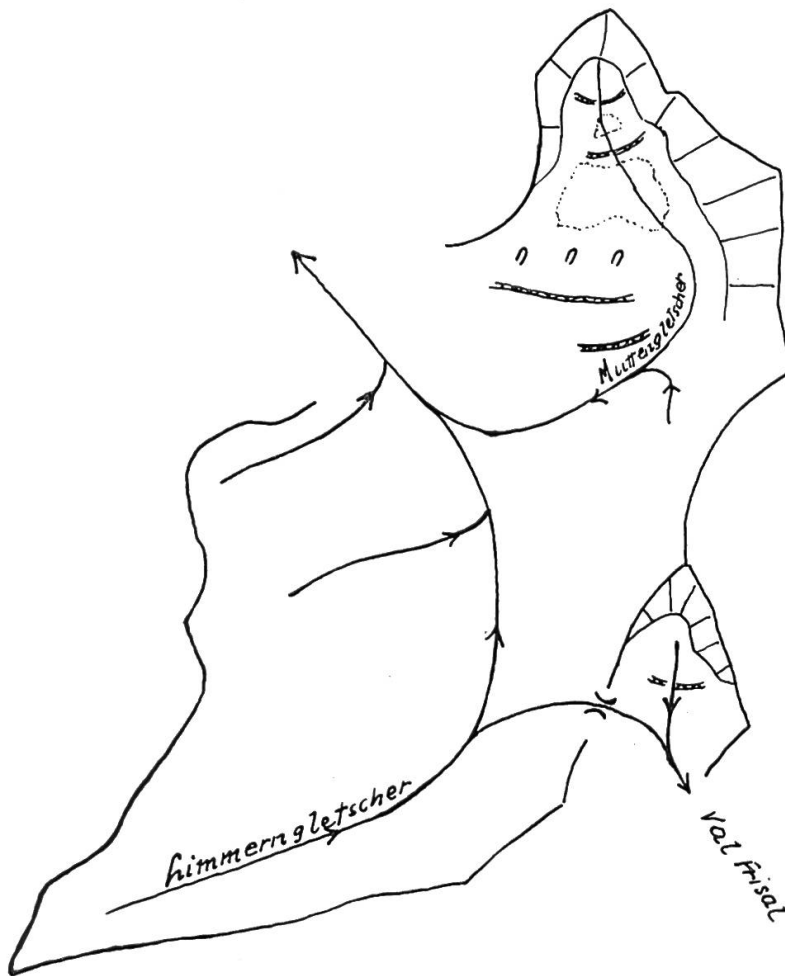
-----> Abfluss aus Areal A







Das mittelpliocäne Karstgebiet

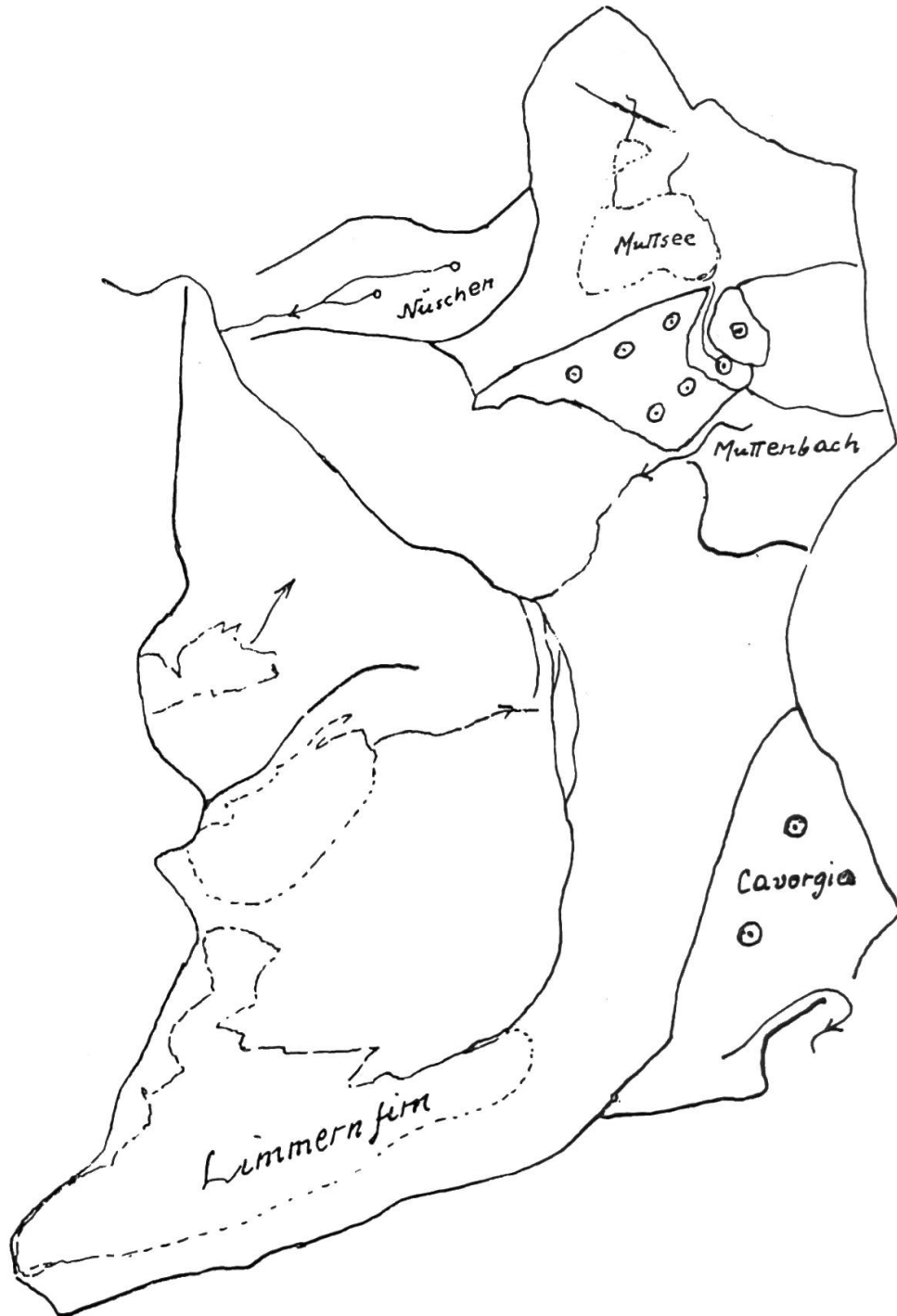


Das glaziale Einzugsgebiet



-  Karwand
-  Riegel fuss
-  Richtung des Eisstromes
-  Transfluenz

Die hydrographischen Einzugsgebiete



Morphologische Kartenskizze
Linthal—Kilchenstock—Auen
N. Zweifel, Schwanden

