

Eiszeit, Relief und Moorstandorte

Autor(en): **Keller, Oskar / Krayss, Edgar**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft**

Band (Jahr): **88 (1997)**

PDF erstellt am: **11.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-832737>

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.

Eiszeit, Relief und Moorstandorte

Oskar Keller und Edgar Krays

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	33
1. Einleitung	34
2. Zur Entwicklung der letzteiszeitlichen Vergletscherung.....	35
2.1 Einige glaziologische Grundlagen	
2.2 Alpenrheintal und Bodenseeraum	
2.3 Lokal- und Fernvergletscherung im Voralpengebiet	
3. Entstehung von Reliefformen mit Mooren	40
3.1 Relief-relevante Voraussetzungen für die Moorbildung	
3.2 Erosive Prozesse	
3.3 Akkumulationsprozesse	
3.4 Deformationsprozesse	
4. Moorstandorte und Reliefformen	45
4.1 Ein Ordnungsmuster für Reliefformen mit Mooren	
4.2 Verbreitung der reliefbedingten Moorstandorte	
Literaturverzeichnis	54

Zusammenfassung

In den Kantonen St.Gallen, Appenzell-Ausserrhoden und Innerrhoden entwickelten sich die meisten Moore in Reliefformen, die während der letzten Eiszeit entstanden sind. Zum Verlauf der letzten Grossvergletscherung im Alpenrheintal und Bodenseeraum wird für 9 Positionen des Rheingletschers eine zeitliche Zuordnung, die Bestimmung der Höhenlage der Schneegrenze sowie eine Typisierung des Klimas versucht. Im Voralpengebiet lassen sich Aufbauphasen der Lokalvergletscherung mit der sukzessive absinkenden Schneegrenze verknüpfen.

An der Entstehung der für die Moorbildung relevanten Hohlformen waren vorwiegend erosive und akkumulative Prozesse beteiligt, in geringerem Masse Deformationsprozesse im Untergrund und im Zusammenhang mit Massenbewegungen. Eine Typisierung der entsprechenden Reliefformen verweist auf Fälle, die (A) im Firn- und Schlibfbereich eiszeitlicher Gletscher, (B) in deren Abschmelzbereich oder (C) unter spät- und nacheiszeitlichen Bedingungen auftraten. Eine Übersichtskarte fasst die Lokalitäten der verschiedenen Relieftypen zusammen, 10 davon werden detailliert dargestellt.

1. Einleitung

Moore finden wir vom Tiefland bis an den Rand der Gletscher. Wir finden sie in Talsohlen und auf Bergesrücken, auf Plateaus und Terrassen, zwischen Felsrippen, Moränenkuppen und im Trümmerfeld von Bergstürzen. Moore liegen dort, wo Wasser sich staut, das vom Himmel fiel oder der Erde entquoll. Meist sind es flache Mulden, die das Wasser zurückhalten, geschlossene Hohlformen: Reliefformen. Mit der Entstehung solcher Reliefformen befasst sich die vorliegende Arbeit.

Es ist eine *geomorphologische Arbeit*, denn Oberflächenformen der Erde sind Forschungsobjekte der Geomorphologie. Als Grenzfläche zwischen Atmosphäre und Lithosphäre bildet die Reliefsphäre die Grundlage allen Lebens im terrestrischen Bereich. Das gilt auch für den Lebensraum «Moore», dem dieser Band gewidmet ist.

Das Relief einer Landschaft hängt in hohem Masse mit den Auswirkungen des Klimas zusammen. Neben der Beschreibung und systematischen Ordnung der Oberflächenformen ist deshalb die klimagenetische Geomorphologie ein wichtiger Zweig der Erdwissenschaften. Es wird hierbei unter anderem die Frage verfolgt, ob die in der Landschaft vorkommenden Reliefformen im heutigen Klima oder in einem andersartigen Vorzeitklima entstanden sind. Damit ist das Thema der folgenden Ausführungen umrissen:

Wie entstanden die Reliefformen der heutigen Moorkommen und in welchem Masse sind sie mit geomorphologischen Prozessen unter den Klimabedingungen der letzten Eiszeit zu verknüpfen?

Die *letzteiszeitliche Vergletscherung* im Alpenrheintal/Bodenseeraum und im st.gallisch-appenzellischen Voralpengebiet wird im Eingangsteil dieser Arbeit vorgestellt. Grundlage der hier knapp gefassten Übersicht sind Arbeiten der Autoren, in denen versucht wurde, den räumlichen

und zeitlichen Ablauf der Vergletscherung modellhaft zu rekonstruieren (KELLER & KRAYSS 1991a, 1993). Kartographische Darstellungen verschiedener Aufbau- und Rückzugsstände liegen in den Publikationen KELLER & KRAYSS (1980, 1994), KRAYSS & KELLER (1983, 1996) sowie KELLER (1988) vor.

Auf eine Veranschaulichung der glazialen Prozesse zielte an der Schweizerischen Forschungsausstellung HEUREKA 1991 in Zürich eine Dia-Schau der Autoren unter dem Titel «Der eiszeitliche Bodensee-Rheingletscher als Klimapegel». Eine Kurzfassung jener Dia-Schau bietet sich im Abschnitt 2.2 als Überblick über den Verlauf der letzten Grossvergletscherung im Alpenrheintal und im Bodenseeraum an. Ergänzend beleuchtet der Abschnitt 2.3 die Entwicklung der Lokal- und Fernvergletscherung im Voralpengebiet.

Gegenstand des Kapitels 3 sind *geomorphologische Prozesse*, welche zu Reliefformen führen, die für die Entstehung von Mooren günstige Voraussetzungen bieten. Zu weiteren Prämissen zum Mooraufbau siehe WIDMER: Biologie der Moore, in diesem Band.

Die Genese von geschlossenen Hohlformen als Bedingung für die Retention der Niederschläge beruht generell auf drei geomorphologischen Prozessen: Erosion, Akkumulation und Deformation. Eine Kombination dieser Vorgänge ist im Einzelfall häufig nachzuweisen. Im allgemeinen sind Hohlformen in klimatisch feuchten Regionen wie bei uns nach geologischem Zeitmass kurzlebig. Umlagerungen von Lockermaterial, vorwiegend durch fließendes Wasser, führen rasch zur Verfüllung von Geländevertiefungen. Selbst grosse und tiefreichende Tröge wie das Alpenrheintal, dessen Felssohle nahezu bis 200 m unter den Meeresspiegel reicht, werden nach einer glazialen Ausräumung in wenigen Jahrtausenden wieder bis mindestens zur Überlaufschwelle hinauf eingeebnet. Im Alpen- und Voralpenraum mit

hoher Reliefenergie laufen diese Füllprozesse besonders rasch ab. Die Erneuerung des Reliefs mit Hohlformen bedarf somit immer wieder eines erdgeschichtlichen Grossereignisses, wie es Vorlandvergletscherungen mit ihren radikalen Erosions- und Akkumulationsprozessen sind. Bezogen auf das heutige Relief wird deshalb die These aufgestellt:

Nur dank der letzten Eiszeit konnten sich überhaupt Mulden und damit Moore bilden, und nur dank der geologisch kurzen Nacheiszeit von 15 000–10 000 Jahren existieren noch immer zahlreiche Mulden mit Mooren.

Nachdem der Mensch heute zum geologischen Faktor Nummer eins geworden ist, hat sich die Lebensdauer der vermoorten Mulden allerdings drastisch verkürzt.

Das Kapitel 4 bringt eine *Typologie der für die Moorentstehung prädestinierten Reliefformen*. Da, wie bereits erwähnt, die Genese der geschlossenen Hohlformen zu meist nicht von einem einzigen Prozess abhängt, wäre eine ausschliesslich prozessbezogene Einteilung nicht zweckmässig. Eine rein chronologische Ordnung würde daran scheitern, dass die Prozessabfolge zum Teil zeitübergreifend ist. Gewählt wurde eine Darstellung, welche die Formen einerseits dem Firnbereich, andererseits dem Abschmelzbereich der letzten Vergletscherung zuordnet und als Drittes die Reliefgenese in der Spät- und Nacheiszeit ausgliedert.

Die Karte (Abbildung 7) schliesslich fasst die Gesamtheit der Moore in den Kantonen St.Gallen und beider Appenzell geordnet nach Reliefformen zusammen. Auf einige Moorstandorte, an denen der Typus besonders schön in Erscheinung tritt, wird in speziellen Erläuterungen eingegangen.

2. Zur Entwicklung der letzteiszeitlichen Vergletscherung

2.1 Einige glaziologische Grundlagen

Die Vergletscherung des Alpenvorlandes war das letzte Grossereignis der Erdgeschichte, das unsere st.gallisch-appenzellische Landschaft in hohem Masse geprägt hat. Innert 5000–7000 Jahren baute sich über dem Alpen- und Voralpengebiet eine Eisdecke auf, die im Einzugsgebiet des Rheins vom Alpenkamm bis weit über den Bodensee hinaus und bis zum Schaffhauer Randen reichte. Nach 3000–5000 Jahren des Abschmelzens nahmen Pflanzen, Tiere und Mensch wieder Besitz von einer veränderten Landschaft.

Innerhalb eines Modells, das für das Vorstossen und Rückschmelzen dieser Grossvergletscherung aufgestellt werden kann, spielt die jeweilige Höhenlage der Schneegrenze als Hauptindikator eine bedeutende Rolle. Unter Schneegrenze verstehen wir an einem Gletscher die ausgemittelte Höhenlinie, oberhalb welcher der Schnee auch im Sommer und Herbst nicht abschmilzt. Sie wird im glaziologischen Sprachgebrauch *Gleichgewichtslinie (GWL)* genannt, weil sich dort der Schneezuwachs der Firnfelder und das abgeschmolzene Eis der tieferen Zonen die Waage halten. Beobachtungen zeigten, dass bei Alpengletschern, die sich einigermassen im Gleichgewicht befinden, das Akkumulationsgebiet (Nährgebiet) etwa doppelt so gross ist wie das Ablationsgebiet (Zehrgebiet). Das Flächenverhältnis beträgt also 2:1. Dieser Richtwert spielt nun eine grosse Rolle, wenn es darum geht, an einem Gletschersystem der Gegenwart oder der Vergangenheit die Höhenlage der jeweiligen Gleichgewichtslinie abzuschätzen. Er bildet die Grundlage zu den Höhenangaben in der Profilabfolge der Abbildung 2.

Über die Gleichgewichtslinie lässt sich ein Gletschersystem mit den *Klimaverhältnissen* verknüpfen. Untersuchungen von MAISCH (1992) an 56 nordexponierten

Gletschern im Grossraum Graubünden haben ergeben, dass dort die mittleren Jahrestemperaturen an der GWL zwischen -4°C und -1°C liegen. Dabei betragen die entsprechenden lokalen Sommermittel (Juni bis September) $+2^{\circ}\text{C}$ bis $+5^{\circ}\text{C}$. Ein signifikanter Zusammenhang besteht auch mit den Niederschlägen. So lag 1973 die GWL in Trockengebieten mit rund 900 mm Jahresniederschlag zwischen 2700 m und 3000 m ü M, während sie in feuchteren Regionen mit über 2000 mm Jahresniederschlag noch unterhalb 2400 m ü M verlief.

Ein weiteres wichtiges Ergebnis der Untersuchungen von MAISCH (1992) ist der Nachweis, dass sich seit dem Gletscherhöchststand um 1850 die Gletscherschneegrenzen bis 1973 gesamthaft betrachtet um rund 80 m angehoben haben. Dieser Betrag belegt ein entsprechendes Ansteigen der mittleren Jahrestemperaturen um $0,4^{\circ}\text{C}$ bis $0,6^{\circ}\text{C}$ seit der Mitte des letzten Jahrhunderts. Als Richtwert mag daher gelten, dass eine Temperaturveränderung von $0,6^{\circ}\text{C}$ zum Ansteigen oder Absinken der GWL um 100 m führt. Wenn auch diese Zahlen nicht unbesehen auf eine eiszeitliche Grossvergletscherung übertragen werden dürfen, so geben sie uns doch Hinweise darauf, mit welchen Klimatypen die verschiedenen räumlich definierbaren Phasen der letzten Eiszeit etwa zu korrelieren wären.

2.2 Alpenrheintal und Bodenseeraum

Der zeitliche Rahmen der letzten Grossvergletscherung des Bodenseeraums und des Alpenrheintals liegt zwischen 25 000 und 13 000 J v h (Jahre vor heute). Die Altersangaben verstehen sich hier wie im folgenden Text als konventionelle ^{14}C -Jahre, die allerdings von der wahren Zeit nach Kalenderjahren beträchtlich abweichen können (KRAYSS 1996). Eine gesicherte Kalibrationskurve liegt gegenwärtig noch nicht vor. Die Autoren gliedern den Aufbau und Verfall des Rhein/Linth-Glet-

schersystems nach 4 Hauptphasen:

- | |
|---|
| A. Vorstoss in die Vorlandbecken
25 000–22 000 J v h |
| B. Aufbau der Vorlandvergletscherung
22 000–19 000 J v h |
| C. Eishochstände Max. – Stein am Rhein
19 000–15 500 J v h |
| D. Rückschmelzen in den Vorlandbecken
und Auslasstälern
15 500–13 500 J v h |

In der Abbildungs-Sequenz 2.1 bis 2.9 sind in einem *Längsprofil vom Alpenkamm bis zum Bodensee* 9 Positionen des Rheingletschers ausgeschieden, für die eine zeitliche Zuordnung, eine Bestimmung der Höhenlage der Schneegrenze sowie eine Typisierung des Klimas versucht wird. Die Literaturhinweise in den zugehörigen Erläuterungen beziehen sich auf Publikationen der Autoren, in denen der betreffende Vergletscherungsstand kartographisch dargestellt ist.

2.3 Lokal- und Fernvergletscherung im Voralpengebiet

Während der letzten Eiszeit wurde der Bodenseeraum ausschliesslich vom grossen Eisstrom aus dem Alpenrheintal überflutet. Demgegenüber bestanden im Voralpengebiet verschiedene Vergletscherungszentren, die zum Aufbau und zur Ernährung des Eisstromnetzes am Südrand des Vorlandgletschers in unterschiedlichem Masse beitrugen. Als bedeutendes Akkumulationsgebiet entwickelten sich das Alpsteinmassiv und der Rücken der Churfürsten. Zum grössten Teil aus diesen Höhenzonen zwischen 1500 und 2500 m ü M ernährten sich die *voralpinen Haupttalgletscher* der Sitter, Urnäsch, Thur und des Neckers. Im Zuge des fortschreitenden Eisaufbaus trat der Rheingletscher über die Transfluenzpässe von Wildhaus, Eggerstanden und Stoss mit dem Thur-

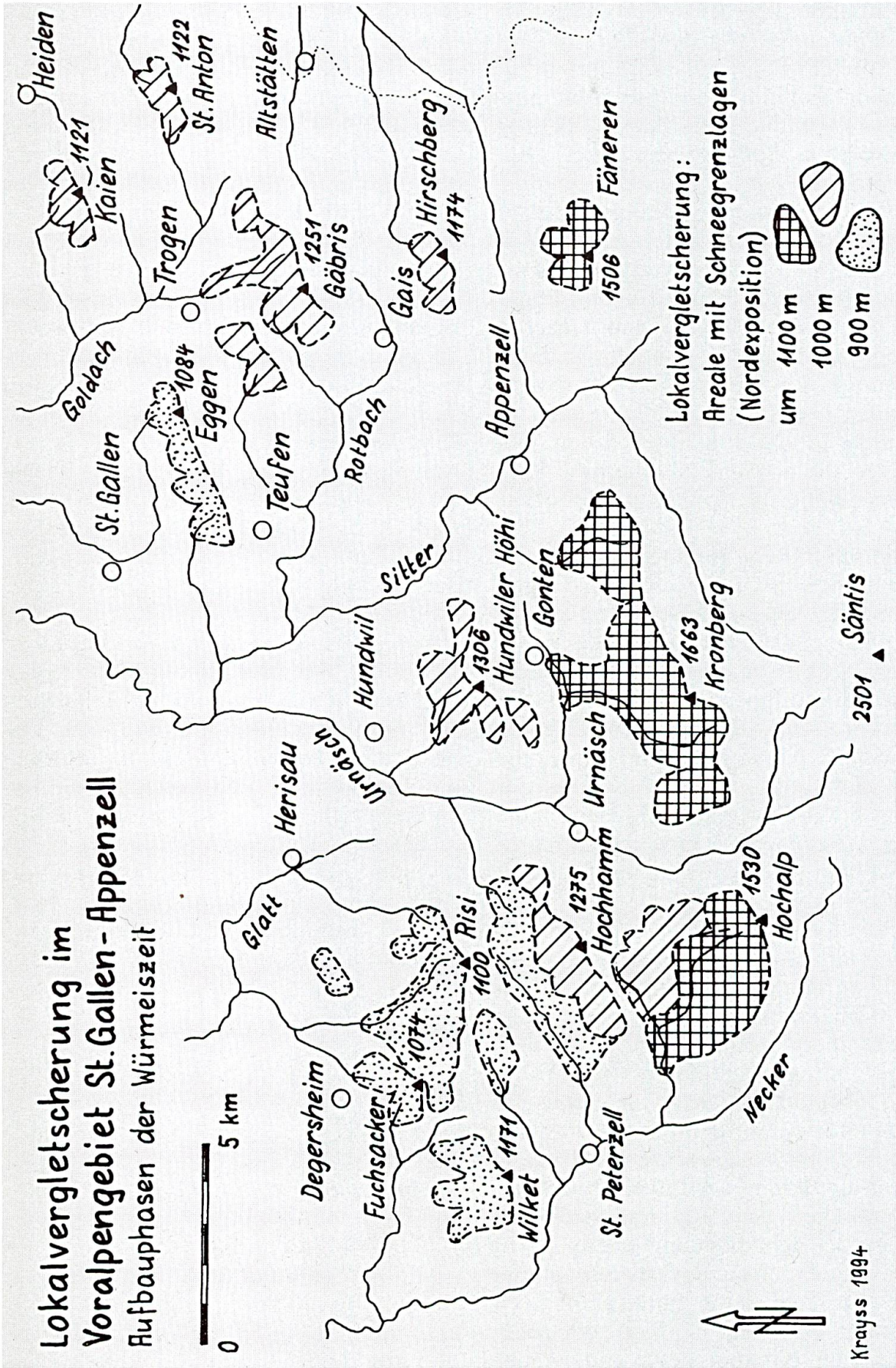


Abbildung 1: Lokalvergletscherung im Voralpengebiet St. Gallen-Appenzell. Die 3. Aufbauphasen entsprechen einer sukzessive absinkenden Schneegrenze von 1100 m auf 900 m ü M

und dem Sittergletscher in Verbindung. In dieser Phase, die etwa dem Obersee-Stage (Abbildung 2.3) entsprach, setzte im Voralpengebiet eine Vergletscherung ausserhalb der Haupttalgletscher ein, die hier als *voralpine Lokalvergletscherung* bezeichnet wird.

Charakteristisch für voralpine Lokalsysteme sind in deren oberen Abschnitten die *Karmulden*. Darunter versteht man nischenartige Hohlformen mit steilen Rück- und Seitenwänden, die in einen flacheren Karboden auslaufen. Es handelt sich dabei meistens um durch Eiserosion umgeprägte ehemalige Talanfänge, oft mit zusammenlaufenden Tobeln von Quellbächen. Bei grösseren Lokalsystemen gehen die Karmulden häufig in kleinere *Talgletscher* über.

Praktisch frei von Relikten lokaler Vergletscherungen ist im voralpinen Hügelland nur der Appenzellersporn östlich der Linie Oberegg–Heiden. Dort sind die vielfältigen Schliefformen der Rundhöcker und Sandsteinrippen ausschliesslich der Einwirkung des Rheingletschers zuzuschreiben. Reich an glazialen Formen, die ohne Einwirkung der lokalen Gletscher nicht zu erklären wären, sind hingegen die beiden subalpinen Molasseketten Hochalp–Kronberg und Hochhamm–Hundwiler Höhi–Gäbris.

Im Voralpengebiet setzte die lokale Vergletscherung ein, als die Schneegrenze gegenüber heute um rund 1000 m auf 1400 m abgesunken war. Dies entsprach einer Temperaturerniedrigung von ungefähr 6°C bezogen auf die heutigen Werte. Zum Höhepunkt gelangte die Vereisung bei einer Temperaturdepression von 9° bis 10°C mit einer Schneegrenze um 900 m.

Die Entwicklung der Lokalvergletscherung zwischen dem Rheintal und dem Neckertal ist in Abbildung 1 dargestellt. Diese beruht auf einer vertieften Studie von E. KRAYSS, deren Publikation noch bevorsteht. Nachdem die Karvergletscherung an der Kronbergkette und an der

Hochalp bei einer Schneegrenzlage um 1400 m eingesetzt hatte, waren dort nach dem Absinken der Schneegrenze auf 1100 m bereits einige Talgletscher entstanden. Zu einer beträchtlichen Erweiterung der lokalen Vergletscherungssysteme auf dem Höhenzug Hochhamm–Hundwiler Höhi–Gäbris kam es in der Phase der Schneegrenzlage um 1000 m. Sogar am St. Anton und am Kaien bildeten sich kleinere Eisfelder. In der letzten Phase des Eisaufbaus zum Höchststand der letzten Eiszeit (Abbildung 3) mit einer Schneegrenzlage um 900 m wurde schliesslich auch das Degersheimer Bergland von lokaler Vergletscherung erfasst. Auf Karvergletscherungen am Wilket und Fuchsacker, sowie im Rippis- und Aual wies bereits KELLER (1974) hin. Bevor die Eisüberflutung ihren Höhepunkt erreichte, dürften sich auch Kargletscher in nord-exponierten Mulden am Höhenzug der Eggen südöstlich St. Gallen gebildet haben.

Wie die Abbildung 3 zeigt, überragten im Maximalstand nur noch die höheren Gebirgsteile der Molasseketten die Eisoberfläche. Die während dem Eisaufbau in die Täler auslaufenden Abschnitte der Lokalvergletscherung waren gewissermassen im ansteigenden Eismeer ertrunken.

Auf die Vorgänge des Eisabbaus im Voralpengebiet soll nicht eingegangen werden; sie wurden in KELLER & KRAYSS (1991b) ausführlich behandelt.

Der eiszeitliche Bodensee-Rheingletscher als Klimapegel 9 Phasen des Eisaufbaus und Rückschmelzens dargestellt in einem Längsprofil vom Julierpass zur Donau

Heute Nacheiszeitliche Warmzeit

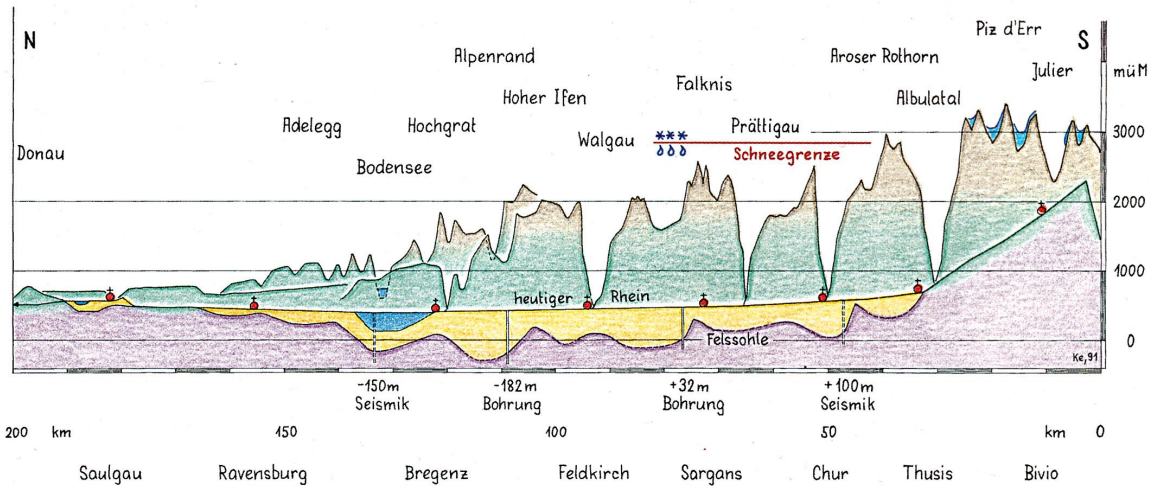


Abbildung 2
Heutiges Profil
Nacheiszeitliche Warmzeit
Zwischen Thuisis und Ravensburg zeichnen sich im Felsuntergrund (violett) Becken ab, die mit Lockermaterial (gelb) verfüllt sind (KELLER 1994). An den Gebirgskulissen ist die klimatische Waldgrenze durch Farbwechsel von grün zu oliv angedeutet.

S-N-Profil durch Rheintal und Bodenseebecken (Julierpass - Donau)

Phase 1 Basis-Position des Rheingletschers oberhalb Chur

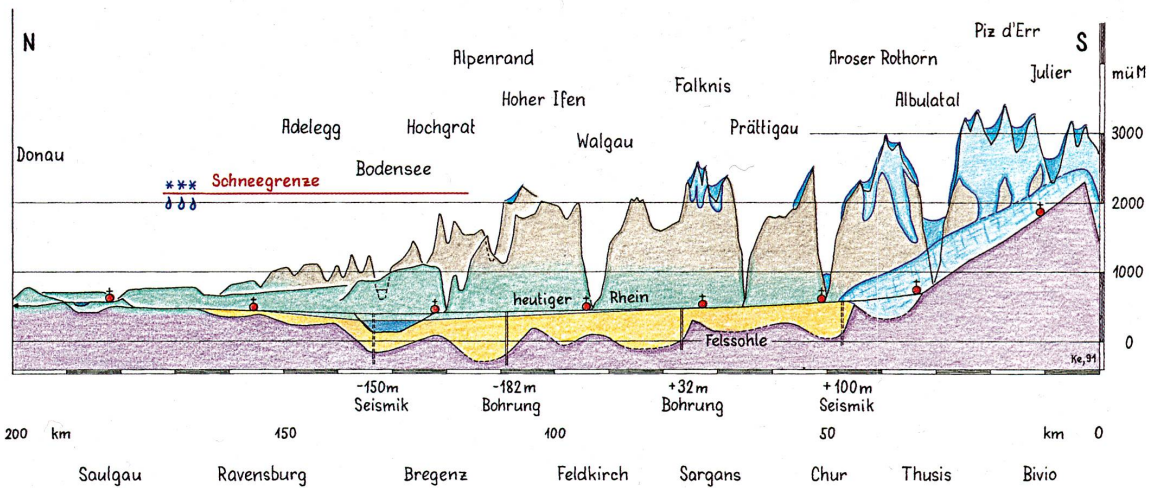
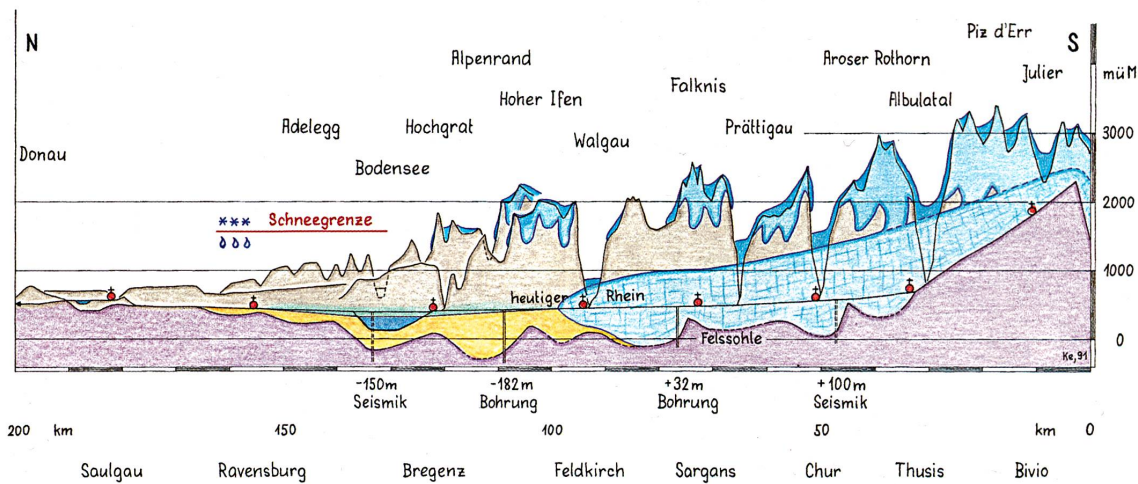


Abbildung 2.1
A0 Basisposition des Rheingletschers oberhalb Chur
25000 Jahre vor heute.
Schneegrenze um 2100 m ü M
Ende eines kühl-gemäßigten
Klimaabschnitts. Aus einer
Position im Raum Chur
beginnt der Rheingletscher
(blau) seinen grossen Vor-
stoss ins Vorland.

DER EISZEITLICHE BODENSEE-RHEINGLETSCHER

Phase 2 Vormarsch durch das Rheintal; Position Feldkirch



S-N-Profil durch Rheintal und Bodenseebecken (Julierpass - Donau)

Phase 3 Vorstoss ins Vorland: Obersee-Stadial

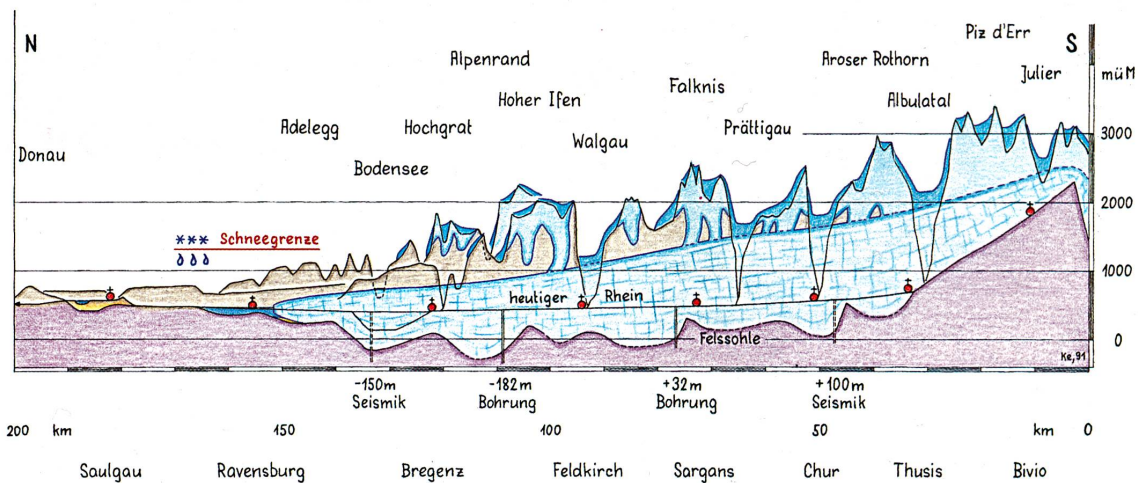
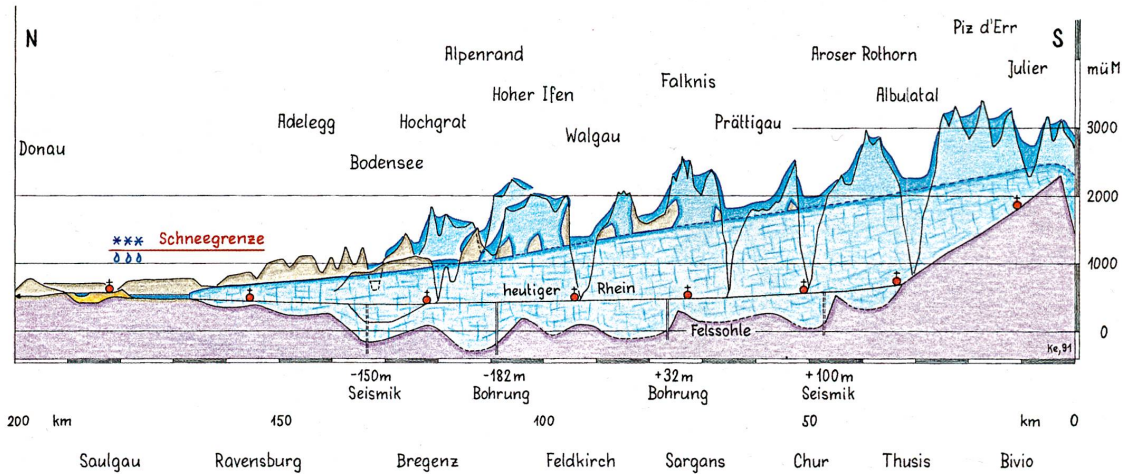


Abbildung 2.2
A1 Vormarsch durch das Rheintal; Position Feldkirch
24 000 Jahre vor heute. Schneegrenze auf 1500 m ü M abgesunken.
Polares Klima mit mehr Schnee als Regen. Der Rheingletscher schiebt seine Zunge im Rheintal jährlich um 50–100 m weiter nordwärts vor. Auch die Alpenrand-Gebirge sind vergletschert.

Abbildung 2.3
A2 Vorstoss ins Vorland: Obersee-Stadial
23 000 Jahre vor heute. Schneegrenze auf 1200 m ü M abgesunken.
Polar-arktisches Klima mit abnehmenden Niederschlägen. Der Rheingletscher verfüllt das obere Bodenseebecken. In den Alpenrand-Tälern stossen Lokalgletscher vor. (KRAYSS & KELLER 1983; KELLER & KRAYSS 1993)

DER EISZEITLICHE BODENSEE-RHEINGLETSCHER

Phase 4 Aufbau des Vorlandgletschers



S-N-Profil durch Rheintal und Bodenseebecken (Julierpass - Donau)

Abbildung 2.4
A3 Aufbau des Vorlandgletschers
21 000 Jahre vor heute. Schneegrenze gegen 1000 m ü M abgesunken.
Hocharktisches Klima, zunehmend trockener. Im Bodenseebecken baut sich ein flachgewölbter Vorlandgletscher nach allen Seiten auf. Er vergrößert sich jährlich nur noch um 10–15 m.

Phase 5 Maximal-Stadium des Vorlandgletschers

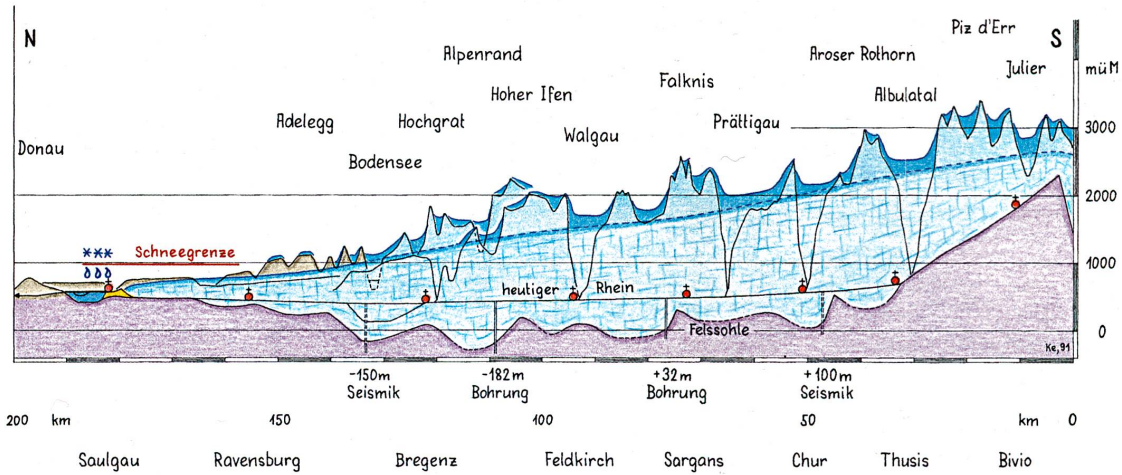


Abbildung 2.5
W/M Maximalstadium des Vorlandgletschers
20 000–18 000 Jahre vor heute. Schneegrenze unter 1000 m ü M
Hocharktisches Klima, trocken. Der Vorlandgletscher überdeckt den gesamten Bodenseeraum bis nach Schaffhausen. Vom Nordrand fließen die Schmelzwässer der Donau zu. Nur höhere Berge überragen das Eismeer. (KRAYSS & KELLER 1983; KELLER & KRAYSS 1991b, 1994)

DER EISZEITLICHE BODENSEE-RHEINGLETSCHER

Phase 6 Vorland-Stadium Stein am Rhein

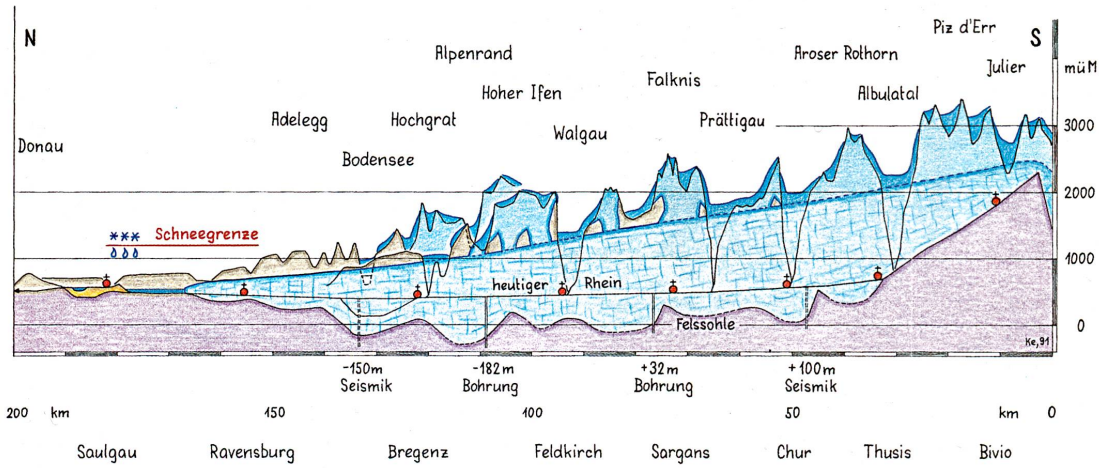


Abbildung 2.6
W/S Vorland-Stadium Stein am Rhein
16000 Jahre vor heute. Schneegrenze
auf 1200 m ü M angestiegen.
Hocharktisches Klima, nach wärmerer
Phase wieder kalt. Nach einer ersten
Rückschmelzphase baut sich die Vor-
landvereisung erneut wieder etwas auf.
Am Eisrand bilden sich verbreitete
Seen (KELLER & KRAYSS 1980;
KRAYSS & KELLER 1983)

S-N-Profil durch Rheintal und Bodenseebecken (Julierpass - Donau)

Phase 7 Letztes Vorland-Stadium: Konstanz

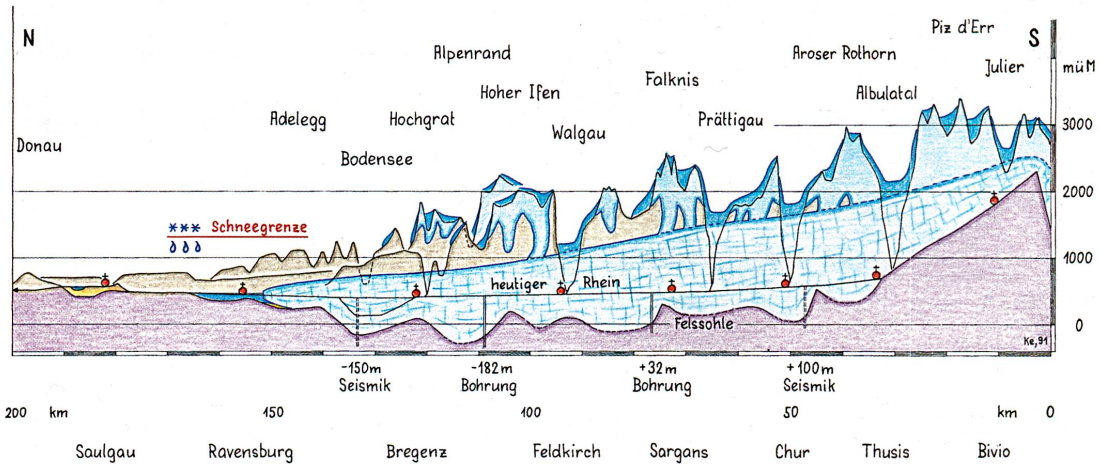
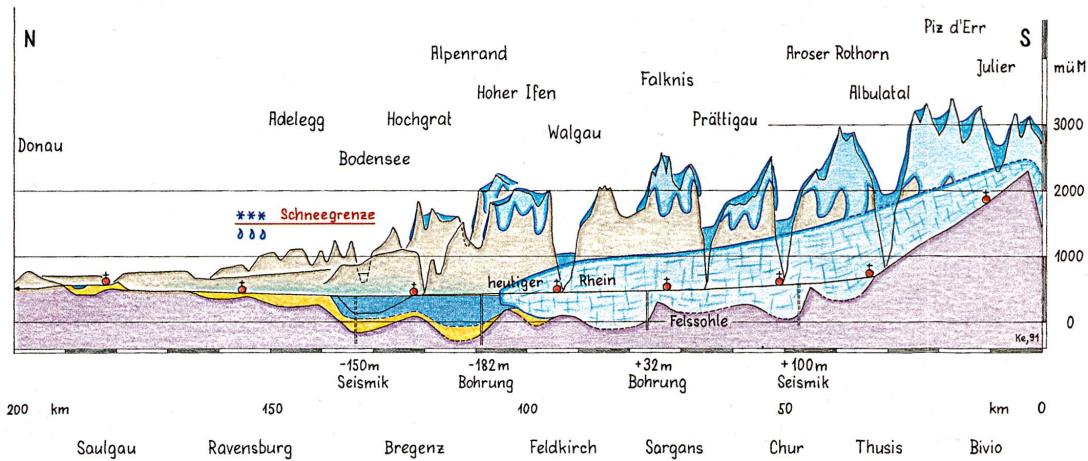


Abbildung 2.7
W/K Letztes Vorland-Stadium Konstanz
15000 Jahre vor heute. Schneegrenze
um 1300 m ü M
Polares Klima mit wärmeren Phasen.
Der Vorlandgletscher ist ins obere
Bodenseebecken zurückgeschmolzen.
Das Voralpengebiet ist eisfrei gewor-
den. (KELLER & KRAYSS 1994;
KELLER 1995)

DER EISZEITLICHE BODENSEE-RHEINGLETSCHER

Phase 8 1. Stadium der Späteiszeit: Weissbad-Koblach



S-N-Profil durch Rheintal und Bodenseebecken (Julierpass - Donau)

Phase 9 Späteiszeit; Rheingletscher hinter Chur

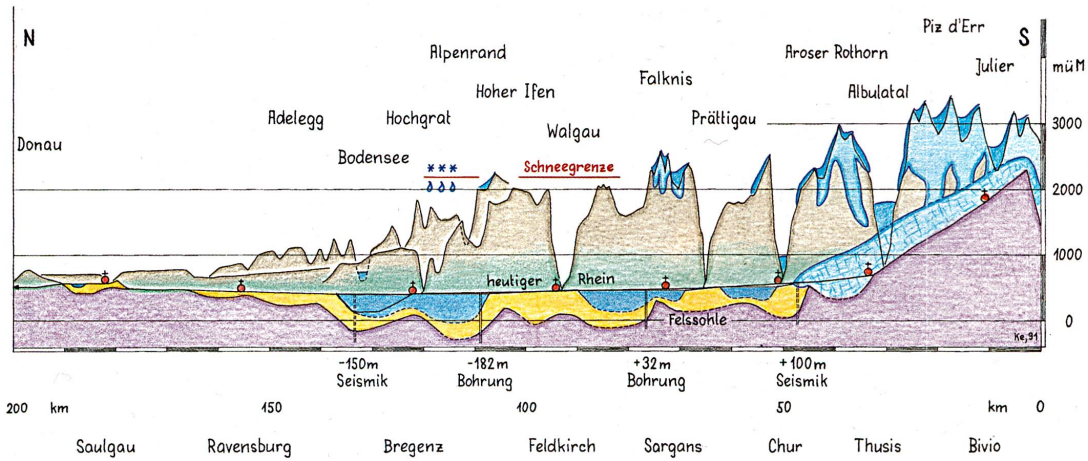


Abbildung 2.9 Späteiszeit; Rheingletscher hinter Chur 13000 Jahre vor heute. Schneegrenze auf über 2000 m ü M gestiegen. Klima wieder kühl-gemässigt. Die Gletscher sind in die innern Alpentäler zurückgeschmolzen. Der Zyklus der Vorlandvergletscherungen hat 12000 Jahre gedauert. Um 10000 Jahre vor heute beginnt die Nacheiszeit. (KELLER 1994)

Abbildung 2.8 W/W Weissbad-Koblach-Stadium, 1. Stadium der Späteiszeit 14000 Jahre vor heute. Schneegrenze um 1500 m ü M Polares Klima, Klimarückschlag nach wärmerer Phase. Nach raschem Rückschmelzen im Bodensee bleibt der Rheingletscher im Rheintal einige Zeit lang stationär. In den Alpenrand-Gebirgen stossen die Lokalgletscher erneut vor. (KELLER 1988, 1989, 1995)

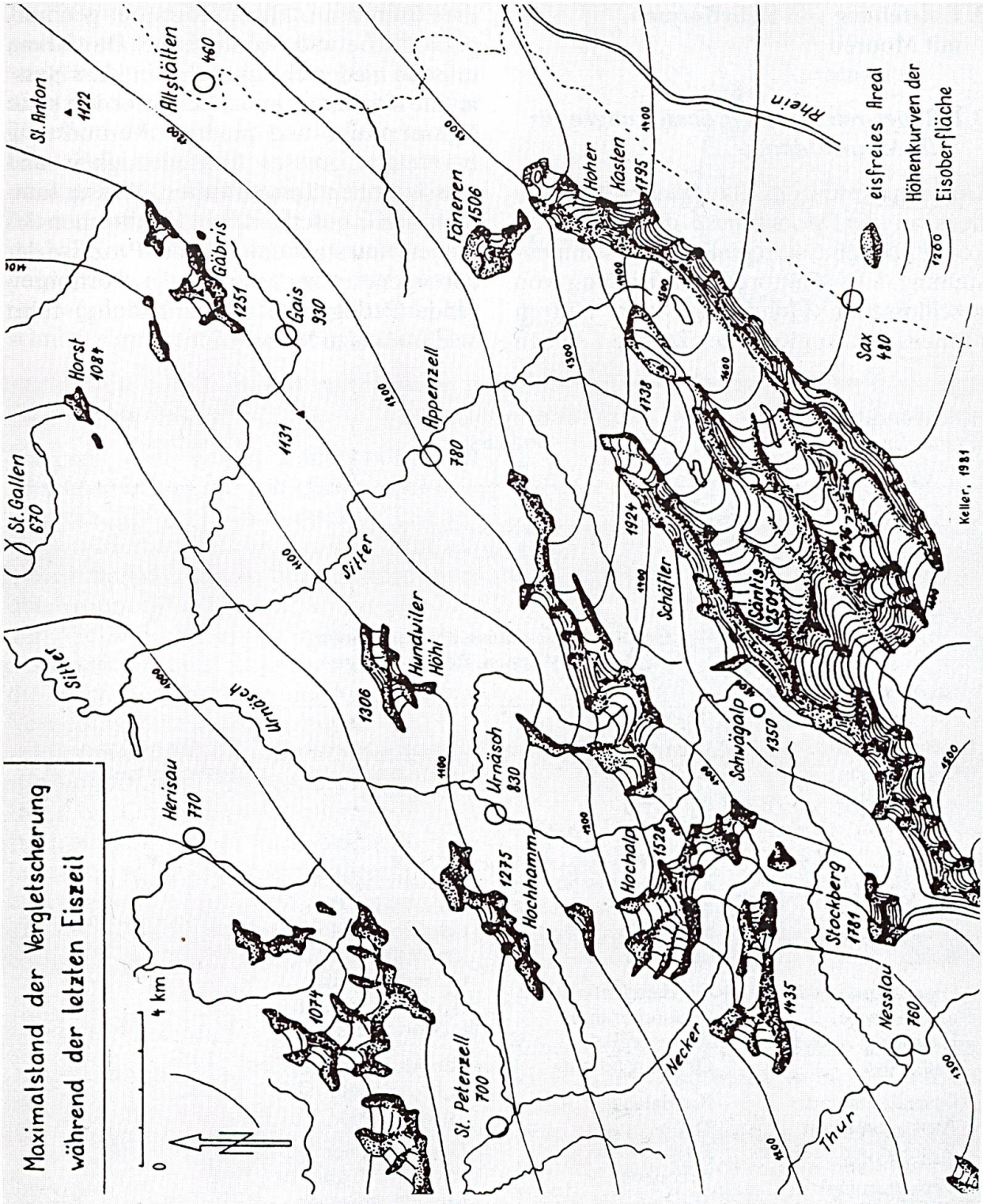


Abbildung 3:
Während dem
Höchststand der
letzten Eiszeit lag das
Voralpengerbiet
St. Gallen-Appenzell
unter einem Eis-
stromnetz begraben,
dessen Oberfläche
sich generell nach
Nordwesten neigte.

3. Entstehung von Reliefformen mit Mooren

3.1 Relief-relevante Voraussetzungen für die Moorbildung

Um den Anteil des eiszeitlichen Geschehens an der Moorgenese diskutieren zu können, ist eine systematische Zusammenstellung aller Faktoren der Bildung von geschlossenen Hohlformen von Nutzen (Tabelle 1). Am Kopf der Tabelle 1 stehen

drei Prämissen: klimatologische, geomorphologische und pedologische. Das Klima muss so niederschlagsreich sein, dass Nassareale nie austrocknen. Das erfordert stete Wasserzufuhr und niedrige Verdunstung bei relativ grosser Luftfeuchtigkeit und mässig hohen Temperaturen. Wasser sammelt sich in geschlossenen Hohlformen des Reliefs und steht dann für die Prozesse der Moorgenese zur Verfügung. Fortschreitende Pedogenese (Bodenbildung) führt schliesslich zu Moorböden.

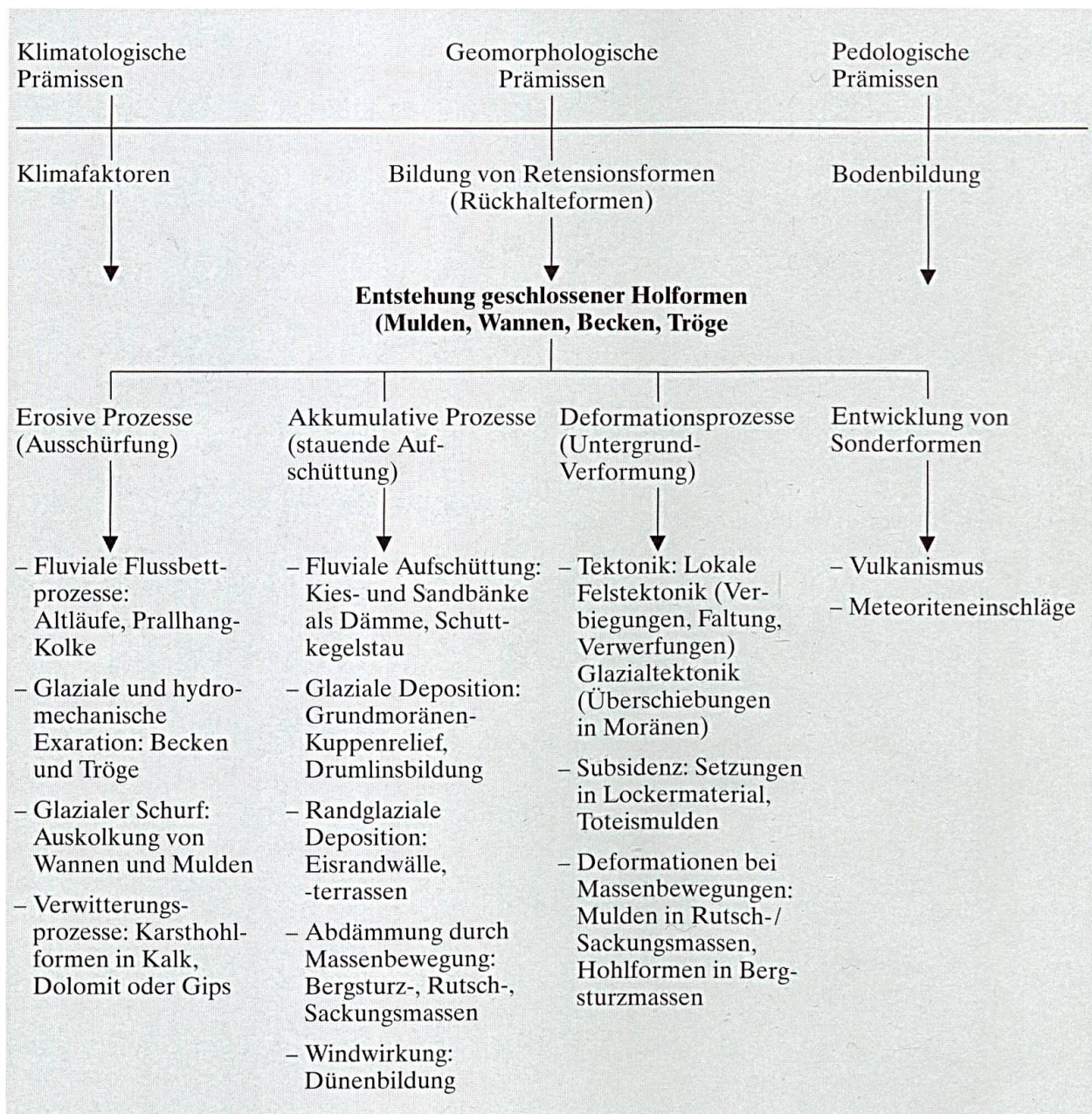


Tabelle 1: Bedingungen für die Moorgenese

In diesem Artikel stehen die klimatologischen und die pedologischen Voraussetzungen für die Entstehung von Mooren nicht zur Diskussion. Sie sind daher in der Tabelle 1 auch nur als Stichwörter aufgeführt. Vielmehr geht es um die geomorphologischen Bedingungen, die eine Moorentwicklung ermöglichen. Diese sind deshalb in der Tabelle im einzelnen und geordnet nach Prozesstypen aufgelistet. Sie werden in den anschliessenden Abschnitten im Detail vorgestellt und erklärt.

3.2 Erosive Prozesse

Das aus dem Latein stammende Wort <Erosion> ist aus der Tätigkeit <erodere = annagen, abtragen> zu verstehen. Die bewegten Medien Wasser, Eis und Wind arbeiten andauernd an der Umgestaltung der Erdoberfläche durch Abtragung. Aus der Vielzahl der erosiv wirkenden Prozesse spielen hier diejenigen eine Rolle, die durch Ausschürfung und Auswaschung Vertiefungen im Relief erzeugen.

Fließendes Wasser vermag mit Unterstützung von mitgeführtem Schleifmaterial (Kies bis Grobsand) vor allem linienhaft zu erodieren, wobei auch längliche Eintiefungen in Flussbetten herauspräpariert werden. Solche Hohlformen können dann erhalten bleiben, wenn die Flüsse den bisherigen Lauf ändern und damit die Zu-

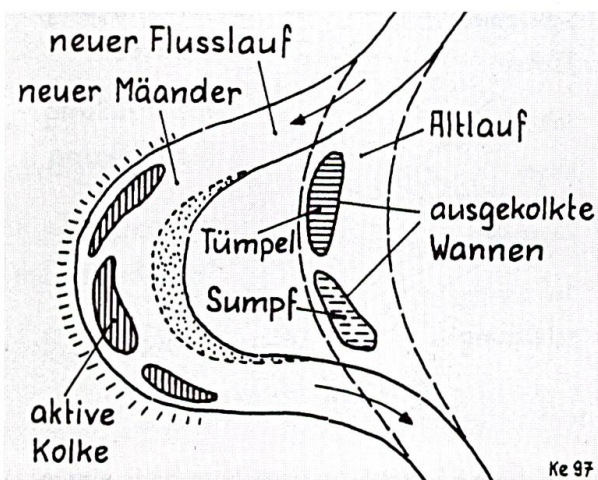


Abbildung 4.1: Muldenbildung in einem Flusslauf.

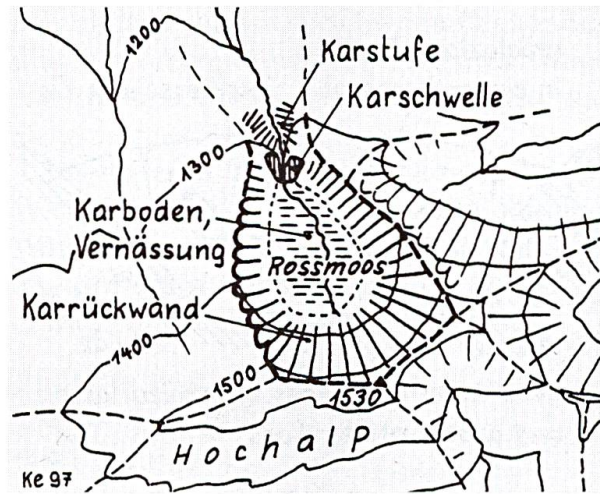


Abbildung 4.2: Glazial ausgeschürfte Karmulde.

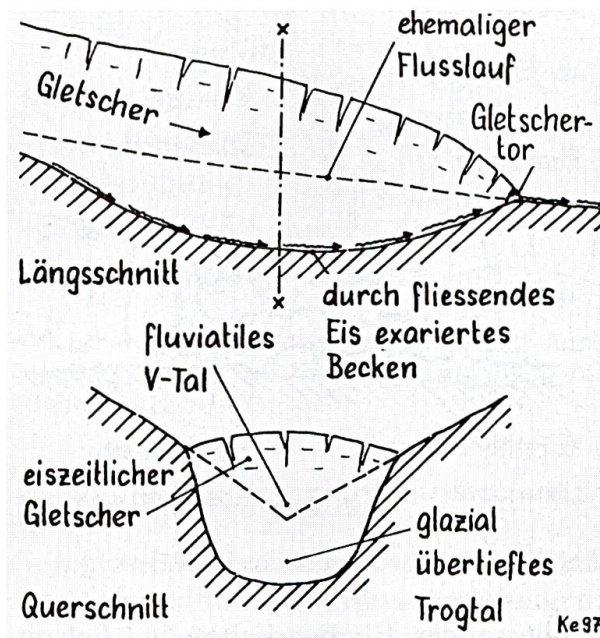


Abbildung 4.3: Glaziale Trogbildung.

schüttung unterbleibt. Diese *Kolke* sind kleinräumig und meist wenige Meter tief (Abbildung 4.1).

Bei eiszeitlichen wie bei heutigen Gletschern sammelt sich in den obersten Firnbereichen an den höheren Berggraten der Firnschnee, wandelt sich in Eis um und beginnt talwärts abzufließen. In der Zone der einsetzenden Bewegung schürft das Eis charakteristisch halbkreisförmige Hohlformen mit flachem Boden aus, die sogenannten *Kare* (Abbildung 4.2 und Gruppe A1 in Tabelle 3).

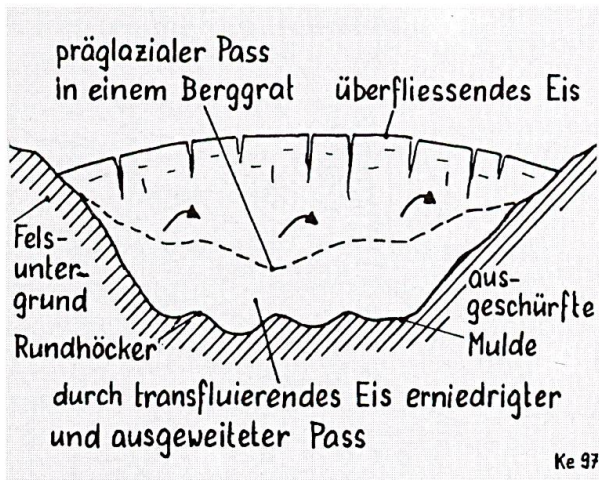


Abbildung 4.4: Mulden- und Kuppenbildung auf einem Transfluenzpass.

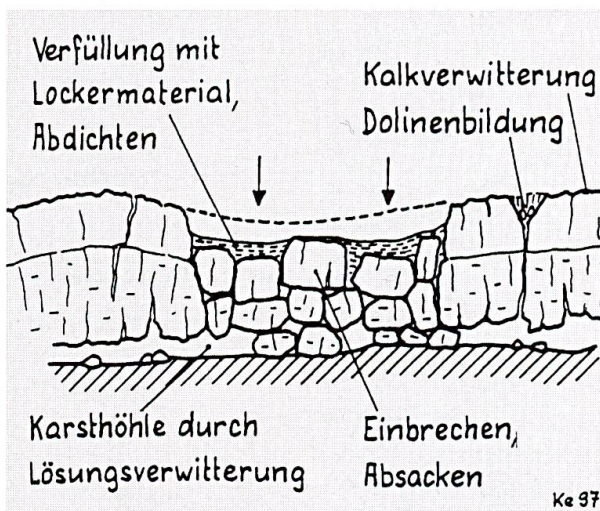


Abbildung 4.5: Beckenbildung im Karst.

Fliessendes Eis bearbeitet den Felsuntergrund ebenfalls mit Hilfe von mittransportiertem Gesteinsschutt. Zusammen mit dem oft zwischen Eiskörper und Geländebett vorhandenen subglazialen Schmelzwasser wirkt es abtragend in die Tiefe, infolge der Zähigkeit des Eises als breiter Strom aber auch nach den Seiten. So werden grössere Täler mit mächtigeren Gletschern durch diese sogenannte Exaration zu übertieften Becken und Trögen ausgeschürft, die vielfach Ausmasse von mehreren hundert Metern Tiefe, mehreren km Breite und einigen 10 km Länge erreichen (Abbildung 4.3). Natürlich können sich auch kleinräumige Wannern entwickeln.

Wenn das Eis über Wasserscheiden hinwegfließt, bilden sich ausgeweitete und abgeflachte *Transfluenzpässe* (A2) mit von Mulden und Kuppen durchsetzter Oberfläche (Abbildung 4.4). Ähnliche Formen entstehen auch auf Bergrücken, die als Sporne ins Talprofil hineinragen. Steilstehende Schichten, die einen zyklischen Wechsel von resistenten und erosionsanfälligen Gesteinen aufweisen, werden vom fließenden Wasser und vom Eis zur *Schichtrippen-Landschaft* (A3) ausgestaltet. Auch hier bilden sich durch Exaration oft kleinere, längliche Hohlformen, die dann meist in Serien auftreten.

Schliesslich können *Karstmulden und -becken* (A4) bei Lösungsverwitterung in Kalk-, Dolomit- oder Gipsgestein, durch Einbrechen von Höhlen im verkarsteten Untergrund und/oder bei unterirdischer Entwässerung entstehen und erhalten bleiben (Abbildung 4.5).

3.3 Akkumulationsprozesse

Wasser, Eis oder Wind, welche Lockermaterial bewegen, deponieren dieses beim Erlahmen der Transportkraft. Es kommt zur Akkumulation. Geschlossene Hohlformen können dabei innerhalb der Ablage-

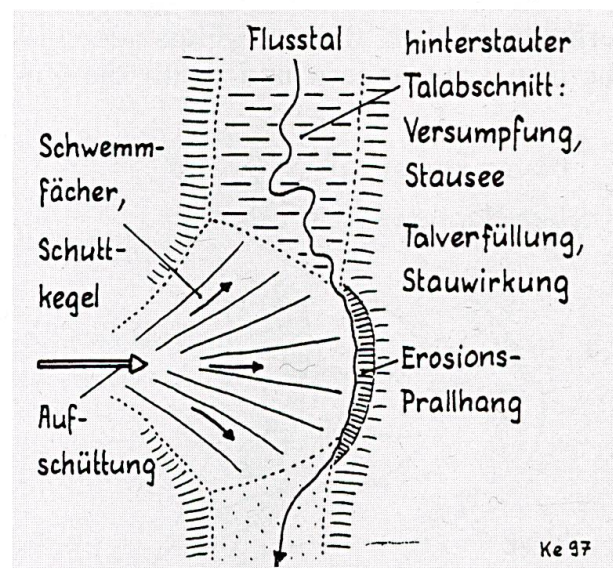


Abbildung 5.1: Seitliche Einschüttung in einem Flusstal und Hohlformbildung durch Aufstau.

rungen infolge unregelmässiger Aufschüttung oder randlich durch Abdämmung entstehen.

Fluvialer Entstehung (durch fliessendes Wasser) sind Schwemmfächer, Schuttkegel oder Kies- und Sandbänke in ehemaligen Flussbetten. Sie funktionieren als stauende Materialanhäufungen (Abbildung 5.1) und führen etwa in *Aufschüttungsebenen* (C1) zu untiefen, oft grossflächigen Wannen.

In eiszeitlich entstandenen *Schmelzwassertälern* (B5), in denen einst Schmelzwasserströme abflossen, werden nach dem Abtauen der Gletscher von den Seitenbächen Schuttkegel angehäuft, oder Rutschungen schieben sich in den Talboden vor. Dadurch bilden sich Abdämmungen und Hohlformen.

Bei Gletschern sind subglaziale und eisrandliche Akkumulationsformen zu unterscheiden. Zu jenen gehören etwa kuppige Grundmoränenareale in *Zungenbecken* (B3) oder *Drumlinsfelder* (B4) mit Schwärmen von stromlinienförmigen Hügeln und dazwischenliegenden Mulden (Abbildung 5.2). Eisrandablagerungen können zu *Talverbauungen* (B2) mit abgeriegelten Talbecken und Stauseen führen (Abbildung 5.3). Auch auf *Eisrandterrassen* und hinter *Eisrandwällen* (B1) finden sich verschiedentlich geschlossene Muldenformen.

Material, das bei Massenbewegungen auf die Talsohle abgeglitten ist, wirkt äh-

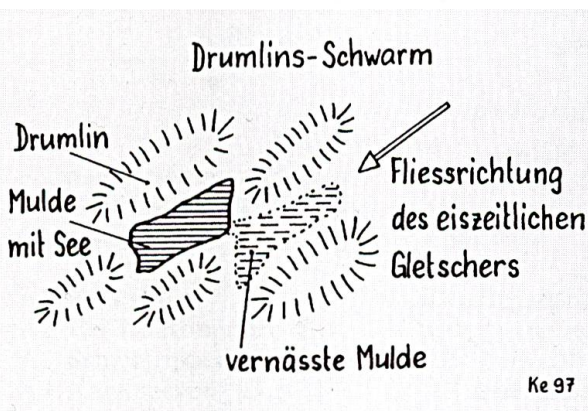


Abbildung 5.2: Drumlinsfeld mit Mulden zwischen Drumlinskuppen.

lich abdämmend wie Schwemmfächer-Sedimente (Abbildung 5.1). Es betrifft dies *Rutsch- und Sackungsmassen* ebenso wie *Bergstürze* (C3).

Im weiteren lassen auch *Dünen* als vom Wind erzeugte Anhäufungen Mulden und Wannen entstehen. Sehr zahlreich sind sie im nördlichen Europa, fehlen aber im Bodensee- und Voralpenraum vollständig.

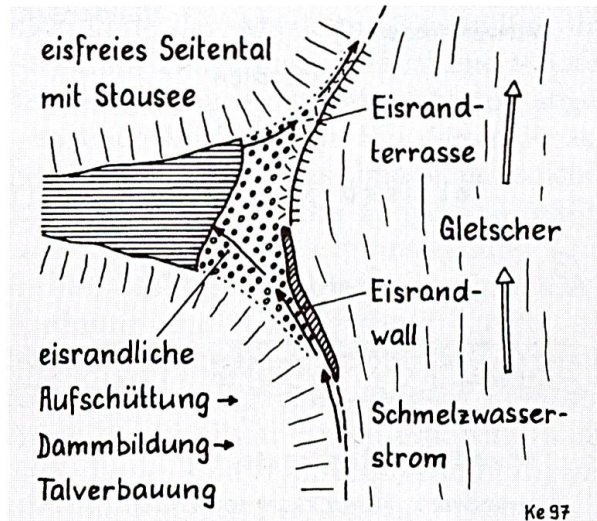


Abbildung 5.3: Abriegelung eines Seitentals durch Haupttalgletscher und Muldenbildung durch eisrandliche Aufschüttungen.

3.4 Deformationsprozesse

Geschlossene Hohlformen gehen oftmals aus Deformationen (Formveränderungen) in oberflächennahem Felsgestein oder in Lockermaterial hervor. Dabei kann es sich um tektonische Vorgänge bei der Gebirgsbildung (Abbildung 6.1) oder um solche bei Stossbewegungen des Eises gegen gefrorene Materialpakete handeln. Auch Subsidenz (Setzungsprozesse) kann Wannen hervorrufen, wobei *Toteislöcher*, sogenannte *Sölle* recht häufige Hohlformen sind (Abbildung 6.2). Bewegte Materialmassen erzeugen in *Rutschungen* (C3) Kriechwülste, Staukuppen oder Materialanhäufungen, denen als Negativformen Mulden kleinerer Ausmasse, aber meist in grösseren Serien, entsprechen (Abbildung 6.3).

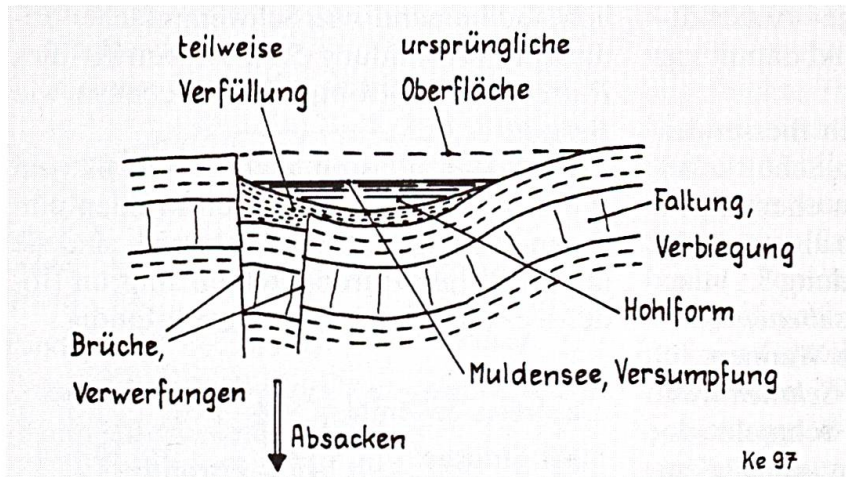


Abbildung 6.1: Muldenbildung durch tektonische Deformationen im Felsgestein.

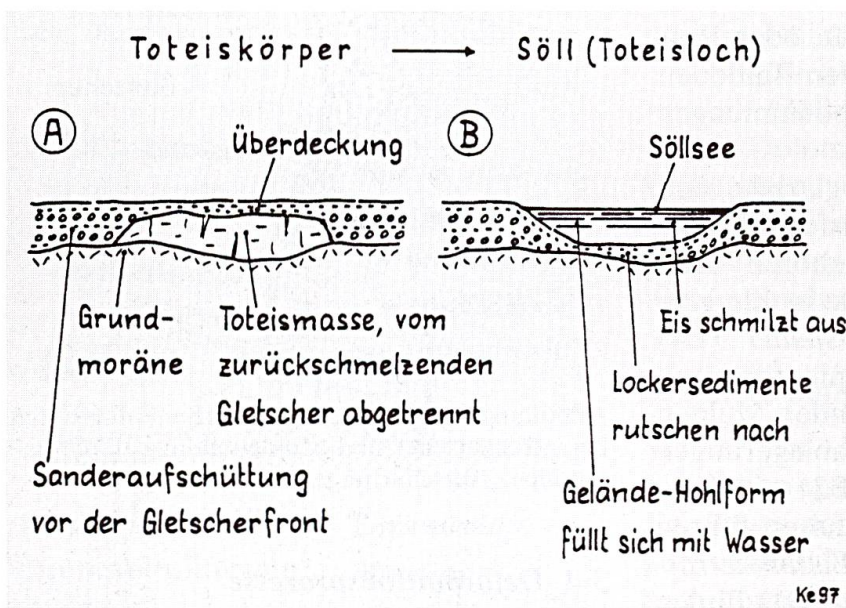


Abbildung 6.2: Entstehung eines Sölls durch (A) Abschmelzen eines Eiskörpers und (B) Subsidenz von Lockermaterial.

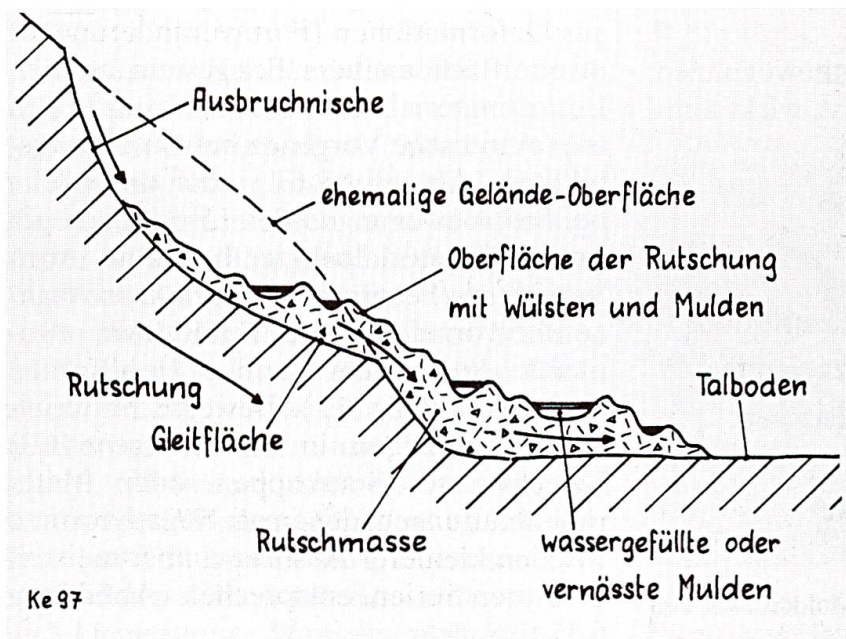


Abbildung 6.3: Mulden und Kuppen in einer Rutschungsmasse.

4. Moorstandorte und Reliefformen

4.1 Ein Ordnungsmuster für Reliefformen mit Mooren

Biologisch aktive Moore, allerdings oft kleinen Ausmasses oder nur in Restarealen erhalten, sind im St. Galler- und im Appenzellerland recht zahlreich (Vergleiche dazu den Artikel MÜLLER: Inventar der Moore der Kantone St.Gallen und Appenzell, in diesem Band). Wohl noch zahlreicher sind Standorte ehemaliger Moore, die infolge Urbarmachung und Melioration durch den Menschen verschwunden und nur noch am Torfboden erkennbar sind. In diesem Kapitel wird eine Karte vorgestellt (Abbildung 7), in der die Moore in ihrer Abhängigkeit von den verschiedenen Reliefformen eingezeichnet sind.

Die voranstehend erläuterten Reliefformen, in denen sich Moore entwickeln können, sind so vielfältig, dass es sich aufdrängt, ein Ordnungsmuster zur Gliederung zu suchen. Eine nur prozessbezogene Ordnung scheidet deshalb aus, weil für die Entstehung einer Form sehr oft mehrere Prozesse miteinander wirksam sind. Der Versuch einer rein chronologischen Gliederung scheitert an der zeitenübergreifenden Entwicklung der Formen. Deshalb wurde ein gemischter Ordnungsraster gewählt, der einerseits auf geologisch unter-

schiedlichen Zeiten aufbaut, andererseits aber auch morphologisch-räumliche Prozessbereiche berücksichtigt. Diese Überlegungen führten schliesslich zum genetischen Stammbaum, wie er in der Tabelle 2 dargestellt ist.

4.2 Verbreitung der reliefbedingten Moorstandorte

Die Karte der Abbildung 7 enthält in erster Linie einigermaßen erhaltene Moore, ferner aber auch eine Auswahl von abgegangenen Vorkommen. Bei diesen Relikten handelt es sich fast immer um solche, die durch menschliche Eingriffe zerstört wurden. In der Zusammenstellung (Tabelle 3) erfolgt die Auflistung aufgrund der Ordnung der Reliefformen (Tabelle 2). Weder bei der Karte (Abbildung 7) noch bei der Liste (Tabelle 3) wird der Anspruch auf Vollständigkeit erhoben. In erster Linie sind typische reliefbezogene Beispiele aufgeführt. Zur zusätzlichen Erklärung und zur vertiefenden Erkenntnis der Zusammenhänge Relief – Moore werden etliche Fälle durch Abbildungen veranschaulicht (Abbildungen 8.1–8.4, 9.1–9.5 und 10). Betreffend der genetischen Zusammenhänge sei auf die Abschnitte 3.2–3.4 verwiesen, wo die Entstehung der Muldenformen A–C mit ihren Untergruppen erklärt wird.

Typen von Reliefformen		
A	B	C
Formen vorwiegend im Firn- und Schlibfbereich eiszeitlicher Gletscher	Formen vorwiegend im Abschmelzbereich eiszeitlicher Gletscher	Spät- und nacheiszeitliche Formen
A1 Karmulden A2 Eis-Transfluenzen A3 Schichtrippentäler A4 Karstbecken	B1 Eisrandterrassen B2 Talverbauungen B3 Zungenbecken B4 Drumlinsfelder B5 Schmelzwasserrinnen	C1 Aufschüttungsebenen C2 Deltas, Seeuferzonen C3 Rutschungen, Bergstürze

Tabelle 2: Für Moore prädestinierte Reliefformen.

Gliederung der Moore

typische Beispiele

weitere Fälle

A. Firn- und Schlibfbereich eiszeitlicher Gletscher

A1 Karmulden

- A11 Rossmoos, Hochalp
- A12 Schwendiseen, SW Wildhaus (Abb. 8.1)

- A13 Elisalp + Bodmen, NE Speer
- A14 Madils, Flums-Tannenbodenalp

A2 Eis-Transfluenzen

- A21 Ballmoos + Foren, Stoss AR
- A22 Ricken-Passgebiet
- A23 Neienriet, NE Oberegg (Abb. 8.2)
- A24 Rotmoos, NW Degersheim

- A25 Munzenriet, Wildhaus
- A26 Möser, W Eggerstanden
- A27 Rietbach, S Krummenau
- A28 Heiterswil, W Hemberg

A3 Schichtrippentäler

- A31 Moore um Ermenswil (Abb. 8.3)
- A32 Neuenalp, Chlosterspitz S Appenz.
- A33 Chellersegg-Schwäbrig, E Gäbris

- A34 Chäsmoos, Eggli Fäneren
- A35 Eschenmoos, NE Reute AR
- A36 Moos, N Marbach

A4 Karst-Becken

- A41 Gräppelen, N Alt St.Johann
- A42 Furgglen beim Fälensee (Abb. 8.4)
- A43 Gamplüt, N Wildhaus

- A44 Äpli, S Wildhaus
- A45 Ochsenmoos, NE Kamor
- A46 Riet beim Margelchopf, N Alvier

B. Abschmelzbereich eiszeitlicher Gletscher

B1 Eisrandterrassen und -wälle

- B11 Gamperfin, W Grabs (Abb. 9.1)
- B12 Schönenboden-Oberhag, E Wildhaus
- B13 Grossriet, E Amden
- B14 Stillert, S Urnäsch
- B15 Hudelmoos, W Hagenwil

- B16 Riet-Sennis, S-Seite Alvier
- B17 Friessen, NW Stockberg
- B18 Bad, S Waldstatt
- B19 Hofguet, N Sommersberg
- B20 Riet, Eggersriet

B2 Talverbauungen

- B21 Tellbach, Neckertal E Hemberg
- B22 Moos, Gonten-Gontenbad (Abb. 9.2)
- B23 Heiden AR

- B24 Schönau, W Urnäsch
- B25 Kaubad, SW Appenzell

B3 Zungenbecken

- B31 Prodriet, Flumser Grossberg
- B32 Bennenmoos, W Mühlrüti
- B33 Schiltmoos, oberes Luterental
- B34 Andwiler Moos, E Andwil (Abb. 9.3)

- B35 Riet-Tamons, SW Mels
- B36 Tüfrüti, SW Kirchberg
- B37 Bumoo Sämtisalp, SW Schwägalp
- B38 Foren-Möser, S Gais
- B39 Niederwil, W Gossau SG

B4 Drumlinsfelder

- B41 Huebermoos + Lindenmoos,
N Wittenbach (Abb. 9.4)
- B42 Unteres + Oberes Moos,
N Niederhelfenschwil

- B43 Lehnermoos, S Mörschwil
- B44 Moos, N Niederwil (Oberbüren)

B5 Schmelzwasserrinnen

- B51 Botsberger Riet, SW Flawil (Abb. 9.5)
- B52 Girenmoos, SE Flawil (Abb. 9.5)
- B53 Schaner Riet, Oberschan-Wartau

- B54 Lee, N Jonschwil
- B55 Mooswisen, S Gossau SG
- B56 Notkersegg, S St.Gallen
- B57 Unterer Brand, S St.Gallen

typische Beispiele	weitere Fälle
C. Spät- und nacheiszeitliche Formen	
<i>C1 Aufschüttungsebenen</i>	
C11 Isenriet, E Altstätten Rheintal	C14 Buriel, NW Rheineck
C12 Saxer und Gamser Riet, Rheintal	C15 Benkener Riet, Linthebene
C13 Kaltbrunner Riet, Linthebene	C16 Riet, W Zuzwil
<i>C2 Deltas und Seeuferzonen</i>	
C21 Altenrhein, NW Rheineck	C23 Jona-Delta, E Rapperswil
C22 Schwendiseen-Ufer, SW Wildhaus	C24 Linth-Delta, Schmerikon
<i>C3 Rutschungen und Bergstürze</i>	
C31 Schwamm SE Fäneren	C34 Guferen-Labria, N Gonzen-Sargans
C32 Schlosswald, Salez (Abb. 10.1)	C35 Rossmad, S Brülisau
C33 Rietbad, Luterental	C36 Schmitten, E-Seite Wasserfluh

Tabelle 3: Zusammenstellung der Moore, geordnet nach Reliefformen (dazu die Übersichtskarte Abbildung 7).

Ein Blick auf die Tabelle 3 und die Karte Abbildung 7 zeigt, dass die eiszeitlich bedingten Relieftypen A und B die spät- und nacheiszeitlichen C-Formen der Zahl nach bei weitem überwiegen. Flächenmässig haben allerdings die Moore des Typus C1 in den Aufschüttungsebenen einen hohen Anteil am Moorareal der Kantone St. Gallen und Appenzell. Was in der Einleitung als Frage und These aufgestellt wurde, lässt sich nun als nachweisbare Aussage formulieren:

Abgesehen von den Mooren in den grossen Talebenen und im Zusammenhang mit Rutschungen und Bergstürzen entwickelten sich alle Moore in Reliefformen, die ihre Entstehung geomorphologischen Prozessen unter den Klimabedingungen der letzten Eiszeit verdanken.

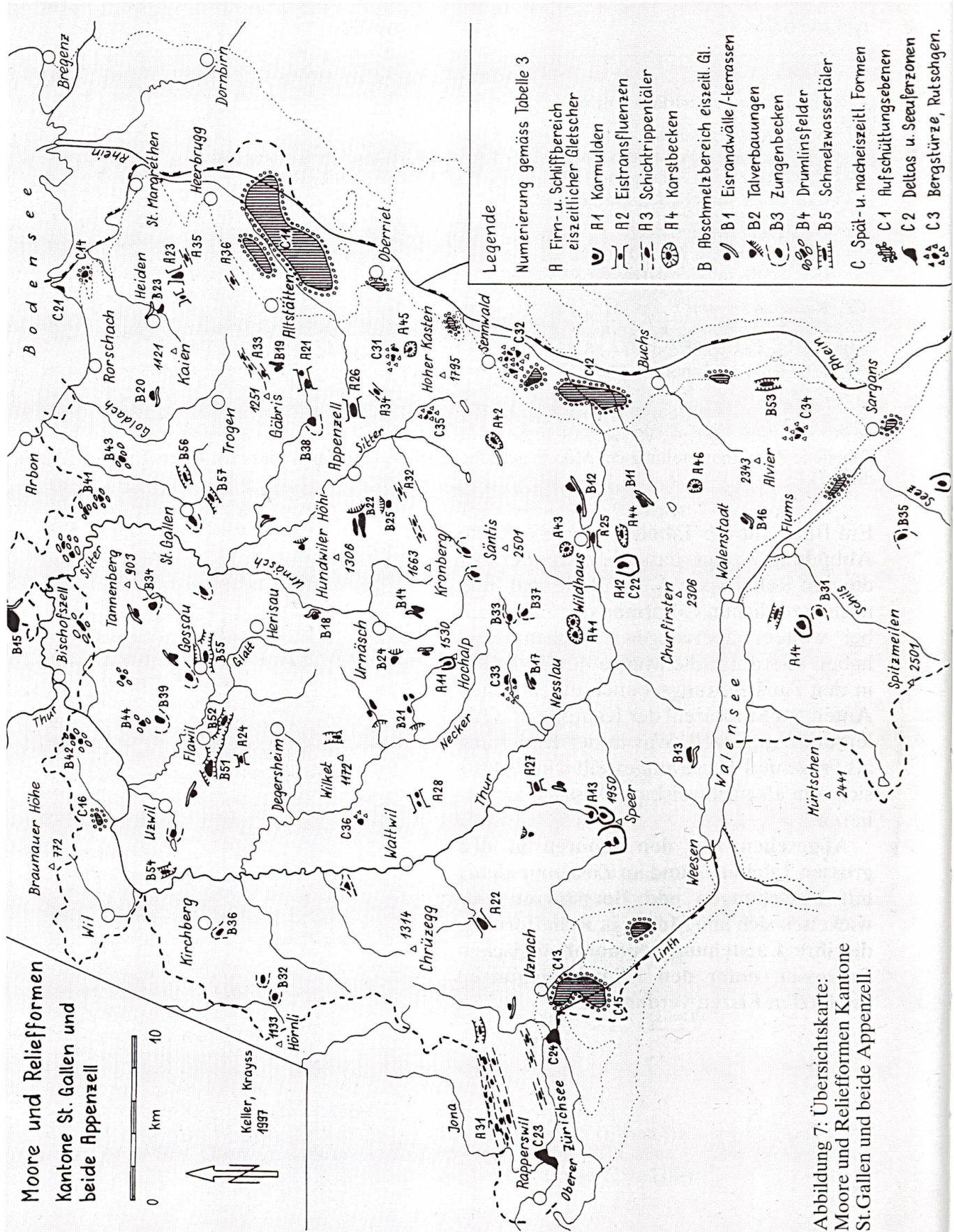


Abbildung 7: Übersichtskarte: Moore und Reliefformen Kantone St.Gallen und beide Appenzell.

Transfluenz- und Eisschiff-Landschaft
Neienriet - Obereg

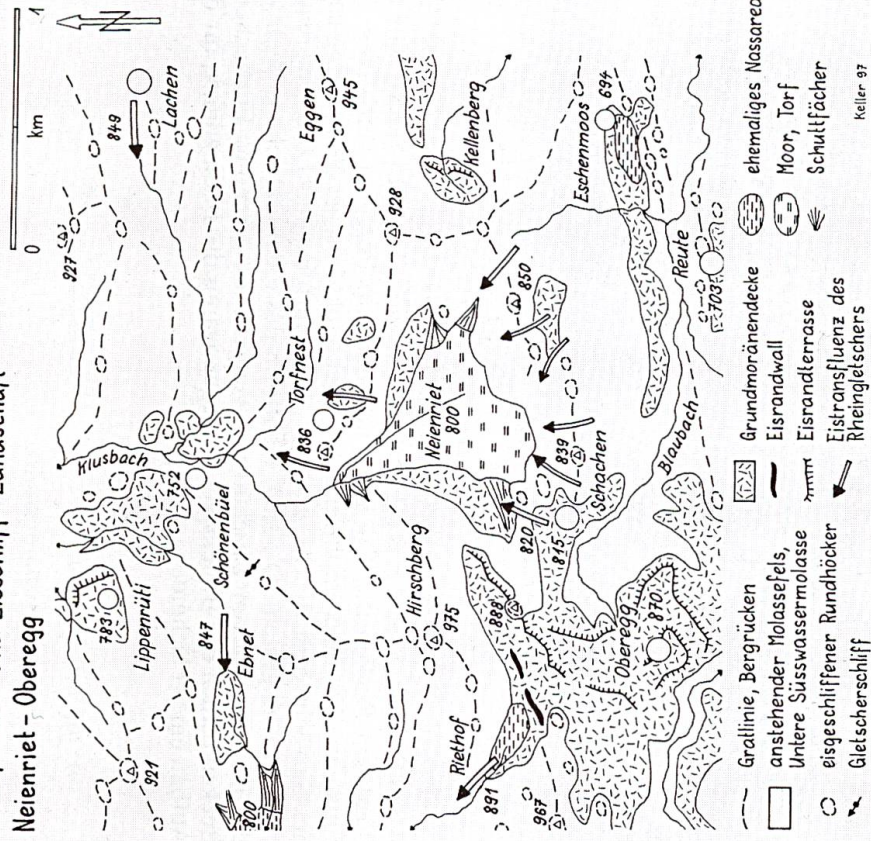


Abbildung 8.2: Transfluenz- und Eisschiff-Landschaft Neienriet-Obereg (LK 1075 Rorschach und LK 1076 St.Margrethen): 3 Moore von unterschiedlicher Genese. Das Überschieben der Rundhöcker und die Exaration der Mulde zwischen Hirschberg und Eggen ist das Werk des vom Rheintal her überfließenden Rheingletschers. Nach dem Eisabbau bildete sich im überfluteten Becken des Neienriets hinter der Felschwelle bei P. 836 ein See, der zum Moor verlandete. Spätglaziale Eisstände (KELLER & KRAYSS 1991b, Fig. 36) zeichnen sich bei Obereg durch Eisrandterrassen ab, ein etwas höher gelegener Moränenwall hinterstaut das kleine Moorbecken bei Riethof. Moränenstau bewirkte auch die Moorbildung im glazial ausgekolkten Schichtrippental von Eschenmoos.

Schwendiseen-Kare SW Wildhaus

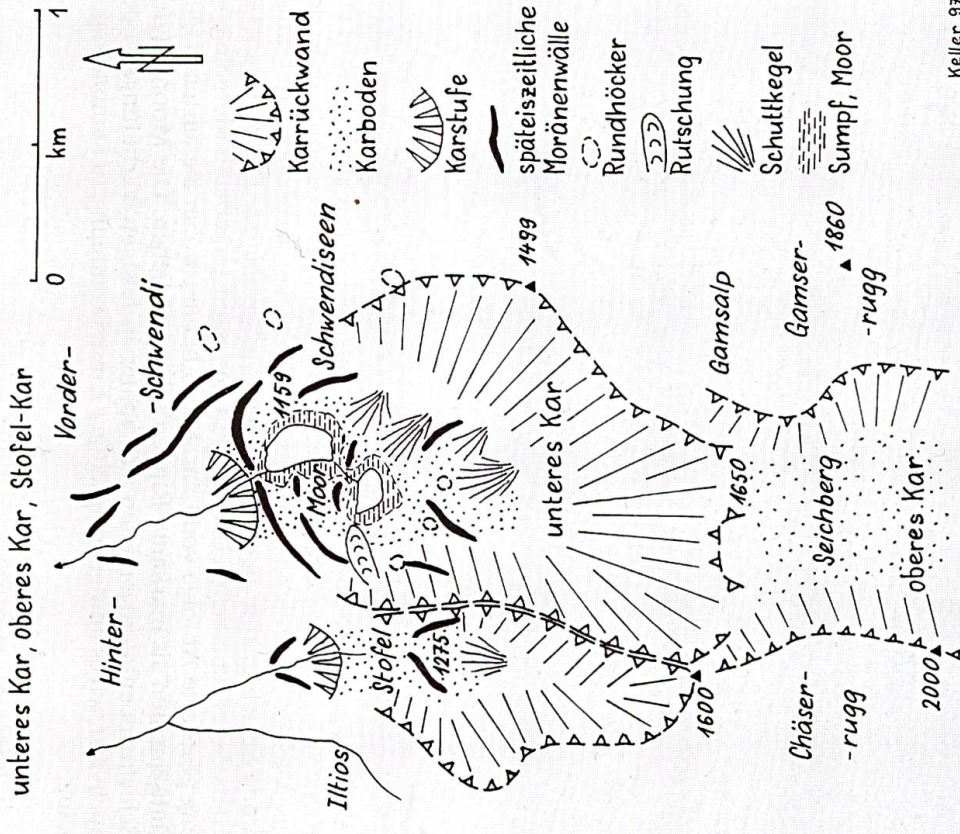


Abbildung 8.1: Schwendiseen-Kare SW Wildhaus (LK 1135 Buchs): Glazialerosion schuf die Grossform der Kare während wiederholten Ver- gletscherungen. Die das Moorbecken der Schwendiseen abdämmenden Moränenwälle markieren die letzten Gletscherstände im Spätglazial (KELLER 1988, Fig. 23.6).

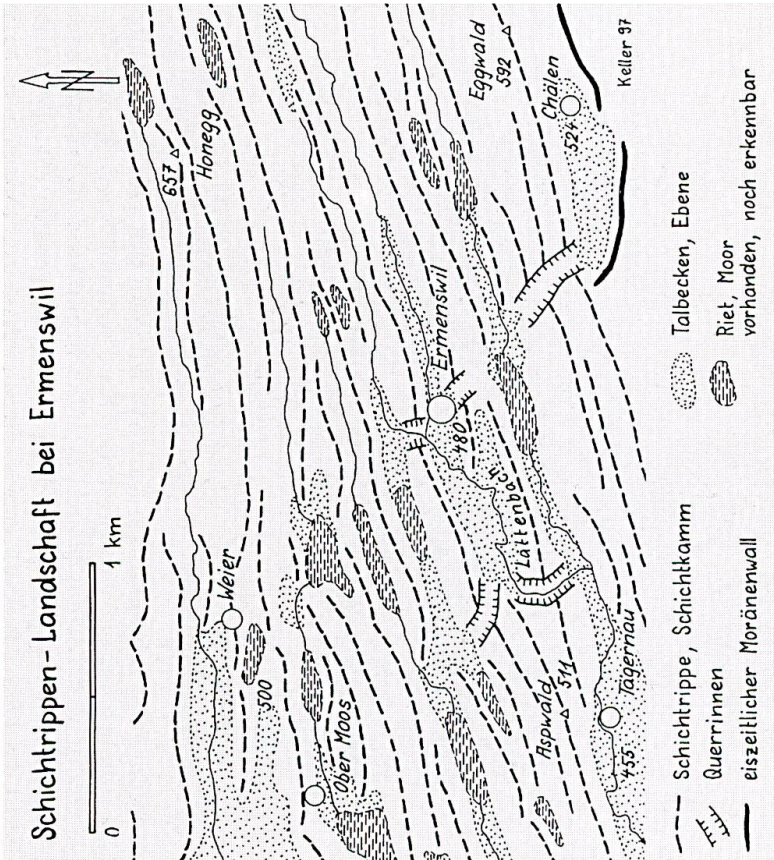


Abbildung 8.3: Schichtrippenlandschaft bei Ermenswil (LK 1113 Ricken): In diesem Gebiet nördlich des Zürcher Obersees überfuhr der ins Vorland austretende Rhein-Linth-Gletscher nordwestwärts einfallende Schichtpakete der Oberen Süswassermolasse. Dabei arbeiteten Gletschereis und Schmelzwasser aus den Sandsteinen und Mergeln eine eng gescharte Abfolge von Längstälern heraus, wobei die harten Nagelfluhschichten als markante Rippen erhalten blieben. Die Moore in den Schichtrippentälern bildeten sich später in felsigen Vertiefungen oder auch dort, wo es infolge hangseitiger Einschwemmung zu Staubbildungen kam.

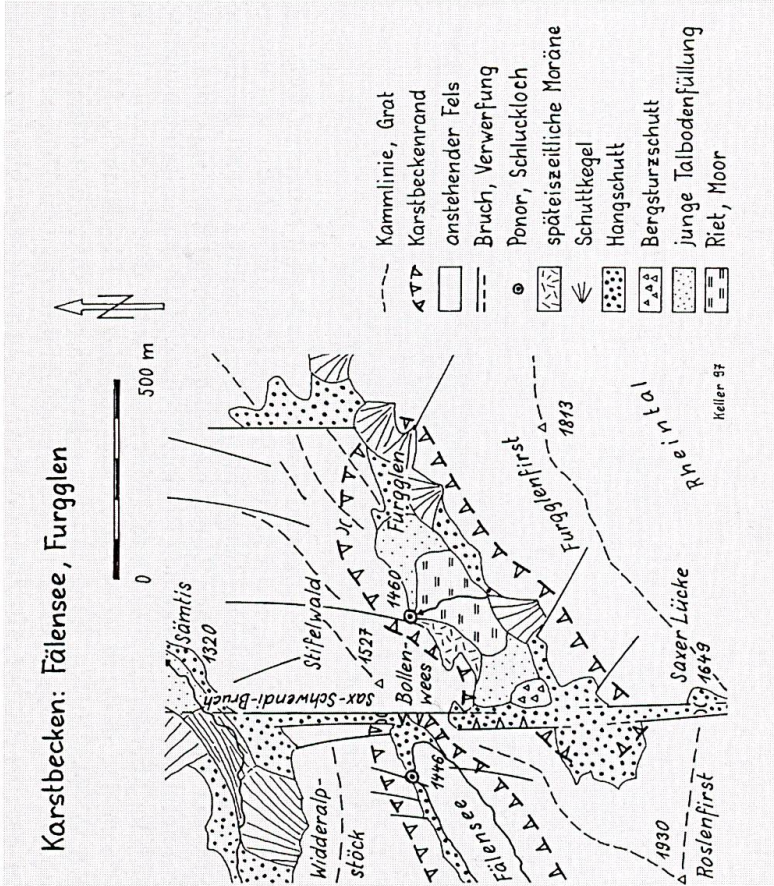


Abbildung 8.4: Karstbecken Fälensee, Furgglen (LK 1115 Sämtis): Die abflusslosen Becken des Fälensees und der Alp Furgglen verdanken ihre Entstehung einem komplizierten Spiel von tektonischer Verwerfung längs des Sax-Schwendi-Bruchs, glazialer Ausschürfung und Lösungsverwitterung im Kalkgestein. Die tiefe Hohlform des Fälenseebekens blieb von der nacheiszeitlichen Zuschüttung weitgehend verschont. Im flacheren Becken östlich der Bollenwees hingegen waren die Bedingungen für den Aufbau eines Flachmoors gegeben.

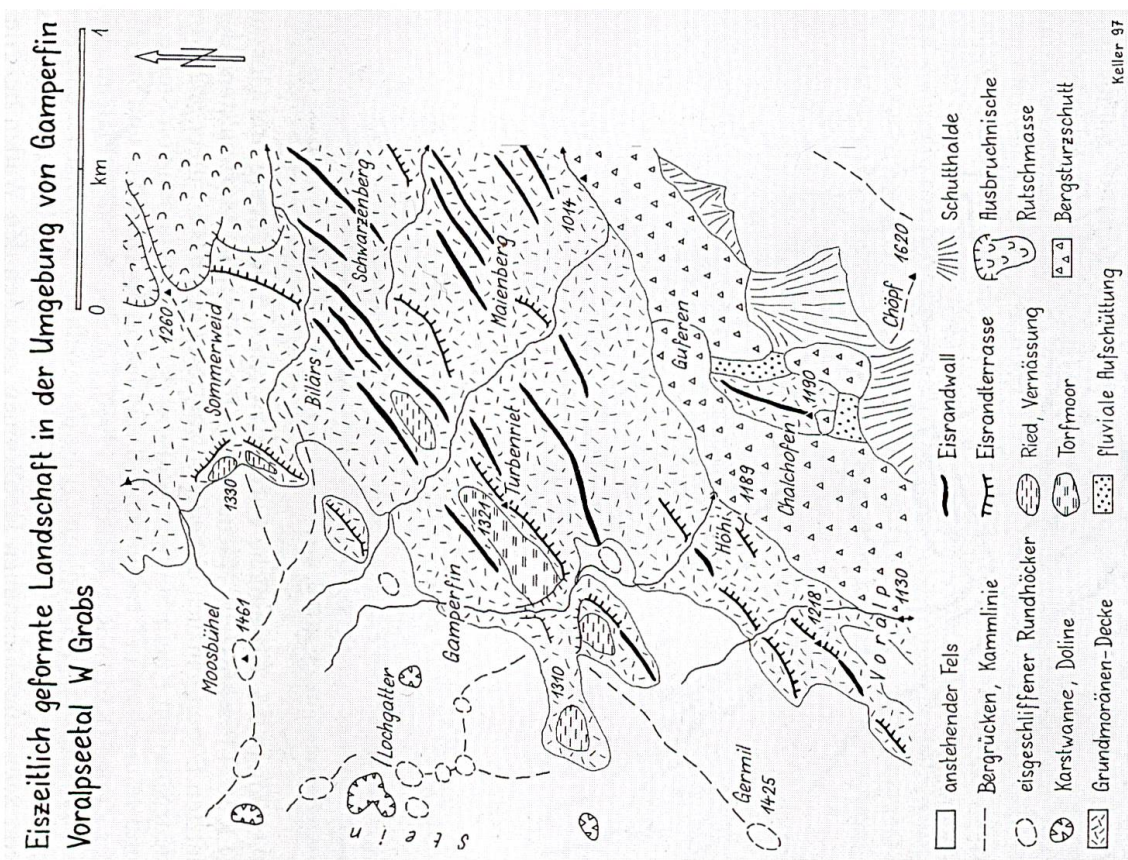


Abbildung 9.1: Eiszeitlich geformte Landschaft in der Umgebung von Gampferfin, Voralpseeal W Grabs (LK 1135 Buchs): Auf der mit dem Konstanz-Stadium korrelierbaren Moränenleiste um 1300 m ü M (KELLER 1988, Fig. 23.2-4) entwickelten sich das Torfmoos von Turbennriet sowie 3 weitere Rieder.

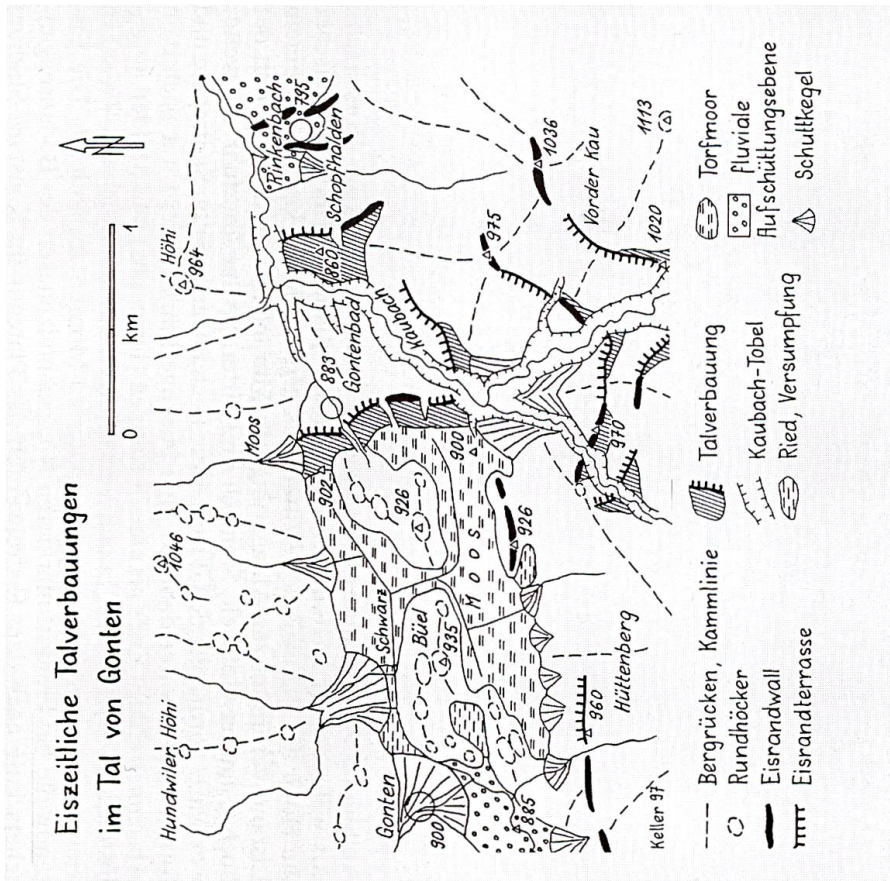


Abbildung 9.2: Eiszeitliche Talverbauungen im Tal von Gonten (LK 1095 Gais): Während der letzten Eiszeit stiess der Sittergletscher von Rinkenbach/Appenzell her in die mehr als 100 m höher gelegene Talung von Gonten vor. Moräne und Schuttmaterial des Kaubachs stauten sich am vordringenden Eisrand, wobei es bei Schopphalden und Gontenbad zur Verbauung des ganzen Talprofils kam. Eisrandwälle und Terrassen zeigen im Kaubachtal Stände des abschmelzenden Gletschers an. Nachdem die Schwelle von Gontenbad eisfrei wurde, brach der Kaubach wieder ostwärts nach Rinkenbach durch. Im Stau zwischen der Talverbauung Gontenbad und den Schwemmkegeln zweier Seitenbäche bei Gonten bildete sich ein See, der schliesslich zu einem Moor verlandete (KELLER & KRAYS 1991 b, Fig. 33 u. 34).

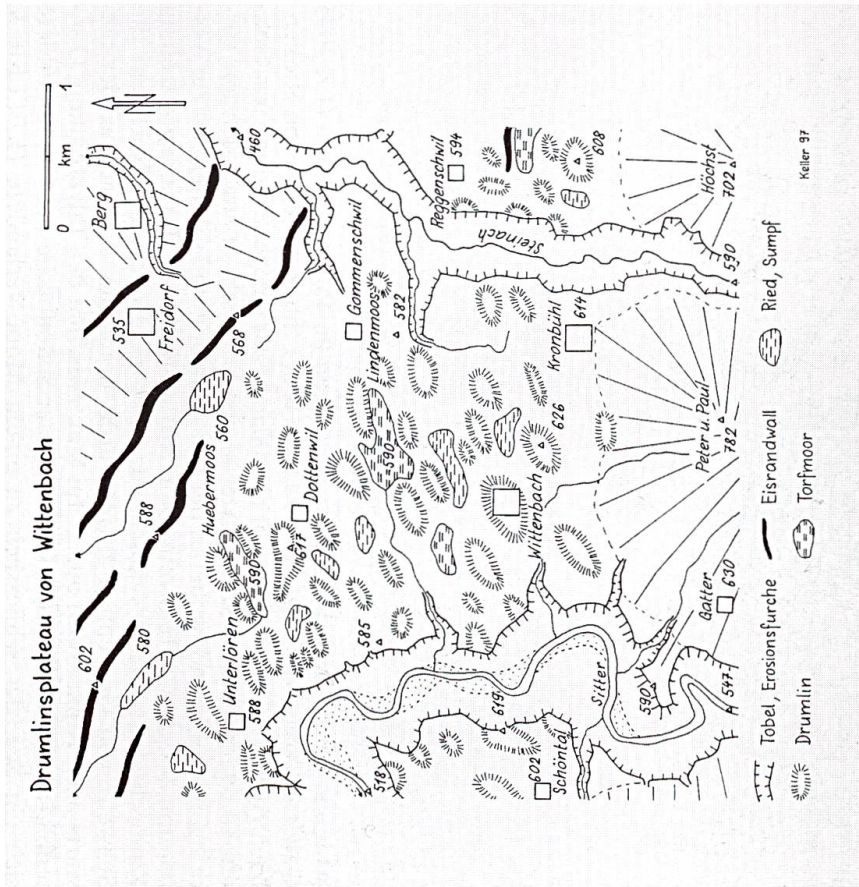


Abbildung 9.4: Drumlinsplateau von Wittenbach (LK 1075 Rorschach): Als während der letzten Eiszeit der sich aufbauende Bodenseegletscher die Höhe des Plateaus von Wittenbach erreicht hatte, kam es an seinem Eisrand verbreitet zur Ablagerung von Moränenmaterial und Schutt der hochgestauten Goldach, Steinach und Sitter. Später überfuhr der weiter westwärts vordringende Gletscher die noch unverfestigten Sedimente und formte daraus unter dem Eis eine bucklige Fläche. Diese trat nach dem Abschmelzen des Eises als eine in Kuppen (Drumlins) und Mulden aufgelöste Landschaft zutage. In den Vertiefungen sammelte sich das Wasser in kleinen Seen und Tümpeln, die später zu Mooren verlandeten. Die Eisrandwälle bei Freidorf markieren Rückschmelzphasen des Bodenseegletschers kurz nach dem Eisfreiwerden des Plateaus im Konstanz-Stadium (KELLER & KRAYSS 1994, Karte).

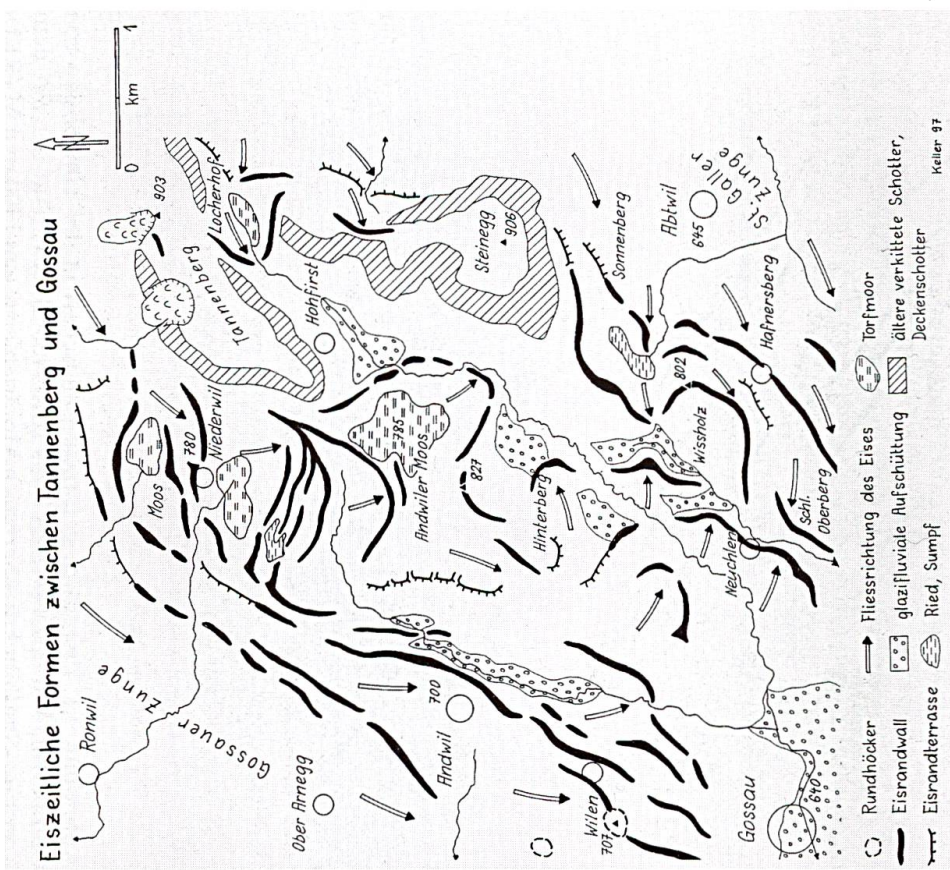


Abbildung 9.3: Eiszeitliche Formen zwischen Tannenbergl und Gossau (LK 1074 Bischofszell): Nachdem der Tannenbergl im Maximalstand der letzten Eiszeit gänzlich eisbedeckt war, löste sich das Eismeer noch vor dem Stein am Rhein-Stadium beidseits der Höhenkuppen von Steinegg und Tannenbergl in 2 Eisungen auf, nämlich in die Gossauer und St. Galler Zunge (KELLER & KRAYSS 1991b, Fig. 28). Auf dem Plateau zwischen Andwil und Abtwil hinterliess der oszillierende Gletscher eine reiche Abfolge von Moränenwällen. Moore bildeten sich in den ehemals von Seen eingenommenen Hohlformen zwischen den Wällen bei Niederwil, Locherhof, Sonnenbergl und im Andwiler Moos.

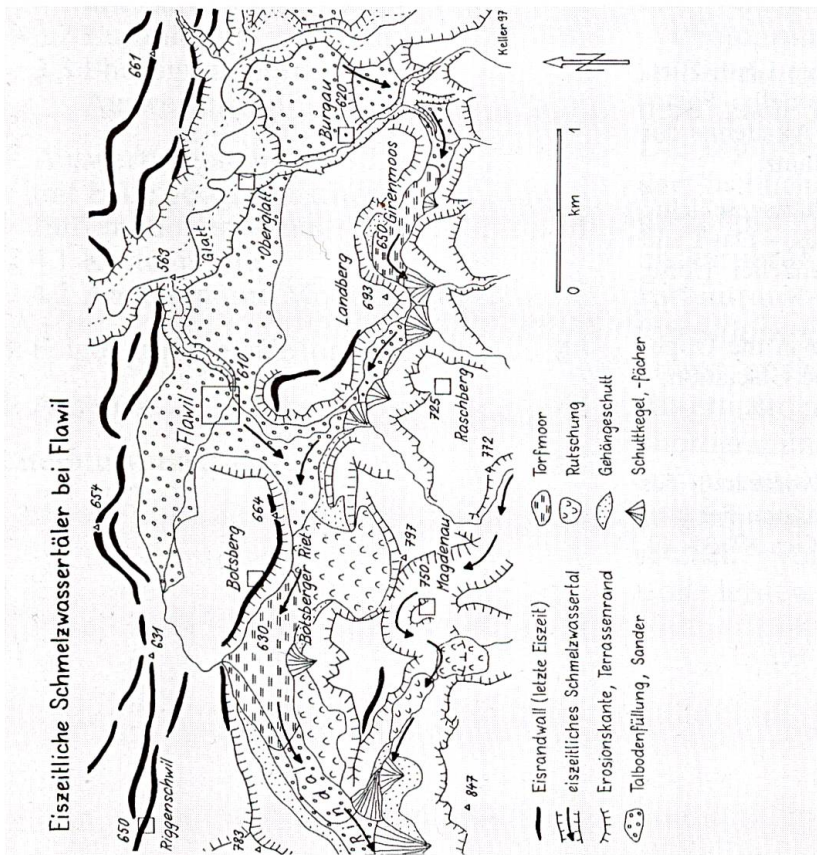


Abbildung 9.5: Eiszeitliche Schmelzwassertäler bei Flawil (LK 1094 Deggersheim): Die Täler von Girenmoos und Botsberger Riet entstanden durch einen Eisrandstrom während des Stein-am-Rhein-Stadiums der letzten Eiszeit (KRAYSS & KELLER 1996, Abb. 11; KELLER in diesem Band: Naturgeographie des Rotmooses und seiner Umgebung, Abbildung 8). Nachdem der Gletscher von seiner durch Eisrandwälle markierten Lage nördlich Flawil zurückgeschmolzen war, fand der Eisrandstrom wieder einen direkten Weg zur Thur. Die jetzt trocken gefallenen Schmelzwasserinnen wurden nur noch von kleineren Wildbächen durchflossen. Nördlich Magdenau riegelte eine Rutschung das Tal ab. Das Girenmoos bildete sich im Stau der beiden Wildbach-Schuttkegel östlich Raschberg, das Botsberger Riet zwischen der Magdenauer Rutschung und der sukzessiven Verfüllung des Rindals.

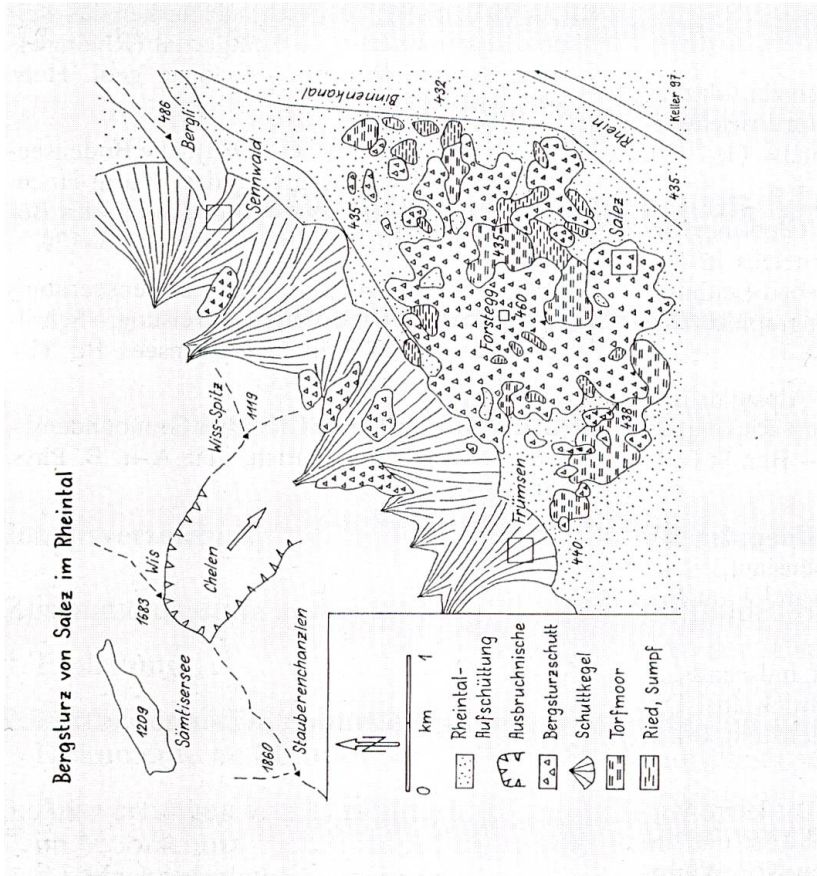


Abbildung 10: Bergsturz von Salez im Rheintal (LK 1115 Säntis): In der Nacheiszeit vor rund 7000 Jahren löste sich vom Grat der südlichen Alpensteinkette ein Bergsturz und fuhr in eine un tiefe Bucht des damals verlandenden Rheintalsees (KELLER 1994, 83). In Hohlformen sowohl innerhalb als auch am Rande der Bergsturz-Trümmersmassen bildeten sich verbreitet kleine Moore und Stümpfe.

Literaturverzeichnis

- KELLER, O. (1974): Untersuchungen zur Glazialmorphologie des Neckertales (Nordostschweizer Voralpen); – Ber. St.Gall. natw. Ges. 80, 1–199.
- (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium); – Physische Geographie, 27A und 27B, 241+291 S., Zürich
 - (1989): Die Vergletscherung des Alpsteins und der Region zwischen Arlberg und Rickenpass gegen Ende der letzten Eiszeit; – Ber. St.Gall. natw. Ges. 84, 93–123.
 - (1994): Entstehung und Entwicklung des Bodensees. Ein geologischer Lebenslauf; – in: MAURER, H. (Hrsg.): Umweltwandel am Bodensee, 33–92, St.Gallen.
 - (1995): Kleine Geologie und Landschaftsgeschichte Vorarlbergs; – Sonderdruck aus: Die Käfer von Vorarlberg und Liechtenstein, Bd. 2, 35 S.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum (Stadialer Komplex Würm-Stein am Rhein); – Eclogae geol. Helv. 73/3, 823–838.
- (1991a): Der Eisaufbau des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm: Ein Modell; – Paläoklimaforschung Bd. 1, 421–431, Akademie der Wissenschaften und Literatur, Mainz.
 - (1991b): Geologie und Landschaftsgeschichte des voralpinen Appenzellerlandes; – Das Land Appenzell 21/22, 115 S., Appenzeller Hefte, Herisau.
 - (1993): The Rhine-Linth-Glacier in the Upper Wurm: A model of the last alpine Glaciation; – Quaternary International Vol. 18, 15–27, INQUA/Pergamon Press Ltd.
 - (1994): Die Bodensee-Vorlandvereisung des Rheingletschers im Konstanz-Stadium der letzten Eiszeit; – Ber. St.Gall. natw. Ges. 87, 31–40.
- KRAYSS, E. (1996): Rückschmelzmarken des alpinen Eisstromnetzes im Spätglazial (Rheingletscher-System, Würm); – Eclogae geol. Helv. 89/3, 1105–1113.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials; – Schriften Verein für Gesch. des Bodensees, Bd. 101, Friedrichshafen 7, 113–129.
- (1996): Hydrographie des Bodenseeraums während der letzten Vorlandvereisung; – Schriften Verein für Gesch. des Bodensees, Bd. 114, Friedrichshafen, 111–143.
- MAISCH, M. (1992): Die Gletscher Graubündens; – Geogr. Inst. Univ. Zürich, Teil A u. B. Phys. Geogr. Vol. 33.