

Aufbau und Zerfall des würmeiszeitlichen Eisstromnetzes in der zentralen und östlichen Schweiz

von

René Hantke, Zürich

mit 10 Abbildungen und 1 Tafel

Herrn Prof. Dr. AUGUSTO GANSSER zum 60. Geburtstag.

Verantwortliche Faktoren

Damit sich in unseren Breiten eine **Vereisung aufbauen**, eine Eiszeit sich einstellen konnte, bedurfte es der Kombination einiger Voraussetzungen: einer fühlbaren Temperaturerniedrigung — speziell sommersüber —, reichlicher Niederschläge, der Existenz eines allenfalls noch aktiv sich hebenden Gebirges mit Schneeakkumulationsbecken und — sehr viel Zeit. Umgekehrt wurde der **Eiszerfall** eingeleitet durch eine generelle Temperaturerhöhung, durch abnehmende Niederschlagsmengen, während das Gebirge durch die kaltzeitlichen Abtragungsvorgänge bereits etwas von seiner Höhe eingebüßt hatte. Zwischen Aufbau und Zerfall lagen Zeiten mit temporären Gleichgewichtslagen: Maxima — Stadien mit einzelnen Moränenstufen — und Minima — Interstadiale, Rückzugslagen, von denen aus das Eis bei einer kleinen Klimaverschlechterung erneut vorzustoßen vermochte.

Untersuchungselemente

An **Elementen**, die uns zur Erforschung des eiszeitlichen Geschehens zur Verfügung stehen, seien genannt: Stirn- und Seitenmoränen, die Schotterfluren — Sanderflächen — übergehen und dahintergelegene Zungenbecken abdämmen, Kameterrassen und randliche Schmelzwasserrinnen, Rundhöckerfluren und Drumlinschwärme, Felsriegel, Glet-

scherschliffe und Kare, erratische Blöcke, deren Petrographie über die Herkunft und deren Lage über die Strömung im Gletscher Anhaltspunkte vermitteln.

Der stratigraphische Aufbau von Schotterfluren — besonders jener, welche Schieferkohlen einschließen —, ihre Lage im Talsystem, ihr petrographischer Inhalt, sowie die in den Kohlen eingeschlossenen Pflanzen- und Tierreste helfen mit, die Kenntnisse des frühwürmeiszeitlichen Geschehens zu ergänzen.

Pollendiagramme mit Radiokarbon-Datierungen gestatten gar eine Einstufung einzelner Horizonte in die absolute Zeitskala.

Durch Mittelmoränenreste ausgezeichnete Konfluenzen, Transfluenzen über Pässe und Diffluenzen an Talgabelungen erlauben Korrelationen von Gletscherständen von einem Gletschersystem zum nächsten.

Untersuchungsbereich

Der Bereich, über den sich die Untersuchungen erstrecken, deren Resultate hier zusammengefaßt werden, reicht vom Brünigarm des Aaregletschers über Engelberger, Reuß-, Sihl-, Linth/Rhein-, Thur-, Urnäsch- und Sittergletscher bis zum Bodensee-Rhein-Gletscher.

Da sich wertvolle Indizien für den Eisaufbau erst aus der Kenntnis der Rückzugslagen, aus Eisständen während des Zerfalls ergeben, seien zunächst die Belege zum Eisrückzug dargelegt.

Während der würmeiszeitliche Maximalstand noch bis in die jüngste Zeit zeitlich den äußersten markanten Endmoränen gleichgesetzt wurde, hat sich gezeigt, daß dieser komplexer gestaltet ist, daß sich meist zwei durch eine Erosionsphase morphologisch und lagemäßig voneinander getrennte Stände unterscheiden lassen.

Die würmeiszeitliche Eishöhe im Rhein-System

Die Suche nach den höchsten Erratikern ließ die maximale würmeiszeitliche Eishöhe im Rheintal zwischen Chur und Bodensee und in der Walensee-Talung ermitteln. Darnach lag sie bei Chur in 2000 m, bei Sargans in 1750 m, unterhalb Buchs in 1500 m und am Alpenrand in 1250 m Höhe. Analoge Werte ergaben sich in der Walensee-Talung: N von Flums in 1600 m, im Taldurchbruch von Ziegelbrücke in 1300 m (R. HANTKE, 1970 a).

Die Talgabelung von Sargans

Die Gestaltung der Talgabelung von Sargans gehört zu den eindrucklichsten Talgeschichten der Ostschweiz. Im Laufe des Quartärs rückte die Wasserscheide, die im helvetischen Deckengebäude durch die auseinander-

geglittenen Schichtstöße seit der mise-en-place bestand, schrittweise gegen die Rheintal-Flexur. Dabei wurde sie vor allem durch die Glazialerosion sukzessive stärker erniedrigt, so daß immer mehr Rhein-Eis den Weg durch die Walensee-Talung nehmen konnte. Während bisher stets angenommen wurde, daß zur Würmeiszeit bereits ein bedeutender Teil von Rhein-Eis durch die Walensee-Talung ins Linth-System abfloß, postulierte F. SAXER (1964) — aufgrund der zahlreichen Verrucano-Erratiker N des Walensees und auf der E-Seite der Linthebene —, daß dieser Anteil nur etwa zwei bis drei Prozent betragen hätte. Dabei dachte er vor allem an einen Stau durch den von SW einmündenden Weißstannengletscher.

Aus dem Auftreten von Puntegliasgraniten, Leitgesteinen aus der Val Frisal, einem linken Seitental des Vorderrheintales, geht hervor, daß der Rheingletscher bis 6 km tief ins Weißstannental (E. BLUMER, 1908) eindrang, daß vielmehr der Weißstannengletscher kräftig zurückgedrängt wurde.

Die Verrucano-Erratiker in einer tiefen Seitenmoräne auf der N-Seite des Walensees stammen wahrscheinlich von einem spätglazialen Vorstoß des Murggletschers, einem von S auf den Walensee arm absteigenden Seitengletscher, der damals — ähnlich wie heute der Miage- und Brenvagletscher auf der S-Seite des Montblanc das Val Veni (F. MAYR, 1969) — den Walensee arm abdämmte, so daß nur noch der tiefere Teil des Talquerschnittes vom Rhein-Eis eingenommen wurde und bis gegen Weesen floß (Abb. 2).

Eine mit J.-R. KLÄY an den spätwürmeiszeitlichen Schottern von Plons, 3 km unterhalb Sargans, durchgeführte Geröllzählung ergab 18% Rheingerölle, während nach dem Kontinuitätsprinzip rund 30% durch die Walensee-Talung abgeflossen sein mußte (R. HANTKE, 1968, 1970 a: 8).

Gletscherbewegung und Fließgeschwindigkeit

Nach L. LLIBOUTRY (1965) und J. F. NYE (1953) lassen sich für parabolische Talquerschnitte — solche mit maximalen laminaren Durchflußgeschwindigkeiten — Werte ermitteln, die je nach Lage des Querschnittes und den von den Autoren angegebenen Parametern von 45 bzw. 100 m/Jahr bis 357 bis 800 m/Jahr variieren (R. HANTKE, 1968, 1970 a).

Aus der Massenhaushaltsbilanz ergeben sich — bei der (in Wirklichkeit wohl kaum zutreffenden) Annahme analoger Niederschlagsmengen auch während der Eiszeit — je nach den von den Autoren angegebenen Parametern 1,8- bzw. 4- bis 9- bzw. 20mal höhere Werte (R. HANTKE, 1970: 11). Diese Diskrepanz läßt sich nur dadurch erklären, daß entweder die glaziale Übertiefung bedeutend größer war oder/und daß — neben der laminaren Fließbewegung — zusätzliche aperiodische Gleitbewegungen auftraten, wobei der Reibungswiderstand unter der Schubwirkung des nachdrängenden Bündner Eises zeitweise kurzfristig zusammenbrach und das Gletschereis auch noch schubweise fortbewegt wurde.

Würmeiszeitliche Schneegrenzen

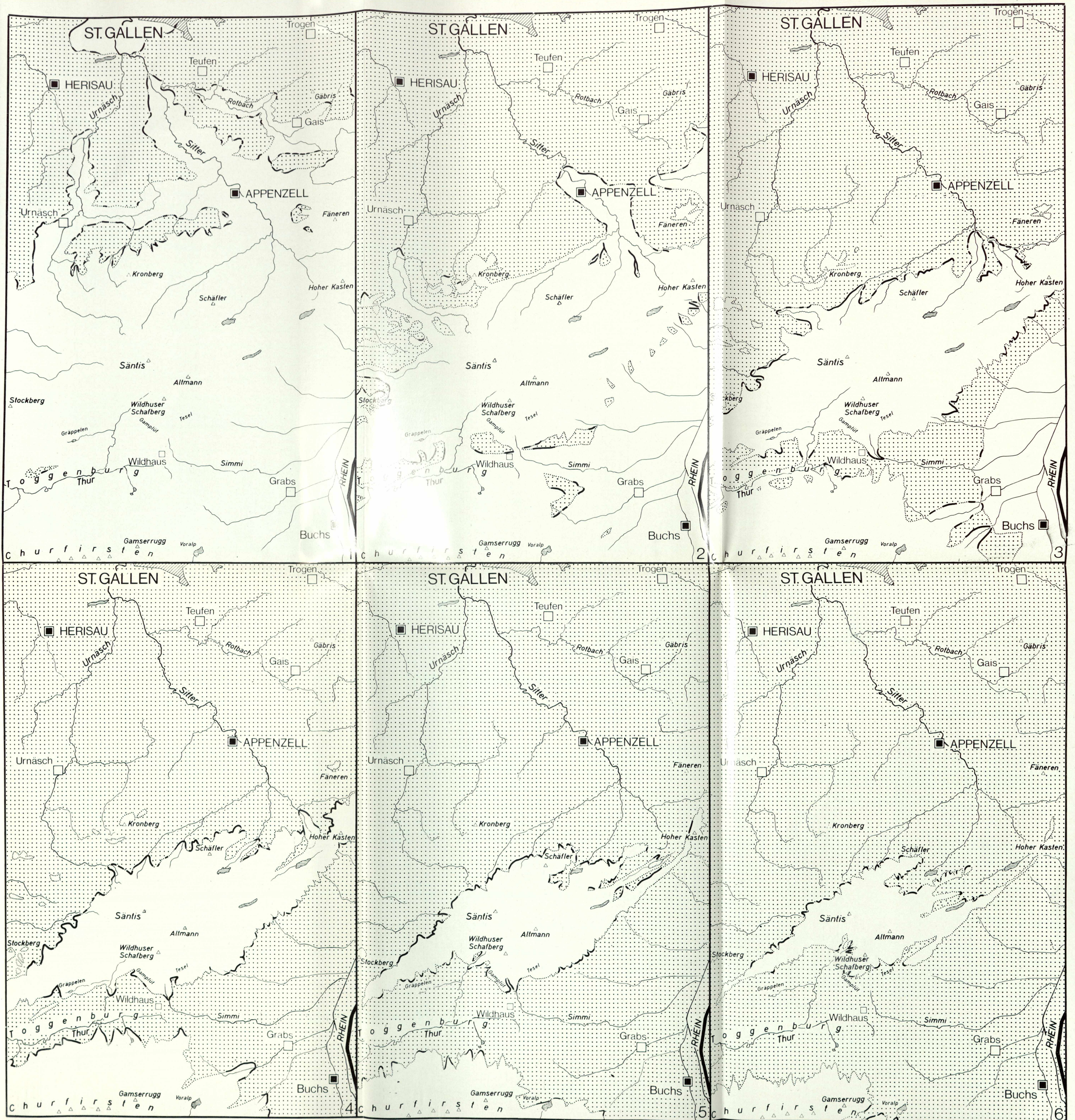
Sehr fruchtbar für die Einstufung von Moränenstadien isolierter Gletscher erwiesen sich regional durchgeführte Abschätzungen über die jeweilige Schneegrenze, jener Linie, oberhalb der im Laufe längerer Zeit mehr Schnee fällt als abschmilzt oder verdunstet. Beziehen sich die Beobachtungen auf ein horizontales Feld oder werden gegensätzliche Expositionen gemittelt, so ergibt sich die klimatische Schneegrenze (H. LOUIS, 1954; TH. ZINGG, 1954). Für ihre heutige Lage im Bereich Berner Oberland—Mittelbünden erhielt H. ESCHER (1969) über nicht vergletschertem Areal eine Höhe von 3150 m und eine zugehörige mittlere Jahrestemperatur von $-5,7$ bis $-5,5^{\circ}\text{C}$.

Während heute die klimatische Schneegrenze auf Eis oder auf aperem Gelände — je nach der Umgebung — von 200 m in den Walliser Alpen über 300 m (?) am Säntis (B. MESSERLI, 1967: 197) bis 500 m (?) im Silvretta-gebiet auseinanderliegen sollen (H. ESCHER, 1969), war der Unterschied in den pleistozänen Kaltzeiten — infolge des durch die Eismassen generell kühleren Lokalklimas — bedeutend geringer. Dies wird bestätigt durch die geringen Unterschiede, die sich bei kleinen Kar- und Hängegletschern zwischen Sonnen- und Schatten-, Luv- und Leeseiten beobachten lassen. Kleine Gletscher wurden zur Ermittlung deshalb gewählt, damit die Differenzen zwischen Gleichgewichtslage, Firnlinie (= jährliche lokale Schneegrenze) und Trockenschneegrenze (F. MÜLLER, 1962) minimal werden und vernachlässigt werden können.

Über die hochwürmeiszeitliche Schneegrenze im Linth/Rhein-System liefern Hängegletscher, die von der N-Seite des Höhrnon (S des Zürichsees), von den Höhen um Einsiedeln und von der Stöcklichrüz-Rinderweidhorn-Kette (S des Zürcher Obersees) absteigen, konkrete Angaben. NW des Höhrnon reichte der Linth/Rheingletscher im Würm-Maximum bis auf 960 m; von dessen 1200 m hohen Grat floß damals ein Hängegletscher bis gegen 1000 m ab, was eine lokale Schneegrenze von 1100 m bedingt, während die S-Seite noch knapp ausaperte, so daß die klimatische Schneegrenze auf rund 1150 m lag.

Auch die Talung von Rothenthurm war noch von einem bis gegen Biberbrugg vorstoßenden Arm des Muota/Reußgletschers erfüllt, der W der Hundwileren (2,5 km W von Einsiedeln) noch bis gegen 1000 m hinaufreichte (R. HANTKE, 1967*). Auf der N-Seite entwickelte sich aus einer Nische rißeiszeitlicher Moräne ein karartiger würmeiszeitlicher Hängegletscher, der vom 1170 m hohen N-Ende bis 1120 m abstieg; die auffällige Endmoräne erfordert eine lokale Schneegrenze von 1140 m. Da die S-Seite ebenfalls eisfrei blieb, mußte die klimatische Schneegrenze auf etwa 1170 m gelegen haben.

In der Stöcklichrüz-Rinderweidhorn-Kette vermochten die Kargletscher, zufolge des bereits höher hinaufreichenden Eisstandes, den Linth/Rhein-



Taf. 1. Die spätwürmeiszeitlichen Rückzugsstadien zwischen oberem Toggenburg und St. Gallen, Maßstab 1:150 000. 1 Stein a. Rh./ Zürich-Stadium — 2 Konstanz/ Hurden-Stadium — 3 Feldkirch/ Weesen-Stadium — 4 Sarganser Stadium — 5 Churer Stadium — 6 Andeer-Stadium

gletscher noch zu erreichen; erst im Zürich-Stadium wurden einzelne selbständig. Ein vom 1230 m hohen Grat NW des Stöcklichrüz gegen N abfließender Kargletscher endete in 1120 m, was eine örtliche Schneegrenze in 1180 m voraussetzt; auf der SW-Seite reichte ein Schneefeld bis 1180 m, so daß sie dort auf 1210 m lag. Daraus resultiert am Stöcklichrüz eine klimatische Schneegrenze von knapp 1200 m im Zürich-Stadium.

Im Reuß-System bilden die an der NE-Ecke des Niederbauen, einem Gipfel im östlichen Vierwaldstättersee-Gebiet, auf 1300 m und die auf dem Mostelberg (5 km N von Schwyz) auf 1190 m gelegenen Seitenmoränen die höchsten markanten Moränenwälle der Würm-Eiszeit. Auf der SE-Seite des Engelstock (4 km von Schwyz) stellt sich noch ein wenig auffälliger Wall in etwas über 1200 m ein, womit am zentralschweizerischen Alpenrand die klimatische Schneegrenze erreicht gewesen sein dürfte, da schon von wenig höheren Gipfeln der Engelstock-Kette kleine S-exponierte Kargletscher abflossen. Wie N. LICHTENECKER (1938) darlegte, stellt sich die Schneegrenze in heutigen Gletschergebieten in jener Höhe ein, in der am Gletscher Ufermoränen auszuapern beginnen. Im interner gelegenen Urnersee-Gebiet lag damit die Schneegrenze im Würm-Maximum — analog der heutigen Waldgrenze (Tab. 1) — bereits um rund 100 m höher.

Tabelle 1

Die Waldgrenze im Reuß-, Linth- und Rhein-Querschnitt

Reuß-System		Rhein-System	
S von Rigi-Kulm	1670 m	SW des Kronberg	1620 m
S des Fronalpstock	1700 m	S des Stockberg E von Neßlau	1680 m
SW des Oberbauenstock	1820 m	W des Schäfler	1610 m
Chulm SW von Isenthal	1850 m	SW des Alpsigel	1730 m
Hüendereg NW von Altdorf	1860 m	N des Hochhus, Stauberer	1760 m
SE der Kleinen Windgälle	1880 m	E des Gamserrugg	1830 m
W von Wassen	1930 m	S des Gleggghorn, Falknis	1860 m
		N der Haldensteinalp	1900 m
		S des Taminser Calanda	1980 m
		W der Fulbergegg N des	
		Stätzerhorn	2030 m
		W des Piz Scalottas	2080 m
		SW des Piz Tschera	2080 m
		ESE von Splügen	2090 m
		S von Avers-Cresta	2120 m
		edaptische Grenze, deutlich zu tief	

Bei der Festlegung der Waldgrenze wurden die höchsten natürlichen Waldvorkommen ermittelt. Sie liegt um den Kampfgürtel niedriger als die Baumgrenze.

Die würmeiszeitlichen Rückzugslagen

Von dem durch Moränenwälle und Schotterfluren gekennzeichneten Maximalstand — im Linth/Rhein-System dem Killwangen-Stadium mit seinen Rückzugsstapfen — schmolzen die Gletscher aus dem schweizerischen Mittelland bei der ersten Klimaverbesserung allmählich zurück, wobei es jeweils zu kürzeren Halten und kleineren Wiedervorstößen kam. Von den ersten Rückzugslagen treten besonders das Schlieren- (Abb. 1) und das Zürich (= Stein am Rhein) - Stadium mit ihren

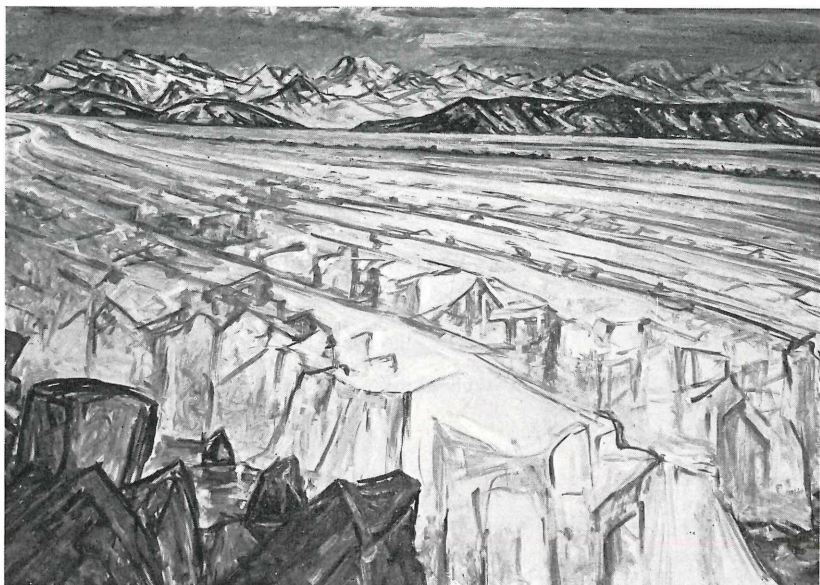


Abb. 1. Der würmeiszeitliche Linth/Rheingletscher im Schlieren-Stadium.

Blick vom Pfannenstiel SE von Zürich gegen die Sihltaler Alpen.

Ölgemälde von Heini Waser, Zollikon, im Ortsmuseum Wädenswil.

(Foto H. Langendorf, Wädenswil)

verschiedenen, durch End- und Seitenmoränen sich abzeichnenden Eisrandlagen klar hervor. Während die zeitliche Reihenfolge dieser Stadien mehrfach diskutiert wurde (A. AEPPLI, 1894; H. JÄCKLI, 1959; R. HANTKE, 1959b, 1962 a, b, 1967*, 1968), steht heute durch zahlreiche Bohrungen (C. SCHINDLER, 1968) fest, daß die bereits von ARN. ESCHER (1844) erkannte Abfolge — Killwangen—Schlieren—Zürich — zu Recht besteht.

Das nächste, ebenfalls bereits von ARN. ESCHER (1852) erkannte Rückzugsstadium gibt sich in der Stirnmoräne und im zugehörigen Sander zu

erkennen, die als Halbinsel Hurden weit in den Zürichsee vorspringen und sich in die von Erratikern gekrönte Untiefe fortsetzen, wodurch der See in zwei Becken unterteilt wird. Neuerdings konnte H.-P. MÜLLER SW von Lachen einige zwischen Zürich- und Hurden-Stadium gelegene Wallreste feststellen, die sich mit tiefen Seitenmoränen in der Gegend SE von Horgen verbinden lassen.

Im Bodensee-Rhein-System entspricht der **K o n s t a n z e r S t a n d** dem **H u r d e n - S t a d i u m**, während im Reuß-System das Gletscherende damals bei **G i s i k o n — H o n a u**, 12 km NE von Luzern, lag.

Die spätglazialen Gletscherstände im Vierwaldstättersee-Gebiet

Die nächsten Rückzugslagen wurden durch die Tiefenlotungen im Vierwaldstätter See in den unterseeischen Stirnmoränen **S** von **V i t z n a u** und **E** von **G e r s a u** erkannt (ALB. HEIM, 1894). Durch die Mittelmoräne von Allweg **W** von Stans, die zwischen dem Brünigarm des Aaregletschers und einem westlichen Stirnlappen des Engelberger Gletschers aufgeschüttet wurde, und besonders durch zwei Systeme von tieferen Seiten- und Endmoränen in der Talung von Brunnen—Schwyz—Goldau ist die Existenz zweier Rückzugsstadien im Reuß-System erwiesen, wobei sich beim Gersauer Stadium gar mehrere Staffeln erkennen lassen (R. HANTKE, 1970 c).

Die spätglazialen Stände im Rhein-System

Im Linth- und im Walenseearm des Rhein-Systems schienen zunächst diese beiden Stadien zu fehlen oder durch jüngere Alluvionen eingedeckt worden zu sein. Immerhin zeichnete schon ARN. HEIM (1907*) bei Weesen tiefgelegene seitliche Wallmoränen, die ein Zungenende im Taldurchbruch von Ziegelbrücke annehmen lassen, und J. J. SCHEUCHZER (1712*) hatte im untersten Walensee bei Weesen bereits eine kleine Insel eingezeichnet, die später von der Linth angelandet und bei der Linthkorrektur eingeebnet wurde; doch kann diese nur als Rest eines Stirnwalles gedeutet werden, zu dem die Wälle von Betlis (**E** von Weesen) und von Buechen (**W** von Murg) die Seitenmoränen und die Wanne des Walensees das zugehörige Zungenbecken darstellen (R. HANTKE, 1970 a, c). Die am Ausgang des Murgtales in 620 bis 590 m auftretenden Stirnwälle sind bereits dem nächst internen Stadium zuzuweisen (Abb. 2).

Im Rheintal zeichnet sich das dem Eisstand von **W e e s e n** entsprechende Stadium in der Gegend von **F e l d k i r c h a b**, wo eine Stirnmoräne eines Seitenlappens des Rheingletschers einer solchen des Illgletschers gegenübersteht. Rheinabwärts lassen sich — besonders auf der Vorarlberger Seite — mehrere durch seitliche Schmelzwasserrinnen dokumentierte Eisrandlagen erkennen, die sich talaufwärts mit tiefgelegenen schuttreichen Seitenmoränen verbinden lassen (R. HANTKE, 1968, 1970a).

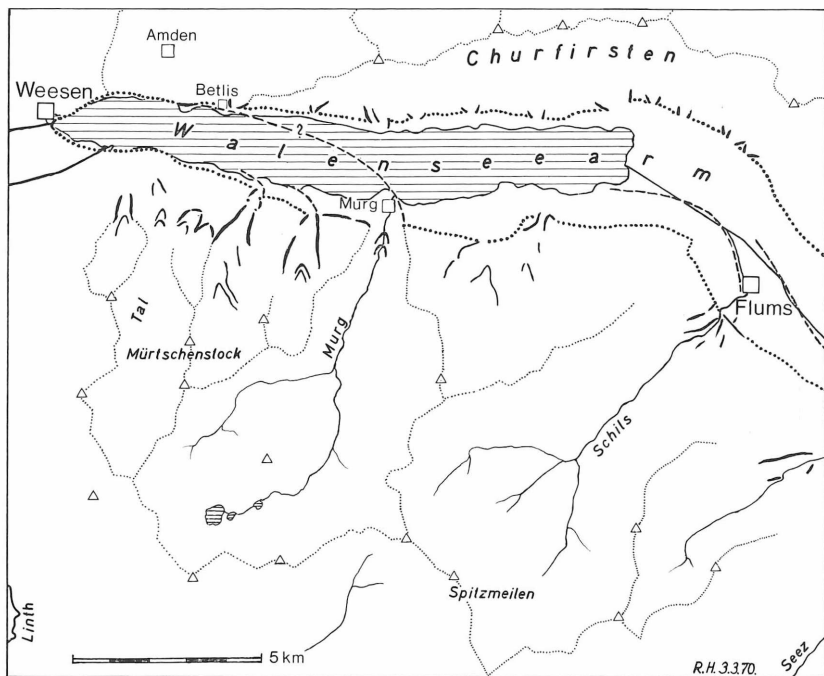


Abb. 2. Die spätglazialen Vorstöße — Weesen- und Sarganser Stadium — der Lokalgletscher im St. Galler Oberland zum Walenseearm des Rheingletschers.

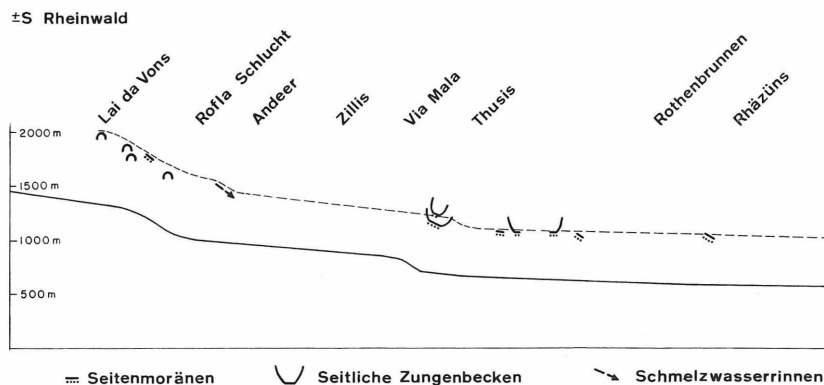


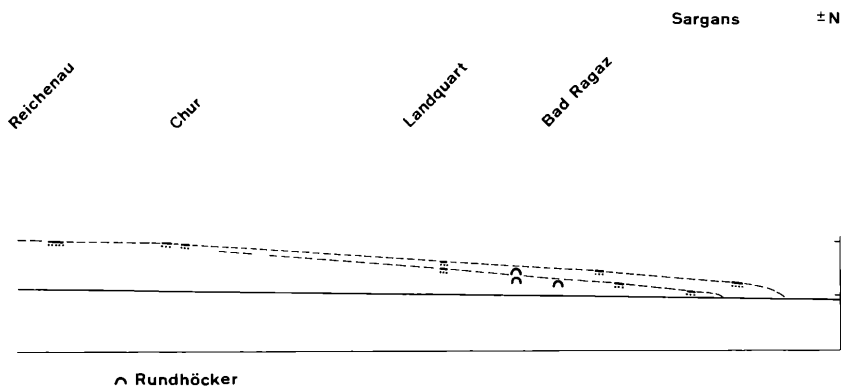
Abb. 3. Der spätglaziale Rheingletscher im Längsprofil vom

Jüngere Rückzugslagen stellen sich sowohl im Rheintal als auch in der Walensee-Talung in der Gegend von Sargans ein.

Seitenmoränen, Schmelzwasserrinnen, Rundhöckerfluren und Stauterrassen — etwa im untersten Prättigau — erlauben die Sarganser Stände rheinwärts über die Wallreste von Talein-Valtanna (N von Chur) bis Carschenna (E von Thusis) zu verfolgen. Hier schließen prachtvolle Moränenstaffeln eines Seitenlappens des Hinterrheingletschers an Stauterrassen eines von SE zufließenden Albulagletschers an.

Hochgelegene Wallmoränen eines Seitengletschers aus den Splügener Kalkbergen (J. NEHER in H. JÄCKLI, J. NEHER & V. STREIFF, 1970*) treten im Rheinwald SW des Lai da Vons noch in 1980 m auf. Über Seiten- und Mittelmoränenreste an der Mündung des Avers sowie über Schmelzwasserrinnen E von Andeer lassen sich diese Rundhöckerfluren mit den Moränen von Carschenna verbinden; diese Verbindung erscheint auch aufgrund der sich daraus ergebenden Gefällsverhältnisse der Eisoberfläche plausibel (Abb. 3).

Da diese Wallmoränen W des Lai da Vons ziemlich unvermittelt einsetzen, dürften sie zu einer Zeit abgelagert worden sein, in der die Schneegrenze nur wenig höher, ungefähr in 2000 m, lag. Aus der Tatsache, daß sich für das Stadium von Sargans (= Gersau) am Alpenrand eine klimatische Schneegrenze von 1500 m in der Zentralschweiz bzw. von 1450 m in der nördlichen Säntiskette ergibt, läßt sich für dieses Stadium ein Anstieg vom Alpenrand bis ins Rheinwald von rund 500 m ermitteln. Ein analoger Anstieg mit ähnlichem Gradienten spiegelt sich heute in der um 1100 m nach unten verschobenen Waldgrenze wider (Tab. 1). Damit erfährt die morphologisch und eisdynamisch vorgenommene Zuordnung eine paläoklimatologische Stütze.



Rheinwald bis Sargans. Längen 1:350 000, Höhen 1:70 000.

Der Churer Vorstoß

Auf einen kräftigen Rückzug des Rheingletschers bis oberhalb Ilanz und hinter die Via Mala, währenddem — infolge des nun fehlenden Gegendruckes des Eises — mehrere größere Bergstürze niederbrachen, folgte abermals ein bedeutender Vorstoß, der sowohl den Rhein- als auch den Plessurgletscher nochmals bis Chur vorrücken ließ. Dabei wurden die Bergsturmassen von Flims bis Chur vom Eis überfahren, was durch dünne Moränendecken und Erratiker belegt wird. Beim erneuten Rückzug schmolz der Rheingletscher zunächst an der dünnsten Stelle — über den Bergsturmassen von Reichenau — durch, so daß zwischen dieser Schuttbarriere und Chur eine langsam abschmelzende Toteismasse abgetrennt wurde. Durch dieses bewegungsarme, an Ort und Stelle abschmelzende Eis wurden die Bergstürzhügel zu Tomas (Tumas) geformt. Oberhalb des Bergsturzriegels von Reichenau wurden vor der zurückgewichenen Gletscherfront mächtige, Bergsturz- und Moränenmaterial enthaltende Stauschotter geschüttet, die nach dem Abschmelzen des Churer Toteises von Schmelzwässern tief zerschnitten wurden (R. HANTKE, 1970 a, c).

Das dem Churer Vorstoß entsprechende Stadium im Reuß-System

Das dem Churer Vorstoß gleichzusetzende Stadium gibt sich im Reuß-System S von Altdorf in den tiefen Seitenmoränen S von Attinghausen und S des Schächentaler Schuttfächers zu erkennen. Zeitlich entsprechende Wälle treten auch am 1874 m hohen Hüendereg NE von Altdorf klar zutage. Sowohl auf der NE- als auch auf der S-Seite dieses Gipfels hatten sich kleine Firnfelder entwickelt, die in 1750 m bzw. in 1820 m Höhe von markanten Moränenwällen umgeben waren. Für den gegen NE abfließenden leeseitigen Gletscher läßt sich eine örtliche Schneegrenze von 1800 m ermitteln; diejenige des S-exponierten Firnfeldes lag auf 1850 m, so daß sich für den Mündungsbereich des Schächentales ein Mittelwert und damit eine klimatische Schneegrenze von 1825 m ergibt.

Allerdings ist der Zusammenhang der Hüendereg-Firnfelder mit dem Reußgletscher nicht erbracht. Doch erreicht der gegen NE abfließende Eis-lappen noch beinahe das rechte Ufer des Eisstromes, der aus dem NE anschließenden Talschluß von Selez abfloß. Mit einer mittleren Höhe der Umrahmung von 2050 m stieß dieser Lokalgletscher nochmals bis 1500 m ins Schächental herab vor.

Von der linken Reußtalseite rückte dagegen ein Gletscher aus dem schattigen Felskessel der Waldnacht, dessen mittlere Umrahmung um 500 m höher hinaufreicht, durch das steile Bockitobel nochmals bis 700 m herunter vor, wobei er sich beinahe mit dem bei Attinghausen stirnenden Reußgletscher zu vereinigen vermochte.

Die Schneegrenze im Churer Stadium im Rhein-System

In der nördlichen Säntiskette läßt sich bei einem E des Schäfler bis 1690 m herabsteigenden gleichaltrigen Wall eines ESE-exponierten Firnfeldes eine örtliche Schneegrenze von 1730 m ermitteln. Die klimatische Schneegrenze dürfte damit im NE des Säntisgebietes mit 1710 m um mehr als 100 m tiefer gelegen haben als um Altdorf. Diese Differenz deckt sich mit derjenigen, die sich in der östlichen Zentralschweiz für den würmeiszeitlichen Maximalstand ergab (p. 9). Dagegen zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit Schneegrenzwerten um Chur, wo sich im hintersten Valzeinal in N-Exposition knapp 1800 m und im Schanfigg, auf der SE-Seite des Arsaß (S des Hochwang), 1830 m ergaben, so daß eine klimatische Schneegrenze zwischen 1820 m und 1850 m resultiert.

Das Gebiet zwischen den Churfürsten und St. Gallen

Zwischen Linth/Rhein- und Bodensee-Rhein-Gletscher, besonders rund um das Säntisgebirge, sind altersgleiche Wallmoränen zwischen den aus dem Säntisgebirge abfließenden Sitter- und Urnäschgletschern und dem Rheingletscher offenkundig: SW von St. Gallen stehen Seitenmoränen des Stadiums von Stein am Rhein (= Zürich) Stirnmoränen des Sitter- und des Urnäschgletschers gegenüber (Taf. 1, Fig. 1), und E von Appenzell wurde im Konstanzer Stadium zwischen einem Rheingletscherlappen und einem solchen des Sittergletschers ein kleines Moor aufgestaut (Taf. 1, Fig. 2). Dagegen floß damals noch Rhein-Eis über den Sattel von Wildhaus ins obere Toggenburg, wo es sich mit dem von den Churfürsten und aus dem Säntisgebirge abfließenden Eis vereinigte und als Thurgletscher bis Neßlau reichte (R. HANTKE, 1967, 1970b).

Von einem Firnsattel E der Churfürsten floß noch im Spätwürm Eis einerseits gegen N ins Toggenburg, andererseits ergoß sich ein Gletscher durch das Tal des Voralpsees gegen Grabs ins St. Galler Rheintal, wo er sich — nach kurzer Mittelmoräne — mit dem Rheingletscher vereinigte, der damals randlich noch bis Feldkirch reichte (Taf. 1, Fig. 3).

Internere Endmoränen im Voralptal können mit entsprechenden Moränen auf der N-Abdachung der Churfürsten korreliert werden, die dem Sarganser bzw. dem Churer Stadium zuzuordnen sind (Taf. 1, Fig. 4 und 5). Die richtige Einstufung läßt sich durch Abschätzen der zugehörigen klimatischen Schneegrenzen überprüfen.

Aufgrund von Rhein-Erratikern N von Wildhaus, jenseits des Sattels von Gamplüt, und im N von Alt-St. Johann gelegenen Gräppelental erkannte W. TAPPOLET (1922) Transfluenzen von Rhein-Eis durch die Talgänge ins südwestliche Säntisgebirge (Taf. 1, Fig. 1). Zugleich sollte der Gletscher aus dem südöstlichsten Säntistal, dem Teseltal, ins Toggenburg

abgefließen sein. Spätwürmeiszeitliche Moränenreste bekunden indessen, daß bei Wildhaus keine Überkreuzung der Abflußwege stattfand, sondern daß im bewegungsarmen Transfluenzbereich von Wildhaus der Teselgletscher um das SW-Ende der südlichsten Säntis-Kette herum etwas über 1 km „im Kontermarsch“ gegen das St. Galler Rheintal abfloß.

Die spätglazialen Eisrandlagen in Vorarlberg und in Tirol

Ein Verfolgen zeitlich einander entsprechender Moränenstadien des Rheingletschers aus dem Rheintal durch das Montafon über die Bieler Höhe ins Paznaun und durchs Klostertal über den Arlberg ins Stanzer Tal ermöglicht einen Anschluß ans Inn-System und damit ans klassische Gebiet der spätglazialen Gletscherstadien, den weiteren Innsbrucker Raum.

Einwandfrei belegt ist die Gleichaltrigkeit der Stirnmoränen S von Feldkirch, wo sich Rhein- und Illgletscher gegenüberstanden (p. 12 und Abb. 4). Nächste, durch Stauschotter, Moränen und Schmelzwasserrinnen dokumentierte spätwürmeiszeitliche Gletscherstände stellen sich im Raume von Bludenz ein. Sie dürften den verschiedenen Ständen um Sargans entsprechen (Abb. 4).

In dem von Moränen und von einem spätwürmeiszeitlichen Schuttfächer bedeckten Bürser Konglomerat — verkittete Illschotter mit reichlich Lokalschutt (O. AMPFERER, 1908: 628) — am Ausgang des Brandner Tales (SW von Bludenz) glauben W. HEISSEL, R. OBERHAUSER & O. SCHMIDEGG (1967*), Mindel/Riß-interglaziale Ablagerungen zu erkennen; die Liegendmoräne in der Bürser Schlucht stellen sie gar in die Mindel-Eiszeit, wogegen bereits O. AMPFERER (1908: 635) in dieser ganzen Abfolge jungquartäre Bildungen sah, die mit dem Rückzug und den Wiedervorstößen der Würmvergletscherung in Verbindung zu bringen wären. Daß die auflagernden Moränen im Spätwürm abgelagert wurden, steht außer Frage, hingegen könnten Liegendmoräne und Bürser Schotter bereits in einem würmeiszeitlichen Intervall während der Vorstoßphasen abgelagert worden sein (p. 25).

Ein noch internerer, durch tiefe Seitenmoränen gekennzeichnete Eisstand tritt im Montafon bei Schruns-Tschagguns in 580 m auf (Abb. 4). Dieser ist mit dem Churer Vorstoß zu korrelieren, während der 5 km talwärts gelegene Halt von Gortniel, wo sich in 760 m wiederum tiefe, stirnnahe seitliche Wallreste zu erkennen geben, dem Halt von Rothenbrunnen im Domleschg zu entsprechen scheint (R. HANTKE, 1970 a, c). Zwischen Montafon und Klostertal läßt sich für das Schrunser Stadium eine Schneegrenze von 1760 m in N- und 1860 m in S-Exposition ermitteln; daraus ergibt sich eine klimatische Schneegrenze von 1820 m.

Ein letztes spätglaziales Stadium zeichnet sich im Montafon unterhalb von Gaschurn in rund 900 m ab; talwärts manifestiert es sich durch ver-

schiedene Seitenmoränenreste. Ein synchroner Eisstand stellt sich im Paznaun bei Ischgl in den prachtvollen Endmoränen des Trisanna- und des von S zustoßenden Fimbergletschers in 1350 m ein (Abb. 4). Der von der Bieler Höhe durchs Montafon abfließende Eisstrom stieß dabei 18 km vor, der durchs Paznaun abfließende 19 km.

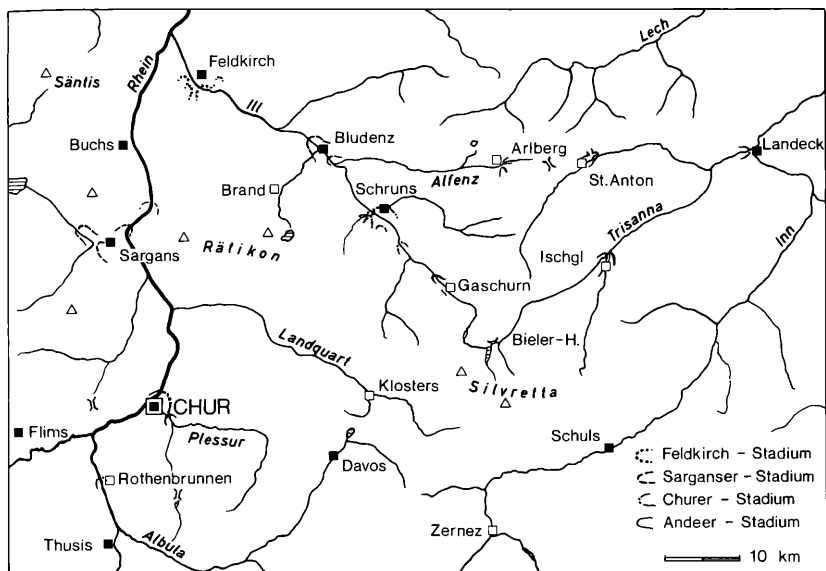


Abb. 4. Die spätglazialen Gletscherstände im Rheinsystem und ihre zeitlichen Äquivalente im vorarlbergischen Ill- und im tirolischen Trisanna-System.

Im Stanzer Tal liegt der entsprechende Eisstand wenig unterhalb St. Anton am Arlberg. Im Klostertal hatten die Gletscher aus den verschiedenen Seitentälern eben noch das Haupttal erreicht, doch konnte sich kein über Langen hinaus vorstoßender Alfenz-gletscher entwickeln.

Damit würde das im Raume von Landeck sich durch tiefe Seitenmoränen und eine Schotterflur abzeichnende externere Stadium demjenigen von Gortniel (= Rothenbrunnen) entsprechen. Innabwärts stellt sich am Ausgang des Ötztals wiederum eine Stirnmoräne ein, die einen Vorstoß des Ötztalgletschers bis ins noch 700 m hoch gelegene Inntal bekundet (= Churer Vorstoß). H. HEUBERGER (1968) setzt diesen Vorstoß mit demjenigen des Gschnitzgletschers gleich, der in diesem Zeitpunkt nochmals bis zur 1220 m hoch gelegenen Stirnmoräne von Trins, der Typusmoräne des Gschnitz-Stadiums, vorstieß. Doch erhebt sich die Frage, ob die Endmoräne

am Ausgang des Ötztals wirklich derjenigen von Trins entspricht oder ob sie nicht dem älteren, mehrstaffeligen Steinach-Stadium (R. v. KLEBELSBERG, 1950; W. v. SENARCLENS-GRANCY, 1958), 3,5 km unterhalb Steinach am Brenner bis 1000 m herabreichenden Stirnmoränen, gleichzusetzen ist.

Der lang andauernde und komplexe Eisaufbau

Während sich der Zerfall des wärmeiszeitlichen Eisstromnetzes im schweizerischen Mittelland und der Rückzug der Gletscher in die Alpentäler in den einzelnen Systemen langsam klarer abzuzeichnen beginnt, sind unsere Kenntnisse über den Aufbau des Eises und dessen Vordringen aus den Hochlagen durch die Alpentäler ins Vorland noch recht bescheiden.

Da im Mittelland jede Moräne unter einer Ober- und Grundmoränendecke — meist a priori — bereits der nächstälteren Reiß-Eiszeit zugeordnet wurde und andererseits Schieferkohlen und moränenbedeckte Schotter, die wärmere und feuchtere Klimaabschnitte bekunden, allzu schematisch der letzten Interglazialzeit zugewiesen wurden, schienen Sedimente aus der Zeit des Eisaufbaues und des generellen Vorstoßes zu fehlen. Da zudem Ausräumungen und Eintiefungen nur schwer zeitlich genau eingestuft und miteinander verglichen werden können, stand dieser Zeitabschnitt lange Zeit gar nicht zur Diskussion. Immerhin wies bereits H. G. STEHLIN (1933) aufgrund paläozoologischer Befunde in der Höhle von Cotencher in der Areusechlucht (Kt. Neuenburg) auf eine lang andauernde Vorstoßphase hin.

Günstigste Voraussetzungen für eine vollständige Überlieferung der entsprechenden Sedimente bieten vor allem größere Subsidenzbecken, in Europa vor allem der Raum von E-England über die Niederlande, N-Deutschland und Dänemark bis nach Polen, im Alpenvorland etwa das Wurzacher und das Federsee-Becken (R. GERMAN et al., 1965, 1967). In diesen Gebieten wurde denn auch erkannt, daß der Vorstoß des Weichsel-(= Würm-)Eises keineswegs einheitlich vor sich ging, sondern daß dieser feucht-kühle, eis-aufbauende Abschnitt durch biostratigraphisch ausgewiesene wärmere Zeitspannen mehrfach unterbrochen wurde (W. ZAGWIJN & R. PAEPE, 1968). Damit gelang es, den Schichtstoß und den Zeitraum zwischen dem letzten Interglazial mit dem größten Eisrückzug und dem letzten Maximalstand der Weichsel-Eiszeit in den Niederlanden stratigraphisch und zeitlich mehrfach zu unterteilen, so daß die erdgeschichtlichen Ereignisse zeitlich weit besser eingestuft und in ihrem Ablauf präziser erfaßt werden können.

Leider fehlt jedoch der Mehrzahl dieser außerhalb des äußersten weichselzeitlichen Eisstandes gelegenen Profile eine Verknüpfung mit bestimmten Ständen der nordeuropäischen Vereisung. Es scheint daher angezeigt, den Lagebeziehungen zwischen Eisrändern und Schotterkomplexen mit eingelagerten Schieferkohlen auch im Bereich der alpinen Vergletscherung volle

Aufmerksamkeit zu schenken, um so mehr, als nur hier über die Rückzugslagen die zugehörigen Schneegrenzen — und damit auch über die Waldgrenzen — konkretere Angaben vorliegen und für die Schieferkohlen des Aare-Systems bereits eine Anzahl Radiokarbonwerte vorliegen (H. MÜLLER-BECK, 1967).

Die Eisvorstöße und temporären Rückzüge im Gebiet der Linthebene während des Eisaufbaues

S an die Molasse-Synklinale des Buechberg lagert sich ein mächtiger Schotterkörper an, der die Linthebene bis zu 80 m überragt. Aufgrund dieses Höhenunterschiedes wurden die Buechbergsschotter früher als „Mittelterrassenschotter“ bezeichnet und der Riß-II-Eiszeit zugewiesen (H. SUTER, 1939). Durch die eingelagerten Schieferkohlen, die mit den Vorkommen am Walenberg (S von Weesen) und im Zürcher Oberland als Zeugen einer Warmzeit betrachtet (E. BAUMBERGER et al., 1923) und — da sie von Schottern und Grundmoräne überlagert werden — in die letzte Interglazialzeit gestellt wurden (W. LÜDI, 1953), ergaben sich Widersprüche in der Altersdeutung (R. HANTKE, 1959 a). Es schien daher angezeigt, den jungquartären Abfolgen erneut nachzugehen (J.-R. KLÄY, 1969).

Merkwürdig ist bei den Buechbergsschottern zunächst eine Reihe von Tatsachen: Die eigenartige und relativ scharfkantige Begrenzung gegen die Talung von Siebnen-Wangen, die Existenz dieser Talung, das Fehlen entsprechender Schotterreste auf der S-Seite — am Fuß der Stockberg-Kette und der Pfifegg — die Kornverteilung in diesem Schotterkörper — feine Fraktionen am SE-Sporn, gegen W anschließend Sande und erst dann Schotter, die zudem an dem W-Ende des Buechbergs gar eine Schüttung von NW her zeigen — der auffällige Wechsel in der Schottertracht über den obersten Schieferkohlen — graue, ± lokale Schotter gehen in eine rote, verrucano-reiche Schüttung über, die dann von einer Linth/Rheinmoräne eingedeckt wurden.

All diese Fakten deuten darauf hin, daß in den Buechbergsschottern kaum nur ein kleiner Überrest einer höheren, einst zusammenhängenden Schotterflur, sondern eine lokale Kame-Ablagerung vorliegt. Diese läßt vermuten, daß in den frühwürmeiszeitlichen Vorstoßphasen auch der Wägitalgletscher bis in die Talsohle vorrückte, daß er bei Siebnen — zufolge des kürzeren Weges — anlangte, bevor der Linth/Rheingletscher vom Mündungsgebiet des Wägitales Besitz ergriffen hatte (Abb. 5).

Durch den am Talausgang sich fächerförmig ausbreitenden Wägitalgletscher wäre dem Linth/Rheingletscher zunächst der Vormarsch durch die Talung von Siebnen—Wangen verwehrt gewesen, so daß dieser nur gegen Tuggen durch die mindestens 236 m tiefe Wanne (Erdölbohrung) und NE

um den Buechberg herum weiter Zürichsee abwärts vorstoßen konnte. In der aufgebrochenen Antiklinalzone des Obersees mit den wenig erosionsresistenten oberaquitanen Mergeln hatte der ausräumende Gletscher zudem leichtes Spiel, so daß er bis gegen Hurden vorzurücken vermochte. Dabei nahm er zwischen Nuolen und Lachen noch das gegen NW abfließende Wägital-Eis auf (Abb. 5).

Die von spät- und postglazialen Sedimenten noch nicht zugeschüttete Wanne des Zürcher Obersees läßt sich — wie diejenige des Zürichsees (R. HANTKE, 1959 b) — kaum nur als Ergebnis der Kolkwirkung des abschmelzenden, durch die Stirnmoränen von Hurden und Zürich abgedämm-

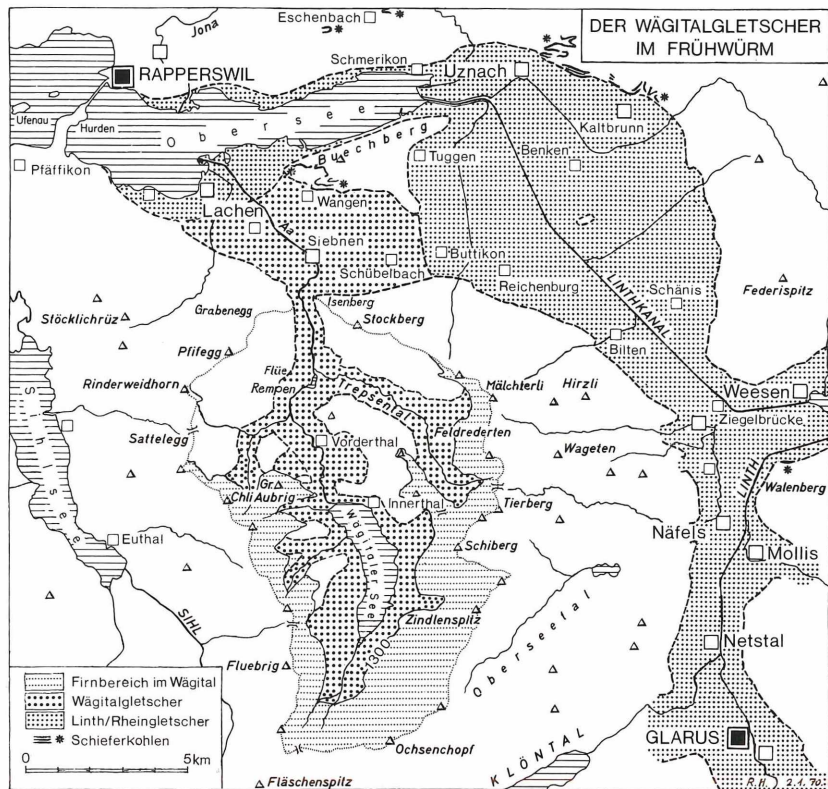


Abb. 5. Wägital- und Linthgletscher im Frühwürm und die Schieferkohle-Vorkommen im Bereich der Linthebene.

ten Linth/Rheingletscher erklären. Vielmehr wurde auch die Hohlform des Obersees durch einen mehrmals bis gegen Hurden vorstoßenden Gletscher verursacht; hingegen bot diese Wanne beim spätwürmeiszeitlichen Rückzug wiederum eine bevorzugte Haltlage.

Zwischen Buttikon und Schübelbach stauten sich die beiden Eismassen — der S-Arm des Linth/Rheingletschers und das gegen E sich ausbreitende Wägital-Eis — gegenseitig auf (Abb. 5).

An der S-Flanke des Buechberg gelangten Kameschotter zur Ablagerung, die einerseits aus dem Wägital, andererseits N um den Buechberg herum von NW her an und unter das langsam zurückschmelzende Wägital-Eis geschüttet wurden, was sich aus den mit J.-R. KLÄY (1969) festgestellten Schüttungsrichtungen und der Korngrößenabnahme gegen E ergibt. In seichten Senken hatten sich dann über einer wasserstauenden Deckschicht der eisrandnah abgelagerten Schotter kleine Tümpel gebildet, die während eines temporären Zurückweichens des Eises aus der Linthebene vermoorten. Die Klimaverbesserung hatte dabei gar das Hochkommen einer Baumvegetation erlaubt, was durch Megareste und Pollen in den Schieferkohlen bestätigt wird. Aufgrund des mehrfachen Wechsels von Schottern und Schieferkohlen muß sich dieser Vorgang mehrfach — offenbar mindestens dreimal — in ähnlicher Weise vollzogen haben. Vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover ausgeführte Radiokarbon-Datierungen ergaben für die mittlere und obere Kohle Werte zwischen 41270 ± 2500 und 30120 ± 750 (?) Jahren B. P. bzw. 40620 ± 2700 Jahre B. P. (J.-R. KLÄY, 1969).

Es fragt sich zunächst: Innerhalb welcher Grenzen pendelte damals die klimatische Schneegrenze? Und insbesondere: Wie weit hat sich das Eis in diesen frühwürmeiszeitlichen Intervallen zurückgezogen? Auch hiezu liegen vorderhand keine Daten vor. Immerhin führen einige Überlegungen dazu, den Minimalbetrag des Rückzuges abzuschätzen. Für das spätwürmeiszeitliche Hurden-Stadium läßt sich eine klimatische Schneegrenze für den Alpenrand von etwas unter 1400 m ermitteln. Während der feucht-kühlen Vorstoßzeit dürfte jedoch diese bei einer entsprechenden Eisrandlage bereits tiefer, mindestens bis auf 1300 m, abgesunken sein, da das Eis — namentlich dasjenige des Linth/Rheingletschers — zunächst aufgebaut werden mußte.

Die lokale Schneegrenze des N-exponierten Wägitalgletschers und seiner Zuflüsse lag zudem noch tiefer. Da selbst in dieser Höhenlage noch mit einer teilweisen Firnbedeckung zu rechnen ist, dürfte die Gleichgewichtslage zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet — speziell in den Tälern — noch deutlich unter der 1300-m-Höhenlinie, wahrscheinlich sogar unter 1250 m gelegen haben, was den Wägitalgletscher bis an den Talausgang vorrücken ließ. Andererseits liegt heute die Waldgrenze um 1100 m tiefer als die Schneegrenze. Da sich mindestens während den ersten beiden Zeit-

abschnitten des Schieferkohle-Moores, die auch noch wärmeliebendere Arten aufkommen ließen, ein Wald eingestellt hatte, mußte die Waldgrenze mindestens auf 500 m und damit die Schneegrenze auf 1600 m angestiegen sein. Werden noch die während des Vorstoßes etwas atlantischer gewordenen Klimate mitberücksichtigt, so dürfte die Schneegrenze nur rund 1000 m über der Waldgrenze, also in etwa 1500 m gelegen haben.

Für das Stadium von Sargans (= Gersau) läßt sich am Alpenrand eine klimatische Schneegrenze von 1500 m ermitteln. Da das entsprechende Stadium im Glarner Land sicher hinter Netstal liegt, muß das Eis mindestens bis Glarus zurückgeschmolzen sein. Erst zur Zeit der Moorbildung, aus der die höchste Schieferkohle hervorging, stellte sich nur noch ein schütterer Baumbestand ein, der in den Bereich der Kampfzone fiel, so daß damals die Schneegrenze um 100 bis 150 m tiefer, um etwa 1350 bis 1400 m, lag. Ein analoger Wert läßt sich am Alpenrand für das spätwürmeiszeitliche Stadium von Weesen ermitteln, so daß selbst damals Linth- und Walensee-arm des Rheingletschers die Linthebene nochmals freigegeben haben dürften.

Erst beim nächsten Vormarsch langte dann die Verrucano-Geröllflut aus dem St. Galler Oberland — offenbar mit dem Eintreffen des Rhein-Eises — am Buechberg an, und der S-Arm des erst jetzt mächtiger gewordenen Linth/Rheingletschers drängte das Wägital-Eis mehr und mehr auf den Tal-ausgang zurück. Während der würmeiszeitlichen Hochstände wurde dann der Wägitalgletscher — infolge des nun immer mächtiger anschwellenden Linth/Rhein-Eises — noch stärker zurückgestaut.

Der Vorstoß ins Zürcher Oberland und ins untere Zürichsee-Becken

Erst bei dem über Hurden hinaus ins Zürichsee-Becken erfolgten Vorstoß vermochte der Linth/Rheingletscher die 100 m hohe Molasseschwelle von Hombrechtikon zu überwinden und ins Zürcher Oberland, ins Glatt- und ins Kämmtal, einzudringen.

Dadurch wurde der Jona, dem Entwässerungssystem aus dem Hörnli-gebiet, jede Abflußmöglichkeit zum Zürcher Obersee verwehrt, so daß dieser seinen Weg — spätestens von diesem Zeitpunkt an — durch das gefällsarme Zürcher Oberland nehmen mußte. Dabei kam es dort in Kaltphasen zu flächenhafter Aufschotterung, in etwas wärmeren Phasen zur Moorbildung.

Bei zwei Proben aus dem Schieferkohle-Horizont von Gossau ergaben sich im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover Radiokarbonwerte von $42\,660 \pm 3\,125$ bzw. $> 41\,770$ Jahren B.P. Aufgrund der Schottertracht zwischen Glatt- und Kämmtal nahm die Jona ihren Weg, zusammen mit dem Oberlauf des Lattenbaches, wohl bereits früher durchs Zürcher Oberland, während der Goldinger Bach die ebenfalls Schieferkohle

führenden Schotter von Eschenbach aufbaute und sich damals erst E von Rapperswil in den Obersee ergoß. Geröllvergleichsstudien in den jungquartären Schottern und in den Liefergebieten, den miozänen Molassenagelfluhen des südwestlichen Hörnlifächers, werden durchgeführt.

Erst mit rechtsseitigen Schmelzwässern des ankommenden Linth/Rheingletschers gelangte im Zürcher Oberland eine ortsfremde Schüttung zur Ablagerung. Beim weiteren Vormarsch des am Pfannenstiel, dem Höhenzug zwischen Zürichsee und Glattal (Abb. 1) sich gabelnden Eismassen wurden die Schotter des Zürcher Oberlandes, durch das ein breiter, aber nur geringmächtiger Gletscherarm vorrückte, zu Drumlins umgeprägt; zugleich wurden die bereits angelegten Talfurchen wannenartig verbreitert und die Becken des Greifen- und des Pfäffiker Sees ausgekolkt.

Auch im Zürichsee—Limmattal kam es in zwei Vorstoßphasen des Linth/Rheingletschers zum Aufstau von kaltzeitlichen Stauschottern: Zunächst auf der linken Seeseite, in verschiedenen Höhenlagen um Wädenswil (R. HANTKE, 1961), dann auf der rechten Seite die etwas jüngeren Schotter im Küssnacher Tobel und in Zürich-Höngg bei einem bereits bis über Zürich hinausreichenden Vorstoß. Da diese lokalen Schotter oberflächlich meist \pm stark verkittet sind, wurden sie früher als alt- und mittelpleistozän betrachtet (A. AEPPLI, 1894; ALB. HEIM, 1919), die später an jungpleistozänen tektonischen Bruchflächen verstellt worden wären (H. SUTER, 1939). Beim Nationalstraßenbau sind in einer Sandlinse in derartigen Schottern E von Wädenswil aufgearbeitete Fetzen von Schieferkohle gefunden worden, die ein Alter von $> 40\,000$ Jahren B. P. ergaben.

Im mittleren Glattal (Wangen—Dübendorf) enthielt eine lehmige Sandschicht in zeitlich entsprechenden, eismechanisch gestauchten Schottern, neben *Carex*- und *Gramineen*- über 80% *Pinus*-Pollen (G. JUNG, 1969: 310). Die Frage der zeitlichen Abfolge der einzelnen Vorstoßphasen steht allerdings noch offen.

Die Schieferkohle-Vorkommen im Bodensee-Rhein-System

Analoge Lagebeziehungen zwischen den Schieferkohle-Vorkommen und einem älteren, etwas innerhalb, und einem jüngeren, etwas außerhalb des Konstanzer (= Hurden-) Stadiums gelegenen frühwürmeiszeitlichen Eisstand scheinen sich auch im Bodensee-Rhein-System abzuzeichnen (Abb. 6). Dabei entsprechen diejenigen von Mörschwil (7 km NE von St. Gallen) dem inneren, diejenigen von Schöntal (4 km NNW von St. Gallen) und von Grünegg (2 km NW von Bischofszell) einem äußeren Gletscherstand. Für die Mörschwiler Schieferkohlen ergaben zwei Proben Radiokarbonaten von $> 52\,000$ Jahren B. P. (GrN 2546 und GrN 2635). Die Schotter des Bischofsberges und von Holenstein, S bzw. N von Bischofszell, (F. HOF-

MANN, 1948) entsprechen dabei zeitlich denjenigen von Wädenswil und bekunden den ersten Vorstoß nach den Buechberg-Schüttungen. Dagegen sind die höheren, von F. HOFMANN (1958) von Grimm-Aetschberg (NW St. Gallen) als quartär bestätigten Schotter, wie diejenigen auf der Heid NE von Wil SG (H. WEGELIN & E. GUBLER, 1928), als jüngste Schotter der wärmezeitlichen Vorstoßphasen zu betrachten (R. HANTKE, 1962 b: 224/225).

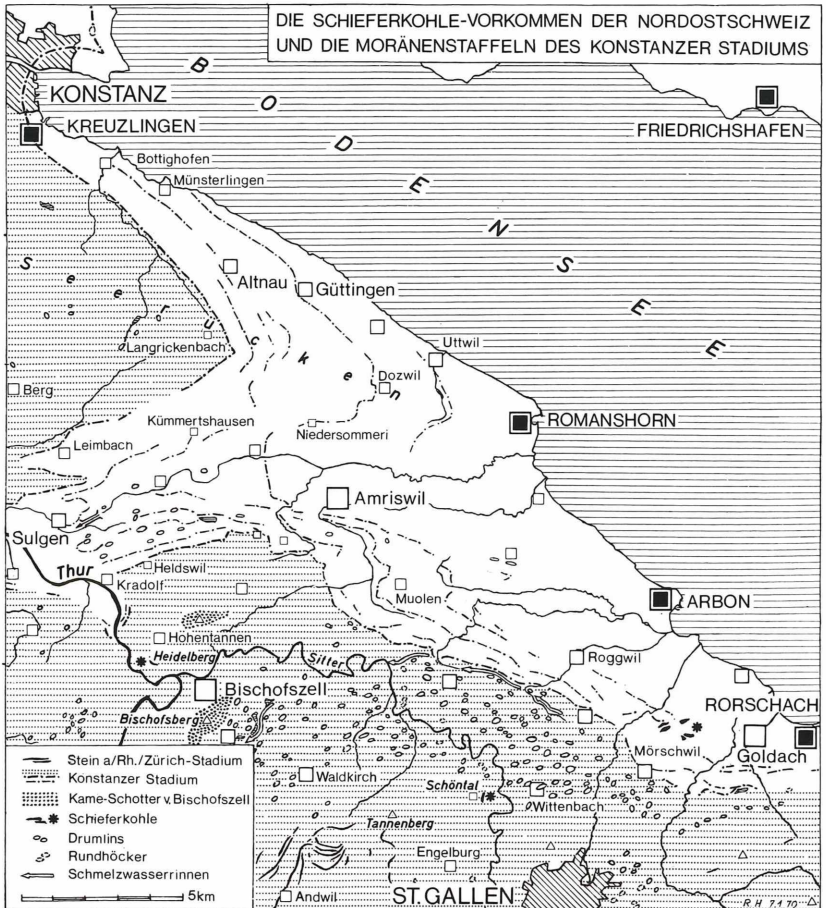


Abb. 6. Die Schieferkohle-Vorkommen in der Nordostschweiz und die Kameschotter von Bischofszell bekunden Eisrandlagen des vorstoßenden Bodensee-Rhein-Gletschers, die beim Rückzug etwa dem Konstanzer Stadium entsprechen.

Die Schieferkohle-Vorkommen im Reuß- und im Aare-System

Auch im Reuß-System treten die Schieferkohle-Vorkommen von Küßnacht am Rigi und im Aare-System diejenigen im Glütschtal SW von Thun in durchaus ähnlicher Lage zu den dem Hurden-Stadium entsprechenden Eisständen von Gisikon-Honau bzw. von Jaberg auf. Am Kanderdurchbruch und im Glütschtal haben diese Schwankungen seinerzeit PAUL BECK (1933, 1934), aufgrund der Abfolgen am Eingang ins Berner Oberland, gar dazu verleitet, zwischen „Mindel“- und „Riß“-Eiszeit noch zwei weitere Kaltzeiten — Kander und Glütsch — einzuschieben.

Ganz analog sind vielleicht auch die Ablagerungen bei Bludenz, am Eingang ins Brandner Tal, als würmeiszeitlich zu deuten (p. 16).

Im Reuß- und im Aare-System finden sich auch noch außerhalb der würmeiszeitlichen Gletscher von Schottern eingedeckte Schieferkohlen: bei Gondiswil-Zell N des Napf, außerhalb eines Armes des Reußgletschers, und bei Signau im Emmental, außerhalb eines seitlichen Lappens des Aaregletschers.

Während die Profile von Gondiswil-Zell in den tieferen Kohlen eine wärmeliebende Flora erkennen lassen, erfolgte die Moorbildung der obersten, wie auch diejenige der höchsten Signauer Lignite, offenbar unmittelbar vor dem am weitesten vordringenden Gletschervorstoß und damit vor der Ablagerung der höchsten würmeiszeitlichen Emme-Schotter. Der darunterliegende *Hypnum*-Torf enthielt jedoch an der Basis noch Aststücke und Samenreste von *Menyanthes trifoliata* (W. RYTZ in E. BAUMBERGER et al. 1923). Eine von W. LÜDI (1953: 44) untersuchte Probe erwies sich als recht pollenarm. Außer einem Compositen-Pollen fand er nur *Pinus*-Pollens; doch ließ das Größenspektrum zwei Arten auseinanderhalten: Neben der vorherrschenden Waldföhre war auch die weniger anspruchsvolle Bergföhre vertreten. C¹⁴-Bestimmungen ergaben Werte von $50\,000 \pm 3500$ (GrN-2654) bis $31\,700 \pm 1000$ (B-251) Jahren B. P. (H. MÜLLER-BECK, 1967).

Die äußersten würmeiszeitlichen Eisrandlagen

Auf die Klimaverschlechterung, welche den Linth/Rheingletscher bis etwas über Zürich hinaus vorrücken ließ, erfolgte dann der Vorstoß zum Maximalstand. Dieser ist besonders im Reuß-System deutlich zweigeteilt. Ein äußerster Stand mit steil abfallender Zunge und wenig markanter Endmoräne, die in eine höchste würmeiszeitliche Schotterflur übergeht, wird dicht gefolgt von einem interner gelegenen Stand mit flacher, abfallender, von scharf ausgebildeten Seitenmoränen begrenzter Zunge, von deren scharf ausgeprägtem Stirnwall eine bis 15 m tiefere Schotterflur ausgeht (Abb. 7). Während bisher meist nur die tiefere Schotterflur als „Niederterrasse“ der Würm-Eiszeit zugeordnet wurde, läßt sich zeigen, daß auch die höhere —

bisher als „Hochterrasse“ der Riß-Eiszeit zugewiesene — Schotterflur in der Würm-Eiszeit gebildet wurde (H. JÄCKLI, 1966*; R. HANTKE, 1967*, 1968).

Im Gebiet NW von Willisau läßt sich der zeitliche Ablauf des erdgeschichtlichen Geschehens während der würmeiszeitlichen Maximalstände erkennen (H. W. ZIMMERMANN, 1963; R. HANTKE, 1968; Abb. 8, 9 und 10). Durch einen gegen W talaufwärts vorstoßenden Lappen des Aare/Reuß-gletschers wurden Wigger und Luthern, ein N des Napf entspringender Quellast der Wigger, zu einem flachgründigen, von Kameschottern erfüllten Eisrandsee aufgestaut (Abb. 9). Dabei erfolgte die Entwässerung des NW des Luthern-Stausees gelegenen Periglazialraumes zunächst gegen SE, bis

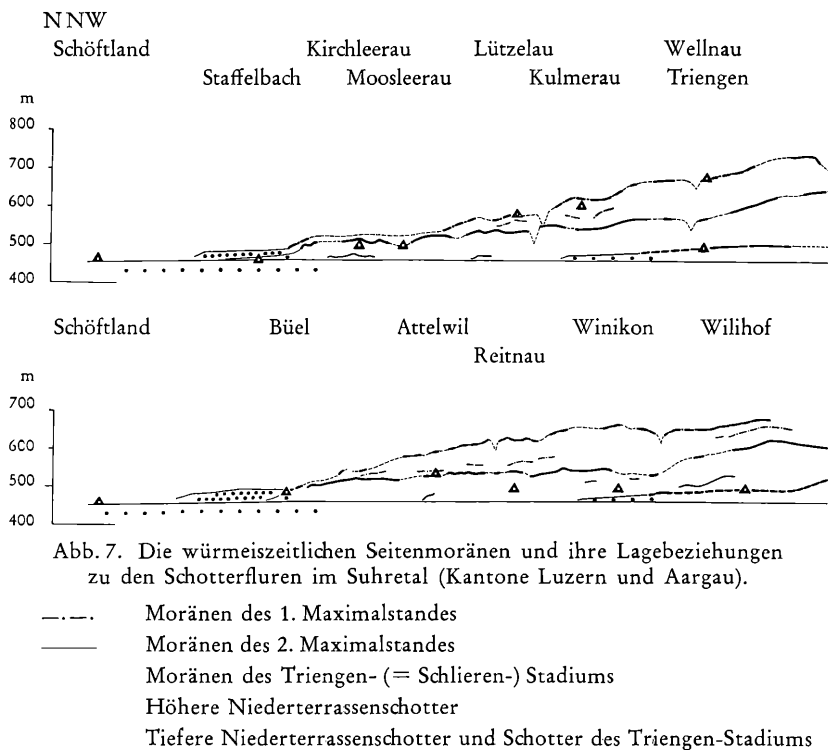


Abb. 7. Die würmeiszeitlichen Seitenmoränen und ihre Lagebeziehungen zu den Schotterfluren im Suhretal (Kantone Luzern und Aargau).

oben: rechte Talseite, unten: linke Talseite — Längen 1:100 000, Höhen 1:20 000
 Aus R. HANTKE: Erdgeschichtliche Gliederung des mittleren und jüngeren Eiszeitalters im zentralen Mittelland, In: Ur- und frühgeschichtliche Archäologie der Schweiz, Bd. 1.

das Stauniveau einer gegen NE zum periglazialen Abschnitt des Wiggertales sich öffnenden Wasserscheide erreicht war. Dann wurde die Schwelle in kaum verfestigten Molassesandstein der miozänen Napfschüttung innert kurzer Zeit um mindestens 40 m tiefer gelegt. Da sich der Wigger-Stausee sowie mehrere randliche Stauseen im weiter NE gelegenen Suhretal beim Zurückschmelzen der Eisbarrieren entleerten, muß es am Ende des ersten Maximalstandes zu einem bedeutenden Anfall von Schmelzwasser gekom-

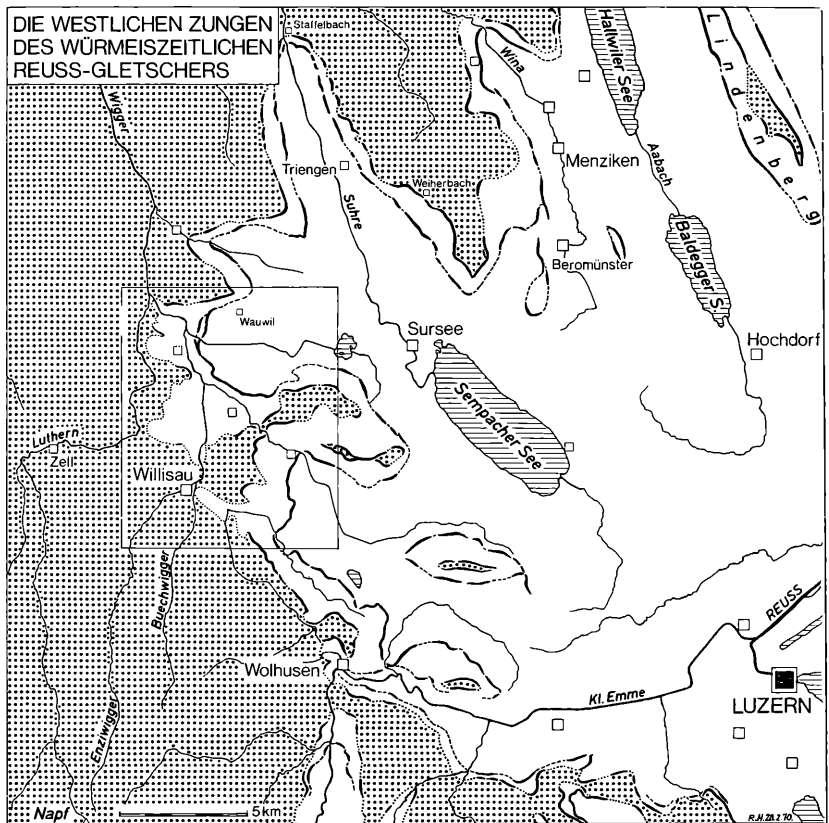


Abb. 8. Die beiden würmeiszeitlichen Maximalstände im westlichen Reuß-System.



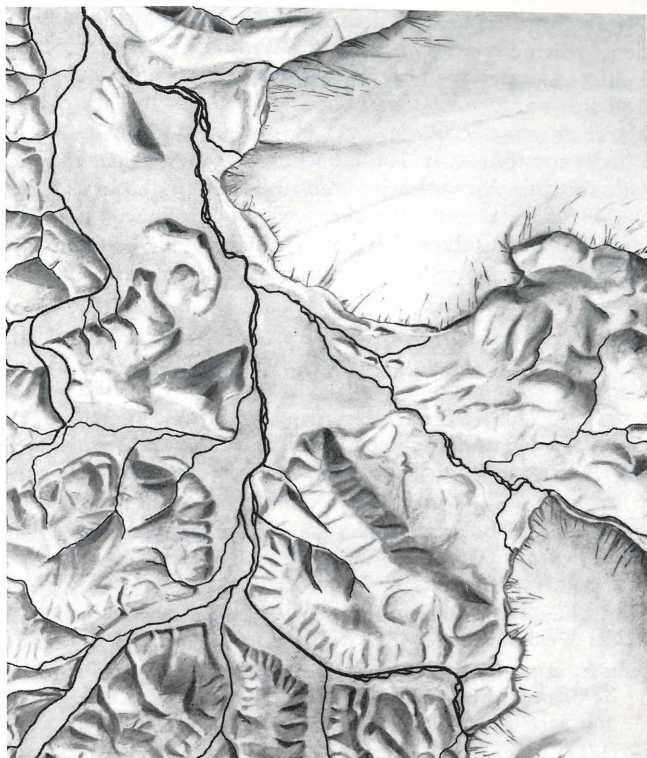
Abb. 9.
Zwei westliche
Stirnklappen des
würmzeitlichen
Reuß-
gletschers
im Abschnitt
von Willisau
(Kt. Luzern)
während des
1. Maximal-
standes.

Abb. 9 und 10 aus R. HANTKE: Erdgeschichtliche Gliederung des mittleren und jüngeren Eiszeitalters im zentralen Mittelland. In: Ur- und frühgeschichtliche Archäologie der Schweiz, Bd. 1.

men sein. Diese vollbrachten in den Tälern eine beachtliche Erosionsleistung. Im anschließenden eigentlichen Interstadial dagegen erfolgte kaum mehr eine nennenswerte Eintiefung; dann wurde vielmehr akkumuliert. In Senken der Talsohle bildeten sich kleine Moore mit Birken, Erlen, Hasel und Föhren, was eine kurzfristige kräftige Erwärmung und damit einen Rückzug der Gletscher wohl bis ins Vierwaldstättersee-Becken voraussetzt. Dieses Interstadial scheint sich auch im tieferen Abschnitt der pollenanalytisch ausgewerteten Bohrung Weiherbach (Kt. Luzern) abzuzeichnen (P. MÜLLER, 1950, 1961; W. LÜDI, 1950).

Bei der kaltzeitlichen Schuttflut wurden die Moore in den Talböden von Schottern der tieferen Niederterrasse eingedeckt und zu Schieferkohlen gepreßt. Zugleich erfolgte der zweite kräftige Vorstoß, der die Gletscher

Abb. 10
Zwei westliche
Stirnklappen des
würmeiszeitlichen
Reußgletschers
im Abschnitt
von Willisau
(Kt. Luzern)
während des
2. Maximal-
standes.



nochmals bis nahe an den ersten Maximalstand vorrücken ließ (Abb. 8, 10). Da dessen Moränen viel markanter ausgebildet sind und die zugehörigen Schotterterrassen in den Tälern klar hervortreten und bedeutende Areale einnehmen, wurde meist erst dieser Stand als würmeiszeitlicher „Maximalstand“ betrachtet und die zugehörige Schotterflur als „Niederterrasse“ bezeichnet.

Ausblick

Leider liegen beweiskräftige Daten über das Vorrücken eiszeitlicher Gletscher noch immer in bescheidener Zahl vor, und ihre Deutung erscheint oft — mindestens was die zeitliche Einordnung anbelangt — noch reichlich problematisch; Vorstoßphasen sind eben nicht nur Akkumulations-, sondern zugleich auch Erosionsphasen. Da sich jedoch in den verschiedensten Gletschersystemen ähnliche Lagebeziehungen abzeichnen, ist diesen weiterhin Beachtung zu schenken. Nur so wird es dereinst möglich sein, auch den

Zeitabschnitt zwischen dem wärmsten interglazialen Gletscherstand und dem würmeiszeitlichen Maximalstand mit all den dazwischengelegenen kühleren und wärmeren Phasen, während denen die Gletscher vorstießen und sich wieder etwas zurückzogen, auch im Bereich der alpinen Vereisung klarer zu erfassen. Ebenso gilt es, die einzelnen spätglazialen Eisstände und Wiedervorstöße mit Radiokarbon-Daten gestützten Pollenprofilen und vulkanischen Aschenhorizonten in Beziehung zu bringen; nur so lassen sich Waldgeschichte und Gletscherbewegung während des generellen Eisrückzuges in die absolute Zeitskala einfügen und die spätwürmeiszeitliche Geschichte des alpinen Vereisungsraumes aufdecken.

Zitierte Literatur

- AEPPLI, A. (1894): Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 4.
- AMPFERER, O. (1908): Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Bludenz. Jb. k.-k. geol. Reichsanst., 58/4: 627—636.
- ANNAHEIM, J., BÖGLI, A., & MOSER, S. (1958): Die Phasengliederung der Eisrandlagen des würmeiszeitlichen Reußgletschers im zentralen schweizerischen Mittelland. Geogr. Helv., 13/3: 217—231.
- BLUMER, E. (1908): Einige Notizen zum geologischen Dufourblatt IX in der Gegend des Weißstannental (Kt. St. Gallen). Eclogae geol. Helv., 10/2: 201—213.
- ESCHER, ARN. (1844): Geologisches über den Kanton Zürich. In: MEYER VON KNONAU, G., Gemälde der Schweiz, 6: 48—172: Der Canton Zürich. St. Gallen und Bern (HUBER).
- (1852): Über die Bildungsweise der Landzunge von Hurden im Zürichsee. Mitth. naturf. Ges. Zürich, 2, Nr. 71 & 72: 506—515.
- ESCHER, H. (1969): Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze. Dipl.-Arb. Geogr. Inst. Univ. Zürich.
- GERMAN, R., & al. (1965, 1967): Ergebnisse der wissenschaftlichen Kern-Bohrung Ur-Federsee 1, 2. Oberrh. geol. Abh., 14: 97—139, 16: 45—110.
- HANTKE, R. (1958): Die Gletscherstände der Reuß- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit. Eclogae geol. Helv., 59/1: 119—149.
- (1959 a): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter, Die riß/würm-interglazialen Bildungen im Linth/Rhein-System und ihre Äquivalente im Aare/Rhone-System. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 104/1: 1—47.
- (1959 b): Zur Phasenfolge der Hochwürmeiszeit des Linth- und des Reußsystems, verglichen mit derjenigen des Inn- und des Salzach-Systems sowie mit der nordeuropäischen Vereisung. Ibid., 104/4: 390—402.
- (1960): Zur Gliederung des Jungpleistozäns im Grenzbereich von Linth- und Rheinsystem. Geogr. Helv., 15/4: 239—248.
- (1961): Die Nordostschweiz zur Würm-Eiszeit. Eclogae geol. Helv., 54/1: 123—132.

- (1961): Zur Quartärgeologie im Grenzbereich von Muota/Reuß- und Linth/Rhein-System. Geogr. Helv., 16/4: 212—223.
 - (1962 a): In SUTER, H./HANTKE, R. (1962): Geologie des Kantons Zürich. Zürich (Leemann).
 - (1962 b): Zur Altersfrage des höheren und des tieferen Deckenschotter in der Nordostschweiz. Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 107/4: 221—233.
 - (1967): Die würmeiszeitliche Vergletscherung im oberen Toggenburg (Kt. St. Gallen) Ibid., 112/4: 223—242.
 - (1968): Erdgeschichtliche Gliederung des mittleren und jüngeren Eiszeitalters im zentralen Mittelland. Ur- und frühgeschichtliche Archäologie der Schweiz, 1: 7—26.
 - (1968, 1970): Die Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 115/1: 1—24. Zusammenfassung in: Eiszeitalter und Gegenwart, 19: 219—226.
 - (1970 b): Zur Datierung spätwürmeiszeitlicher Gletscherstände am Rande des Säntisgebirges. Eclogae geol. Helv., 63/2, im Druck. Zusammenfassung in: Verh. Schweiz naturf. Ges., St. Gallen, 140—141.
 - (1970 c): Die spätwürmeiszeitlichen Stadien auf der schweizerischen Alpen Nordseite. Eiszeitalter und Gegenwart, 21, im Druck. Résumé in: Revue de Géographie Alpine. (1970) Grenoble, sous presse.
- HEER, O. (1858): Die Schieferkohlen von Uznach und Dürnten. Zürich (Orell Füßli). Füßli).
- HEIM, ALB. (1894): Über das absolute Alter der Eiszeit. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 39/2: 180—186.
- (1919): Geologie der Schweiz, 1. Leipzig (Tauchnitz).
- HEUBERGER, H. (1968): Die Ötztalmündung. Alpenkundliche Studien. Festschr. Hans Kinzl. Veröff. Univ. Innsbruck, 1: 53—90.
- HOFMANN, F. (1951): Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süßwassermolasse) und zur Bodensee-Geologie. Jb. st. gall. naturf. Ges., 74: 3—87.
- (1958): Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenbergr NW St. Gallen. Eclogae geol. Helv., 50/2 (1957): 477—482.
- JÄCKLI, H. (1959): Wurde das Schlieren-Stadium überfahren? Geogr. Helv., 14/2: 78—82.
- JUNG, G. (1969): Beiträge zur Morphogenese des Zürcher Oberlandes im Spät- und Postglazial. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 114/3: 293—406.
- KLÄY, J.-R. (1969): Quartärgeologische Untersuchungen in der Linthebene. Diss. ETH, Zürich. USTER (ZIMMERMANN).
- KLEBELSBERG, R. v. (1950): Das Silltal bei Matrei. Schlern-Schr., 84: 76—86, Innsbruck.
- KNAUER, J. (1938): Über das Alter der Moränen der Zürich-Phase im Linthgletschergebiet. Abh. geol. Landesuntersuch. Bayer. Oberbergamt, 33. München.

- LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. Verh. III. Internat. Quartär Konf., Wien.
- LLIBOUTRY, L. (1965): *Traité de Glaciologie*, 2. Paris (Masson).
- LOUIS, H. (1954): Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. Geogr. Taschenbuch (1954/55): 414—418.
- LÜDI, W. (1950): Paul Müllers Pollendiagramme von Weiherbach, Luzern. Ber. geobot. Forsch. Inst. Rübel, Zürich (1949): 94—101.
- (1953): Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, 27.
- MAYR, F. (1969): Die postglazialen Gletscherschwankungen des Mont Blanc-Gebietes. Z. Geomorphol., Supplementbd. 8: 31—57
- MESSERLI, B. (1967): Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. Geogr. Helv., 22/3: 105—228.
- MÜLLER, F. (1962): Zonation in the accumulation areas of the glaciers of Axel Heiberg Island, N. W. T., Canada. — J. Glaciol., 4: 302—311.
- MÜLLER-BECK, H. (1967): Radiocarbon-Datierungen der Schieferkohlen von Signau/BE, Radiocarbon 9 (GrN—2558; GrN—3242, 1 bis; GrN—3202, 2; GrN—2611, 3; GrN—2654, 4).
- MÜLLER, P. (1950): Pollenanalytische Untersuchungen in eiszeitlichen Ablagerungen bei Weiherbach (Kt. Luzern). Ber. geobot. Forsch., Inst. Rübel, Zürich (1949): 67—94.
- (1961): Die letzte Eiszeit im Suhrental. Eine pollenanalytische Studie. Mitt. aarg. naturf. Ges., 26: 5—39.
- NYE, J. F. (1953): The flow law of ice from measurements in glacier tunnels, laboratory experiments and the Jungfrau firn borehole experiment. Proc. Roy. Soc., A, 219: 477—489.
- PENCK, A., & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 2. Leipzig (Tauchnitz).
- SAXER, F. (1964): Die Diffluenz des Rheingletschers bei Sargans. Eclogae geol. Helv., 57/2: 604—607
- SCHINDLER, C. (1968): Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden. Eclogae geol. Helv., 61/2: 395—433.
- SENARCLENS-GRANCY, W. v. (1958): Zur Glazialgeologie des Ötztals und seiner Umgebung. — Mitt. geol. Ges., Wien, 49 (1956): 257—314.
- STEHLIN, H. G. (1933): Epilogue, Conclusions générales. In: A. DUBOIS & H. G. STEHLIN: La Grotte de Contencher, station moustérienne. Mém. Soc. Paléontol. Suisse, 52/53: 215—272.
- SUTER, H. (1939): Geologie von Zürich. Zürich (LEEMANN).
- WEGELIN, H., & GUBLER, E. (1928): Deckenschotter auf der Heid. Mitt. thurg. naturf. Ges., 27: 107—115.
- WETTSTEIN, A. (1885): Geologie von Zürich und Umgebung. Diss. Univ. Zürich. Frauenfeld (Huber).
- ZAGWIJN, W., & PAEPPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. Eiszeitalter und Gegenwart, 19: 129—146.

- ZIMMERMANN, H. W. (1963): Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland (Schweiz). Mitt. naturf. Ges. Solothurn, 21: 3—143.
- ZINGG, TH. (1954): Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze auf klimatologischer Grundlage. Angewandte Pflanzensoziologie (Festschr. Erwin Aichinger), II/1954.

Geologische Karten

- BUXTORF, A., TOBLER, A., NIETHAMMER, G., BAUMBERGER, E., ARBENZ, P., & STAUB, W. (1916 *): Geologische Vierwaldstättersee-Karte, 1:50 000. Geol. Spez.-Karte, 66. Schweiz. Geol. Komm.
- GEIGER, E. (1968 *): Blatt 1054: Weinfelden. Geol. Atlas Schweiz, 1:25 000. Schweiz. Geol. Komm.
- HANTKE, R. & al. (1967 *): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50 000. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 112/2.
- HEIM, ARN., & OBERHOLZER, J. (1907 *): Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1:25 000. Geol. Spez.-Karte, 44. Schweiz. Geol. Komm.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., & SCHMIDEGG, O. (1967 *): Geologische Karte des Walgaues. Geol. Bundesanst.
- JÄCKLI, H. (1962 *): Karte der Letzten Vergletscherung (Würmeiszeit) der Schweiz, 1:1 000 000. In: DE QUERVAIN, F. & al. Geotechn. Karte der Schweiz, 1:200 000, Bl. 2, 2. Aufl. und Eclogae geol. Helv., 55/2, Taf. 1.
- (1966 *): Blatt 1071: Wohlen. Geol. Atlas der Schweiz, 1:25 000. Schweiz. geol. Komm.
- JÄCKLI, H., NEHER, J., & STREIFF, V. (1970 *): Blatt 1235: Andeer. Geol. Atlas Schweiz, 1:25 000. Ibid. Im Druck.
- LUDWIG, A., & SAXER, F. (1949 *): Blatt St. Gallen — Appenzell. Geol. Atlas Schweiz, 1:25 000. Ibid.
- OCHSNER, A. (1969 *): Blatt 1133: Linthebene. Geol. Atlas Schweiz, 1:25 000. Ibid.
- SAXER, F. (1964 *): Blatt 1075: Rorschach. Geol. Atlas Schweiz, 1:25 000. Ibid.
- SUTER, H. (1939 *): Geologische Karte des Kantons Zürich, 1:150 000. Zürich (Leemann).
- TAPPOLET, W. (1922): Karte der Lokalgletscher des Säntisgebirges, 1:50 000. In: Jb. st. gall. naturw. Ges., 58/2.
- WETTSTEIN, A. (1885 *): Geologische Karte von Zürich und Umgebung, 1:40 000. In: Diss. Univ. Zürich.

Topographische Karten

- SCHEUCHZER, J. J. (1712 *): Nova Helvetica Tabula Geographica. ca. 1:238 000, Zürich.
- Landeskarten der Schweiz, 1:100 000, 1:50 000, 1:25 000.

Den Herren H.-P. MÜLLER, A. RISSI, E. CARTIER und O. WÜEST sei für ihre Mithilfe bei der Reinzeichnung der Abbildungen herzlich gedankt.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau](#)

Jahr/Year: 1970

Band/Volume: [60](#)

Autor(en)/Author(s): Hantke Rene

Artikel/Article: [Aufbau und Zerfall des würmeiszeitlichen Eisstromnetzes in der zentralen und östlichen Schweiz 5-33](#)