25000 Jahre Gletschergeschichte



Gerhard Furrer, Universität Zürich

Bild Riedgletscher
Der Riedgletscher oberhalb Grächen im Kanton Wallis hat während seiner Hochstandsphasen innerhalb des Postglazials hohe, das Gletschervorfeld eingrenzende Ufermoränenwälle sukzessive aufgebaut. Die im Gegensatz zu den steilwandigen Innenseiten flacher abfallenden Aussenseiten sind vegetationsbedeckt. Auf der linken Ufermoräne stocken in Kammnähe über eine kurze Distanz bis zu 820jährige Lärchen, ein Zeichen dafür, dass der Riedgletscher während der Hochstände im Spätmittelalter und der Neuzeit den Moränenkamm nur knapp erreicht hat und den Wall an dieser Stelle nicht zu überschütten vermochte (Foto H. Holzhauser, September 1982).

NEUJAHRSBLATT

herausgegeben von der

Naturforschenden Gesellschaft in Zürich

auf das Jahr 1991

193. Stück

1991

Orell Füssli Graphische Betriebe AG Zürich

Veröffentlichung
der
Naturforschenden Gesellschaft in Zürich
im Anschluss an den Jahrgang 135 der
Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich
als Heft Nummer 5

Redaktion: Prof. Dr. H. H. Bosshard, Im Stucki 5, 8450 Andelfingen

Ausgegeben am 31. Dezember 1990

ISSN 0379-1327

Nachdruck, auch auszugsweise, nur mit Quellenangabe gestattet

25 000 Jahre Gletschergeschichte

dargestellt an einigen Beispielen aus den Schweizer Alpen

Gerhard Furrer, Universität Zürich

Inhaltsverzeichnis

	Vorwort	5
1	Die drei stadialen Eisrand-Komplexe der würmzeitlichen Bodensee-Vorlandvereisung	6
1.1	Das Würm-Maximum und die anschliessende Abschmelzphase	8
1.2	Der stadiale Eisrand-Komplex Stein am Rhein	8
1.3	Konstanz – der letzte Komplex im Vorland	10
2	Die spätglazialen Stadien des Rheingletschers	10
2.1	Die Schneegrenze als Mittel zur Gliederung spätglazialer Gletscherstände	10
2.2	Die älteren spätglazialen Stadien	11
2.3	Die jüngeren spätglazialen Stadien	15
3	Die zeitliche Einstufung der hoch- und spätglazialen Rheingletscherstände	16
4	Eisabbau und späteiszeitliche Vegetationsentwicklung vom Alpenvorland bis in die Zentralalpen aus der Sicht der Pollenanalyse	18
4.1	Allgemeines	18
4.2	Zur Paläoökologie des Spätwürms	21
5	Die Nacheiszeit (Postglazial) – das Holozän	35
5.1	Das Gletschervorfeld und der Aufbau der nacheiszeitlichen Wallmoränen	35
5.2	Die Grenze Spät-/Postglazial am Ende der Jüngeren Dryas	37
5.3	Vom Gletscher überfahrene Bäume	38
5.4	Die Palü-Schwankung – der erste nacheiszeitliche Gletschervorstoss	39
5.5	Das Verhalten der Gletscher in der Nacheiszeit	42
6	Zusammenfassung	48
7	Glossar der botanischen Fachausdrücke	48
8	Literatur	49

Vorwort

Vor bald 20 Jahren habe ich mir das Ziel gesetzt, zusammen mit meinen Schülern am Geographischen Institut der Universität Zürich die Vergangenheit der Schweizer Alpengletscher aufzuhellen und eine Gletschergeschichte der letzten 25 000 Jahre zu schreiben. Besonders wertvolle Anregungen, insbesondere methodischer Art, empfing ich dazu von meinen Innsbrucker Kollegen H. Kinzl †, H. Heuberger und G. Patzelt. Auf dem Hintergrund der Befunde vieler anderer Autoren gibt das Neujahrsblatt 1991 der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich einen Einblick in den heutigen Stand unserer Forschungsarbeiten.

Hinsichtlich der eiszeitlichen Vergletscherung des Alpenvorlandes, also des ältesten Abschnitts der untersuchten Zeitspanne, befasst sich das Geographische Institut der Universität Zürich hauptsächlich mit dem Rheingletscher-System. Demgegenüber werden an unserem Institut das jüngste eiszeitliche Gletschergeschehen sowie das Verhalten der Gletscher während der Nacheiszeit in verschiedenen Regionen der Schweizer Alpen untersucht.

Die Grundlage für unsere Erkenntnisse bilden einerseits die Feldarbeit und andererseits die Luftbildauswertung: Auf das Kartieren von Gletscherablagerungen im Feld und aus dem Luftbild sowie der anschliessenden Arbeit am Aufschluss und im Labor folgt die Interpretation. Dabei werden aus gleichaltrigen, also zusammengehörenden Formen und Sedimenten – hauptsächlich Moränenwällen –, die dann verschiedenen Gletschervorstössen zugeordnet werden, ehemalige Eisränder bzw. Gletscherstände rekonstruiert.

In natürlichen und künstlichen Aufschlüssen sowie in Grabungen und in Bohrkernen – insbesondere solchen aus Mooren – wird organisches Material (humose Horizonte von fossilen Böden, Torf, Holz und Holzkohle) gesucht, das, datiert mit der Radiocarbon-Methode, die zeitliche Einordnung von Gletscherständen ermöglicht. Da wir heute besonders zur Abklärung von Gletscherschwankungen der jüngeren Nacheiszeit eine hohe zeitliche Auflösung anstreben, und da bekannt ist, dass die ^{14}C-Uhr vielfach recht falsch gegangen ist, so dass entweder über längere Zeiten hinweg dasselbe ^{14}C-Alter beobachtet wird oder umgekehrt innerhalb weniger Jahre grosse Sprünge von ^{14}C-Alter auftreten können, wird nach vom Gletscher überfahrenen Bäumen Ausschau gehalten, die jahrringanalytisch auswertbar sind (Dendrochronologie) und somit präzise in den astronomischen Kalender eingepasst werden können.

Bei der Bearbeitung unserer 25 000jährigen Gletschergeschichte bildet in allen Zeitabschnitten die Zusammenarbeit mit Pollenanalytikern eine wertvolle Hilfe. Zur Lösung bodenkundlicher und sedimentologischer Fragen benötigt man entsprechende Laboratorien mit gut geschulten Laboranten. Die Bearbeiter des jüngsten Gletscherverhaltens (seit dem Mittelalter) profitieren von der Zusammenarbeit mit Historikern, Kunsthistorikern sowie Archäologen.

Am Geographischen Institut befassen sich Dr. Waldemar A. Keller mit der ^{14}C-Datierung, Dr. Max Maisch mit den Veränderungen der vergletscherten Fläche zwischen dem Spätglazial und heute, Dr. Hanspeter Holzhauser mit der jüngsten Gletschergeschichte und der Dendrochronologie. Unser bodenkundlich-sedimentologisches Labor wird von Prof. Dr. Peter Fitze und seinem Laboranten Bruno Kägi geleitet. Prof. Dr. Kurt Graf bearbeitet seit 20 Jahren klimamorphologische, gletscher- und vegetationskundliche Probleme in den Anden, und PD Dr. Conradin Burga betreut die Pollenanalyse.

Unsere Arbeiten werden vom Bundesamt für Bildung und Wissenschaft, dem Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, der Stiftung für wissenschaftliche Forschung an der Universität Zürich, grosszügig unterstützt. Viele Anregungen und Hilfen verdanke ich meinen Kollegen und ihren Schülern Max Welten † (Botaniker), Heinrich Zoller (Botaniker), Hans Oeschger (Physiker), Bruno Messerli (Geograph) und Burkhard Frenzel (Botaniker). Walter Nabholz (Geologe) hat bei der ehemaligen SNG, der heutigen Akademie der Naturwissenschaften, die Bildung eines Landeskomitees für Quartärforschung angeregt. Aus diesem interdisziplinären Gremium ist jetzt eine Kommission für Quartärforschung geworden, in der Natur-, aber auch Geisteswissenschafter die Erforschung des Eiszeitalters in der Schweiz koordinieren.

Für ihre Beiträge zur vorliegenden Arbeit danke ich PD Dr. Oskar Keller, Dr. Max Maisch, Dr. Hanspeter Holzhauser, Dr. Conradin Burga und dipl. geogr. Stephan Bader. In diesen Dank eingeschlossen sei auch Martin Steinmann, der Graphiker unseres Institutes, welcher die Gestaltung eines grossen Teils der Abbildungen übernahm. Prof. Dr. Burkhard Frenzel danke ich für die kritische, mit vielen Anregungen verbundene Durchsicht des Manuskripts.

Gerhard Furrer

1 Die drei stadialen Eisrandkomplexe der würmzeitlichen Bodensee-Vorlandvereisung[1]

Während des Pleistozäns bedeckten Gletscher des Rheinsystems wiederholt unterschiedlich grosse Räume des Vorlandes zwischen dem Alpenrand und dem Schwäbischen Jura. Die Höhenlage des bündnerisch-vorarlbergischen Alpenraumes bewirkte bei absinkender Schneegrenze relativ rasch grossflächige Vereisungen. Stellen sich über längere Zeit hochglaziale Verhältnisse mit Schneegrenzen unter 1500 m ü. M. ein, vermag das Eis des Rheingletscher-Systems das Alpenvorland weitflächig zu überfahren.

Nach heutiger Auffassung erreichten die Alpengletscher während der letzten Vorlandvergletscherung die maximalen aus der Würmeiszeit bekannten

[1] Kapitel 1 und 2 wurden in Zusammenarbeit mit Oskar Keller und Stephan Bader geschrieben.

Endlagen (vgl. A. Schreiner, 1981), was mit dem Ausdruck «Hochwürm» umschrieben wird. Während die Vormarschetappen dieser Vereisung erst in Ansätzen bekannt sind (vgl. O. Keller, 1985; E. Krayss, 1985; C. Schindler, 1985; R. Hipp, 1986), liegen zur Maximalausdehnung und zu den darauffolgenden Rückzugsphasen schon recht viele Befunde vor, welche es gestatten, Gliederungen vorzunehmen und die wichtigsten Abläufe im Zusammenhang darzustellen (Bild 1).

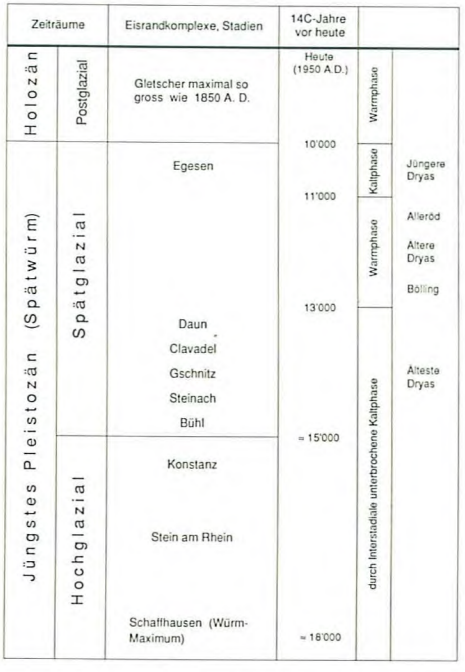


Bild 1 Gliederung des Hoch- und Spätglazials nach O. Keller, 1987.

Im grundlegenden Werk «Die Alpen im Eiszeitalter» (A. Penck und E. Brückner, 1909) hat Albrecht Penck die Ausdehnung des würmeiszeitlichen Rhein-Vorlandgletschers erfasst und dargestellt. Auf dieser Arbeit basierend wurden im Laufe der Zeit vielfältige Unterteilungen des nach der Maximalvereisung phasenweise zurückschmelzenden Bodensee-Rheingletschers in Stadien und Stände eingeführt und nach Örtlichkeiten im betreffenden Untersuchungsgebiet benannt. Dabei blieb aber sowohl unsicher, was als Stadien oder als Stände zu bezeichnen war, als auch, wie die Eisrandlagen von Region zu Region zu verknüpfen sind. Mit dem neu geschaffenen Begriff des «stadialen Eisrand-Komplexes» (O. Keller und E. Krayss, 1980) lassen sich nun die jeweils in einer mehrere Kilometer umfassenden Bandbreite sich scharenden Eisrandlagen als wichtigste Grosseinheiten festlegen, welche während einer Vereisung auftreten. Eine ehemalige Eisrandlage (Gletscherstand) ist heute in der Landschaft hauptsächlich charakterisiert durch Moränenwälle, Eisrand-

terrassen und eisrandliche Entwässerungsrinnen. Ein stadialer Eisrandkomplex zeichnet sich durch mehrfach hintereinander gestaffelte Gletscherstände aus. Die Komplexe werden voneinander durch Geländestreifen getrennt, in denen Eisrandrelikte weitgehend fehlen. Dafür finden sich in diesen Zwischenzonen verbreitet Seeablagerungen, welche auf ein eher flächenhaftes Abschmelzen stagnierender Eiskörper hinweisen.

Im Bereich des Bodensee-Vorlandgletschers lassen sich nach morphologischen Kriterien drei Eisrandkomplexe ausgliedern (Bild 2). Es sind dies von aussen nach innen, resp. von älter zu jünger: Schaffhausen (Würm-Maximum), Stein am Rhein und Konstanz. In zeitlicher Hinsicht bilden sie die Phase des Hochglazials (Bild 1).

1.1 Das Würm-Maximum und die anschliessende Abschmelzphase

Der Eisrandkomplex des Würm-Maximums gliedert sich in drei Stände (O. Keller und E. Krayss, 1980, 1987; E. Krayss und O. Keller, 1983). Die äusserste, also älteste Eisrandlage dürfte aus einer etwas interneren, längeren Verweilpause des vorrückenden Vorlandgletschers bei einem relativ kurzfristigen, letzten Vorstoss erreicht worden sein. Dabei wurde Schotter überfahren, während von diesem äussersten Stand ausgehende Sander (glazifluviale Schotterfluren) selten sind. Die beiden inneren Stände liegen meist dicht beisammen und können deshalb über weite Strecken nicht getrennt werden. Typisch sind mächtige Randwälle von kuppiger Ausbildung. Ausgedehnte und am weitesten nach aussen reichende Würm-Sander strahlen von diesen Eisrändern aus. Die Eismassen erreichten oder überschritten damals die Wasserscheide zur Donau, weshalb der gesamte östliche und nördliche Vorlandgletscher bis zum Ablachtal nördlich Stockach zur Donau entwässerte. Von hier aus westwärts fanden die Schmelzwässer durch enge, steil eingeschnittene Täler in den Jurakalken und im Randen den Weg durch den Klettgau zum Rhein. Der südseitige Randstrom setzte im Osten des Hörnli ein und führte die Schmelzwässer via Tössrinne dem Rhein zu.

In der 10–15 km breiten Zone zwischen dem Komplex des Würm-Maximums und jenem von Stein am Rhein finden sich ausgeprägte Abschmelzformen, die eine erste grosse Rückschmelzphase ausweisen. Typisch sind flachgründige Zungenbeckenseen, die nur teilweise eingeschottert wurden, ein verzweigtes, instabiles Netz von Entwässerungsbahnen, glazifluviale und lakustrine Sedimente sowie tief einerodierte Schmelzwasserrinnen. In dieser durch Stillwassersedimente und Erosionsformen geprägten Zwischenzone konnten Spuren von zwei weiteren Eisrandlagen nachgewiesen werden (O. Keller, 1981; E. Krayss und O. Keller, 1982, 1983).

1.2 Der stadiale Eisrandkomplex Stein am Rhein

Der Komplex Stein am Rhein ist in seiner gesamten Bandbreite mit dem soge-

nannten «Kranz der inneren Jugendmoränen» nach A. Penck (1909) gleichzusetzen. Im Detail handelt es sich um drei Stände mit oft mehreren hintereinander gestaffelten Moränenwällen (O. Keller und E. Krayss, 1980, 1987). Klare Merkmale eines Wiedervorstosses trägt insbesondere der mittlere Stand. Seine deutlichen Eisrandformen lassen sich über das ganze Vereisungsgebiet durchverfolgen und werden daher als glazialmorphologischer Leithorizont benutzt. Im Anschluss an die Abschmelzphase nach dem Höchststand der Würmvereisung kennzeichnet der Komplex Stein am Rhein die erste erkennbare Stabilisierung des Bodensee-Rheingletschers.

Bei der Interpretation von Abfolgen von Ständen ergibt sich ein wesentliches Problem: Relikte wie Moränenwälle oder Eisrandterrassen weisen lediglich auf Vorstossphasen oder längere Halte der Gletscherzunge hin. Ob der Gletscher zwischen zwei im Gelände sich folgenden Gletscherständen bedeutend weiter zurücklag und dort möglicherweise weitere Stände ausbildete, bleibt in den meisten Fällen glazialmorphologisch unerkannt, da der nächstfolgende Gletschervorstoss diese Eisrandformen nämlich weitgehend überdeckt oder gar zerstört haben dürfte (vgl. z. B. G. Patzelt und S. Bortenschlager, 1973).

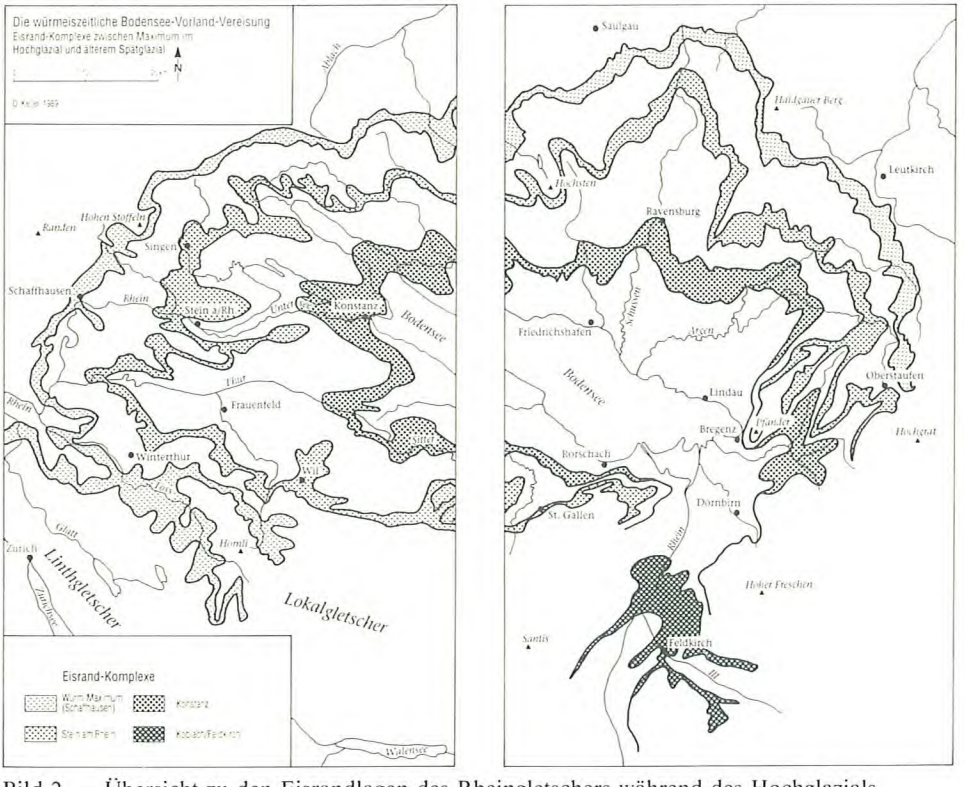


Bild 2 Übersicht zu den Eisrandlagen des Rheingletschers während des Hochglazials.

Interessant sind die Schmelzwasser-Abflussverhältnisse während dem stadialen Eisrandkomplex von Stein am Rhein. Wie bisher entwässerte der gesamte NE-Teil des Bodenseegletschers bis zum Höchsten nördlich von Friedrichshafen zur Donau, und zwar vorwiegend aus dem Schussental durch das Risstal. Ab dem Höchsten strebten die Wassermassen gegen Westen dem Nordrand des Eises entlang dem Rhein bei Schaffhausen zu. Auf der Südseite entwickelte sich ein Rinnensystem vom Appenzellersporn, aus dem Raum Heiden über Wil nach Winterthur, von wo aus die Töss als Entwässerungsbahn funktionierte.

1.3 Konstanz – der letzte Komplex im Vorland

Der Umschwung im Gletscherregime, der mit dem Rückschmelzen vom Komplex Stein am Rhein eingeleitet wurde, scheint radikal gewesen zu sein. Unmittelbar anschliessend an diesen Komplex treten in den meisten Flusstälern mächtige Seeablagerungen auf, was auf einen sehr schnellen Gletscherrückzug schliessen lässt.

Dem Komplex Konstanz fehlen deutliche Vorstossmerkmale. Aufgrund der breiten, flachen Eisrandformen und der weiten Schmelzwasserbahnen kann aber auf eine längere Verweilpause der Gletscherformen geschlossen werden. Einzig wenige kleine, selbständige Alpenrandgletscher im Alpstein- und Speergebiet sind zu dieser Zeit offenbar kurz vorgerückt (O. Keller, 1988b).

2 Die spätglazialen Stadien des Rheingletschers

Als Spätglazial wird hier der Zeitabschnitt der Stadien Bühl bis Egesen bezeichnet (vgl. Bilder 1 und 4). A. Penck und E. Brückner (1909) haben ihn ursprünglich, nach Befunden im Bereich des eiszeitlichen Inngletschers, in die Stadien Bühl, Gschnitz und Daun gegliedert. Diese Dreiteilung ist in ihren Grundzügen auch heute noch gültig. Wie aus den Bildern 1 und 4 hervorgeht, kamen in der Zwischenzeit jedoch bedeutende Erweiterungen und Verfeinerungen hinzu. Eine umfassende Darstellung dieser Entwicklung findet sich bei M. Maisch (1982).

2.1 Die Schneegrenze als Mittel zur Gliederung spätglazialer Gletscherstände

Um spätglaziale Gletscherstände aus verschiedenen Tälern miteinander vergleichen zu können oder mehrere Stände in einem Tal gegeneinander abzugrenzen, werden neben der Suche nach morphologischen Unterschieden oder Gemeinsamkeiten seit A. Penck und E. Brückner (1909) Berechnungen zur Höhenlage der Schneegrenzen auf den damaligen Gletschern und den damit verbundenen Schneegrenzdepressionen hinsichtlich eines genau definierten Bezugswertes vorgenommen. Dabei geht man von der Annahme aus, dass

Gletscherstände mit vergleichbaren Depressionswerten gleich alt sind (vgl. G. Gross et al., 1978). Die verschiedenen im Laufe der Zeit entwickelten Methoden zur Berechnung von Schneegrenzen und Schneegrenzdepressionen sowie die unterschiedlichen Definitionen des Begriffes «Schneegrenze» werden in G. Gross et al. (1978) eingehend diskutiert.

Heute gelangt hauptsächlich die von G. Gross et al. (1978) entwickelte Flächenteilungsmethode zur Anwendung. Bestimmt wird damit die als Schneegrenze bezeichnete, über einen längeren Zeitraum gemittelte Höhenlage der Gleichgewichtslinie. Die Gleichgewichtslinie verbindet definitionsgemäss alle Punkte auf einem Gletscher, welche am Ende eines Haushaltsjahres eine Nettobilanz gleich Null zeigen. Sie trennt das Akkumulationsgebiet (Sc) vom Ablationsgebiet (Sa). Aus mehrjährigen Massenhaushaltsuntersuchungen kleinerer und grösserer (heutiger) Alpengletscher schliessen G. Gross et al. (1978), dass ein Gletscher im Mittel eine Flächenteilung von Sc : Sa = 2 : 1 zeigt, wenn er sich im Haushaltsgleichgewicht befindet, also keinen Gewinn oder Verlust an Masse verzeichnet. Hinsichtlich der Anwendung auf spätglaziale Gletscherstände wird vereinfachend angenommen, dass dieses Flächenteilungsverhältnis im wesentlichen keinen klimatisch bedingten Schwankungen unterworfen ist und dass jeder durch Wallmoränen dokumentierte Gletscherstand Gleichgewichtsverhältnisse des damaligen Gletschers anzeigt.

Als Bezugsniveau (BZN) zur Berechnung von Schneegrenzdepressionen spätglazialer Gletscherstände wird die 2 : 1-Schneegrenze des Gletscherhochstandes um 1850 A.D. verwendet. Die Rekonstruktion dieses Standes bereitet bei den meisten Alpengletschern keine grossen Schwierigkeiten.

2.2 Die älteren spätglazialen Stadien

Die morphologisch fassbaren Stadien des Rheingletschers ausserhalb der gschnitzäquivalenten Gletscherstände sind gegenwärtig mit Hilfe von Schneegrenzberechnungen noch sehr schwer zu gliedern, da bei solch grossen Eisströmen die Abgrenzung der Fläche des Einzugsgebietes mit grossen Unsicherheiten verbunden ist.

Eine erste Staffel von inneralpinen Gletscherständen des Rheingletschers zeichnet sich zwischen Koblach und Feldkirch ab (O. Keller, 1988). Wie aus Sedimenten in kurzfristigen Eisstauseen und Eisrandterrassen vor allem auf der schwäbischen Seite des Bodensees hervorgeht, hat sich die Gletscherfront hier nach einem kollapsartigen Zusammenbruch der bei Konstanz stirnenden Eismassen stabilisiert (O. Keller und E. Krayss, 1987).

Die Gletscherstände bei Koblach/Feldkirch bezeugen aufgrund der Morphologie und der Sedimentologie eher Stillstände während eines generellen Rückschmelzens als erneute Wiedervorstösse (O. Keller und E. Krayss, 1987; O. Keller, 1988a, 1988b). Bei Sargans ist ein weiterer derartiger Gletscherstand erkennbar. Auch hier sind keine deutlichen Zeichen eines Wiedervorstosses vorhanden (R. Hantke, 1970; U. Jordi, 1986).

Demgegenüber werden sowohl mit den Gletscherständen bei Koblach/Feldkirch als auch mit jenem bei Sargans markante Vorstösse der umliegenden Lokalgletscher korreliert (U. Jordi, 1986; O. Keller, 1988a, 1988b). Am Rand des östlichen Alpsteins (Säntisgebirge) hat in dieser Periode der Sittergletscher südlich Appenzell zwischen Weissbad und Schwende besonders mächtige Eisrandformen aufgebaut (O. Keller, 1988a; vgl. Bild 3). Das Weissbad-Stadium (äquivalent zum Stadium Koblach/Feldkirch) ist an Lokalgletschern entlang und in den Alpenrandgebirgen beidseits des Rheins nahezu lückenlos nachweisbar. In den meisten Gebieten der rheinischen Randalpen, aber auch weiter östlich und westlich, ist das Weissbad-Stadium so deutlich und spezifisch ausgebildet, dass es als glazialmorphologischer Leithorizont zur Korrelation von Gletscherständen in verschiedenen Talschaften benutzt werden kann (O. Keller, 1988a, 1988b). Speziell deutlich tritt es dort in Erscheinung, wo vor dem Vormarsch Bergstürze niedergingen. Das Sturzmaterial wurde anschliessend von den Gletschern in ihren Zungenbereich geschoben und dort als Blockstreu deponiert. Bergstürze verlangen für ihr Niederbrechen Eisfreiheit der Berghänge. Durch Spaltenfrost und Auftauvorgänge gelockerte Feldmassen werden vorerst durch den Eisdruck der Gletscher im Gesteinsverband gehalten. Anschliessendes Abschmelzen des Gletschereises bedeutet Druckentlastung und Abbrechen der gelockerten Felspartien (G. Abele, 1974). Aus den zahlreichen, vor dem Weissbad-Stadium niedergefahrenen Stürzen lassen sich die minimale Rückschmelzposition der Gletscher und das Ausmass des nachfolgenden Weissbad-Vorstosses bestimmen. Die kleinen Lokalgletscher (kürzer als etwa 5 km) sind dabei aus ihren Stamm-Firnmulden auf 1,5- bis 3fache Länge angewachsen.

Bereits A. Penck (1909) hat im Alpenraum, so auch bei Weissbad-Appenzell, Lokalgletscher-Eisrandlagen festgestellt, die er mit seinem im unteren Inntal bei Kufstein definierten Bühl-Stadium korrelierte. Dabei hat er eine auf 900–1000 m geschätzte Schneegrenzdepression angeführt (als Bezugswert verwendete er die Höhe Schneegrenze um die Jahrhundertwende). Heute wird mit Hilfe solcher Lokalgletscher den Ständen bei Koblach/Feldkirch eine mittlere Schneegrenzdepression von 950 m (O. Keller, 1988a, 1988b), dem Stand Sargans eine solche von 900–1100 m (U. Jordi, 1986) zugewiesen. Obwohl zwischen den Ständen Koblach/Feldkirch und Sargans eine Distanz von mehr als 30 km liegt, müssen sie aufgrund der ähnlichen Schneegrenzdepressionswerte demselben Stadium zugeordnet werden.

Trotz der grossen Entfernung beider Eisrandlagen ist dieses Resultat als durchaus realistisch zu werten. Vieles weist nämlich darauf hin, dass der Rheingletscher in den damals bis weit ins Rheintal hineinreichenden Bodensee mündete (M. Eberle, 1987; O. Keller, 1990). Ins Wasser mündende, teilweise aufschwimmende Gletscherzungen zeigen die Tendenz, beim Verlust ihres frontalen Auflagerungspunktes infolge eines geringen Rückzugs in sehr kurzer Zeit bis weit hinter die ehemalige Stirnlage auseinanderzubrechen. Der schnelle Rückzug dauert so lange an, bis die Gletscherfront einen neuen Auf-

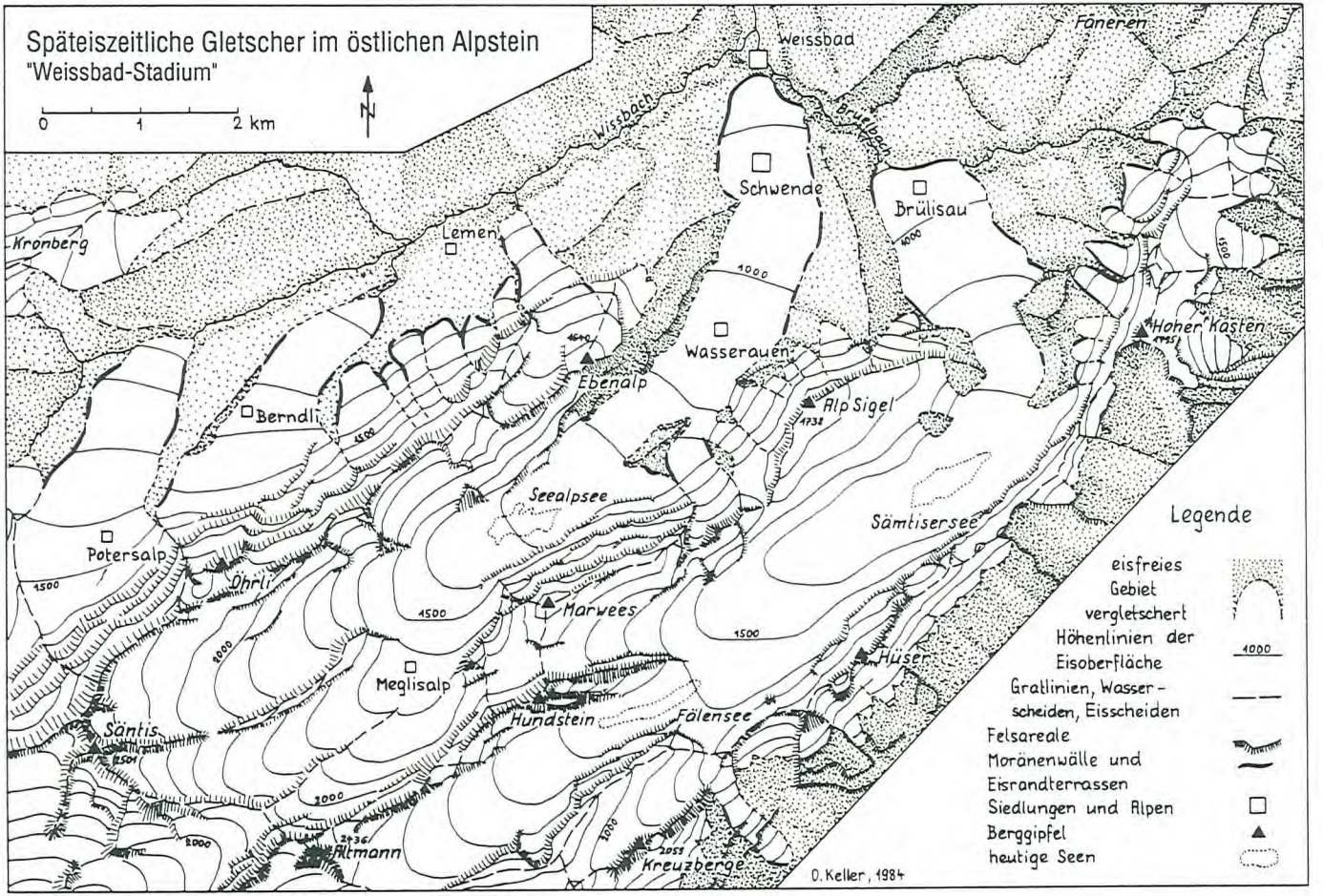


Bild 3 Typuslokalität des «Weissbad-Stadiums».

lagerungspunkt erreicht (W. S. B. Paterson, 1983). Unter solchen Bedingungen kann also durch eine unbedeutende klimatische Veränderung oder eine nicht klimatisch begründete Zungenoszillation ein massiver Gletscherschwund ausgelöst werden. Ungeachtet der grossen Distanz könnten somit die Gletscherstände bei Koblach/Feldkirch und Sargans innerhalb einer sehr kurzen Zeitspanne entstanden sein, was deren Zuweisung zu demselben Stadium durchaus rechtfertigen würde.

Ein nächstinnerer Gletscherstand wird in der Umgebung von Chur (Bild 5) vermutet (vgl. z. B. R. Hantke, 1970; U. Jordi, 1986). Direkte Hinweise hierfür konnten jedoch bislang nicht beigebracht werden. Auch hier muss ein möglicher Kontakt mit dem Bodensee in Betracht gezogen werden (M. Eberle, 1987). Die stadiale Gliederung dieses Gletscherstandes ist ungewiss.

W. K. Nabholz (1987) weist auf einen Vorstoss des Vorderrheingletschers hin, der durch die bereits einerodierte Kerbe der Trümmermasse des Flimser Bergsturzes möglicherweise bis in die Umgebung von Chur reichte. Ob dieser Befund mit dem oben genannten Stadium in der Umgebung von Chur zeitlich korreliert werden kann, ist unklar. Feststeht, dass sich der Vorderrheingletscher vor dem Überfahren der Bergsturztrümmer mindestens bis in die Gegend von Ilanz zurückgezogen hatte.

Zwischen dem Gletscherstand in der Umgebung von Chur und den mit dem Gschnitz-Stadium parallelisierten Wallmoränen sind im Bündnerland mindestens zwei weitere Gletscherstände zu beobachten, nämlich Tiefencastel (R. Hantke, 1978) und Filisur (M. Maisch, 1981). Mit Vorbehalt kann der Stand bei Filisur dem Steinach-Stadium zugeordnet werden (M. Maisch, 1981). In Abhängigkeit von der Festlegung des Bühl-Stadiums (Sargans/Feldkirch oder nur Feldkirch) treten im Bündnerland also mindestens zwei, möglicherweise drei Gletscherstände auf, für welche in anderen Gebirgstälern keine Äquivalente vorhanden sind. Eine Ergänzung der bisherigen Stadialgliederung aufgrund dieser Befunde wäre jedoch verfrüht, da die entsprechenden Gletscherstände gegenwärtig noch zuwenig genau erfasst und differenziert werden können.

Während den gschnitzäquivalenten Gletscherständen waren die grossen Bündner Täler bereits zu einem grossen Teil eisfrei (Bild 5). So wird das gschnitzzeitliche Gletscherende im Vorderrheintal bei Disentis (M. Maisch in G. Furrer et al., 1984) , im Hinterrheintal bei Andeer (C. A. Burga, 1981) vermutet. Weitere gschnitzäquivalente Gletscherstände finden sich bei Bergün, zwischen Glaris und Wiesen sowie in der Region von Klosters (M. Maisch, 1981).

Im rechtsrheinischen Ill-Einzugsgebiet sind im Walgau und im Montafon verschiedene Rückschmelz-Eisrandlagen des Illgletschers feststellbar (O. Keller, 1988a). Sie lassen sich weniger durch frontale Moränenablagerungen als durch Talverbauungen der grossen Seitentäler erfassen, wo es zur Schüttung mächtiger Verfüllungen, Terrassen und Schuttfächer und zum Aufstau zeitweiliger Seen kam. Besonders markant sind diese Bildungen im grossen Wal-

sertal, in welchem nach dem Weissbad-Stadium infolge des Anstiegs der Schneegrenze um gegen 300 m die grösseren Talgletscher kollapsartig weit zurückschmolzen. Im Ill-Haupttal, wie in den grossen Seitentälern, handelt es sich dabei um Eisrandlagen, die mit Sargans bis Filisur/Steinach zu parallelisieren sind.

Deutliche Eisrandmarken hinterliessen die Gletscher der nördlichen Rätikontäler im Gauen-Stadium (Gauertal, südwestlich von Schruns), die als Gschnitz äquivalent eingestuft werden (O. Keller, 1988a). Der Illgletscher stirnte zu dieser Zeit 5 km südlich von Schruns, wo er im Engtalabschnitt umfangreiche frontale Moränenmassen anhäufte.

2.3 Die jüngeren spätglazialen Stadien

Im jüngeren Spätglazial treten die einzelnen Gletscherstände zunehmend enger gestaffelt auf (Bilder 4 und 5). Das von M. Maisch (1981) erstmals definierte Clavadel-Stadium ist oft die letzte räumlich eigenständige Einheit. Die beiden jüngsten spätglazialen Stadien Daun und Egesen folgen sich häufig in so geringen Abständen, dass es in vielen Fällen schwerfällt, einzelne Gletscherstände im Übergangsbereich nur mit Hilfe von Schneegrenzberechnungen klar dem einen oder dem anderen Stadium zuzuordnen. Morphologisch ist diese Trennung meist weniger problematisch. Daun-Moränenwälle sind in der Regel weniger markant ausgeprägt und oft nur als Relikte vorhanden.

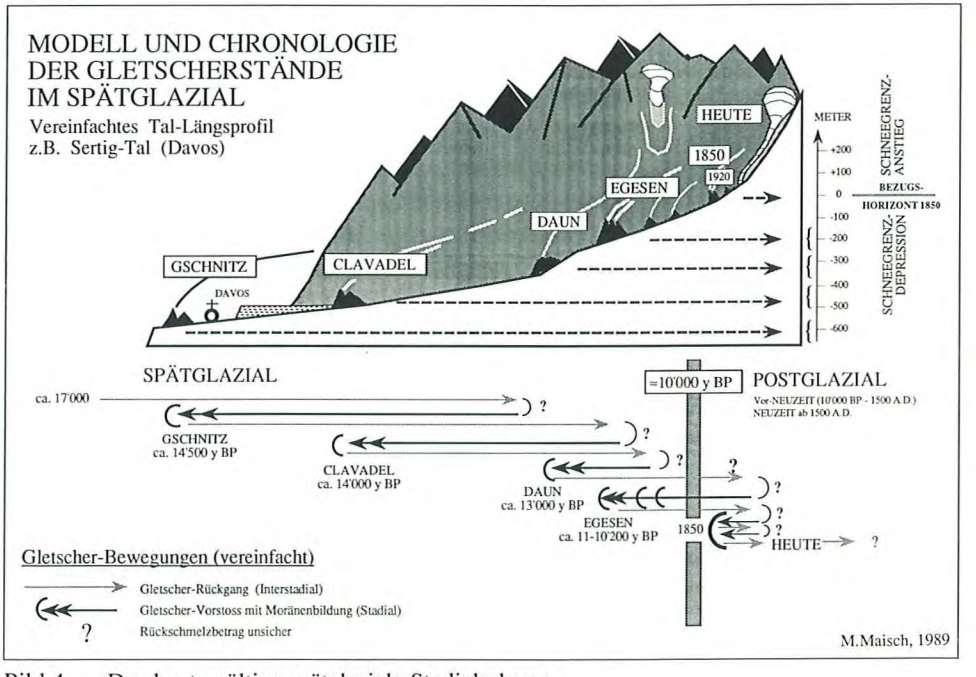


Bild 4 Das heute gültige spätglaziale Stadialschema.

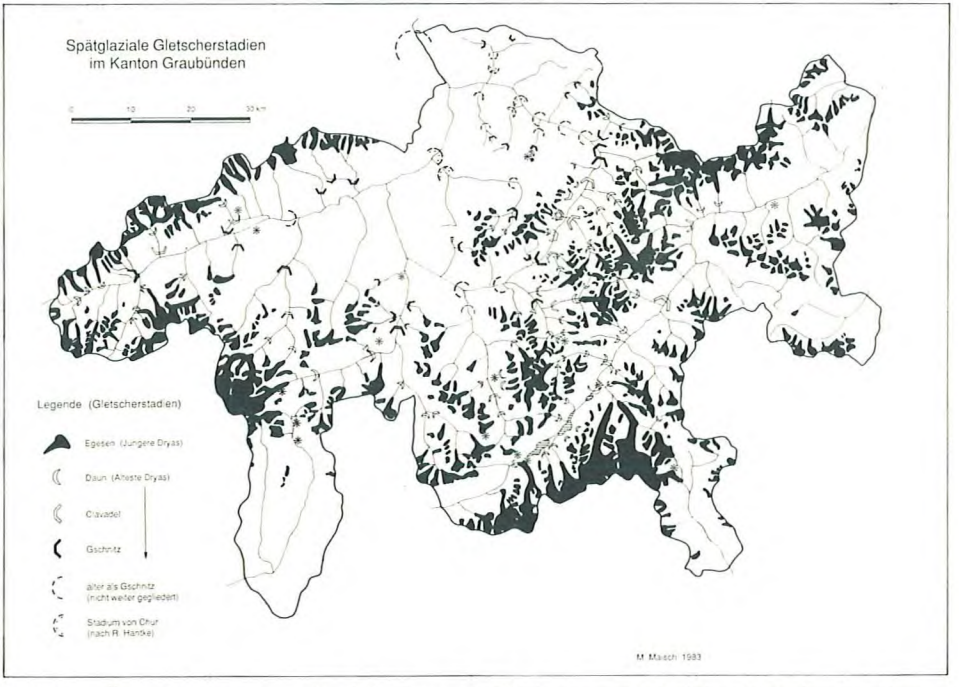


Bild 5 Übersichtskarte zur Ausdehnung und Gliederung spätglazialer Gletscher im Kanton Graubünden. An den mit * markierten Lokalitäten wurden Bohrungen zur Analyse der Vegetationsgeschichte vorgenommen.

Demgegenüber treten Egesen-Moränenwälle als scharfkantige und über weite Strecken zusammenhängende Wallformen deutlich aus ihrer Umgebung hervor. Dadurch sind sie auch für den Laien als eindrückliche Zeugen einer einstmals grösseren Alpenvergletscherung gut zu erkennen.

3 Die zeitliche Einstufung der hoch- und spätglazialen Rheingletscherstände

Es ist zur Zeit noch nicht möglich, auch nur einzelne Stadien des Rheingletschers direkt und zweifelsfrei absolut zu datieren. Alle bisher gewonnenen Daten stellen diesbezüglich Mindest- oder Maximalalter dar. Sie können daher grundsätzlich mehrere Jahrhunderte oder Jahrtausende vom effektiven Zeitpunkt der Eisrandbildung oder vom Eisfreiwerden entfernt liegen. Hinzu kommt, dass mit den heute verfügbaren absoluten Daten nur sehr wenige konkrete Anhaltspunkte zur chronologischen Gliederung des Eisrückzugs vorliegen. Dadurch wird auch eine enge Eingabelung einzelner Ereignisse verunmöglicht. Die Kenntnisse zur Chronologie des hoch- und spätglazialen Rückzugs des Rheingletschers sind dementsprechend lückenhaft. Um eine höhere

Datendichte zu erreichen, kommen in den folgenden Ausführungen neben Daten aus dem Rheingletschergebiet zusätzlich solche aus dem Linth- und dem Reussgletschergebiet zur Sprache.

Von Grundmoräne überlagerte, ^{14}C-datierte Schieferkohlen bei Gossau (ZH) (Ch. Schlüchter et al., 1987; Bild 15) sowie am Zürichberg (Ch. Schlüchter & S. Wegmüller, 1990) lassen den Schluss zu, dass die letzte würmzeitliche Vorlandvergletscherung nach 28 000 yBP einsetzte. Die Lage der Fundstelle in der Stadt Zürich, also ausserhalb des Moränenkranzes um das Seebecken, lässt darauf schliessen, dass der Linthgletscher anschliessend bis weit ins Limmattal vorgestossen ist und dabei möglicherweise jene Endlage erreicht hat, welche als Würmmaximum bezeichnet wird.

Zur Chronologie des Zeitabschnitts vom Würm-Maximum bis zum Spätglazial liegen gegenwärtig erst widersprüchliche Daten vor: Während M. Geyh & A. Schreiner (1984) den gesamten Eisrückzug zwischen den Eisrandkomplexen Schaffhausen und Konstanz in den Zeitraum von 15 000 yBP bis 14 000 yBP setzen, ergab die Basisprobe eines Moores bei Mariagrün (Österreich) in der Nähe von Feldkirch ein ^{14}C-Alter von rund 14 200 yBP (Datierung UZ-1103, Geogr. Inst. Universität Zürich). Dieses Datum, das durch pollenanalytische Untersuchungen zusätzlich untermauert wird (M. Chédel, 1986), ist als Mindestalter für das Eisfreiwerden zu betrachten. Die Gletscherstände bei Feldkirch dürften vom Rheingletscher also bereits früher verlassen worden sein. Vergleichbare Datierungen liegen aus dem Gebiet des Linth- und des Reussgletschers vor. Nach G. Lister et al. (1984) wurde das untere Zürichseebecken – und damit eine Situation weit hinter den würmzeitlichen Maximalständen des Linthgletschers – bereits vor 15 000 yBP eisfrei. Auch der Reussgletscher scheint sich spätestens um 15 000 yBP endgültig aus dem Alpenvorland zurückgezogen zu haben (A. Lotter, 1988).

Weitere Daten für eine präzisere zeitliche Erfassung einzelner Phasen des Eiszerfalls sind gegenwärtig nicht verfügbar. Vieles deutet aber darauf hin, dass mit Ausnahme des Egesen-Stadiums alle vorangehenden Gletscherstadien in die Zeit vor 13 000 yBP und damit in die Älteste Dryas fallen (vgl. M. Maisch, 1982). Unter Berücksichtigung der häufig vertretenen Ansicht, dass das Würm-Maximum mit rund 18 000–20 000 yBP zu veranschlagen ist (vgl. z. B. H. Oeschger, 1987), stehen für den Rückzug des Rheingletschers aus seinen maximalen Stirnlagen bis hinauf zu den einzelnen Daun-Stadien etwa 5000–7000 Jahre zur Verfügung, falls nicht beträchtliche Abweichungen zwischen ^{14}C-Alter und wahrem Alter vorhanden sind. Dies wird durch die neue Datierung des Holozänbeginns nach dendrochronologischen Daten (etwa 11 500 statt bisher 10 300 ^{14}C-Jahren) nahegelegt (B. Frenzel, mdl. Mitteilung).

Zum Gletscherverhalten während des Bölling-Alleröd-Interstadials zwischen 13 000 yBP und 11 000 yBP liegen keine Informationen vor. Allfällige Spuren sind möglicherweise von den später folgenden Egesen-Vorstössen überdeckt oder zerstört worden. Das Egesen-Stadium seinerseits kann gut mit dem Zeitabschnitt der Jüngeren Dryas verknüpft werden (M. Maisch, 1982).

Das Ende der Jüngeren Dryas und damit das Ende des letzten würmeiszeitlichen Gletscherrückzugs überhaupt ist mehrfach belegt und im wesentlichen unumstritten: Vor rund 10000 ^{14}C-Jahren erreichten die zurückschmelzenden Alpengletscher neuzeitliche Grössenordnungen. In der darauffolgenden Zeit des Postglazials vermochten sie die Ausdehnung des letztmals um 1850 A. D. erreichten Hochstandes nie mehr wesentlich zu überschreiten (G. Patzelt und S. Bortenschlager, 1973; M. Gamper und J. Suter, 1982).

4 Eisabbau und späteiszeitliche Vegetationsentwicklung vom Alpenvorland bis in die Zentralalpen aus der Sicht der Pollenanalyse[2]

4.1 Allgemeines

Die pollenanalytische Erforschung der Vegetationsgeschichte bringt Hinweise zur Paläoklimatologie und Florengeschichte, zur ehemaligen natürlichen Zusammensetzung der Waldvegetation und zur Lage der Waldgrenze, besonders deren klimatisch und vom Menschen bedingte Schwankungen und deren Maximalhöhe. Ferner ist die Pollenanalyse ein Mittel zur biostratigraphischen Gliederung quartärer und auch älterer Sedimente sowie eine in der Quartärforschung (Gletschergeschichte) zur Relativdatierung angewandte Methode (Bild 6).

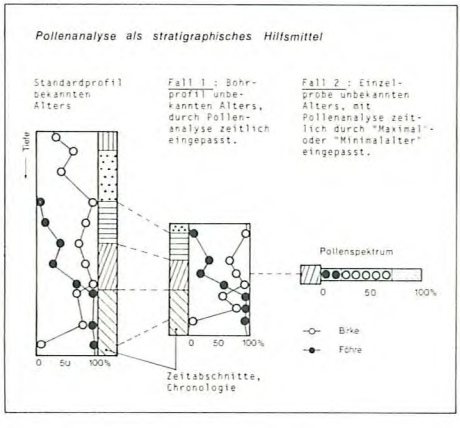


Bild 6 Schematische Darstellung zum Vorgehen bei der stratigraphischen Korrelation von Bohrprofilen.

Mit Hilfe der Pollenanalyse soll der Ablauf des Zerfalls des Eisstromnetzes nach dem Zeitpunkt des «Koblach/Weissbad-Standes», also im frühen Spätglazial, rekonstruiert werden. Wir benützen dazu Sedimente aquatischer Systeme, vor allem aber Torfmoore. Innerhalb des ehemals vergletscherten Gebietes kann die organische Sedimentation an der Profilbasis erst nach dem Abschmelzen der Eisströme einsetzen. Sofern genügend organisches Material

[2] Kapitel 4 wurde von C. A. Burga verfasst.

SPÄT-UND POSTGLAZIALE CHRONOSTRATIGRAPHIE DER
ZENTRAL-UND WESTALPEN (nach C.A.BURGA, 1987, Tafel 10)

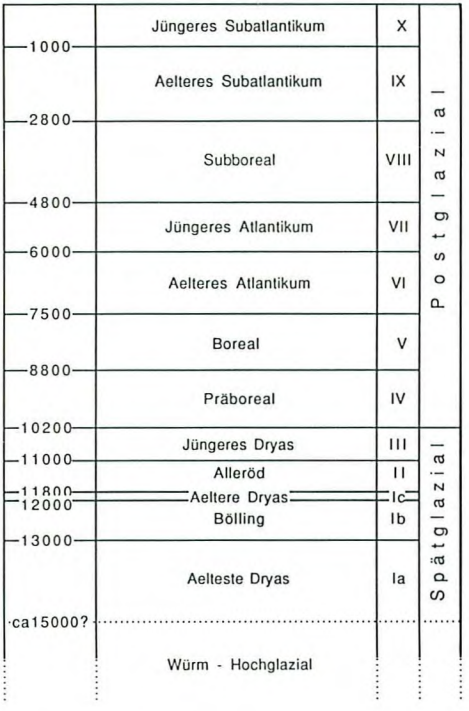


Bild 7 Gliederung des Spät- und Postglazials.

an der Basis einer in Seesedimenten niedergebrachten Bohrung entnommen werden kann, datieren wir dieses mit Hilfe der Radiocarbonmethode (^{14}C). Andernfalls erfolgt die zeitliche Einstufung des Beginns der organischen Sedimentation mit Hilfe der Pollenanalyse. In der Regel erhalten wir auf beiden Wegen bestenfalls ein Minimalalter (Bild 15) für das Eisfreiwerden. Denn das tatsächliche Eisfreiwerden kann bedeutend früher erfolgt sein, da man unter dem Torf oft anorganisches, pollenfreies bis -armes, ton- bis siltreiches radiometrisch nicht datierbares Sediment findet. Die Pollenanalyse kann speziell Auskunft geben über

- lokale und regionale Vegetationsentwicklung
- Höhenstufenentwicklung der Vegetation
- Klimaschwankungen und deren Ausmass (Dauer und Wirkung von Klimaschwankungen auf die Vegetation) in Verbindung mit absoluten Altersdatierungen
- Einwanderung und Ausbreitung einzelner Baumarten (für einige Taxa lokal bis regional gut bekannt, vgl. C. A. Burga, 1988)
- klimatische und menschliche Beeinflussung der Vegetation (C. A. Burga, 1979)

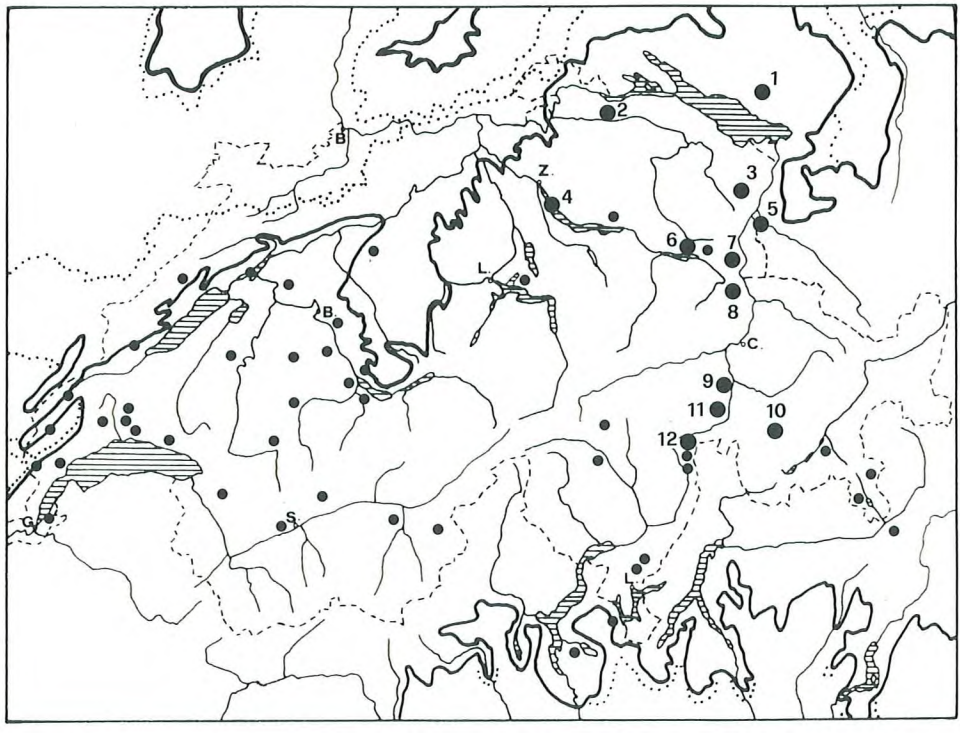


Bild 8 Riss- und würmzeitliche Gletscherausdehnungen und Fundpunkte zur Ältesten Dryas-Zeit in der Schweiz.
1–12: Lokalitäten zum N-S-Profil der Pollenprozentkurven:
1 Schleinsee/Bodensee, 475 m (G. Lang 1952)
2 Nussbaumersee/Untersee, 435 m (M. Rösch 1983)
3 Ballmoos/Appenzell, 943 m (H. Wegmüller 1976)
4 Zürichsee, 406 m (C. Sidler 1988)
5 Mariagrün/Feldkirch, 544 m (M. Chédel 1986)
6 Schwendisee/Toggenburg, 1159 m (C.A. Burga unpubl.)
7 Oberschan/Sargans, 660 m (H. Wegmüller 1976)
8 Herrenboden/Bad Ragaz, 925 m (C.A. Burga 1986)
9 Crapteig/Viamala, 1020 m (C.A. Burga 1980)
10 Sur/Oberhalbstein, 1780 m (C. Heitz 1975)
11 Lai da Vons/Schams, 1991 m (C.A. Burga 1980)
12 Alp Marschol/Bernhardin, 2010 m (C.A. Burga 1980)

- Moorbildungsphasen (Datierung, vgl. F. Overbeck, 1975; G. Grosse-Brauckmann, 1976; K. Faegri und J. Iversen, 1975)
- Wechselbeziehungen zwischen Klima, Vegetation und Gletscherausdehnungen (C. A. Burga, 1979; C. A. Burga und G. Furrer, 1982)

Das pollenanalytisch ermittelte Bild der ehemaligen Vegetation kann manchmal unvollständig sein, und zwar entweder primär oder sekundär durch Erosion oder Zersetzung. Nur durch interdisziplinäre Untersuchungen können dann Paläovegetation und somit indirekt auch das Paläoklima rekonstruiert werden. Aber auch die Stratigraphie bietet bisweilen Probleme in der Auswertung von Profilmaterial. So können die Sediment-Abfolgen unvollständig sein, also Hiaten enthalten, oder es können umgekehrt Verdoppelungen auftreten. Andererseits ist verschiedentlich älteres Material mit jüngerem vermischt worden. In allen diesen Fällen helfen sorgfältige, interdisziplinär angelegte Kontrollen und Ergänzungen weiter. Wünschenswert wäre ein regelmässiges Netz von Untersuchungsstellen. Dies ist aber aus geomorphologischen Gründen nicht realisierbar.

Man ist statt dessen meist auf nicht in allen Belangen ideale Standorte angewiesen, von denen auf grössere Regionen bedingt extrapoliert werden muss. Ferner ist man bestrebt, Referenz-Profile zu ermitteln, mit Hilfe derer kürzere, unvollständige Abfolgen gedeutet werden können (Bild 6).

Je mehr übereinstimmende Teilinformationen aus demselben Raum vorliegen, um so sicherer und detaillierter kann die Landschafts-, Vegetations- bzw. Klimageschichte rekonstruiert werden. Ferner kommen der Kombination von Pollenanalyse und einer Untersuchung des meist klimaabhängigen Gehalts des Sauerstoffs ^{18}O in Seekreide eine besondere Bedeutung zu, da auf diesem Wege eine von der Pollenanalyse unabhängige Klimainformation gewonnen werden kann (U. Eicher, 1979, 1987).

4.2 Zur Paläoökologie des Spätwürms

Auffällig ist, dass die pollenanalytisch und durch ^{14}C-Daten in Moor- und Seeprofilen nachgewiesene Älteste Dryas (nach 18 000–13 000 yBP) vom Alpenvorland bis weit ins Alpeninnere gut belegt ist (Bild 8). Dies bedeutet, dass der würmeiszeitliche Rhein-Gletscher mit seinen Nebenarmen zwischen 18 000 und 15 000 yBP sehr rasch zu vielen einzelnen kleineren Talgletschern abgebaut wurde. Ferner zeigen die pollenanalytischen Untersuchungen im Bereich der Walliser und Bündner Passregionen, dass zur Zeit der Ältesten Dryas viele Alpenübergänge, wie z. B. der Grosse St. Bernhard, der Simplon, der Gotthard, der Lukmanier, der Bernhardin, der Splügen, der Maloja, die Bernina u. a., noch von Eis bedeckt waren. Die Gletschertransfluenzen brachen im allgemeinen erst gegen 13 000 yBP ab, d. h. in vielen Fällen zur Zeit der nachfolgenden markanten Klimaverbesserung um 13 000–12 000 yBP, der ausgeprägten Wärmephase des Bölling-Interstadials (G. Furrer, M. Maisch & C. A. Burga, 1984; C. A. Burga, 1987).

Vegetationsgeschichtlich erscheint der Zeitabschnitt der Ältesten Dryas gesamtschweizerisch auffällig einheitlich. Es handelt sich hauptsächlich um baumlose Artemisia–Chenopodiaceae–Juniperus–Ephedra–Helianthemum–Gramineae–Steppenrasen-Gesellschaften[3]. Es sind dies hauptsächlich Rohboden-, Steppen-, Wiesen- und lokal Ansätze von Zwergstrauchgesellschaften: Artemisia, Chenopodiaceae, Ephedra, Gypsophila, Saxifraga, Helianthemum, Thalictrum, Juniperus, Achillea, Antennaria, Herniaria, Senecio, Scleranthus bzw. Daucus, Bellidiastrum, Centaurea, Plantago, Knautia, Linum bzw. Arctostaphylos, Empetrum, Calluna, Vaccinium. Die Alpensüdseite weist während der Ältesten Dryas dagegen bereits einen bedeutenden Anteil an Holzarten auf, wie vor allem Juniperus, Pinus, Betula Sect. albae, Pinus cembra und lokal sogar schon etwas Larix (R. Schneider, 1978, 1985). Aus den Bildern 9 und 11 geht aber hervor, dass bezüglich des ersten Auftretens gewisser Taxa (Gramineae, Helianthemum, Thalictrum) eine klare zeitliche Verschiebung vom Alpennordrand gegen das Innere ersichtlich ist. Das heisst, dass sich anhand gewisser Krautarten eine Entwicklung zur Zeit der Ältesten Dryas abzeichnet. Das variable Vegetationsbild zur Zeit der Ältesten Dryas ist vor allem durch verschiedene Einwanderungsrichtungen, -geschwindigkeiten und -möglichkeiten der ersten Pionier-Arten und durch die regionale geomorphologische Beschaffenheit des Geländes und die des Bodens bedingt. Ferner sind solche Unterschiede bzw. Variationen der Wiederbesiedlung durch regionale Verschiedenheiten des Eisabschmelzens erklärbar.

Auch bezüglich der pflanzlichen Makroreste sind in der Ältesten Dryas klare Unterschiede zwischen dem Mittelland und den Alpentälern festzustellen, indem die ersten Grossrestfunde im alpinen Bereich frühestens im Bölling-Interstadial auftreten (Betula Sect. albae, Pinus sylvestris, C. A. Burga, 1980). Die intensiven Untersuchungen von M. J. Gaillard und B. Weber (1977, 1980, 1984) im Moyen-Pays Romand zeigen, dass dort bereits zur Zeit der Ältesten Dryas Makroreste von Betula Sect. albae, B. nana, Salix, Alnus, Potamogeton, Batrachium, Carex, Gypsophila repens usw. zu verzeichnen sind. Auch die Analysen der Sedimente aus dem Lobsigensee (Berner Mittelland, K. Tobolski, 1983) lieferten für die Älteste Dryas reichlich Makrofossilien verschiedener Holzarten, und zwar hauptsächlich mehrere Birken-Arten.

Bisweilen lässt sich biostratigraphisch eine Zwei- bis Dreiteilung der Ältesten Dryas vornehmen, wobei die Unterschiede fast nur durch den verschiedenen Anteil themophiler Florenelemente bedingt sind. Solche Unterteilungen wurden z. B. von M. Welten (Pionier- und Murifeld-Steppenphase, 1972), C. A. Burga (1975, 1980), R. Schneider (1978), M. J. Gaillard (1984), C. Sidler (1988) vorgenommen. Dabei sind die Wärmeliebenden vor allem als umgelagerte ältere Sporomorphen interpretiert worden. Eine solche Deutung scheint gut zur Vorstellung von Phasen während der ausgehenden letzten Eiszeit oder auch älteren Eiszeiten mit verstärkter geomorphologischer Dynamik (Ero-

[3] Deutsche Namen der botanischen Ausdrücke vergleiche Glossar im Anhang.

sion/Akkumulation) zu passen. Denn oft beginnt die Profilbasis mit hohem Anteil an interstadialen oder interglazialen umgelagerten Pollen, der in den jüngeren Abschnitten sukzessive abnimmt und schliesslich bedeutungslose Werte erreicht. Ein diesbezüglich gutes Beispiel stammt aus der pollenanalytischen Auswertung mehrerer Bohrungen aus dem Zürichsee (C. Sidler, 1988). Dieses Phänomen wurde oft auch in anderen Regionen, z. B in Südbayern (B. Frenzel, 1988) an der Wende Hochglazial/Spätglazial bzw. Glazial/Interglazial beobachtet. Aus diesen geschilderten Fakten ist der Zeitabschnitt von 15000 bis 13000 yBP palynologisch und paläoklimatisch derzeit noch schwer feiner gliederbar. Die Basis der Ältesten Dryas widerspiegelt aufgrund der Pollenflora einen Übergang von kalt-trockenem zu weniger kühlem und feuchterem Klima.

Für das nachfolgende Bölling-Interstadial gibt es auf der Alpensüdseite klare Anzeichen einer Phase warm-trockenen Klimas, wie dies z. B. am generellen Verlauf der Artemisia-Kurve im Alpenquerprofil zum Ausdruck kommt (H. Zoller, 1960; C. A. Burga, 1980).

Der Nachweis der Ältesten Dryas bis in die innersten Alpentäler des Rhein-Einzugsgebiets legt den Schluss nahe, dass der letzte Würm-Hochstand innerhalb von nur 3000 bis 4000 Jahren bis auf die Grössenordnung von einzelnen Talgletschern zusammenschmolz. Das heisst, dass kurz nach 18000 yBP bereits Bedingungen des Eiszerfalls herrschten. Als zentralalpine Orte des Nachweises der Ältesten Dryas seien erwähnt die Profile von Affeier/Obersaxen (H. J. Müller, 1972), Crapteig/Viamala, Lai da Vons/Andeer, Alp Marschol/Bernhardin-Nord, Sass de la Golp/Bernhardin-Süd (C. A. Burga, 1980), Sur/Oberhalbstein (C. Heitz, 1975), Suossa/S. Bernardino (H. Zoller und H. Kleiber, 1971), Stazersee, Mauntschas/St. Moritz (P. Punchakunnel, 1983), (vgl. Bild 8).

Anhand eines Nord-Süd-Profils der Pollenprozent-Kurven einiger wichtiger botanischer Taxa vom Nordufer des Bodensees bis zur Quelle des Hinterrheingletschers soll der Vegetationswandel vom ausgehenden Hochwürm bis zu Beginn des Holozäns (Präboreal) mit Hilfe von zwölf ausgewählten Lokalitäten dargestellt werden (Bilder 9–14; zur Lage der Lokalitäten vgl. Bild 8).

Bild 9 oben stellt die Schattenriss-Kurven des Prozentverhältnisses Baumpollen (BP) zu Nichtbaumpollen (= Krautpollen NBP) und die Prozentwerte der Gramineae unten dar. Generell ereignet sich der Anstieg des BP-Anteils im Bereich der ersten böllingzeitlichen Warmphase (Ib), wobei zum Alpeninnern hin dieser Anstieg leicht gegen die zweite späteiszeitliche Warmphase – das Alleröd-Interstadial (II) – verschoben ist. Eine ähnliche, sogar noch deutlichere Verschiebung ist für Gramineae zu beobachten. Es scheint sich hier tatsächlich die der weichenden Eisfront nachrückende Pioniervegetation widerzuspiegeln. Ein ähnliches Bild der Kurven-Verschiebungen liegt in Bild 10 für Artemisia und für die Chenopodiaceae vor, zwei sehr typische Vertreter der späteiszeitlichen Steppen (Tundra-)Vegetation. Die hohen Artemisia-Prozentwerte für die Zeit der Ältesten Dryas (Ia) sind für praktisch alle Lokalitä-

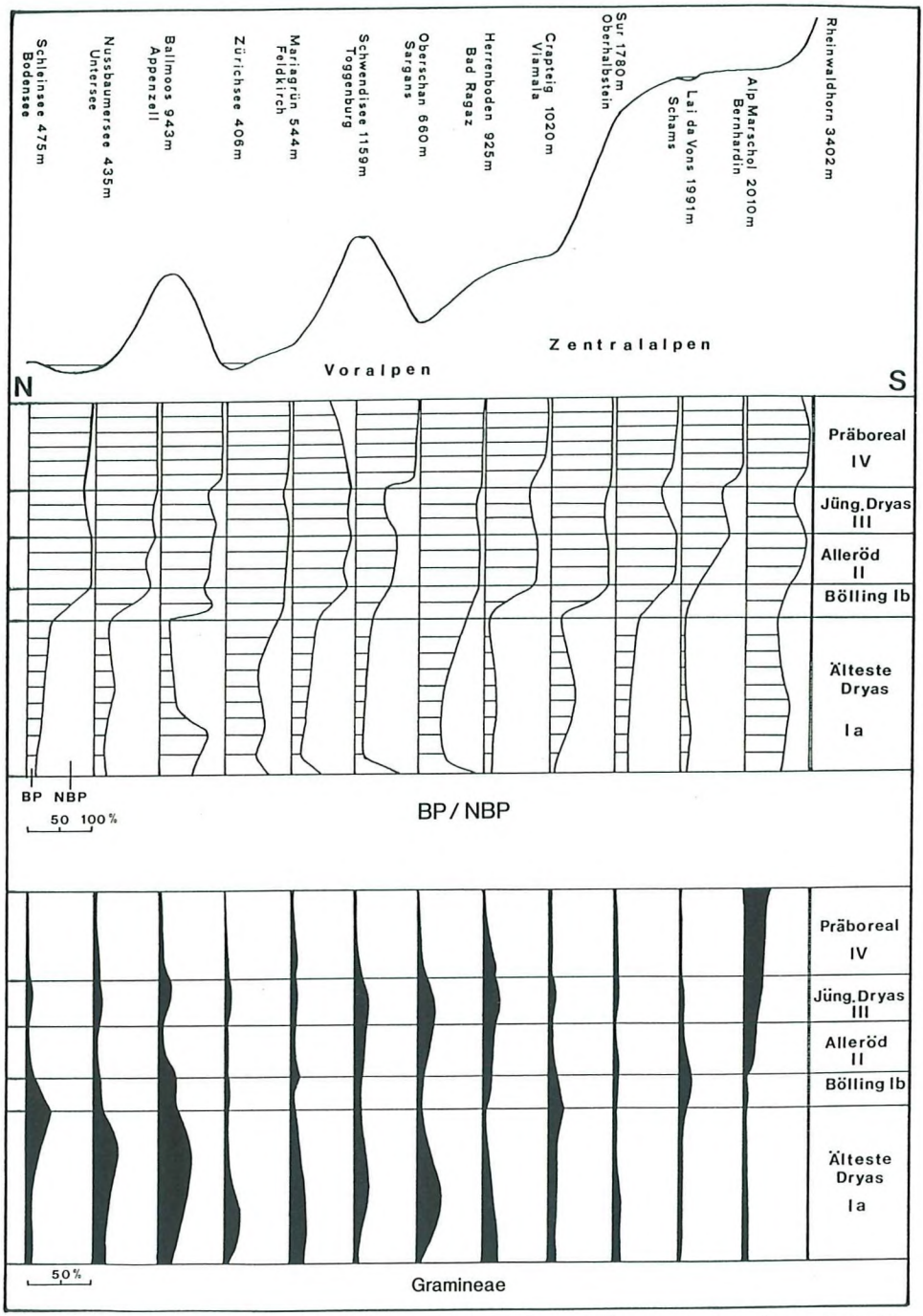


Bild 9 Pollenprozentkurven von Baumpollen/Nichtbaumpollen sowie Gramineae (Lokalitäten siehe Bild 8).

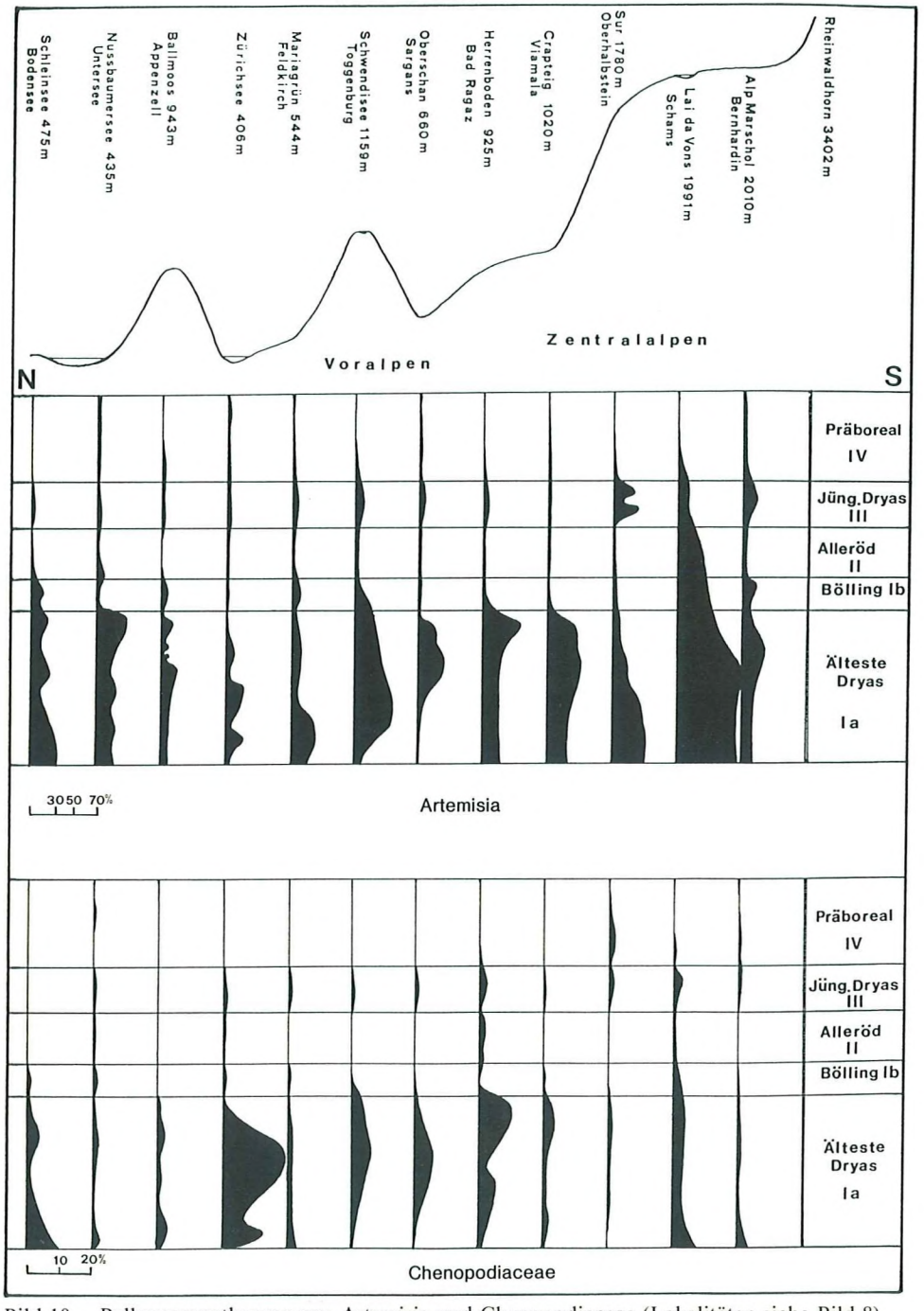


Bild 10 Pollenprozentkurven von Artemisia und Chenopodiaceae (Lokalitäten siehe Bild 8).

ten in sämtlichen Höhenlagen sehr typisch. Allgemein erreicht Artemisia nach den beiden Warmphasen des Bölling- und Alleröd-Interstadials in der letzten späteiszeitlichen Kaltphase der Jüngeren Dryas (III) nochmals ein ein- bis mehrgipfliges Maximum, um dann in der ersten Hälfte des Präboreals (IV) praktisch auf Null abzusinken. Dieses Taxon eroberte offensichtlich sehr rasch die eisfrei gewordenen Areale, ansonsten man sich eine so einheitliche Verbreitung nur schwer vorstellen kann. Die Chenopodiaceae – wohl hauptsächlich Pionierarten auf Rohböden mit schwachem Bewuchs – zeigen ein ganz ähnliches, wenn auch nach den Prozentwerten abgeschwächtes Bild. In Bild 11 sind ebenfalls zwei sehr charakteristische protokratische (= lichtliebende und konkurrenzschwache) spätglaziale Taxa, Helianthemum und Thalictrum, dargestellt. Beide Gattungen zeigen sehr deutlich ein vom Alpenvorland zum Innern der Zentralalpen verspätetes Auftreten, also wiederum ein Nachrücken hinter der schwindenden Eisfront. Den Pollenprozenten zufolge scheint sich Helianthemum vor allem im nördlichen Alpenvorland und im Gebiet der Voralpen ausgebreitet zu haben. In deutlich abgeschwächter Weise zeigt Thalictrum ein ähnliches Verhalten. Da es sich bei Thalictrum sowohl um Vertreter der Auenwälder (Alno-Ulmion) als auch der subalpinen Hochstaudenfluren (Adenostylion-Gesellschaften) oder um Arten flachgründiger, steiniger Böden (Geranion sanguinei) handelt, umfassen die allgemein pollenanalytisch nicht weiter unterschiedenen Thalictrum-Prozentkurven verschiedenartige ökologische Verhältnisse, und zwar von feucht-nass bis trocken und von Tiefland- zu Hochgebirgsarten.

Die beiden Sträucher Hippophaë und Juniperus treten in allen Lokalitäten in sehr typischer Weise, aber mit unterschiedlicher Intensität, im Bölling-Interstadial auf, so dass man mit Recht beide Gattungen mehr oder weniger als chronostratigraphische Zeitmarke dieser Warmphase auffassen kann (Bild 12). Während Hippophaë wechseltrockene Biotope (Pionierstandorte) besiedelt, tritt Juniperus auf eher trockenen, mageren Böden auf. Beide Taxa zeigen in gewisser Weise ein komplementäres Verhalten, das bisweilen auch im Vergleich der Pollenprozentkurven sich äussert (vgl. in Bild 12 die Lokalitäten Nussbaumersee/Ballmoos mit Zürichsee/Mariagrün-Feldkirch).

Bild 13 stellt mit Betula und Pinus sylvestris/mugo zwei vergleichsweise «indifferente» Gattungen dar. In Alpenvorland und Voralpen tritt Betula als Pionier stellenweise vor Pinus auf. Die zentralalpine Pinus-Dominanz widerspiegelt wohl die dort herrschende grössere Kontinentalität des Klimas. Während das Betula-Maximum hauptsächlich ins Bölling-Interstadial fällt, ist dies für Pinus vor allem im Alleröd-Interstadial (und z. T. erst im Präboreal) der Fall.

In Bild 14 werden zwei sozusagen sich ausschliessende Gruppen botanischer Taxa einander gegenübergestellt: die zentralalpine Arve (Pinus cembra) und der auf Jura, Mittelland und Voralpen beschränkte Eichenmischwald (= EMW: Ulmus, Quercus, Tilia, Acer). Die EMW-Prozentkurven zeigen – wenn auch nur in stark abgeschwächtem Masse – eine Verspätung der Einwande-

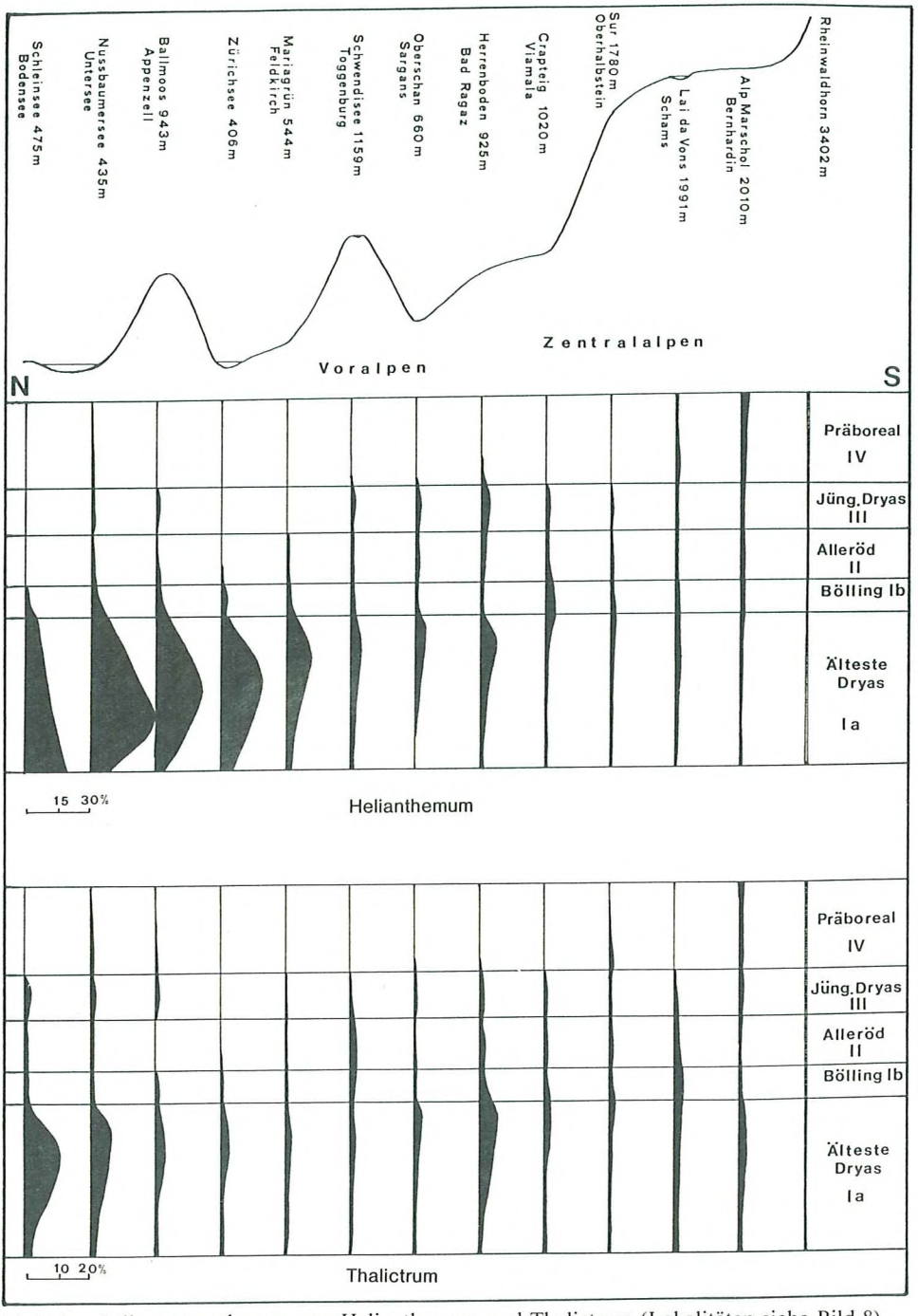


Bild 11 Pollenprozentkurven von Helianthemum und Thalictrum (Lokalitäten siehe Bild 8).

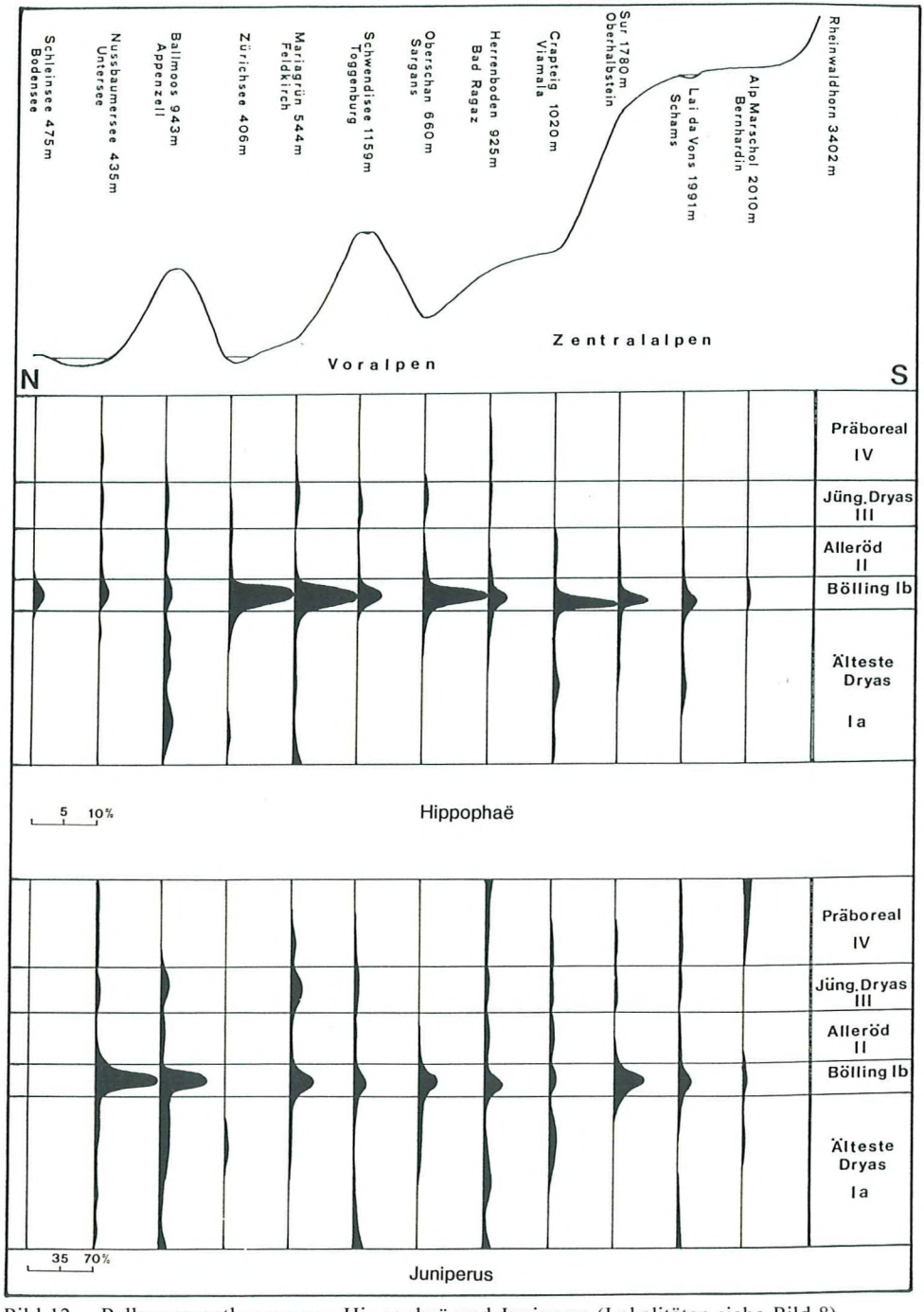


Bild 12 Pollenprozentkurven von Hippophaë und Juniperus (Lokalitäten siehe Bild 8).

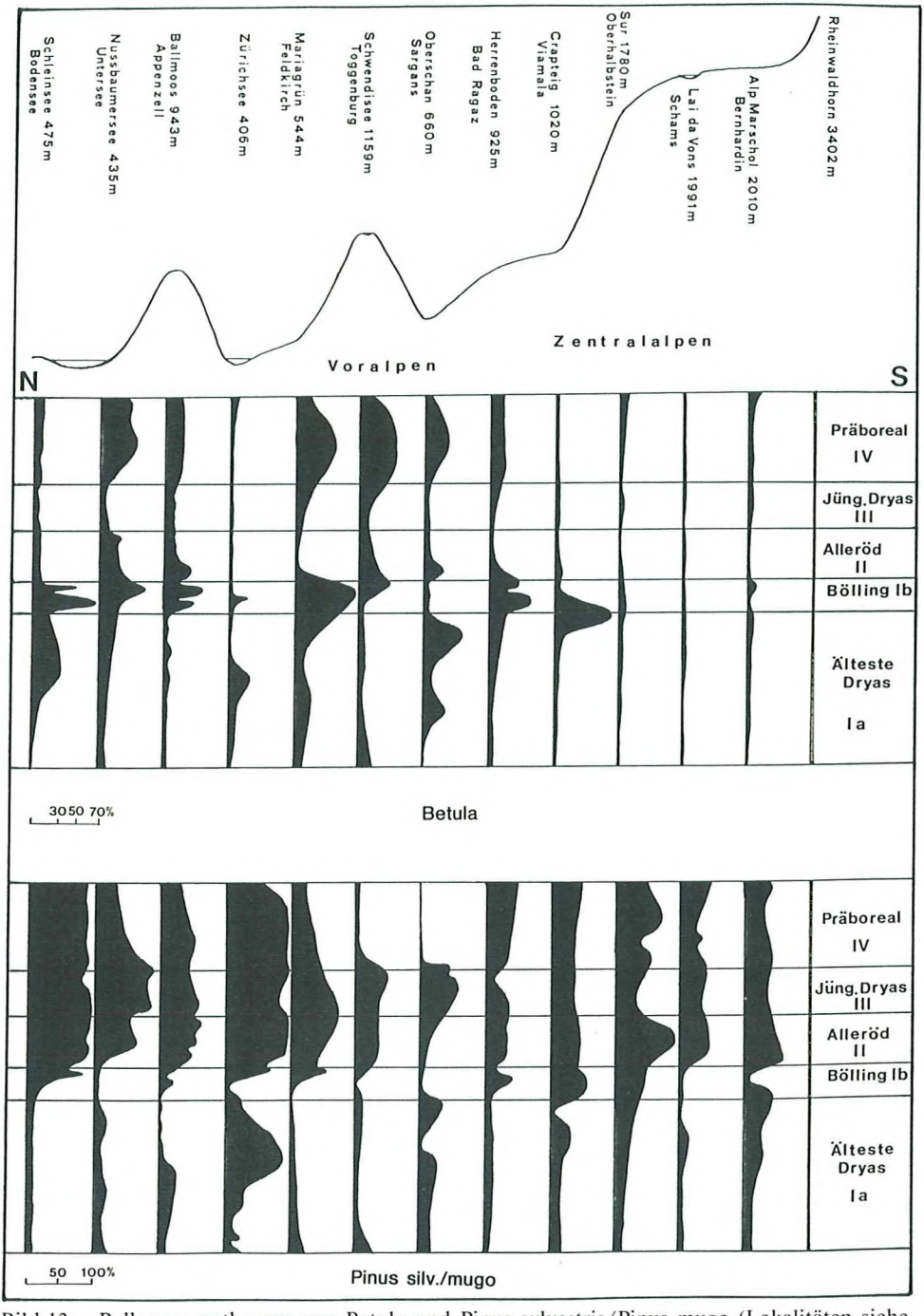


Bild 13 Pollenprozentkurven von Betula und Pinus sylvestris/Pinus mugo (Lokalitäten siehe Bild 8).

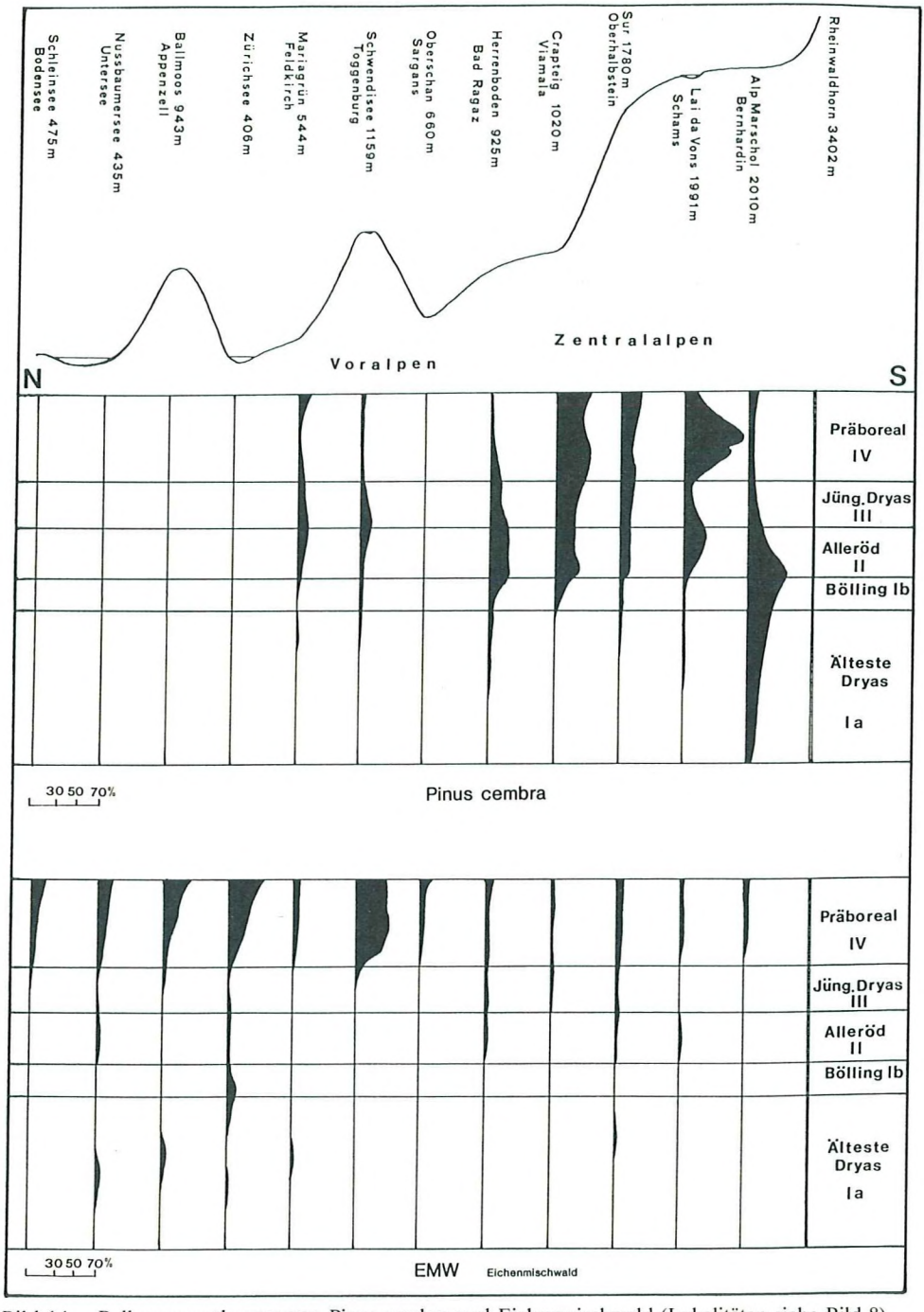


Bild 14 Pollenprozentkurven von Pinus cembra und Eichenmischwald (Lokalitäten siehe Bild 8).

Tabelle 1 Verfügbare ^{14}C-Daten und Pollenanalysen aus dem Rhein-/Linthgletschergebiet (Lokalitäten siehe Bild 15).

	^{14}C-Datum	Fundort	Pollenanalyse	Bemerkungen	Referenz
1	29 500 ± 500 (Gro-1260) 28 840 ± 300 (Gro-1260)	Karrestobel (N von Ravensburg)	—	Org. Material (lehmiger Torf) unter Grundmoräne. Maximalalter für den Eisvorstoss.	Weidenbach (1955) Gross (1957/1958) Werner (1974) De Jong (1983)
2	28 550 ± 310 (UZ-2209) 29 450 ± 1150 (UZ-2120) 28 250 ± 350 (UZ-2210)	Kiesgrube Gossau ZH	Gossau-Interstadial 3 (bzw. Denekamp-Interstadial)	Oberes Flöz einer Schieferkohlebildung, von Schotter und Grundmoräne überdeckt. Maximalalter für den Eisvorstoss.	Schlüchter/ Burga/Keller/ Maisch/Suter/ Wynistorf (1987)
3	26 195 ± 970 (Hv-5027)	Brunnenbohrung Mannsgrab bei Saulgau	—	Blätterkohle unter Beckentonen und Grundmoräne.	Werner (1974) Schreiner (1980)
4	22 130 ± 225	Kiesgrube Knollengraben E Ravensburg	—	Pflanzenhäcksel (wahrscheinlich nicht In-situ) zwischen zwei Grundmoränen.	Weinhold (1973) Hantke (1980) De Jong (1983)
5	18 530 $\pm^{1045}_{925}$ (Hv-10 655)	Kiesgrube in Markelfingen bei Radolfzell	—	Mammutstosszahn, von Grundmoräne überlagert.	Geyh/Schreiner (1984)
6	14 610 ± 90 (Hv-11 569)	Baugrube Engen	—	Bruchstück eines Mammutstosszahnes in kiesiger Grundmoräne.	Geyh/Schreiner (1984)
7	15 900 ± 360 (H-860-970) 14 720 ± 385 (Gro-468)	Schussenquelle N Bad Schussenried	Ia eisfrei	Holzkohle. Mindestalter für den Eisrückzug aus dem Stand W1 («Schaffhausen»).	Gross (1958) Lang (1962)
8	14 800 ± 120 (Hv-10 654)	Kiesgrube SW Steisslingen	—	Bruchstück eines Mammutschädels in Schotter.	Geyh/Schreiner (1984)
9	15 090 ± 80	Kiesgrube bei Karsee	—	Knochen in Sander.	De Jong (1983)
10	14 100 ± 115	Kiesgrube Hinterhausen Konstanz	—	Knochenreste in Randstromkiesen des Standes W10 («Konstanz»).	Geyh/Schreiner (1984)

	^{14}C-Datum	Fundort	Pollenanalyse	Bemerkungen	Referenz
11	13 335 ± 185 12 780 ± 125 12 455 ± 130	Schleinsee	Ia eisfrei	Mindestalter für das Eisfreiwerden nach dem Stand W10 («Konstanz»).	Geyh/Merkt/Müller (1971) Merkt/Müller, in Schreiner (1978)
12	13 100 12 720	Nussbaumer Seen	Ia eisfrei	Mindestalter für das Eisfreiwerden nach dem Stand W7 («Stein am Rhein»).	Rösch (1983)
13	12 940–11 300	Petersfels bei Engen	—	Datierung einer Magdalénien-Station.	Albrecht (1979) Geyh/Schreiner (1984)
14	12 890 ± 90 (Hv-10 652)	Kesslerloch bei Thayngen	—	Datierung einer Magdalénien-Station.	Geyh/Schreiner (1984)
15	12 300	Dättnau bei Winterthur	Bölling-Interstadial	Späteiszeitlicher Wald. Mindestalter für das Eisfreiwerden nach dem Stand W3 («Schaffhausen»).	Kaiser (1979)
16	14 600 ± 250	Zürichsee-Bohrung	Vor Ia eisfrei	In der Bohrung Zübo 80 Pollenstratigraphie seit dem Mittelwürm (?).	Sidler (1988) Lister (1988)
17	12 600 ± 190 (UZ-808)	Unter Birenstil bei Bischofszell	—	Torfbasis. Mindestalter für das Eisfreiwerden nach dem Stand W7 («Stein am Rhein»).	Hipp (1986)
18	12 455 ± 130 (UZ-811)	Hudelmoos bei Bischofszell	—	Torfbasis. Mindestalter für das Eisfreiwerden nach dem Stand W10 («Konstanz»).	Hipp (1986)
19	14 265 ± 165 (UZ-1103) 13 050 ± 160 (UZ-1102)	Mariagrün bei Feldkirch	Ia eisfrei	Torfbasis. Mindestalter für das Eisfreiwerden nach dem Stand «Koblach»/«Feldkirch».	Chédel (1986) Nachdatierung: Furrer (1987)
20	—	Schwendisee bei Wildhaus	Ia eisfrei	Torfbasis. Transfluenz ins Tog-	Burga (unpubl.)

	^{14}C-Datum	Fundort	Pollenanalyse	Bemerkungen	Referenz
				genburg während der Ältesten Dryas abgebrochen.	
21	—	Oberschan	Ia eisfrei	Torfbasis. «Feldkirchstand» in der Ältesten Dryas, nachher eisfrei.	Wegmüller (1976) Jordi (1986)
22	48 800 $\pm$ 1230 1070 43 560 $\pm$ 750 800	Murg/Walensee	Frühwürm	Schieferkohlen zwischen Früh- und Hochwürm-Moränen.	Schindler, Fisch, Streiff, Ammann & Tobolski (1985)
23	11 210 $\pm$ 70	Herrenboden	Ia eisfrei	Torfbasis. Mindestalter für das Eisfreiwerden nach dem «Feldkirchstand».	Burga, in: Jordi (1986)
24	—	Flims	vereinzelte Pollenfunde (Ia)	Bergsturz Flims während der Ältesten Dryas. Vorderrheingletscher hinter Ilanz zurück.	Hantke (1980) Jordi (1986) Nabholz (1987)
25	11 640 $\pm$ 140	Affeier	mit Alleröd, wohl auch Ältester Dryas	Torfbasis. «Churer Stadium» in Ältester Dryas, nachher eisfrei.	Müller (1972) Nabholz (Ammann) (1987)
26	12 400 $\pm$ 160 12 100 $\pm$ 100	Crapteig/ Viamala	Ia eisfrei	«Churer Stadium» des Hinterrheingletschers. Nachher (noch im Ia) eisfrei.	Burga (1981/83)
27	—	Lai da Vons/ Schams	Ia eisfrei	Torfbasis. Einzugsgebiet des «Churer Stadiums» des Hinterrheingletschers noch in der Ältesten Dryas eisfrei geworden.	Burga (1975/81/83/87)
28	—	Alp Marschol	seit Ib eisfrei	Eisfrei kurz nach Abbrechen der Eistransfluenz über den Bernhardin nach S.	Burga (1980)

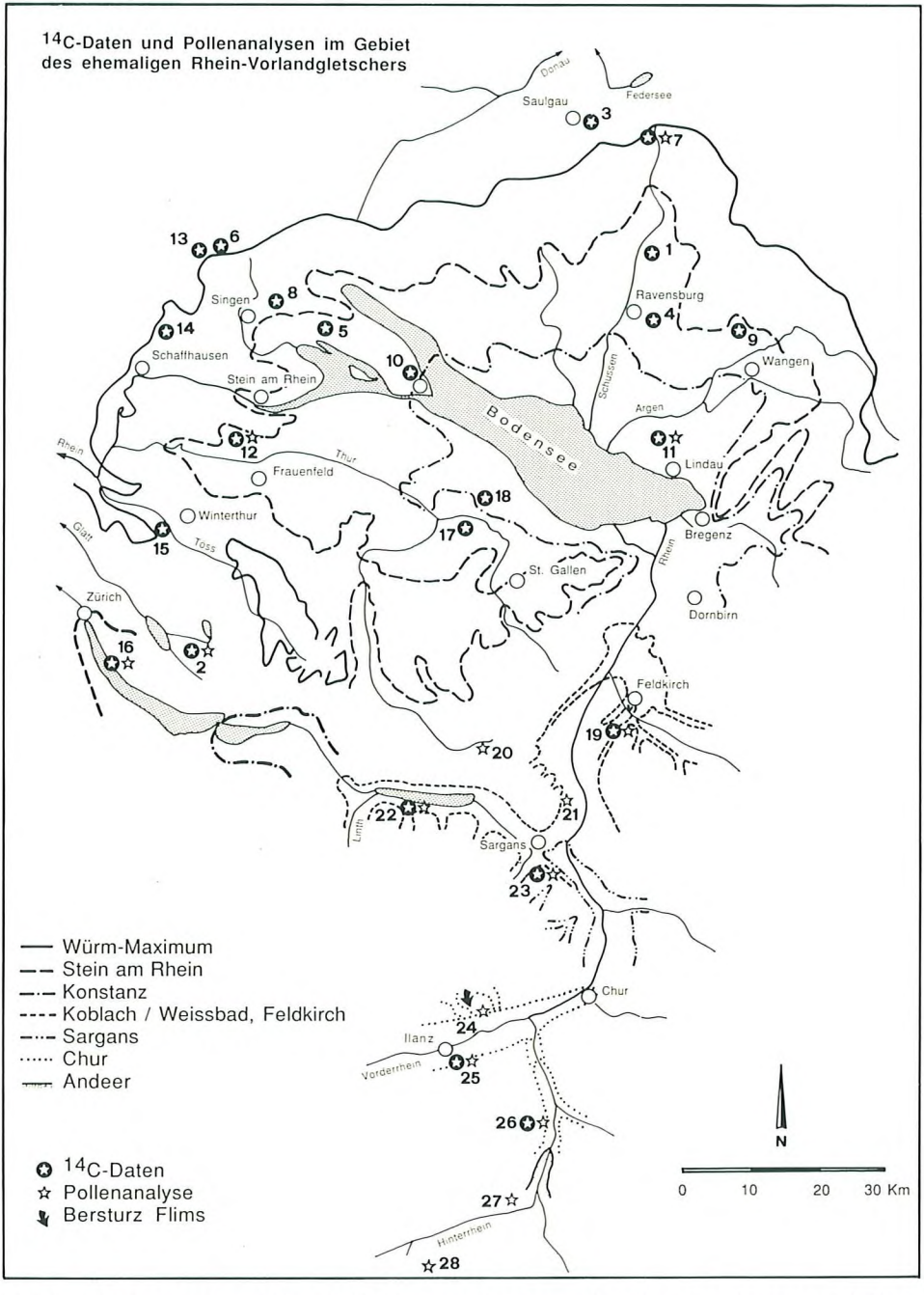


Bild 15 Probeentnahmestellen der ^{14}C-Daten und pollenanalytischen Aufnahmen in Tabelle 1.

rung gegen das Alpeninnere. Während der Eichenmischwald generell erst zu Beginn des Postglazials (ab Präboreal) einwanderte, sind für Pinus cembra erste Anzeichen einer Präsenz in den Zentralalpen bereits seit dem Alleröd-Interstadial festzustellen.

Im Gebiet der Voralpen (Säntis) ist ebenfalls eine, wenn auch nur kurze Arvenphase für die Zeit der Wende Spät-/Postglazial belegt, wobei die heutigen voralpinen Arvenvorkommen (z. B. Säntis) mit Recht als Reliktstandorte bezeichnet werden können. Die Pinus-cembra-Prozentkurven weisen, wie dies mit zunehmender Massenerhebung zu erwarten ist, gegen das Alpeninnere hin höhere Werte auf.

Die Pollenanalyse liefert einen ganz wesentlichen Beitrag zur Rekonstruktion des Eiszeitalters. In vielen Fällen ist dies praktisch die einzige Möglichkeit, die durch die Eiszeiten bedingten Veränderungen des Landschafts- und Vegetationsbildes zu erforschen. Dies gilt ganz besonders auch für den Zeitabschnitt nach 13 000 yBP, also nach dem starken Eisabbau bis weit ins Alpeninnere (Bild 15).

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die protokratischen Arten, also vor allem Pionierarten wie Chenopodiaceae, Helianthemum, Thalictrum, Gramineae, tubuliflore Compositae, Artemisia, Caryophyllaceae, Rumex/Oxyria, Epilobium usw., seit Beginn des Spätwürms das Abschmelzen der Gletscherzungen gut widerspiegeln. Mittels pollenanalytischer Untersuchungen können somit direkt oder indirekt Abschmelzphasen grösserer Gletschersysteme und die damit verbundenen Besiedlungsabfolgen nachgewiesen werden, sofern die Klimaänderungen in bedeutendem Ausmass erfolgt sind.

Das ausgehende Würm-Spätglazial ist bis auf etwa 1600 m ü. M. durch die Wiederbewaldung mit Birke und Föhre gekennzeichnet. Typische Pionierstandorte sind bis auf diese Höhe generell nicht mehr vorhanden. Erst im Bereich der subalpinen Stufe sind diese noch anzutreffen oder entstanden danach gerade durch das schwindende Eis. Für das endende Spätglazial und das beginnende Holozän spielen vermehrt klimatisch gesteuerte Verteilungsmuster der Vegetation eine grössere Rolle, wie z. B. dies für die Arve und den Eichemischwald gezeigt wurde. In jüngeren Abschnitten der Nacheiszeit weisen dann die neu eingewanderten waldbildenden Baumarten wie Buche, Tanne und Fichte eine typische regionalklimatische Verbreitung auf. Ausserdem ist für deren Vorkommen ihre postglaziale Einwanderungsgeschichte aus den eiszeitlichen Refugien von Bedeutung (vgl. C. A. Burga, 1988).

5 Die Nacheiszeit (Postglazial) – das Holozän

5.1 Das Gletschervorfeld und der Aufbau der nacheiszeitlichen Wallmoränen

Das Gelände zwischen dem heutigen Gletscherrand und den Wallmoränen der neuzeitlichen Hochstände (ab 16. Jahrhundert) hat H. Kinzl (1932, 1949)

als Gletschervorfeld bezeichnet. Heute begrenzen wir das Gletschervorfeld allgemein durch die äussersten nacheiszeitlichen Moränenwälle. Unter «Hochstand» verstehen wir einen nacheiszeitlichen Gletscherstand der Grössenordnung wie um 1850. Im Verlaufe des Holozäns – während den letzten 10000 Jahren – stiessen die Gletscher mehrmals vor, erreichten das Ausmass von Hochständen oder übertrafen diese geringfügig. Daher liegen die postglazialen Wallmoränen unmittelbar neben – oder sogar übereinander. Wenn nun während einer Gletscherschwundphase die Klimaverbesserung lange genug anhält, können sich auf Ufer- und Endmoränen Vegetation und ein Boden entwickeln.

Während einer darauffolgenden Klimaverschlechterung stösst der Gletscher wieder vor und wird durch die Ufermoränen, die von einem oder mehreren früheren Gletschervorstössen gebildet wurden, «kanalisiert». Er lagert sein Material entweder an bereits vorhandene Moränenwälle ab, oder überdeckt diese sogar und fossilisiert damit auch den auf ihnen entwickelten Boden. In den Alpen wurden solche fossile Böden erstmals in den Arbeiten von H. N. Müller (1975), F. Röthlisberger (1976) und W. Schneebeli (1976) nachgewiesen und zur Gliederung von postglazialen Wallmoränen ausgewertet, das heisst als Beweis für deren mehrphasigen, vielschichtigen Aufbau angeführt. Mit Hilfe von radiocarbondatierten fossilen, humosen A-Horizonten (fAh) stuften sie erstmals nacheiszeitliche Gletschervorstösse zeitlich ein.

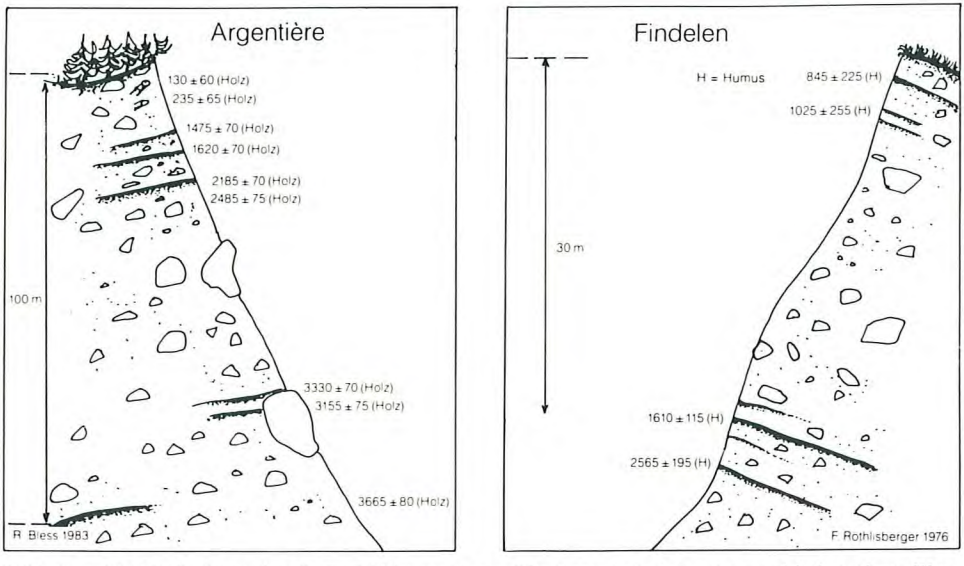


Bild 16 Vertikalschnitt durch zwei Ufermoränen. Moränenmaterial von verschieden alten Gletschervorstössen wechselt mit fossilen Böden ab. Die Radiocarbonalter der fossilen Böden (Findelen) und der darin eingelagerten Hölzer (Argentière) werden nach oben jünger. Die beiden Ufermoränen wurden also von mehreren, verschieden alten Gletschervorstössen aufgeschüttet. Im Bild streichen die fossilen Böden gegen das (ehemalige) Gletscherbett in die Luft aus.

In fossilen Böden sind gelegentlich Holz, Holzkohle oder andere datierbare organische Makroresten von Pflanzen eingelagert. In der Regel aber datiert man Humus, also die gesamte organische Substanz des Ah-Horizontes, die nach Separation der Makroreste und Abtrennung der Carbonate verbleibt. Böden werden über lange Zeiträume gebildet, es handelt sich bei ihnen um Mischproben verschieden alter Komponenten. Daher betrachten wir die ^{14}C-Alter von fAh als Näherungen (± 200 Jahre) für den Überschüttungszeitpunkt für Böden auf Moränen (zur Problematik der Deutung dieser ^{14}C-Alter siehe Geyh in F. Röthlisberger, 1986). In Bild 16 (nach F. Röthlisberger, 1986, p. 72) sind fAh-Horizonte der Ufermoräne von zwei Gletschern dargestellt, wobei der Glacier d'Argentière einen Glücksfall darstellt: In seinen fossilen Böden wurde auch Holz, sogar Wurzelstrünke geborgen, die sich noch In-situ befanden. Auch sie konnten radiocarbondatiert werden und ergaben eine viel geringere Streuung der Altersdaten.

5.2 Die Grenze Spät-/Postglazial am Ende der Jüngeren Dryas

Keine 2 km ausserhalb des 1850er Hochstandes des Feegletschers und innerhalb von egesenaequivalenten Moränen brachte W. Bircher (1982, p. 114ff.) im Grossen Moos am nördlichen Dorfrand von Saas Fee auf 1800 m ü. M. eine 7,5 m tiefe Bohrung nieder, die C. A. Burga pollenanalytisch auswertete. Der Bohrkern besitzt eine pollenführende Basis, reich an Artemisia und Gramineae. Weil pflanzliche Makroreste wie Holz und Spaltöffnungen fehlen, wird der hohe Föhren- und Arvenanteil im Pollendiagramm als Fernflug interpretiert, was für eine Einstufung ins Alleröd (11 000–11 800 yBP) spricht, aber auch eine Einstufung an den Beginn der Jüngeren Dryas ist vertretbar (krautarme Pinus sylvestris/mugo-Pinus cembra – Betula Phase).

Auf diese pollenführende Basis folgt eine 75 cm mächtige, sandige Ablagerung, die frei von Pollen und sonstigen organischen Einschlüssen ist. Dies deutet auf eine schnelle Sedimentation hin, wie dies bei Gletschervorstössen und damit verbundenen Ablagerungen der Fall ist. In unserem Beispiel handelt es sich bei dieser sandigen Ablagerung möglicherweise um Material eines egesenaequivalenten Vorstosses des Feegletschers während der Jüngeren Dryas.

Über dieser anorganischen Ablagerung bis an die Oberfläche ist das erbohrte Material durchwegs organisch, es ist also kein Gletschervorstoss mehr über die Bohrstelle hinaus nachweisbar. Aus der erneut einsetzenden Pollenführung ist auf Pioniervegetation zu schliessen, die schon am Ende der Jüngeren Dryas wieder einsetzte. Die Wiederbewaldung im Umkreis der Bohrstelle begann mit der Pollenzone IV, dem Präboreal (8800–10 200 yBP). Als Beleg dienen, von der Pollenanalyse abgesehen, ein Holzfund (Pinus cembra) im Bohrkern sowie Spaltöffnungen vom Pinus sylvestris/mugo-Typ (Bergföhre) im erbohrten Material.

Im vorliegenden Profil gelang es sogar, den Beginn der organischen Sedi-

mentation mit 9760 ± 175 yBP zu datieren und somit auch die mit Hilfe der Pollenanalyse vorgenommene zeitliche Einstufung zu bestätigen. Das erwähnte Holzstück, im Bohrprofil 10 cm über der Grenze Jüngere Dryas/Präboreal gelegen, wo der Baumpollenanteil 95 % der Pollensumme und damit sein erstes Maximum erreicht, ergab radiocarbondatiert ein Alter von 9510 ± 135 yBP. Aus unseren Alpen liegen einige weitere Datierungen für den Abschluss des Spätglazials bzw. für den Beginn der Nacheiszeit vor, beispielsweise Palü mit 9635 ± 160 yBP (F. Beeler, 1977), Selva (Puschlav) mit 10290 ± 60 yBP (C.A. Burga, 1987), Crapsteig (Viamala) mit 9730 ± 120 yBP (C.A. Burga, 1980) und schliesslich Cristallina mit 9995 ± 110 yBP (F. Renner, 1982).

Diese Daten stammen von Proben, welche ausserhalb, aber nahe der Hochstandsmoränen der Neuzeit gewonnen wurden. Sie belegen, dass in der Nacheiszeit, also seit 10000 Radiocarbonjahren, die Gletschervorstösse die Ausmasse der spätglazialen nicht erreichten. Um 10000 yBP oder kurz darauf waren die Gletscher auf neuzeitliche Dimensionen reduziert. Da sie in den vorangegangenen Jahren der Späteiszeit viel weiter vorstiessen, liegt ein grundlegender klimatischer Unterschied zum Gletscherverhalten während der Späteiszeit vor: Die übergeordneten Klimaverhältnisse der Nacheiszeit dürften etwa jenen des 19. und 20. Jahrhunderts entsprochen haben und geringeren Schwankungen unterworfen gewesen sein als im Spätglazial.

5.3 Vom Gletscher überfahrene Bäume

Gletscher, welche in die Nadelwaldstufe hinabreichen, drücken beim Vorstossen Bäume um, betten deren Stämme in ihre Moränen ein und decken besonders die im Boden verbleibenden verankerten Wurzelstrünke mit Schutt zu (Bild 17). Mit Hilfe solcher In-situ-Baumreste können wir den Zeitpunkt, als das Eis den Fundort erreichte und den Baum überfuhr, datieren, und zwar auf zwei Wegen: Die ^{14}C-Datierung der äussersten, also jüngsten Jahrringe ergibt gute Zeitmarken, sie sind zuverlässiger als jene von fossilen Böden. Aber weil der ^{14}C-Gehalt der Atmosphäre nicht konstant ist, haften dieser Methode gewisse Fehler an. Dank der Dendrochronologie sind wir jedoch in der Lage, den jüngsten erhaltenen Jahrring aufs Jahr genau einzuordnen und damit das Absterbejahr des Baumes bzw. das Überfahrungsjahr des Fundortes festzulegen. Diese Methode kann vorläufig nur dazu dienen, mittelalterliche und neuzeitliche Gletschervorstösse zu datieren, da die von H. Holzhauser aufgebaute absolute Jahrringchronologie derartiger Bäume lediglich bis ins 12. Jahrhundert zurückreicht.

Das Jahrringbild von Stammscheiben enthält weitere Informationen: Verengungen von Jahrringen deuten in der Regel auf Verschlechterungen des Lokalklimas im Bereiche der Gletscherzungen hin. Falls wir mehrere überfahrene In-situ-Baumreste in der Vorstossrichtung eines Gletschers auffinden, können wir sogar Angaben über ehemalige Vorstossgeschwindigkeiten erhalten.

Bild 18 zeigt, wie vier Vorstösse mit Hilfe von fossilen In-situ-Holzfunden



Bild 17 Schematische Darstellung eines Gletschervorfeldes hinsichtlich der absoluten Datierung von Gletscherschwankungen (aus W. Wetter, 1987).

rekonstruiert und datiert werden können. Der Vorstoss widerspiegelt sich im Anheben der Gletscheroberfläche. Andere Wurzelstrünke im Gletschervorfeld, gletscherabwärts von den gezeichneten Profilen, erlauben, ehemalige Lagen der Spitze der Gletscherzunge festzulegen. Selbstverständlich helfen andere Quellen, besonders aus der Neuzeit mit, die jüngste Gletschergeschichte nachzuzeichnen. Es sind dies die Gletschervermessung und die Auswertung von verschieden alten Karten, Luftbildern, historischen Bild- und Schriftquellen sowie von geländearchäologischen Spuren (Wasserleitungen, Wege, Siedlungselemente).

5.4 Die Palü-Schwankung – der erste nacheiszeitliche Gletschervorstoss

Das Moor auf der Alpe Palü, in 1940 m ü. M. gelegen, ist teilweise durch Moränenmaterial gestaut. Das Material für die Pollenanalyse von H. Zoller, Basel, begann an der Profilbasis mit blaugrauem «Glazialton» (Gletschertrübe). Wir schliessen daraus auf Gletschernähe. Zoller stellte aufgrund seiner Pollenanalyse zur Zeit der Tonsedimentation eine sehr lockere Pioniervegetation fest. Einen guten Meter über der Profilbasis beginnt die überwiegend organische Sedimentation, die bis zur Oberfläche ununterbrochen anhält. An dieser Profilstelle widerspiegelt sich die einsetzende Wiederbewaldung, die mit 9460

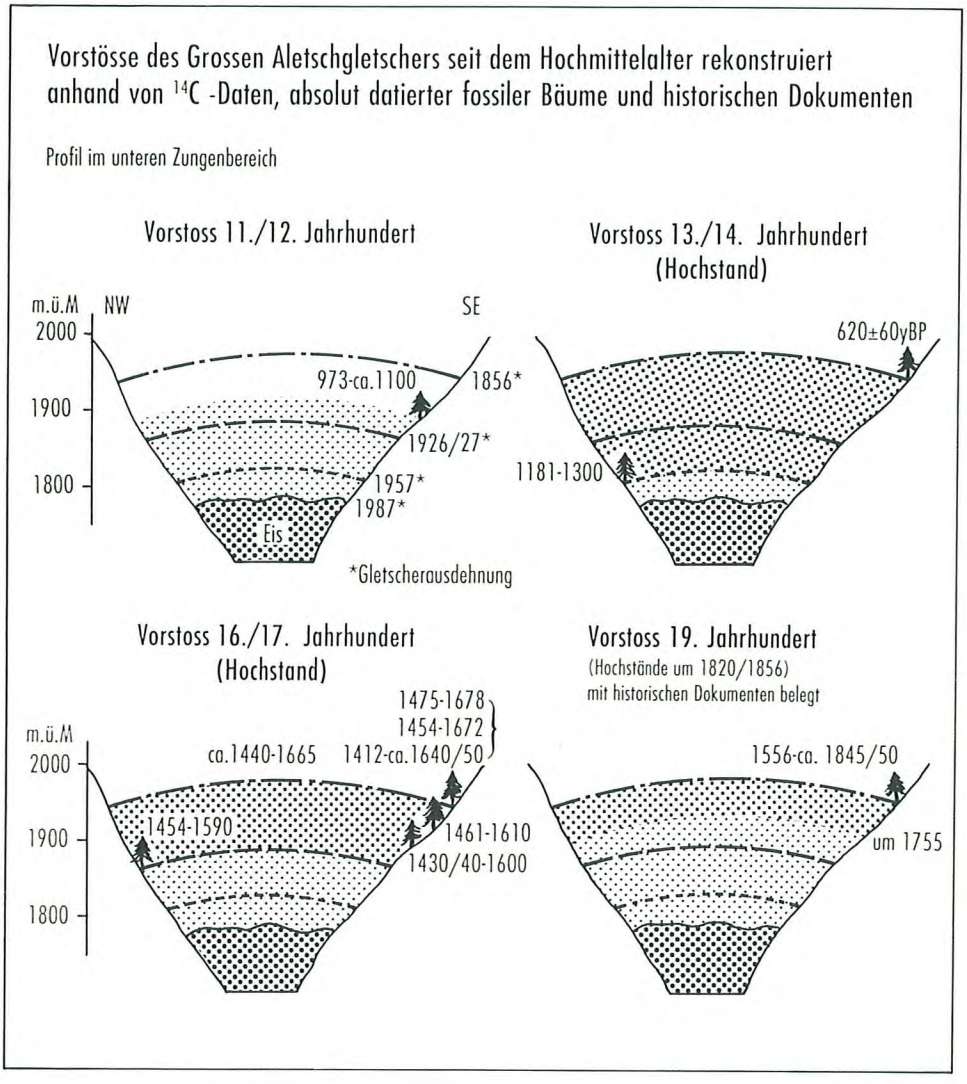


Bild 18 Das älteste datierte Holz stammt von einer Arve, deren ältester Jahrring 973 A.D. gebildet wurde (oben, links); um 1100 hat der Aletschgletscher diese Arve umgedrückt (Vorstoss im 11. Jahrhundert). Die Gletscherzunge muss dann relativ schnell «zurückgeschmolzen» sein, denn innerhalb ihrer Ausdehnung des 11. Jahrhunderts lebte von 1181–1300 ein weiterer Baum (oben rechts), der vom Gletschervorstoss des 13./14. Jahrhunderts begraben wurde. Die Gletscheroberfläche erreichte dabei im Talquerschnitt mindestens das Niveau von 1856 A.D., wie ein fossiler Baum auf der andern Talseite belegt (radiocarbondatiertes Absterbealter 620 ± 60 yBP). Daher können wir von einem Hochstand sprechen. Mit Hilfe von weiteren, aber jüngeren fossilen Bäumen sind zwei weitere Vorstösse dendrochronologisch und historisch belegbar (Autor: H. Holzhauser).

± 140 yBP datiert wurde. Beeler (1977, p. 257) interpretiert seinen, in Zusammenarbeit mit dem vom Pollenanalytiker Zoller erarbeiteten Befund: «Bereits mit der Palü-Schwankung, welche wohl unmittelbar vor 9460 ± 140 yBP angesetzt werden muss, ist auf der Alpe Palü ein Gletscherstand erreicht, welcher das Ausmass der neuzeitlichen Hochstände nur unwesentlich übertroffen hat. Seither war der Gletscher sicher nie mehr so gross wie während der Palü-Schwankung, denn um 9460 yBP hat der Gletscher den Rand des Moores endgültig verlassen.»

Aus der Publikation von C. A. Burga (1979) geht hervor, dass die Palü-Schwankung im Präboreal auf pollenanalytischem Wege auch anderswo nachgewiesen ist und klimageschichtlich über die Typlokalität hinaus Gültigkeit hat (Bild 19), denn in vielen Pollendiagrammen der Alpen läuft die Kurve der typisch späteiszeitlichen Artemisia-Phase erst in der ersten Hälfte des Präboreals aus (z. B. C. A. Burga, 1980). Ferner werden damalige Phasen von Cyperaceae, Salix, Gramineae usw. als Hinweise einer Klimadepression verwendet. Im Zusammenhang mit dieser frühpostglazialen Klimaschwankung ist auch die «Piottino-Schwankung» zu nennen, die H. Zoller 1960 als Klimadepression in der ersten Hälfte des Präboreals postulierte.



Bild 19 Geographische Verbreitung von Moorprofilen, in deren Pollenspektren die Palü-Schwankung zum Ausdruck kommt (Autor C. A. Burga).

Die Palü-Schwankung lässt sich ebenfalls in den Ostalpen nachweisen: Im mittleren Präboreal stiessen Gletscher vor («Schlatenschwankung»), deren Wallmoränen etwas ausserhalb der Endmoränen der neuzeitlichen Hochstände (1600–1850 A. D.) liegen (G. Patzelt, 1973).

In Süddeutschland herrschte um 9400 yBP ein kühl-feuchtes Klima. Die Zunahme der Feuchtigkeit (B. Frenzel, 1983, p. 156/157) um diese Zeit hat deutliche Spuren hinterlassen: «Es scheint, als habe sich mit der Klimaänderung um etwa 9400 ... der letzte klimatisch ausgelöste, allgemeine Wandel in der Aktivität der grossen süddeutschen Ströme ereignet, nämlich der Übergang von der ... herrschenden Akkumulation zu einer beträchtlichen Tiefenerosion» (p.163). Auch um 9400 yBP, also gleichzeitig, stellt Frenzel (p.162) den klimatisch bedingten Beginn der Moorbildung Süddeutschlands fest.

Am Beispiel der Palü-Schwankung kann also nachgewiesen werden, dass lokale Beobachtungen zur Gletscher- und Vegetationsgeschichte überregionale Gültigkeit haben können und damit zur Rekonstruktion der Klimageschichte beitragen. Auf dabei auftretende zeitliche Datierungsprobleme wird später, bei der Behandlung der Göschener Kaltphase I eingetreten.

5.5 Das Verhalten der Gletscher in der Nacheiszeit

Die Auswertung der Funde von datierbarem organischem Material, von Überresten der Pflanzenwelt, ergibt, dass die Gletscher während der Nacheiszeit mehrmals vorstiessen und dabei in der Regel die Ausdehnung der neuzeitlichen Hochstände nicht überschritten. Wie weit aber schmolzen sie zwischen zwei Vorstössen zurück? Diese Frage kann kaum befriedigend beantwortet werden: Zeugen von minimalen Gletscherausdehnungen, hohen Lagen der Gletscherenden über Meer, sind selten: Organisches Material – das uns Auskunft geben könnte – liegt wahrscheinlich noch heute unter ihnen, für uns nicht zugänglich. Es ist wohl anzunehmen, dass die Gletscher schon stärker abgeschmolzen waren als heute. Davon zeugen In-situ-Wurzelstrünke und umgedrückte Baumstämme in Gletschervorfeldern, welche tief hinabreichende Gletscherzungen freigeben. Ein eindrückliches Beispiel von kräftigem Gletscherschwund im Postglazial haben S. C. Porter und G. Orombelli (1985) vom Ruitorgletscher (südlich von Courmayeur) beschrieben: Der Ruitorgletscher gibt gegenwärtig in gut 2500 m Höhe ein Torflager von gegen 1 m Mächtigkeit frei. Dieses ehemalige Moor liefert Basisdaten von 8400–8300 Radiocarbonjahren, es wurde erst 2000 Jahre später um 6300 und 6000 (Alter der jüngsten Torflagen) vom Ruitorgletscher wieder überfahren. Aufgrund der Pollenanalyse von Burga ist zur Zeit der Torfbildung Waldnähe (Föhren, Arven) belegt. In diesem Beispiel ist sogar in einer grossen Höhenlage Klimagunst über eine lange Zeit nachgewiesen.

H. Holzhauser arbeitet an einer Zusammenstellung aller Radiocarbondaten zur Gletschergeschichte der Nacheiszeit. Bild 20 zeigt einerseits alle gletschergeschichtlich aussagekräftigen ^{14}C-Daten (rechts), also Daten über Vorstösse und Hochstände, die in Zusammenhang mit unserem Projekt gewonnen wurden, und andererseits nur jene von beobachteten Hochständen (links). Die Interpretation von Lücken in Bild 20 oder von Zeitabschnitten mit lediglich wenig Daten ist nicht einfach, denn aussagekräftiges, datierbares Material könnte bisher nicht aufgefunden worden sein. Es liegt entweder unter Moräne oder Eis verborgen oder ist zerstört, abgetragen. Viele Beobachtungen deuten darauf hin, dass Gletschervorstösse zu allen Zeiten des Postglazials stattfanden. Vielleicht lassen sich diese zu Phasen zusammenfassen. H. Holzhauser (1987) zieht dafür verschiedene «Schwankungsniveaus» in Betracht: Einem tiefer gelegenen mit Vorstössen und Abschmelzphasen der Gletscherzungen nahe von neuzeitlichen Hochstandslagen steht ein hochgelegener Bereich (vgl. Ruitor) gegenüber, in dem die Gletscherzungen während einer bestimmten Zeit vor-

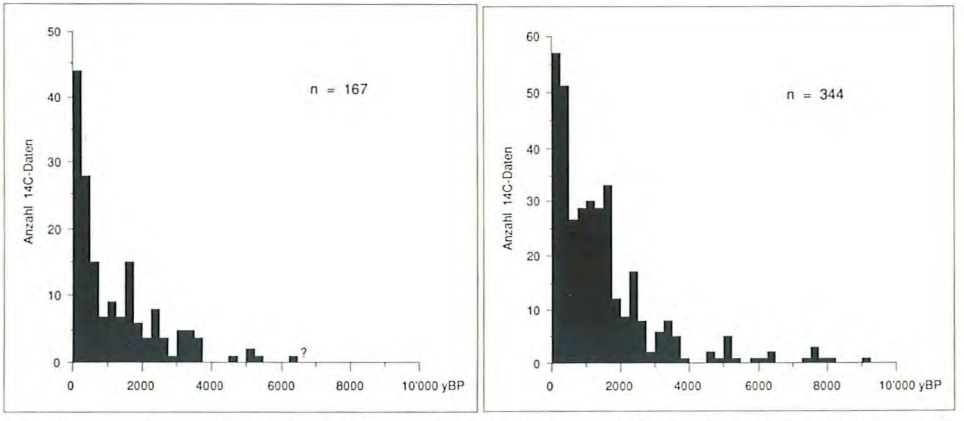


Bild 20 Links: Histogramm aller ^{14}C-Daten, die einen Gletscherhochstand («1850er-Ausdehnung») innerhalb des Postglazials belegen (Klassenbreite 250 Jahre). Rechts: Histogramm aller gletschergeschichtlich aussagekräftigen ^{14}C-Daten innerhalb des Postglazials (Klassenbreite 250 Jahre). Autor H. Holzhauser.

stossen und abschmelzen. Für das Wechseln von einem Schwankungsniveau zum andern macht Holzhauser einschneidende Klimaänderungen verantwortlich, wie sie sich beispielsweise in Jahrringen widerspiegeln.

Um die Frage der Gleichzeitigkeit von Gletscherschwankungen abzuklären, auch um die zeitliche Verzögerung der Reaktion einzelner Gletscher auf Klimaänderungen zu erfassen, muss deren Geschichte wegen der Unschärfe der ^{14}C-Daten mit Hilfe von exakten, d. h. besonders mit dendrochronologischen Datierungen erarbeitet werden. Davon liegt von H. J. Zumbühl und H. Holzhauser (1988) ein gutes Beispiel vor (Bild 21). Das Verhalten der drei dargestellten Gletscher zeigt über 1200 Jahre zurück gute Übereinstimmung, so dass im vorgelegten Fall von Hochstands- und Abschmelzphasen gesprochen werden kann. Die jüngste Gletscherschwundphase seit 1850 hat sogar alle Alpengletscher erfasst, und zwar kräftig: Beispielsweise nahm die Gesamtheit der Gletscherflächen Graubündens um über 40% ab. Grössere Gletscher mit grösserer Höhenerstreckung haben im Verhältnis zu ihrer Fläche weniger verloren als kleinere, tragen aber zum Gesamtverlust den grössten Anteil bei (M. Maisch, 1989).

Die Nacheiszeit kann vegetationsgeschichtlich in Biozonen gegliedert werden. Die pollenanalytisch festgestellten Vegetationsveränderungen im Laufe der Zeit, also sogenannte Schwankungen, dokumentieren ehemalige Klimaereignisse, sei es in Richtung einer Wärme- oder einer Kältephase, können aber auch auf biologische Prozesse zurückgehen (Einwanderung, Konkurrenzverhältnisse). Dass unser Klima im Holozän Veränderungen unterlag, ist durch pollenanalytische Untersuchungen bekanntgeworden. Erste wegweisende Arbeiten aus den Schweizer Alpen hierzu lieferten H. Zoller (1960) und H. Zoller, C. Schindler und H. Röthlisberger (1966). Eine systematische Suche

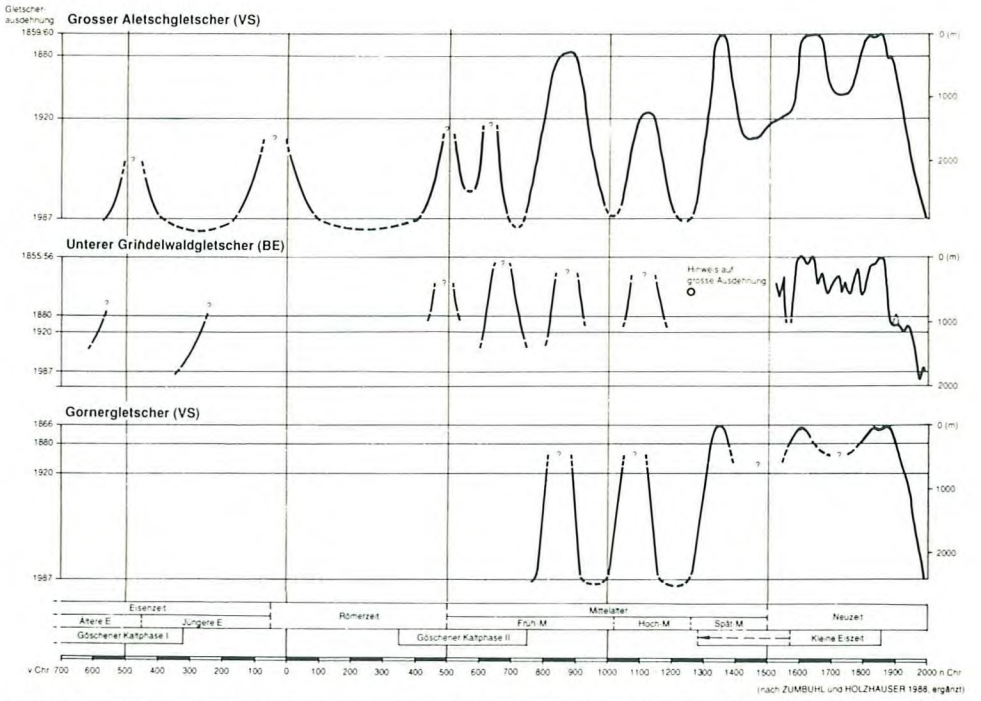


Bild 21 Zungenlängenänderungen von drei Alpengletschern (Quelle: G. Furrer und H. Holzhauser in B. Frenzel, G. Furrer, W. Lauer; 1989).

nach vegetationsgeschichtlichen Indizien für postglaziale Klimaschwankungen in der Schweiz unternahm C. A. Burga (1979). Für den Raum der Schweizer Alpen kann das in Bild 22 wiedergegebene Schema der Phasen von Klimaverschlechterungen entworfen werden. Innerhalb einer solchen haben auch unsere Gletscher mit Vorstössen reagiert.

Greifen wir als Beispiel die Göschener Kaltphase I von «vor 880 v. Chr. bis nach 320 v. Chr.» (H. Zoller et al., 1966; H. Zoller, 1977) heraus. Sie ist vegetationsgeschichtlich charakterisiert durch einen markanten Wechsel von Baumpollenphasen zu Nicht-Baumpollenphasen (subalpiner Nadelwald-Grünerlengebüsch – Pioniervegetation). Im Bild 23 (G. Furrer und H. Holzhauser, 1989) sind jene Gletschervorstösse und -hochstände dargestellt, die in dieser Kaltphase erfolgten (horizontale Striche beidseits von ^{14}C-Daten: Standardabweichung). Die Gruppierung der Daten lässt vermuten, dass die Gletscher innerhalb der Göschener Kaltphase I mehr als nur einen Hochstand erreicht hatten, und dass diese zu drei Hochstandsphasen zusammengefasst werden können (schwarze Balken). Aber auch vor und nach dieser Kaltphase sind Gletscher vorgestossen (vgl. Bild 20), so dass wir tatsächlich – zumindest in der jüngeren Nacheiszeit – mit einem regen Wechsel von Wachstum und Abschmelzen der Gletscherzungen rechnen müssen.

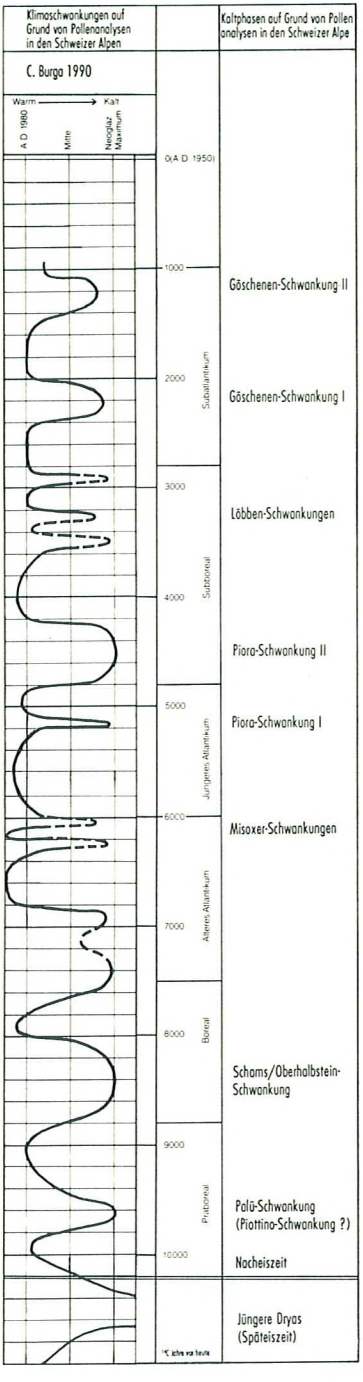


Bild 22 Kaltphasen der Nacheiszeit (Autor C. A. Burga).

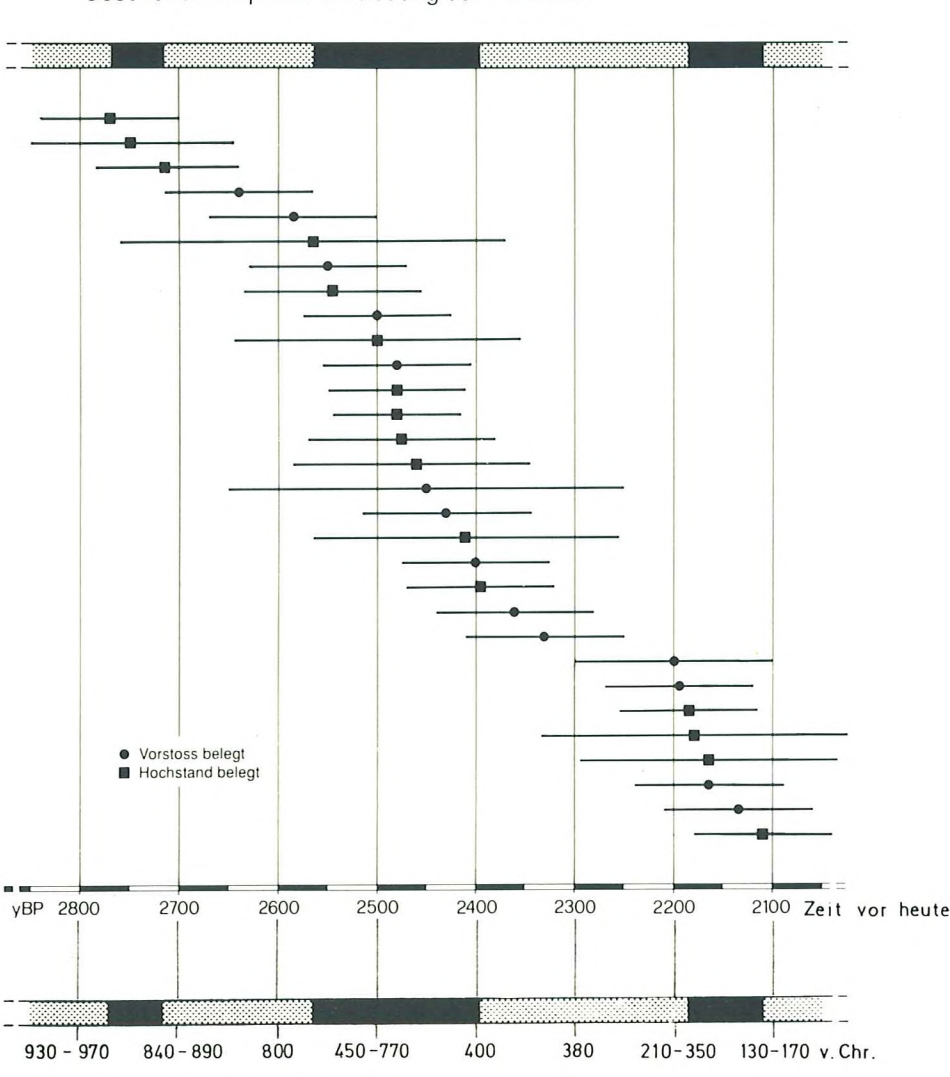


Bild 23 ^{14}C-Daten zur Ermittlung der Göschener Kaltphase I. Schwarze Balken am Kopf der Abbildung bezeichnen die durch die dargestellten ^{14}C-Daten ermittelten Phasen von Gletscherhochständen. Horizontale Striche beidseits der ^{14}C-Daten: Standardabweichung. Schwarze Balken am unteren Rand: Phasen der vermuteten Gletscherhochstände, bezogen auf dendrochronologisch korrigierte ^{14}C-Daten (Quelle: G. Furrer und H. Holzhauser in B. Frenzel, G. Furrer und W. Lauer; 1989).





Bilder 24 und 25 Gletscherschwund in den Alpen, veranschaulicht am Beispiel des Grossen Aletschgletschers (aus H. Holzhauser, 1984).

Bild 24 (oben) Der Grosse Aletschgletscher von Belalp aus gesehen im Jahre 1865 (Aufnahme Brun, Nr. 747, Archiv der Gletscherkommission).

Bild 25 (unten) Vergleichsphoto aus dem Jahre 1980. An der rechten Talseite ist der ehemalige Eisrand in der Nähe der «Tälli» an der anerodierten Ufermoräne (Pfeil) gut ersichtlich.

6 Zusammenfassung

Der würmzeitliche Rheingletscher stiess, aufgrund von radiocarbondatiertem organischem Material, das unter Moränen liegt zu schliessen, nach 25000 yBP[4] über den Bodensee hinaus, an den Rhein im Kanton Zürich und ins Limmattal vor. Seine grösste Ausdehnung ist im Gelände mit Hilfe der Geomorphologie (z. B. Moränen, Schotterablagerungen, randglaziale Erscheinungen) fassbar. Dieser glaziale Formenschatz liegt in einem wenige Kilometer breiten Geländestreifen, dem «Eisrandkomplex». Zwei jüngere Eisrandkomplexe «Stein am Rhein» und «Konstanz» sind in der Nordostschweiz zu beobachten und belegen Unterbrüche im Eisabbauprozess.

Das «Bühl»-Stadium ist einerseits durch den ersten spätglazialen Wiedervorstoss der Lokalgletscher am Säntis und in den Churfirsten sowie im Vorarlberg gekennzeichnet, anderseits durch einen trägen Talgletscher, der im südlichen Abschnitt des St. Galler Rheintals in den Bodensee mündete.

Von dort an gegen das Alpeninnere, also nach dem ersten spätglazialen Gletscherstand des «Bühl»-Stadiums, lassen sich in den Tälern Graubündens, aber auch in allen andern Talschaften der Alpen bis nahe an die Endmoränen der historischen Neuzeit (u. a. 1850 A.D.) mehrere spätglaziale Gletscherstände anhand von Moränenwällen beobachten. Sie widerspiegeln eine schrittweise Höherlegung der Schneegrenze im Spätglazial.

Mit Hilfe von pollenanalytischen Auswertungen von Bohrungen in Moor- und Seeablagerungen lassen sich die egesenaequivalenten Gletschervorstösse der Jüngeren Dryaszeit, alle anderen älteren Vorstösse älteren Zeitabschnitten, vermutlich der Ältesten Dryaszeit, zuordnen. Das durch die schwindenden Eiszungen freigegebene Gelände wurde rasch von der Vegetation besetzt, und zwar zunächst durch gras- und krautreiche Pioniergesellschaften, die nach 13000 Jahren vor heute vermehrt von Holzarten (Wacholder, Sanddorn, Weiden, Birken, Föhren) durchsetzt wurden. Seit dem Alleröd-Interstadial (vor rund 12000 Jahren) erfolgte die späteiszeitliche Wiederbewaldung der Vor- und Zentralalpen bis auf etwa 1600 m ü.M. Die mittels Pollenanalyse gewonnenen Resultate zur Vegetations- und Klimageschichte liefern einen bedeutenden Beitrag zur Gletschergeschichte und zur Eiszeitchronologie.

Die Gletscherschwankungen im Holozän, also der letzten rund 10000 Jahre, werden mit Hilfe von fossilen Böden in Wallmoränen und einst von Gletschern in Gletschervorfeldern überfahrenen Bäumen rekonstruiert. Um die allerjüngste Gletschergeschichte, jene der historischen Neuzeit, nachzuzeichnen, stützen wir uns auf alte Karten, Bild- und Schriftquellen sowie geländearchäologische Spuren. Daraus ergibt sich, dass unsere Gletscher in der Nacheiszeit mehrmals vorstiessen und dabei in der Regel die Ausdehnungen der neuzeitlichen Hochstände (17. und 19. Jahrhundert) nicht überschritten.

[4] yBP = years before present. Present = 1950 A.D.

7 Glossar der botanischen Fachausdrücke

Acer	Ahorn	Caryophyllaceae	Nelkengewächse
Achillea	Schafgarbe	Centaurea	Flockenblume
Alnus	Erle	Chenopodiaceae	Gänsefussgewächse
Antennaria	Katzenpfötchen	Compositae	Körbchenblütler
Arctostaphylos	Bärentraube	Daucus	Karotte
Artemisia	Wermut	Empetrum	Krähenbeere
Batrachium	Wasserhahnenfuss	Ephedra	Meerträubel
Bellidiastrum	Massliebchen	Epilobium	Weidenröschen
Betula alba	Weissbirke	Gramineae	Süssgräser
Betula nana	Zwergbirke	Gypsophila	Gipskraut
Calluna	Heidekraut	Helianthemum	Sonnenröschen
Carex	Segge	Herniaria	Bruchkraut

Hippophaë	Sanddorn	Quercus	Eiche
Juniperus	Wacholder	Rumex/Oxyria	Sauerampfer/Säuerling
Knautia	Witwenblume	Salix	Weide
Larix	Lärche	Saxifraga	Steinbrech
Linum	Lein	Sclerantus	Knäuel
Pinus	Föhre	Senecio	Greiskraut
Pinus cembra	Arve	Thalictrum	Wiesenraute
Pinus mugo	Bergföhre	Tilia	Linde
Pinus sylvestris	Waldföhre	Tubuliflorae	Röhrenblütler
Plantago	Wegerich	Ulmus	Ulme
Potamogeton	Laichkraut	Vaccinium	Heidelbeere, Preiselbeere

8 Literatur

Abele, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. Wiss. Alpenver. Hefte 25.

Beeler, F. (1977): Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapassgebiet (Südrätische Alpen). Ergeb. der wiss. Untersuchungen im Schweiz. Nationalpark. Bd. *XV:* 131–276.

Bircher, W. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des Saastales. Diss. Univ. Zürich, Phys. Geogr. Vol. *9.*

Bless, R. (1984): Beiträge zur spät- und postglazialen Geschichte der Gletscher im nordöstlichen Mont-Blanc-Gebiet. Diss. Univ. Zürich.

Burga, C.A. (1975): Spätglaziale Gletscherstände im Schams. Eine glazialmorphologisch-pollenanalytische Untersuchung am Lai da Vons (GR). Dipl.arb. Univ. Zürich.

Burga, C.A. (1979): Postglaziale Klimaschwankungen in Pollendiagrammen der Schweiz. Vjschr. der Naturf. Ges. in Zürich, *124:* 265–283.

Burga, C.A. (1980): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Schams und des San Bernardino-Passgebietes (Graubünden, Schweiz). Diss. Botanicae, *56:* 1–194.

Burga, C.A. (1981): Glazialmorphologische Untersuchungen im Hinterrhein-Tal und am Bernhardin-Pass. Vjschr. der Naturf. Ges. Zürich, *126/4:* 237–367.

Burga, C.A. (1987): Gletscher- und Vegetationsgeschichte der Südrätischen Alpen seit der Späteiszeit. Denkschriften der Schweiz. Naturf. Ges., *101,* Birkhäuser.

Burga, C.A. (1988): Swiss vegetation history during the last 18 000 years. New Phytologist, *110,4:* 581–602.

Burga, C.A. und Furrer, G. (1982): Zur Erforschung des Quartärs in der Schweiz. Geographica Helvetica, *37,2:* 68–74.

Chédel, M. (1986): Pollenanalytische und moorkundliche Untersuchungen am Flachmoor Mariagrün bei Feldkirch/Vorarlberg (A). Dipl.arb. Geogr. Inst. der Univ. Zürich.

Eberle, M. (1987): Die Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales. Eclogae geol. Helv. *80/1:* 193-206.

Eicher, U. (1979): Die $^{18}O/^{16}O$- und die $^{13}C/^{12}C$-Isotopenverhältnisse in spätglazialen Süsswassercarbonaten und ihr Zusammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse. Diss. Univ. Bern.

Eicher, U. (1987): Die spätglazialen sowie die frühpostglazialen Klimaverhältnisse im Bereiche der Alpen: Sauerstoffisotopenkurven kalkhaltiger Sedimente. Geographica Helvetica, *42,2:* 99–104.

Faegri, K. und Iversen, J. (1975): Textbook of Pollen Analysis. Munksgaard, Copenhagen.

Frenzel, B. (1983): Die Vegetationsgeschichte Süddeutschlands im Eiszeitalter. Urgeschichte in Baden-Württemberg. Hrsg. H. Müller-Beck: 91–166.

Frenzel, B. (1988): Forschungen zur Geographie und Geschichte des Eiszeitalters (Pleistozän) und der Nacheiszeit (Holozän). Jb. Akademie d. Wiss. u. der Lit., Mainz, Jahrbuch 1988: 171–177.

Furrer, G., Maisch, M. und Burga, C.A. (1984): Übersicht zur spät- und postglazialen Klima-, Gletscher- und Vegetationsgeschichte Graubündens. Diss. Bot. (Festschr. Welten) *72:* 87–115.

Furrer, G. und Holzhauser, H. (1989): 2500 Jahre Gletschergeschichte der Schweizer Alpen. Akademie der Wissenschaften und der Literatur Mainz: 144–176.
Gaillard, M.-J. (1984): Etude Palynologique de l'Evolution Tardi- et Postglaciaire de la Végétation du Moyen-Pays Romand (Suisse). Diss. Bot. *77.*
Gamper, M. und Suter, J. (1982): Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. Geographica Helvetica, *37,2:* 105–114.
Geyh, M.A. und Schreiner, A. (1984): ^{14}C-Datierungen an Knochen- und Stosszahnfragmenten aus würmeiszeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). Eiszeitalter und Gegenwart *34:* 155–161.
Gross, H. (1957): Die Fortschritte der Radiocarbon-Methode 1952–1956. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. *8:* 141–180.
Gross, H. (1958): Die bisherigen Ergebnisse von ^{14}C-Messungen und paläolithischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. *9:* 155–187.
Gross, G., Kerschner, H. und Patzelt, G. (1978): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Zeitschr. für Gletscherkde. und Glazialgeol. *XII/2:* 223–251.
Grosse-Brauckmann, G. (1976): Ablagerungen der Moore. In: K. Göttlich 1976: Moor- und Torfkunde, Stuttgart. 91–133.
Hantke, R. (1970): Zur Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. Vjschr. Natf. Ges. Zürich *115/1:* 101–126.
Hantke, R. (1978): Eiszeitalter, Bd. *1,* Ott Verlag, Thun.
Hantke, R. (1980): Eiszeitalter, Bd. *2,* Ott Verlag, Thun.
Heitz, C. (1975): Vegetationsentwicklung und Waldgrenzschwankungen des Spät- und Postglazials im Oberhalbstein (Graubünden/Schweiz) mit besonderer Berücksichtigung der Fichteneinwanderung. Beitr. Z. geobot. Landesaufn. d. Schweiz. *55.*
Hipp, R. (1986): Zur Landschaftsgeschichte der Region Bischofszell. Eine glazialmorphologische Arbeit. Phys. Geogr. Vol *21,* Zürich: 115 S.
Holzhauser, H. (1985): Neue Ergebnisse zur Gletscher- und Klimageschichte des Spätmittelalters und der Neuzeit. Geographica Helvetica, *40,4:* 168–195.
Holzhauser, H. (1987): Betrachtungen zur Gletschergeschichte des Postglazials. Geographica Helvetica, *42.2:* 80–88.
Jong, M.G.G. De (1983): Ice-marginal debris-flow deposits in western Allgäu, southern West Germany. Boreas, Vol. *12,1:* 57–70.
Jordi, U. (1986): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch. Geographica Bernensia G *27.*
Kaiser, N.F.J. (1979): Ein späteiszeitlicher Wald im Dättnau bei Winterthur. Diss. Univ. Zürich.
Keller, O. (1981): Zur Glazialmorphologie der Region St. Gallen: Die eiszeitliche Ausgestaltung der Landschaft. Jb. St. Gall. Naturw. Ges. *81.*
Keller, O. (1985): Zum Eisaufbau des hochwürmzeitlichen Rheingletschers im Bereich des Alpenrandes. Phys. Geogr. Vol. *16,* Zürich: 31–42.
Keller, O. (1988a): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). Phys. Geogr. Vol. *27,* Zürich, Bde. A u. B, Zürich.
Keller, O. (1988b): Der stadiale Eisrandkomplex Weissbad, ein spätwürmzeitlicher Leithorizont im randalpinen Rheingletschergebiet. Zeitschr. für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. *70:* 13–32.
Keller, O. (1989): Die Vergletscherung des Alpsteins und der Region zwischen Arlberg und Rikkenpass gegen Ende der letzten Eiszeit. Berichte der St. Gallischen Naturwiss. Ges., Bd. *84.*
Keller, O. (1990): Die geologische Entwicklung des Alpenrheintals. Werdenberger Jahrbuch 1990: 12–19.
Keller, O. u. 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.
Keller, O. u. Krayss, E. (1987): Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. Geographica Helv. *42/2:* 169–178.

Kinzl, H. (1932): Die grössten nacheiszeitlichen Gletschervorstösse in den Schweizer Alpen und in der Mont-Blanc-Gruppe. Zeitschr. für Gletscherkunde, für Eiszeitforschung und Geschichte des Klimas, Vol. *20:* 269–397.

Kinzl, H. (1949): Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. Veröffentlichungen des Museums Ferdinandeum (Innsbruck), Vol. *26/29:* 61–82.

Krayss, E. (1985): Zur Gliederung des Eisaufbaus der hochwürmzeitlichen Bodensee-Vorlandvergletscherung. Phys. Geogr. Vol. *16,* Zürich: 25–30.

Krayss, E. und Keller, O. (1982): Zur Paläogeographie der Tössrinne im Würm-Hochglazial. Phys. Geogr. *Vol. 1,* Zürich. 205–214.

Krayss, E. und Keller, O. (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials. Schriften Verein für Gesch. des Bodensees Bd. *101.* Friedrichshafen 7: 113–129.

Lang, G. (1952): Zur späteiszeitlichen Vegetations- und Florengeschichte Südwestdeutschlands. Flora, *139:* 243–294.

Lang, G. (1962): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen der Magdalenienstation an der Schussenquelle. Veröff. Geobot. Inst. Rübel *37:* 129–154.

Lister, G., und Kelts, K. et al. (1984): Correlation of paleoclimatic record in lacustrine sediment sequences: ^{14}C-dating by AMS. Nuclear Inst. and Methods in Physics Res. *B 5:* 389–393.

Lotter, A. (1988): Paläoökologische und paläolimnologische Studie des Rotsees bei Luzern. Diss. Bot. *124.*

Maisch, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). Phys. Geogr. Vol. *3,* Zürich.

Maisch, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. Geographica Helvetica, *37/2:* 93–104.

Maisch, M. (1989): Der Gletscherschwund in den Bündner-Alpen seit dem Hochstand von 1850. Geographische Rundschau, *9:* 474–482.

Müller, H.-J. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Vorderrhein- und Lukmaniergebiet. Flora, *161:* 333–382.

Müller, H.-N. (1975): Fossile Böden (fAh) in Moränen. Bull. de la Murithienne,*92:* 21–31.

Nabholz, W. K. (1987): Der späteiszeitliche Untergrund von Flims. Mitt. der Naturf. Ges. Luzern, Bd. *29:* 273–289.

Oeschger, H. (1987): Die Ursachen der Eiszeiten und die Möglichkeit der Klimabeeinflussung durch den Menschen. Mitt. Naturf. Ges. Luzern,*29:* 51–76.

Overbeck, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde. Neumünster.

Paterson, W. S. B. (1983): The Physics of Glaciers, 2nd ed. Pergamon Press, Oxford.

Patzelt, G. und Bortenschlager, S. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). Zeitschr. für Geomorphologie, Suppl. Bd. *16:* 25–72.

Penck, A. und Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Tauchnitz, Leipzig. 3 Bde.

Porter, S. C. und Orombelli, G. (1985): Glacier contraction during the middle Holocene in the western Italian Alps. Evidence and implications. Geology, Vol. *13:* 296–298.

Punchakunnel, P. (1983): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin II. (Lej Marsch, Mauntschas, Stazerwald). Diss. Univ. Basel, Manuskript.

Renner, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. Diss. Univ. Zürich, Phys. Geogr. Vol. *8.*

Rösch, M. (1983): Geschichte der Nussbaumer Seen (Kanton Thurgau) und ihrer Umgebung seit dem Ausgang der letzten Eiszeit aufgrund quartärbotanischer, stratigraphischer und sedimentologischer Untersuchungen. Mitt. d. Thurgauischen Naturf. Ges. *45:* 3–110.

Röthlisberger, F. (1976): Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla. Die Alpen, *52, 3/4:* 59–152.

Röthlisberger, F. (1986): 10 000 Jahre Gletschergeschichte der Erde. Sauerländer.

Schindler, C. (1985a): Geologisch-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung. Beitr. Geol. Schweiz, Kleinere Mitt. *74:* 119 S.

Schindler, C. (1985b): Vorbelastete Seeablagerungen und Schieferkohlen südlich des Walensees – Untersuchungen während des Baus der Nationalstrasse N3. Eclogae Helv. *78,1:* 167–196.

Schindler, C. Röthlisberger, H. und Gyger, M. (1978): Glaziale Stauchungen in den Niederterrassen-Schottern des Aadorfer-Feldes und ihre Deutung. Eclogae geol. Helv. *71:* 159–174.

Schlüchter, Ch., Maisch, M., Suter, J., Fitze, P., Keller, W.A., Burga, C.A. und Wynistorf, E. (1987): Das Schieferkohlenprofil von Gossau (Kt. Zürich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit. Vjschr. der Naturf. Ges. Zürich, *132/3:* 135–174.

Schlüchter, Ch., Wegmüller, S. (1990): The last interglacial/Glacial Cycle: A review on Litho- and Palynostratigraphic data from Switzerland. Quaternary International, Vol. *3.*

Schneebeli, W. (1976): Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes. Die Alpen, *52, 3/4:* 5–57.

Schneider, R. (1985): Palynologic research in the Southern and Southeastern Alps between Torino and Trieste. A review of investigations concerning the last 15000 years. Diss. Bot. *87:* 83–103.

Schneider, R. (1978): Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien). Bot. Jb. Syst. *100/1:* 26–109.

Schreiner, A. (1981): Zur Quartärgeologie in der Umgebung des Eem-Interglazials von Krumbach/Saulgau (Baden-Württemberg). Geol. Jb. *A 56,* Hannover.

Sidler, C. (1988): Signification de la palynologie appliquée aux sédiments détritiques et organogènes du Pléistocène supérieur: Eem-Tardiglaciaire würmien et de l'Holocène entre Zoug, Zurich et Baden (Suisse). Diss. ETH-Zürich, Manuskript.

Tobolski, K. (1983): Vegetational development during the Late-Würm at Lobsigensee (Swiss Plateau). Studies in the Late Quaternary of Lobsigensee 1. Revue de paléobiol., *2/2:* 163–180.

Weber, B. (1977): Contribution à l'étude du tardiglaciaire de la région lémanique (le profil de St-Laurent à Lausanne) III. Etude des macrorestes végétaux. Ber. Schweiz. Bot. Ges. *87/3–4:* 207–226.

Weber, B. (1980): La végétation tardiglaciaire de la région lausannoise à la lumière des macrorestes végétaux. Diss. Univ. Lausanne.

Wegmüller, H.P. (1976): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den Thuralpen und im Faningebiet (Kanton Appenzell, St. Gallen, Graubünden/Schweiz). Bot. J.B. Syst., *97,2:* 226–307.

Welten, M. (1972): Das Spätglazial im nördlichen Voralpengebiet der Schweiz. Ber. Deutsch. Bot. Ges., Bd. *85,* H. 1–4: 69–74.

Werner, J. (1974): Über die Zeit zwischen Riss- und Würmglazial, insbesondere im deutschen Rheingletschergebiet. Festschrift Graul: 121–130.

Wetter, W. (1987): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc-Gebiet: Untere Vallée de Chamonix – Val Montjoie. Phys. Geogr. Vol. *22,* Zürich.

Zoller, H. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. Denkschriften der Schweiz. Naturf. Ges., *83.*

Zoller, H. (1977): Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa (Ed. by B. Frenzel), Erdwissenschaftliche Forschung, *13:* 271–281.

Zoller, H., Schindler, C. und Röthlisberger, H. (1966): Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. Verh. der Naturf. Ges. Basel, *77:* 97–164.

Zoller, H. und Kleiber, H. (1971): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der montanen und subalpinen Stufe der Tessintäler. Verh. Naturf. Ges. Basel, *81/1:* 90–154.

Zumbühl, H.J. (1980): Die Schwankungen der Grindelwaldgletscher in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12. bis 19. Jahrhunderts. Birkhäuser, Denkschriften der Schweiz. Naturf. Ges. Band *XCII.*

Zumbühl, H.J. und Holzhauser, H. (1988): Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit. Die Alpen, *64, 3:* 129–322.

Prof. Dr. G. Furrer, Geographisches Institut Universität Zürich, Abteilung Physische Geographie, Winterthurerstrasse 190, 8057 Zürich