

Auf dem Holzweg zur Gletschergeschichte

Autor(en): **Holzhauser, Hanspeter**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern**

Band (Jahr): **66 (2009)**

PDF erstellt am: **06.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-324111>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

HANSPETER HOLZHAUSER*

Auf dem Holzweg zur Gletschergeschichte

Zusammenfassung

Die Rekonstruktion postglazialer Gletscherschwankungen hat in der Schweiz bereits eine lange Tradition und ist seit den 1970er Jahren Gegenstand verschiedener gletscherhistorischer Arbeiten. Gletscher sind sensible Klimaindikatoren und reagieren je nach Grösse auf veränderte Klimaverhältnisse mit mehr oder weniger langer Verzögerung. Die Vorstoss- und Rückschmelzphasen der Alpengletscher innerhalb des Holozäns (Nacheiszeit oder Postglazial, letzte 11 700 Jahre) widerspiegeln deshalb indirekt über ihren Massenhaushalt die natürliche Variabilität des Klimas. Die Rekonstruktion der Gletscherschwankungen bildet eine wichtige Grundlage für die Kenntnis der natürlichen, vorindustriellen Klimavariabilität und damit der Bandbreite nacheiszeitlicher Klimazustände, die für die Beurteilung der heutigen Klimasituation äusserst wichtig ist. Die «Gletscherkurven» dienen auch als Basis für die Modellierung der Gletscherbewegung und für die Eichung und Überprüfung von Gletscher-Klima-Modellrechnungen. Um die Mitte des 19. Jahrhunderts stiessen die Alpengletscher zu ihrem letzten Hochstand innerhalb des Holozäns vor. Einzelne von ihnen wie zum Beispiel der Grosse Aletsch- und der Gornergletscher drangen tief in die Nadelwaldstufe ein und warfen zahlreiche Bäume um. Während der anschliessenden und heute noch andauernden Schwundphase kamen und kommen immer wieder fossile Reste von Böden und Bäumen (Stämme, Wurzelstöcke sowie Stamm- und Wurzelteile) zum Vorschein, die der Gletscher einstmals unter sich begraben hat. Teilweise können die Baumteile noch am ursprünglichen Wuchsort (in situ) vorgefunden werden. Vielfach datieren diese Hölzer nicht nur aus der Zeit der letzten Vorstossphase im 19. Jahrhundert, sondern können Hunderte bis Tausende von Jahren alt sein, denn innerhalb des Holozäns wechselten sich Vorstoss- und Schwundphasen mehrmals ab. Die Rekonstruktion postglazialer Gletscherschwankungen erfolgt mit verschiedenen Methoden unterschiedlicher zeitlicher Auflösung, Reichweite und Genauigkeit. Eine dieser Methoden ist die Datierung von fossilen Böden und Hölzern, die innerhalb des Gletschervorfeldes gefunden werden. Diese Methode erlaubt es, Gletscherschwankungen innerhalb des gesamten Holozäns zu rekonstruieren.

Die Altersbestimmung eines fossilen Baumes und damit die zeitliche Einstufung eines Gletschervorstosses erfolgt noch überwiegend mit der Radiokarbonmethode. Bei gutem Erhaltungszustand des Holzes und genügender Anzahl Jahrrin-

* Dr. Hanspeter Holzhauser, Universität Bern, Geographisches Institut. Anschrift privat: Ahornstrasse 38, 8051 Zürich

ge lassen sich fossile Gletscherhölzer mit Hilfe der Dendrochronologie analysieren. Sie erlaubt eine jahrgenaue Auflösung der Gletscherschwankungen. Grundlage für die dendrochronologische Datierung ist eine absolut datierte Jahrringchronologie, eine sogenannte Referenzchronologie, die möglichst weit in die Vergangenheit zurückreicht. Für eine exakte Rekonstruktion früherer Gletschervorstoss- und -schwundphasen eignen sich nur Hölzer in situ. Reste von Bäumen, die nicht mehr am Wuchsort gefunden werden (sogenannte Streufunde), sind dafür nicht geeignet. Im vorliegenden Artikel wird gezeigt, welche Merkmale Holzfunde aus Gletschervorfeldern häufig aufweisen und wie diese mit Hilfe der Dendrochronologie gletschergeschichtlich ausgewertet werden können.

Abstract

Investigations of Holocene glacier fluctuations in the Swiss Alps have been made for a number of years (since the 1970s). Because glaciers are sensitive to climatic variations, the reconstruction of preindustrial glacier fluctuations therefore reveals the natural range of climate variability within the Holocene (the last 11 700 years) against which the present-day climatic situation can be judged. The glacier records also provide a very useful base for glacier modelling as well as calibration and cross-validations for glacier-climate models. Around the middle of the 19th century, alpine glaciers advanced to their last maximum extension within the Holocene. Some of the glaciers, especially the Great Aletsch and Gorner, penetrated deeply into wooded land and destroyed numerous trees. Since the last maximum extension in the 19th century, the retreat of the glaciers has accelerated revealing, within the glacier forefields, the remainders of soils and trees (tree trunks and stumps, branches and roots) once buried. Some of this fossil wood is found in the place where it grew (in situ). Often the wood dates back to a time before the last glacier advance, most of it is several hundreds and thousands of years old because glacial advance and retreat periods occurred repeatedly within the Holocene. The methods used for reconstruction glacier fluctuations differ in time resolution (yearly to century-scale) and time windows that they document. Dating of fossil soils and especially fossil trees is one of these methods and can reveal the chronology of glacier fluctuations throughout the entire Holocene and, thus, has the greatest chronological «reach» of all applied methods. Only roots, stumps and trunks of trees found in situ are suitable for the exact reconstruction of changes in glacier size. The dating of fossil wood is mainly achieved with the radiocarbon method. If a well-preserved wood sample possesses enough tree-rings, it is possible to date the lifetime of the tree with dendrochronology. Dendrochronological analysis of fossil trees has supplied much reliable evidence of glacier fluctuations through its proven precision (a single year resolution), impossible to obtain with the radiocarbon method alone. A precondition to the exact dating of trees is an absolute dated tree-ring chronology. This paper shows, on one hand, the charac-

teristics of fossil wood and on the other, how they can be analysed to reconstruct glacial history with the help of dendrochronology.

1 Einleitung

Wie kommt jemand dazu, sich mit Gletschern zu beschäftigen, über die G.W.F. HEGEL anlässlich einer Reise im Sommer 1796 in die Berner Alpen Folgendes in sein «Tagebuch der Reise durch die Berner Ober-Alpen» notierte:

«Wir sahen heute diese Gletscher nur in der Entfernung einer halben Stunde und ihr Anblick bietet weiter nichts Interessantes dar. Man kann es nur eine neue Art von Sehen nennen, die aber dem Geist schlechterdings keine weitere Beschäftigung gibt (...). Nach unten ist das Eis sehr schmutzig und zum Theil ganz mit Koth überzogen, und wer eine breite, bergabgehende, kothige Straße, in der der Schnee angefangen hat zu schmelzen, gesehen hat, kann sich von der Ansicht des unteren Theils der Gletscher, wie sie von fern sich darstellt, einen ziemlichen Begriff machen und zugleich gestehen, dass dieser Anblick weder etwas Großes noch Liebliches hat.»

Offenbar haben die gegen Ende des 18. Jahrhunderts in einer Schwundphase sich befindenden Gletscher bei Hegel keine grosse Begeisterung aufkommen lassen, ist doch der Anblick von zurückweichenden Gletscherzungen, von ausschmelzendem Schutt übersät oder fast gänzlich zugedeckt, in der Tat wenig erhebend. Vielleicht hätte Hegel seine Äusserung nochmals überdacht, hätte er die Gletscher im Zustand des Vorstossens gesehen mit weitgehend schutfreier und aufgewölbter Stirn, die oftmals mit Séracs durchsetzt war, so wie wir sie von Ansichten aus dem 18. und 19. Jahrhundert her kennen, wie zum Beispiel jene des grossen Alpenmalers Caspar Wolf aus den Jahren 1774–1778, die zu den eindrücklichsten und hochwertigsten Bilddokumenten aus den Berner Alpen gehören (ZUMBÜHL 1980; ZUMBÜHL dieser Band), oder die fotografisch genauen und für die Gletscherforschung äusserst bedeutungsvollen Aquarelle von Samuel Birmann aus den Jahren 1822 bis 1828 (ZUMBÜHL 1996, 1997, ZUMBÜHL & HOLZHAUSER 2007). Dass Gletscher nicht nur äusserst riesige und lebenswichtige Wasserspeicher- und Wasserregulatoren darstellen, sondern auch eine ungemeine Faszination ausüben und als dominantes ästhetisches Element aus den Alpen nicht wegzudenken sind, erklärt die Heerschar von Touristen, die sich jeden Sommer auf eisige Höhen hochfahren lässt, um dem einmaligen (und zweifellos auch einträglichen) Naturschauspiel, der Gletscherwelt, beizuwohnen.

Gletscher sind auch sensible Klimaindikatoren und reagieren je nach Grösse auf veränderte Klimaverhältnisse mit mehr oder weniger langer Verzögerung. Wie der berühmte Schweizer Geologe Albert Heim einmal formulierte, ist der Gletscher ein gewaltiges «Klimatoskop», das *«die Summenwirkung vieler Faktoren im Laufe von Jahrzehnten anzeigt und das zugleich in seinem Haushalt von Ernährung und Abschmelzung Jahre und Jahrzehnte ausgleicht»* (ALBERT HEIM in: MERCANTON

1916: 23). Die Vorstoss- und Rückschmelzphasen der Alpengletscher innerhalb des Holozäns (Nacheiszeit oder Postglazial, letzte rund 11 700 Jahre) widerspiegeln deshalb indirekt über ihren Massenhaushalt die natürliche Variabilität des Klimas. Die letzte ausgeprägte Kaltphase von ca. 1300 bis 1850/60 mit durchgehend grösserer Ausdehnung der Alpengletscher gegenüber heute wird als Kleine Eiszeit, die letzte ausgeprägte Warmphase von etwa 800 bis um 1300 mit abschnittsweise ähnlichen Gletscherdimensionen wie heute wird als Mittelalterliches Klimaoptimum bezeichnet (HOLZHAUSER 1995: 120, 1997: 50).

In der «heissen» Diskussion um die befürchtete, vom Menschen in zunehmendem Masse beschleunigte Erwärmung des globalen Klimas (verstärkter Treibhauseffekt) spielen Gletscher eine zentrale Rolle. Ihre Bedeutung im Rahmen der Klimaforschung zeigt sich darin, dass sie im Bericht des Intergovernmental Panel on Climatic Change (IPCC 1995: 29) als Klimaindikatoren höchster Signifikanz eingestuft werden und somit Schlüsselindikatoren des Klimasystems darstellen (WOOD 1990, HAEBERLI 1994). In der Tat stellt der weltweite Gletscherschwund ein direktes und leicht sichtbares Signal der seit Mitte des letzten Jahrhunderts voranschreitenden globalen Temperaturerhöhung dar, die von 1850–1899 bis 2001–2005 im Mittel mit 0.76°C (0.57°C bis 0.95°C) beziffert wird (IPCC 2007: 5). Diese Temperaturerhöhung betrifft allerdings nicht alle Jahreszeiten im gleichen Ausmass und weist regional erhebliche Unterschiede auf (HULME ET AL. 1990; WANNER ET AL. 1998). Im Alpenraum beträgt der Temperaturanstieg von 1855–1994 etwa 1.5°C (WANNER ET AL. 1998: 2). Der seit dem Hochstand von 1850/60 bis 2000 beobachtbare Gletscherschwund in den Alpen entspricht angenähert gut diesem Wert (ZEMP ET AL. 2007: 82). Beim Grossen Aletschgletscher ist dieser Schwund ausserordentlich gut sichtbar (*Abb. 1 und Abb. 2*). Neueste Untersuchungen haben ergeben, dass die Alpengletscher von ca. 1850 bis 2000 einen Flächenverlust von fast 50% erlitten (ZEMP ET AL. 2006: 1; 2008: 164). Was den Volumenverlust betrifft, so geht man davon aus, dass die Alpengletscher zwischen 1850 bis 1975 ungefähr die Hälfte ihrer Masse verloren haben. Zwischen 1975 und 2000 und in den ersten Jahren des 21. Jahrhunderts schmolzen weitere 25% bzw. 15–25% ihres Volumens weg (HAEBERLI 1994: 175, 1995: 98, 2009).

Um diesen «Jahrhundertschwund» der Gletscher seit 1850 richtig beurteilen zu können, muss er den natürlichen Gletscherschwankungen innerhalb des Holozäns gegenübergestellt werden. Im Zentrum des Interesses stehen dabei Fragen wie: Waren die Gletscher früher bereits einmal oder mehrmals so klein wie heute oder gar kleiner? Ist die heutige Gletscherausdehnung, verglichen mit früheren Ausdehnungen, als ungewöhnlich einzustufen und folglich bereits ein alarmierendes, durch den Menschen verursachtes und verstärktes Treibhausignal? Sind wir bereits an der «wärmeren» Grenze nacheiszeitlicher Klimaverhältnisse angelangt oder haben wir diese, selbstverschuldet, bereits überschritten?

Mit der Rekonstruktion der Zungenlängenänderungen der Alpengletscher, der Gletschergeschichte, versucht man darauf Antworten zu finden. Mit verschiedenen Methoden unterschiedlicher zeitlicher Auflösung und Reichweite können die

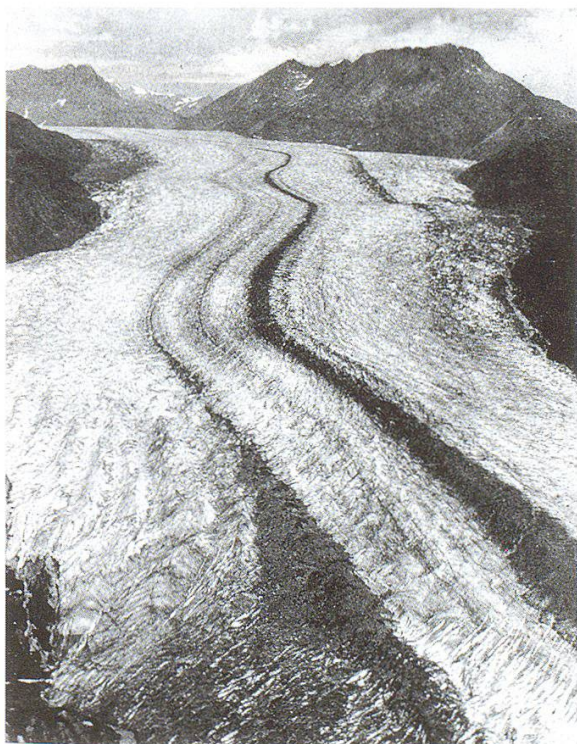


Abbildung 1: Der Grosse Aletschgletscher um 1856 von der Belalp aus gesehen kurz vor seinem Hochstand um 1859/60. (Aufnahme: Frédéric Martens, Alpine Club Library, London).

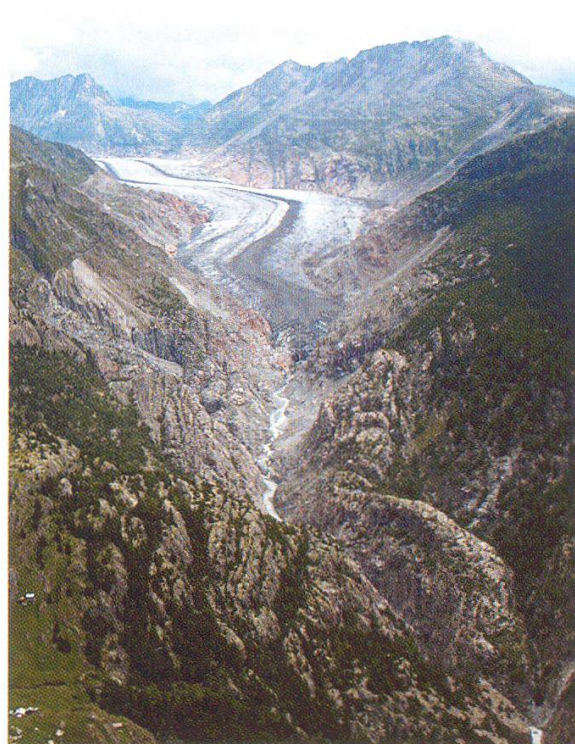


Abbildung 2: Der Grosse Aletschgletscher am 27. Juli 2008 vom gleichen Standort aufgenommen wie Abbildung 1. Der Hochstandswall hebt sich auf der rechten Talseite als helle Linie über eine kurze Strecke vom dunklen Talhang ab. (Aufnahme: H. Holzhauser).

nacheiszeitlichen Vorstoss- und Rückschmelzphasen der Alpengletscher nachgewiesen werden (ZUMBÜHL & HOLZHAUSER 1988; 1990; *Abb. 3*). Eine dieser Methoden ist die Datierung von fossilen Böden und Hölzern aus Gletschervorfeldern (sog. Gletscherhölzern). Zur Hauptsache handelt es sich um Lärchen (*Larix decidua* Mill.) und Arven (*Pinus cembra*). Am Unteren Grindelwaldgletscher wurden auch Bergahorne (*Acer pseudoplatanus*) gefunden (HOLZHAUSER & ZUMBÜHL 1996). Während der andauernden und heute beschleunigten Schwundphase seit dem letzten Hochstand um 1850/60 kamen und kommen innerhalb der Gletschervorfelder, kurz auch Vorfelder genannt, immer wieder Reste von Bäumen (Stämme, Wurzelstöcke, Stamm- und Wurzelteile) zum Vorschein, die einstmals vom Gletscher umgedrückt und begraben wurden und Gegenstand zahlreicher Publikationen sind (u. a. HESS 1935; OESCHGER & RÖTHLISBERGER, H. 1961; RÖTHLISBERGER, F. 1976; BEZINGE 1976; HOLZHAUSER 1984a, 1984b, 2002; FURRER & HOLZHAUSER 1984; NICOLUSSI & PATZELT 1996, 2000; NICOLUSSI 2009; SLUPETZKY 1993a, 1993b; HORMES 2000; HORMES ET AL. 2001; SCHLÜCHTER & JÖRIN 2004, 2007; JÖRIN ET AL. 2006, 2008). Die fossilen Hölzer weisen nicht nur auf Vorstossphasen der Alpengletscher innerhalb des Holozäns hin, sondern auch auf vorangegangene Zeitabschnitte, während denen sie kleiner waren als heute.



Abbildung 3: Methoden der Gletschergeschichte (nach ZUMBÜHL & HOLZHAUSER 1988).

2 Fossile Bäume aus dem Gletschervorfeld

Um die Mitte des 19. Jahrhunderts stiessen die Alpengletscher nochmals kräftig vor und erreichten ihren letzten Hochstand innerhalb der Kleinen Eiszeit. Hinweise über vorstossende Gletscher, die damals in bewaldetes Gebiet eindrangten, Bäume umdrückten und anschliessend überflossen, sind nicht nur zeitgenössischen Bildquellen, sondern auch Schriftquellen zu entnehmen. So beschrieb zum Beispiel COLLOMB (1849: 36, 40) den Vorstoss des Zmuttgletschers im Jahre 1848: «Au glacier de Zmutt, dans la vallée de Zermatt, c'est plutôt une progression frontale qu'un gonflement latéral que nous avons eu l'occasion de remarquer. (...) L'avancement en 1848 est tel, qu'il ravage une forêt de mélèzes (*pinus larix*), il renverse et détruit de gros arbres, dont l'âge a été estimé à 300 ans; [...]»

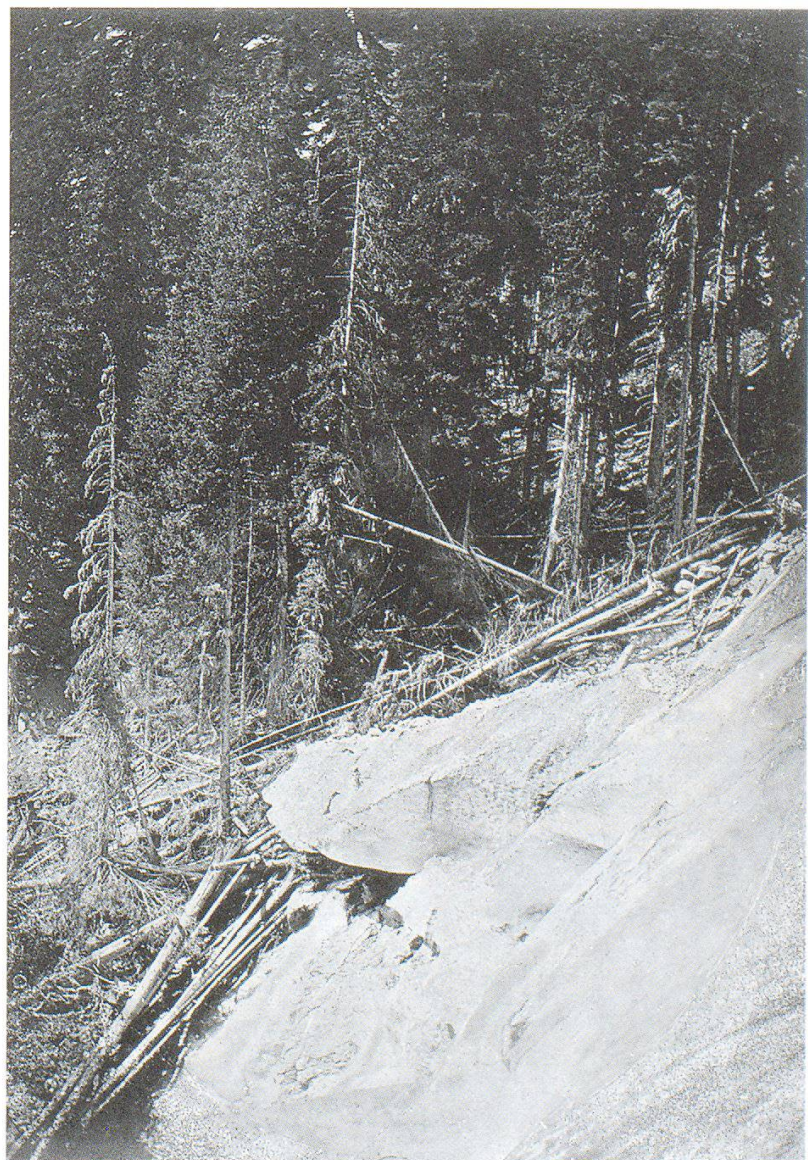
Eine entsprechende Darstellung, die den damals vorstossenden Zmuttgletscher zeigt und die Spuren seiner zerstörerischen Wirkung festhält, stammt vom 22. August 1849. Es handelt sich um eine Farblithographie des Geologen und Aquarellisten Henri Hogard (1808–1880). Wie eine Phalanx Speere ragen die gefällten Bäume unter dem Eis hervor (Abb. 4). Aus dem 19. Jahrhundert sind auch Fotografien vorhanden, die zeigen, wie Wald vom vorrückenden Gletscher zerstört wurde (Abb. 5). Vom Gletscher damals umgedrückte Bäume sind am Grossen Aletsch- und am Fieschergletscher gefunden worden (HOLZHAUSER 1984a).

Die fossilen Hölzer aus den Gletschervorfeldern datieren aber nicht nur aus der Zeit der letzten Vorstossphase im 19. Jahrhundert, sondern können Hunderte bis

Abbildung 4: Der Zmuttgletscher am 22. August 1849. Der vorrückende Eisstrom drückt hochstämmigen Wald um und schiebt sich gegen einen Felsriegel. Ausschnitt aus einer Farblithographie von Henri Hogard (HOGARD & DOLLFUS-AUSSET 1854).



Abbildung 5: Der Grosse Aletschgletscher stösst in den Wald vor. Aufnahme von Camille Bernabé, 6. September 1850 (ETH-Bibliothek Zürich, Bildarchiv).



Tausende Jahre alt sein, denn während des Holozäns wechselten sich Vorstoss- und Schwundphasen mit einer Wiederbesiedlung des Gletschervorfeldes durch Bäume mehrmals ab (Abb. 6). Innerhalb des Holozäns muss man von zwei unterschiedlichen «Schwankungsniveaus» der Alpengletscher ausgehen (HOLZHAUSER in FURRER ET AL. 1987: 85–87), eines im «wärmeren» Bereich zwischen ca. 7500 und 5400 cal BC mit weit zurückgeschmolzenen Alpengletschern und mit Hochständen der Gletscher, die geringere Ausmasse annahmen als während der Kleinen Eiszeit, sowie ein «Schwankungsniveau» im «kälteren» Bereich ab ca. 5400 cal BC mit Hochständen wie um 1850/60 (vgl. Abb. 6).

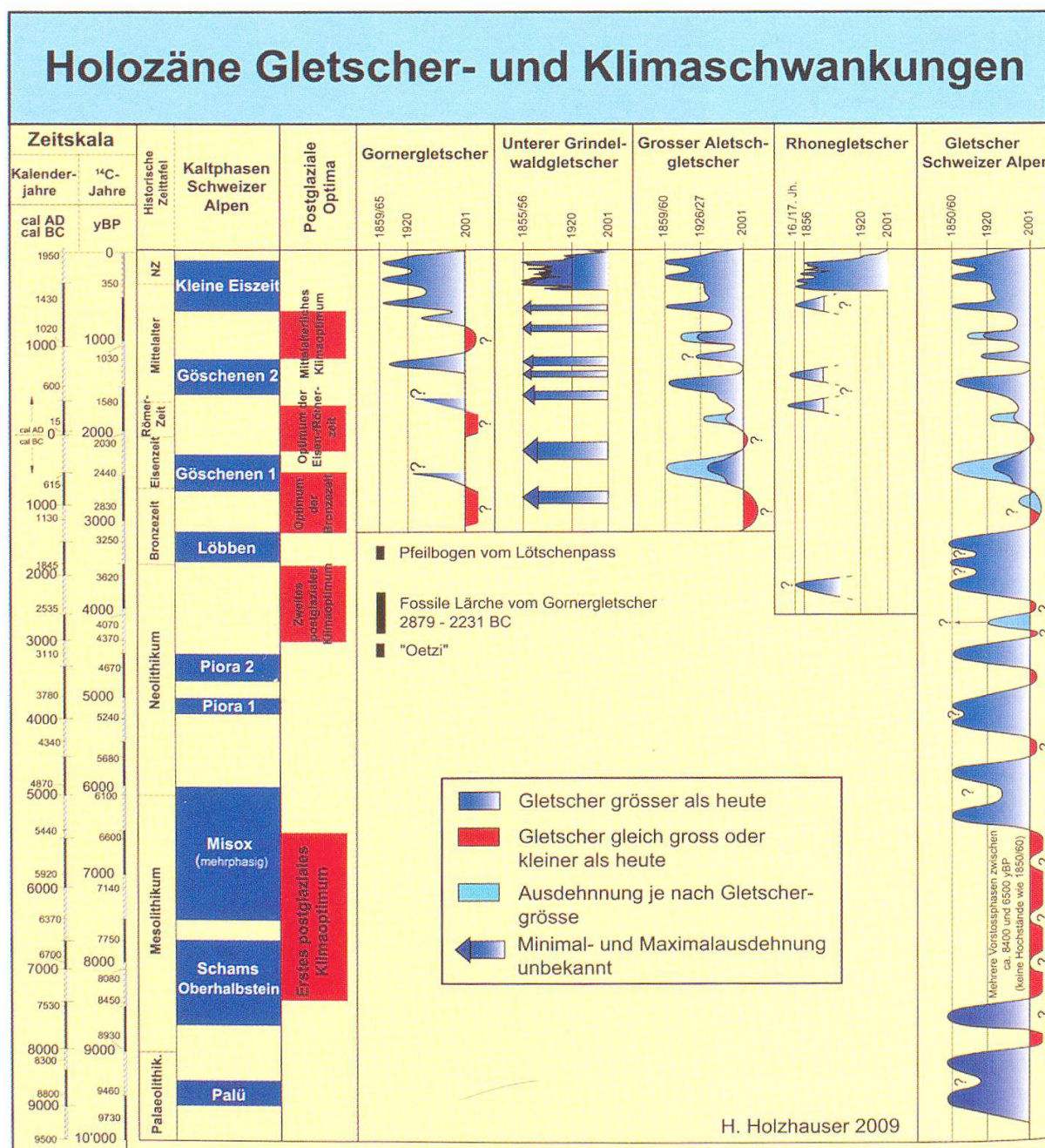


Abbildung 6: Vorstoss- und Rückschmelzphasen der Alpengletscher wechselten sich in unregelmässigen Abständen innerhalb des Holozäns (Nacheiszeit) ab.

2.1 Lage innerhalb des Gletschervorfeldes

Sowohl in den steilen und hohen Ufermoränen, in Endmoränenwällen als auch innerhalb des Vorfeldes sind fossile Hölzer zu finden (Abb. 7). Bäume, die den Kamm einer Ufermoräne besiedeln, können bei einem Gletschervorstoss von der Moräne umgedrückt und in den Moränenwall eingebettet werden. Während der anschliessenden Schwundphase erodieren die Stämme und Wurzelstöcke in verschiedenen Höhenlagen des Ufermoränenprofils allmählich wieder heraus (Abb. 8) und dokumentieren verschiedene Hochstandsphasen eines Gletschers (RÖTHLISBERGER F. 1976; SCHNEEBELI 1976; BLESS 1984; HOLZHAUSER & ZUMBÜHL 1996). Oft

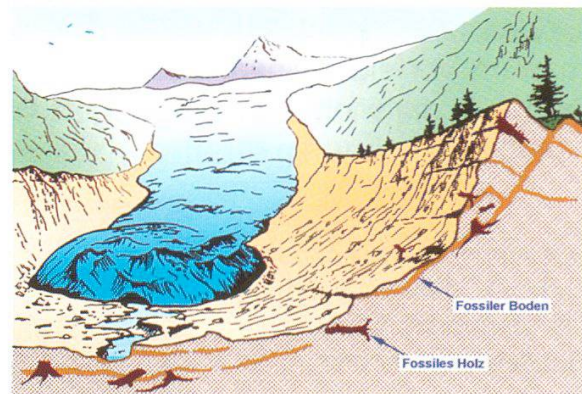


Abbildung 7: Schematische Darstellung eines Gletschervorfeldes. Sowohl in den hohen Ufermoränen als auch im flachen Vorfeldbereich sind fossile Böden und Hölzer zu finden.

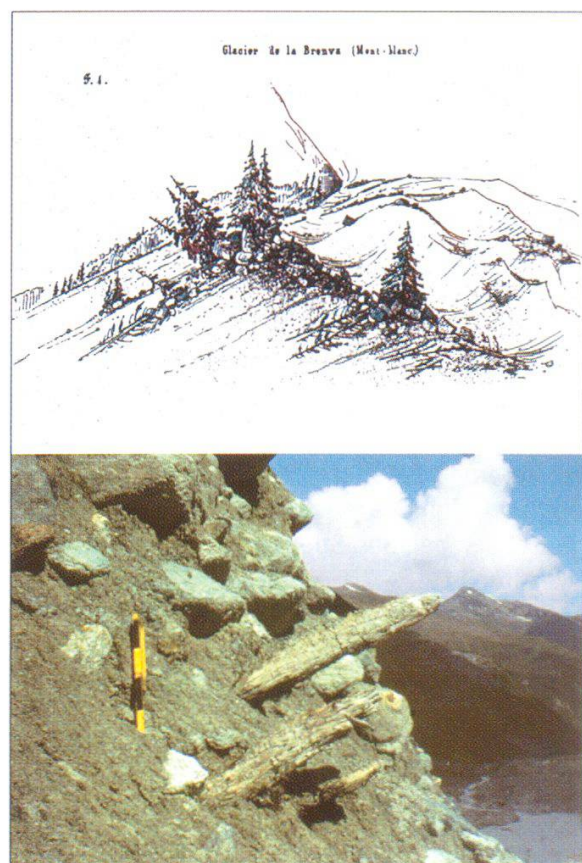


Abbildung 8: Oben: «Moraine latérale droite du glacier de la Brenva au pied du Mont-Blanc (versant de Courmayeur). Cette moraine (...) était partiellement recouverte de grands sapins que le glacier renverse aujourd'hui» (Hogard 1858: 316, 317). Zeichnung von H. Hogard 1849, aus: Hogard (1858–1862, Planche 21, Fig. 1). Unten: Rechte Ufermoräne des Glacier de Ferpècle (VS) mit auserodierenden Stämmen (Foto F. Röthlisberger, hier seitenverkehrt abgebildet).

ist an den Fundstellen der gleichzeitig mit dem Baum überschüttete Boden aufgeschlossen (*Abb. 9*). Einzelne Stämme weisen noch zahlreiche Äste mit ihren Nadeln auf (*Abb. 10*), teilweise ist auch noch die Rinde vorhanden. Diese Merkmale sind eindeutige Hinweise dafür, dass der Baum nicht umgelagert wurde und sich noch am Wuchsort befindet.

An geschützten Lagen im Vorfeld wie zum Beispiel an grossen Felskörpern können manchmal fest verankerte Wurzelstöcke oder Strünke gefunden werden. Der obere Stammteil ist vom Gletscher weggedrückt worden (*Abb. 11*). Oftmals aber überdauerten nurmehr in Felsritzen eingewachsene Wurzelteile (HOLZHAUSER 1984a: 190–199, 1995: 108).

Fossile Stämme können auch unter einer meterdicken Moränendecke begraben liegen und nur durch künstliche Aufschlüsse oder durch einen erodierenden Gletscherbach freigelegt werden (RÖTHLISBERGER, F. 1976: 89). Häufiger aber findet man im Vorfeld kleinere oder grössere herumliegende Holzstücke oder astlose Stämme, die mehrfach umgelagert wurden. Im Bereich des Zungenendes des

Abbildung 9: Fossiler Bodenhorizont (dunkles Band) in der Ufermoräne des Unteren Grindelwaldgletschers bei der Stieregg. ^{14}C -Alter 1660 \pm 75 yBP (UZ-1298). Die Pfeile weisen auf zwei Wurzelstöcke, ein Stammstück sowie Äste von Fichten hin, die vom Gletscher zur selben Zeit umgedrückt und eingesedimentiert wurden. (Aufnahme: H. Holzhauser, 28. Juli 1995).



Abbildung 10: Fossiler Fichtenstamm in der Ufermoräne des Unteren Grindelwaldgletschers bei der Stieregg. ^{14}C -Alter 1190 \pm 75 yBP (UZ-1173), Dendroalter 713–835 AD. Die am Stamm erhalten gebliebenen Äste deuten darauf hin, dass dieser nicht umgelagert wurde und noch am Wuchsort liegt. (Aufnahme: H. Holzhauser, 7. August 1986).



Abbildung 11: Stammstücke von zwei fossilen Arven in situ im Lee eines anstehenden Felskörpers im Vorfeld des Grossen Aletschgletschers (links sichtbar). ^{14}C -Alter: 130 ± 70 yBP (UZ-276) und 205 ± 65 yBP (UZ-658). (Aufnahme H. Holzhauser, 13. August 1979).



Gornergletschers hat der Verfasser zahlreiche vom Gletscherbach ausgeschwemmte Stamm- und Wurzelteile sowie auch Torfreste gefunden und datiert (s. Kap. 2.4.1)

2.2 Charakteristische Merkmale

Einzelne fossile Stämme sind vom Auflagedruck des Gletschers stark zusammengeschoben worden (Abb. 12). Der ursprünglich runde Stammquerschnitt nahm dabei eine ovale Form an. Zusammengeschoben ist häufig nur das weitlumige, weiche Frühholz der Jahrringe. Die dichteren und stabileren Spätholzzellen hingegen sind vom Druck nur wenig oder gar nicht betroffen, was eine dendrochronologische Auswertung mit der Radiodensitometrie erlaubt (RÖTHLISBERGER, F. 1976: 113; BIRCHER 1982: 155; s. Anmerkung 7). Ein weiteres auffälliges Merkmal von Gletscherhölzern sind starke Schiffschäden an Wurzelstöcken und Stammteilen, die von der schabenden Wirkung der darüber geflossenen Eismasse mit ihren eingefrorenen Gesteinspartikeln herrühren (Abb. 13).

Charakteristisch bei Gletscherhölzern ist auch die häufig zu beobachtende abrupt einsetzende Reduktion der Jahrringe im peripheren Bereich des Stammes, die im Extremfall nurmehr wenige Zellenreihen umfasst. Diese Reduktion ist auf die unmittelbare Nähe des vorstossenden Gletschers zurückzuführen. Die lokalklimatischen Bedingungen haben sich unter dem Einfluss des kühlen Gletscherwindes schlagartig geändert («Gletscherklima», Abb. 14; OESCHGER & RÖTHLISBERGER, H. 1961; HOLZHAUSER 1984a; VILLALBA & BONINSEGNA 1990; KAISER 1993). Die kambiologische Aktivität am Stammfuss wird dadurch stark reduziert und kann sogar ganz eingestellt werden; der Baum bildet dann nur noch in grösserer Stammhöhe Jahrringe aus (KAISER 1993). Je nach Geschwindigkeit des vorrückenden Gletschers können am Stammansatz deshalb wenige (schneller Vorstoss), im Extremfall bis zu 15 Jahrringe (langsamer Vorstoss) fehlen (KAISER 1993: 83). Das dendrochronologisch

Abbildung 12: Durch den Auflagedruck des Gornergletschers stark gepresster Lärchenstamm mit einem Radiokarbonalter der peripheren Jahrringe von 8550 ± 95 yBP (UZ-1831). Massstabskala: 1 Teilstrich = 1 mm.

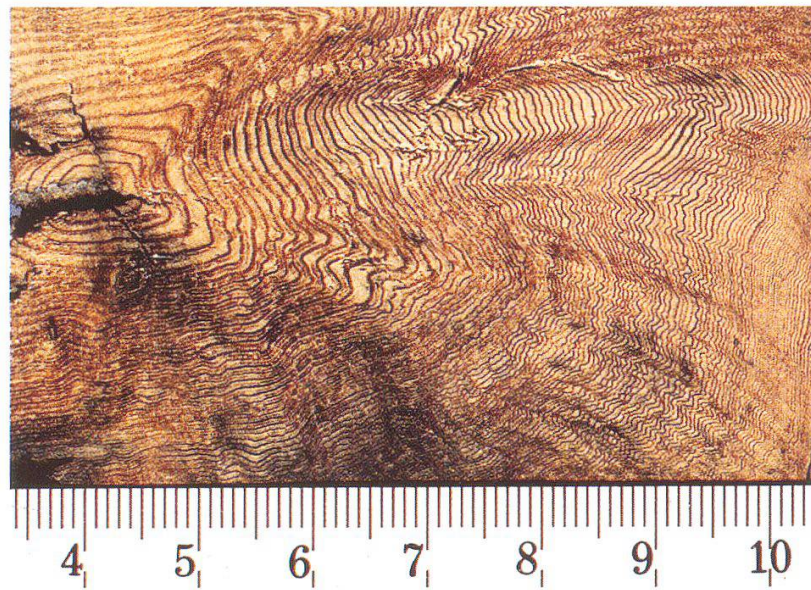
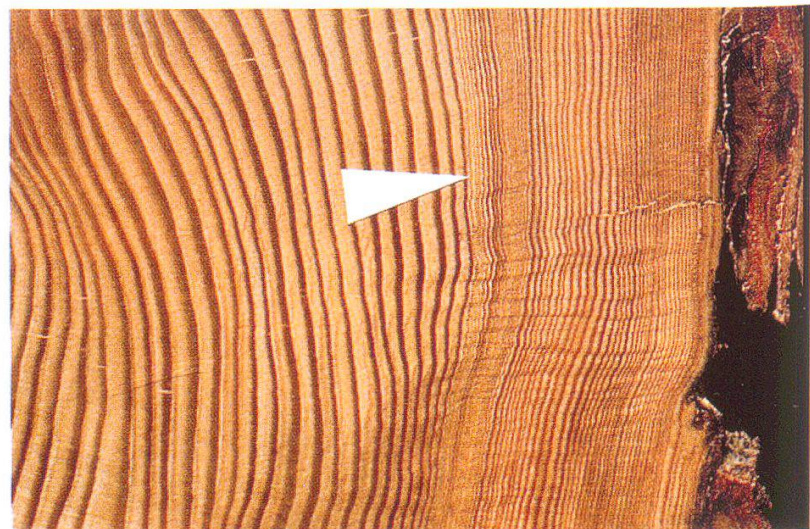


Abbildung 13: Der abgeschliffene obere Teil des Wurzelstockes einer fossilen Lärche in situ bei Ze Bächu am Grossen Aletschgletscher. ^{14}C -Alter: 2510 ± 70 yBP (UZ-307). (Aufnahme: H. Holzhauser, 31. August 1979).



Abbildung 14: Jahrringbild einer Lärche in situ aus dem Vorfeld des Grossen Aletschgletschers (AL 79 in Abb. 27). Der Baum begann um 1454 zu wachsen und wurde im Jahre 1590 vom Grossen Aletschgletscher umgedrückt. Die abrupte Verengung der Jahrringe ab 1505 (Pfeil) weist auf veränderte lokalklimatische Bedingungen als Folge des nahenden Gletschers hin («Gletscherklima»).



ermittelte jahrgenaue Sterbealter eines solchen Baumes kann deshalb geringfügig zu hoch ausfallen, was aber bei der Präzision dieser Datierungsmethode nicht allzu sehr ins Gewicht fällt (s. Kap. 2.4.2). Die Einwirkung des kühlenden Gletscherwindes auf nahestehende Bäume beobachtete bereits COLLOMB (1849: 37) am Zmuttgletscher: «(...) *il entoure de toutes parts un ilot de rochers de 35 à 40 m. de hauteur, rocher sur lequel se trouvent encore trois grands mélèzes de 25 à 30 m., debout et vivants; ces arbres sont sur ce rocher comme trois sentinelles perdues, déjà les atteintes du froid se font sentir, ils sont vivants, mais la moitié de leurs branches sont déjà mortes.*»

Die Breite der Jahrringe (auch die Dichte der Spätholzzellen) fossiler Bäume widerspiegelt somit neben den regionalen Klimaverhältnissen auch das vom Gletscher beeinflusste Lokalklima. Eine anhaltende Verminderung des Holzzuwachses kann deshalb sowohl das Resultat einer grossräumigen Klimaverschlechterung als auch das Resultat des nahenden Gletschers sein. Durch die Vermischung regionaler mit lokalen Klimasignalen wird die klimatische Interpretation von Jahrringkurven fossiler Bäume aus Gletschervorfeldern erheblich erschwert. Gletscherhölzer sind demzufolge für die Rekonstruktion vergangener Temperaturverläufe nur bedingt geeignet. Den unterschiedlichen Verlauf der Jahrringbreiten von Bäumen, die während eines Gletschervorstosses umkamen, und Bäumen, die zur selben Zeit, aber ausserhalb des Einflussbereichs des Gletschers gewachsen sind, zeigt *Abbildung 15*. Der Beginn der Reduktion der Jahrringbreite in den zwei Mittelkurven von gletscherfernen Lärchen aus dem Aletschwald einerseits und fossilen Lärchen aus dem Hochstandswall andererseits ist auf eine grossräumige Klimaverschlechterung zurückzuführen (PFISTER 1984: 119). Als Reaktion auf diese einschneidende Abkühlung stiess der Grosse Aletschgletscher gegen 1580 vor und schob sich in die Nähe von Lärchen, die er schliesslich zwischen 1664 bis 1678

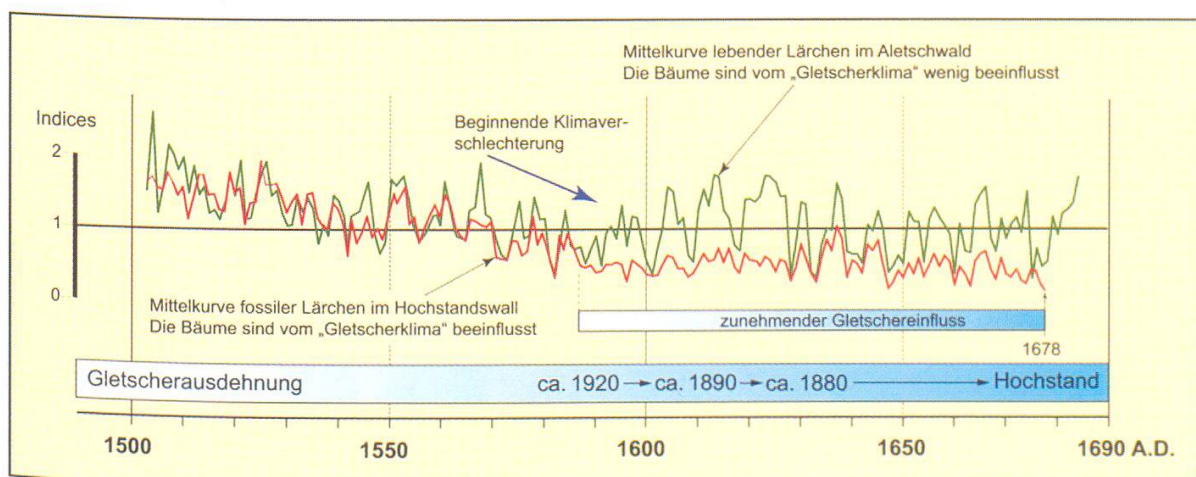


Abbildung 15: Indexierte Jahrringbreite-Mittelkurven gletscherferner Lärchen aus dem oberen Teil des Aletschwaldes und Lärchen, die während des Vorstosses im 17. Jahrhundert vom Grossen Aletschgletscher umgedrückt und in den Hochstandswall eingebettet wurden. Die fossilen Lärchen zeigen gegenüber den gletscherfernen Lärchen eine anhaltende Reduktion der Jahrringbreite infolge des kühlenden Gletschers.

umstiess (s. Kap. 3.4). Die Jahringbreite dieser Bäume bleibt bis zum Schluss unterdurchschnittlich. Die gletscherfernen Lärchen hingegen erholten sich zu Beginn der Klimaverbesserung, und die Jahringe wurden wieder breiter.

Diese abrupte Klimaverschlechterung in der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts korreliert sehr gut mit der ersten neuzeitlichen Vorstossphase der Alpengletscher, die beim Unteren Grindelwaldgletscher in einem Hochstand um 1602 kulminierte (ZUMBÜHL 1980). Allerdings muss nicht jedem unterdurchschnittlich verlaufenden Abschnitt einer Jahringkurve auch eine kräftige Gletschervorstossphase entsprechen. So ist beispielsweise die abrupte Reduktion der Jahringbreite von Lärchen an der alpinen Waldgrenze ab 1685 die Folge eines scharfen Temperaturrückgangs. Die anschliessende Periode zwischen 1688 und 1701 gilt als kältester Abschnitt, als «Herzstück» der Kleinen Eiszeit (PFISTER 1984: 127; FRENZEL 1994). Die Wirkung auf die Gletscher allerdings war eher bescheiden, weil es zu trocken war. Der Untere Grindelwaldgletscher stiess damals nur geringfügig vor (Abb. 16). Die Klimaverschlechterung ab 1812 hingegen leitete wiederum eine kräftige Vorstossphase ein, die schliesslich bei der Mehrzahl der Alpengletscher zu einem Hochstand um 1820 führte und die Voraussetzungen (bereits weit vorgeschobene Gletscherzunge) für den Hochstand um 1850/60 schuf (Abb. 16). Ein Zusammen-

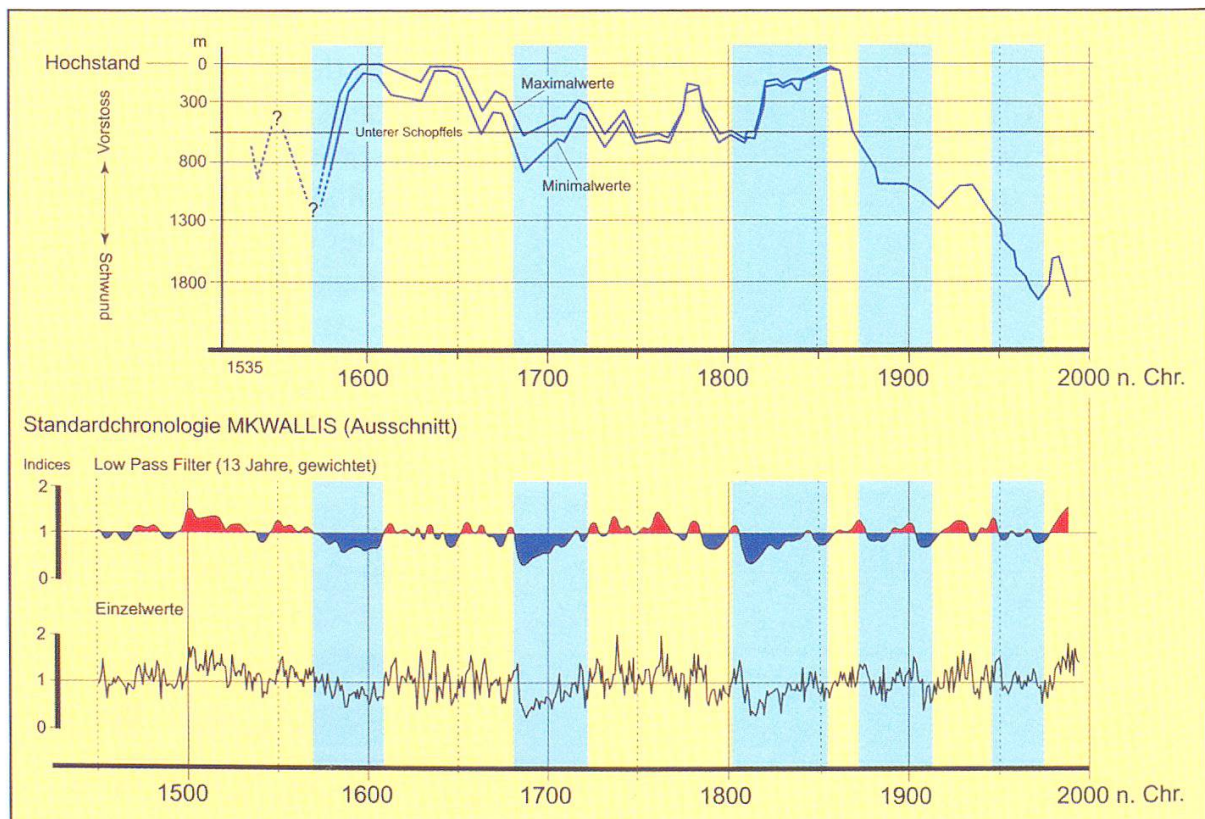


Abbildung 16: Die Zungenlängenänderungen des Unteren Grindelwaldgletschers von 1535 bis 1993 nach ZUMBÜHL (1980) und PFISTER ET AL. (1994) im Vergleich zu den Jahringbreiten-Indices der Lärchen-Standardchronologie MKWALLIS (Ausschnitt). Die klimatischen Verhältnisse, die zu ähnlich langen und ausgeprägten Reduktionsphasen am Ende des 16., 17. und zu Beginn des 19. Jahrhunderts führten, bewirkten beim Unteren Grindelwaldgletscher nicht dieselben Vorstossbeträge.

hang zwischen Klima, Jahrringbreite und Gletscherverhalten kann hier nur deshalb hergestellt werden, weil aus dem Neuzeitbereich genügend Witterungsdaten vorliegen (PFISTER 1984). In früheren Zeitabschnitten, aus denen keine Klimadaten mehr verfügbar sind, ist ein solcher Vergleich nicht möglich.

2.3 Gletschergeschichtliche Interpretation

Die zeitlich und räumlich exakte Rekonstruktion von Gletschervorstossphasen gelingt nur mit fossilen Hölzern in situ. Fossile Hölzer, die nicht in situ sind und als sogenannte Streufunde bezeichnet werden, können wohl Gletschervorstösse belegen, die Ausdehnung des Gletschers vor und nach dem jeweiligen Vorstoss ist jedoch weitgehend unbekannt. Aussagen wie «Alpen ohne Gletscher» mit entsprechender Illustration einer stark überhöhten Baumgrenze und Wiesen hinauf bis zu den Bergspitzen lediglich auf der Basis solcher Streufunde (DER SPIEGEL 2005) müssen deshalb kritisch beurteilt werden. Solche «Statements» sind zwar sehr medienwirksam, tragen aber schlussendlich zur weiteren Erkenntnis holozäner Klimaschwankungen nicht unbedingt viel bei.

Dort, wo hohe Ufermoränen das Gletschervorfeld säumen, muss die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, dass am Gletscherrand liegende fossile Bäume aus der Moräne herausgerodiert und zum Gletscher gefallen sind, wie beispielsweise am Unteren Grindelwaldgletscher (HOLZHAUSER & ZUMBÜHL 1996). Bäume können auch mit Lawinen oder Murgängen ins Gletschervorfeld getragen werden (BEZINGE 1976). Je nach den topographischen Verhältnissen muss diesem Umstand Rechnung getragen werden. Deshalb, und dies gilt sowohl für In-situ-Bäume als auch für Streufunde, darf lediglich aufgrund eines einzelnen Holzfundes noch nicht auf einen Gletschervorstoss geschlossen werden. Erst wenn an verschiedenen Stellen im Gletschervorfeld gleichaltriges fossiles Holz gefunden wird, kann als Ursache der Zerstörung der Bäume ein grösseres Ereignis, in diesem Falle ein Gletschervorstoss, angenommen werden.

Herumliegende Holzstücke sind meistens weit weg vom Ursprungsort. Erschwerend bei der Interpretation solcher Streufunde ist der Umstand, dass nicht bekannt ist, aus welchem Teil des Stammes das Holzstück stammt. Häufig sind Gletscherhölzer mehrere hundert Jahre alt. Das Alter von Fragmenten aus dem Innern solcher Stämme kann somit vom Zeitpunkt des entsprechenden Gletschervorstosses erheblich abweichen.

Findet man einen Strunk in situ mit Mark und Waldkante (äusserster gebildeter Jahrring eines Baumes) in unmittelbarer Nähe des aktuellen Eisrandes, kann folgende Schlussfolgerung gezogen werden: Während der gesamten Lebensdauer des Baumes (Anzahl Jahrringe vom Mark bis zur Waldkante) war der Gletscher nie grösser als heute. Da ein Baum erst nach einer gewissen Zeit nach dem Schwinden des Eises im Gletschervorfeld wieder Fuss fasst, darf davon ausgegangen werden, dass der Eisrand zur Zeit der Keimung des Baumes nicht in unmittelbarer

Nähe des heutigen Fundortes lag. Für die Beantwortung der Frage, wie weit der Gletscherrand von dieser Stelle entfernt war, sind Untersuchungen mit dem Ziel, die Einwanderungsgeschwindigkeit («ecesis»; McCARTHY & LUCKMAN 1993) von Nadelhölzern in Vorfeldern nach dem Rückschmelzen des Gletschers zu erfassen, sehr hilfreich. Die entsprechenden Resultate erlauben es, eine durchschnittliche minimale Zeitspanne zwischen dem Eisfreiwerden und der Ansiedlung eines Baumes abzuschätzen (LÜDI 1958; BLEULER 1986; LUCKMAN 1988, 1993; SOMMER 1988; BOHNENBLUST 1988; GRUNDLER 1990). Innerhalb tiefliegender Gletschervorfeldabschnitte kann in günstigen Fällen bereits 5–10 Jahre nach dem Eisrückgang mit der Wiederbesiedlung durch die Lärche gerechnet werden (BLEULER 1986). Diese Werte stimmen gut mit denen überein, die der Verfasser bei einer Untersuchung im Vorfeld des Grossen Aletschgletschers ermittelt hat. In tieferen Lagen des Vorfeldes keimen Lärchen schon 5–10 Jahre nach dem Eisfreiwerden, in hochgelegenen Lagen können durchaus 60–100 Jahre verstreichen. Die Arve benötigt länger, in günstigen Fällen ca. 40–45 Jahre (s. auch LÜDI 1958: 389). Unter Berücksichtigung der ermittelten Einwanderungsgeschwindigkeit der Nadelbäume im näheren Umfeld eines fossilen Baumes in situ und der angenommenen durchschnittlichen Rückschmelzrate des Gletschers können die Ausmasse eines Gletschers zur Zeit des Baumwachstums abgeschätzt werden. Auf diese Weise lassen sich minimale Gletscherausdehnungen, das heisst die geringste Ausdehnung zwischen zwei Vorstossphasen, ungefähr rekonstruieren.

2.4 Datierung

2.4.1 Datierung mit der Radiokarbonmethode

Die Datierung fossiler Hölzer erfolgt weitgehend mit der Radiokarbonmethode (kurz auch ^{14}C -Methode genannt).¹ Dabei werden in der Regel die peripheren Jahrringe einer Holzprobe datiert, um den Zeitpunkt des Gletschervorstosses bestimmen zu können. Diese Datierungsmethode hat methodenbedingt bezüglich Genauigkeit ihre Grenzen, und die Daten können vom genauen Zeitpunkt eines Gletschervorstosses zum Teil erheblich abweichen. Im Laufe der letzten Jahre wurde die ^{14}C -Methode jedoch stark verfeinert und ihre Präzision nahm damit zu. Zudem können die Radiokarbonaten dank der Dendrochronologie kalibriert, das heisst in Kalenderjahre umgerechnet werden.² Das heisst aber nicht zwangsläufig, dass auf diese Weise eine Rekonstruktion der Gletschergeschichte einfacher und genauer geworden ist, auch wenn eine grosse Anzahl ^{14}C -Daten vorliegt. Am folgenden Beispiel soll dies näher erläutert werden. Im Vorfeld des Gornergletschers hat der Verfasser zahlreiche vom Bach aus der Moräne geschwemmte Holzstücke, die zwischen 10 cm und 1 m lang sind, gesammelt. Zur Hauptsache handelt es sich um Lärchenholz. Sie weisen Radiokarbonalter zwischen 8875 und 1565 yBP auf. In *Abbildung 17* sind diese ^{14}C -Daten mit ihren entsprechenden

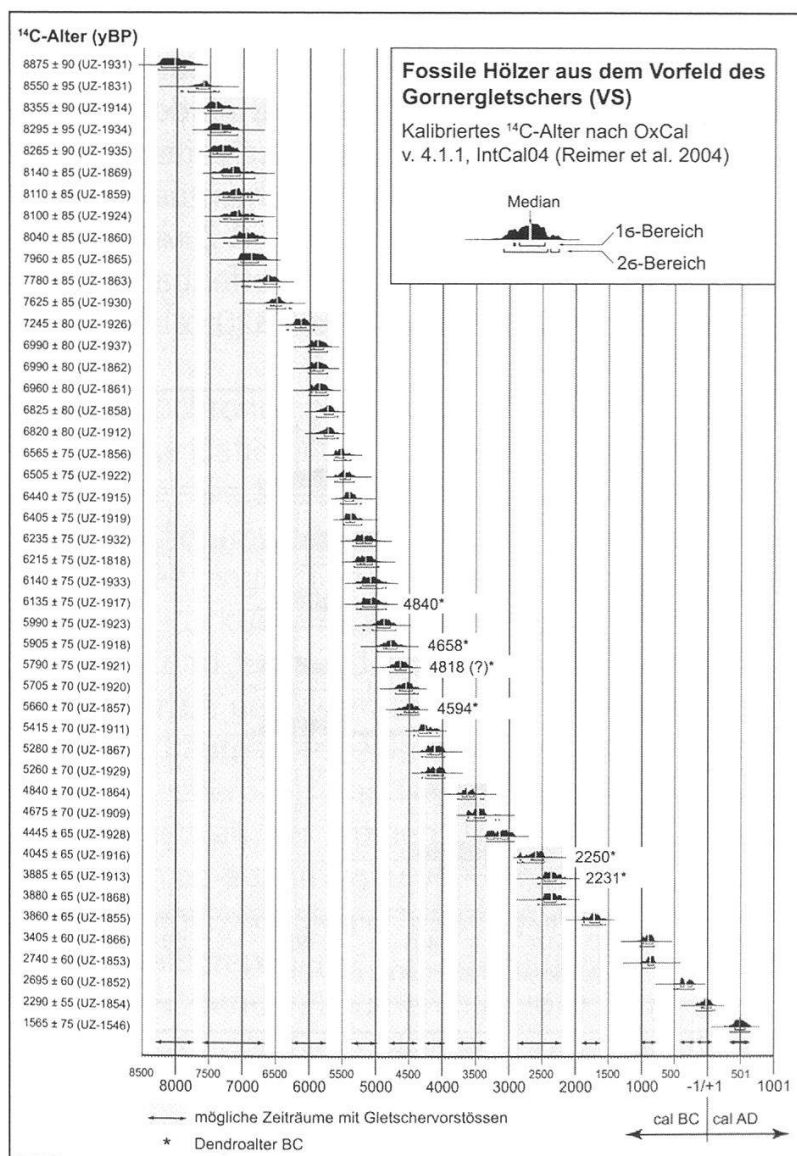


Abbildung 17: Radiokarbon-daten von fossilen Hölzern aus dem Vorfeld des Gornergletschers im Zeitraum 8875 bis 1565 yBP (links). Die kalibrierten ¹⁴C-Daten sind rechts als Wahrscheinlichkeitsflächen (schwarz) dargestellt. Das Sterbealter einzelner Bäume konnte dendrochronologisch bestimmt werden (Dendroalter).

kalibrierten Altern, die innerhalb des schwarzen Wahrscheinlichkeitsbereiches liegen, aufgelistet.³ Die teilweise mehr oder weniger kontinuierliche («stufenlose») Überlappung der Wahrscheinlichkeitsbereiche älterer mit jüngeren Daten lässt keine detaillierte Gliederung in Gletschervorstossphasen zu. Es lassen sich statistisch lediglich grössere Zeiträume abgrenzen (graue Flächen), in denen sich ein oder mehrere Gletschervorstösse ereignet haben könnten. Genauere Anhaltspunkte haben wir nur mit den dendrochronologisch jahrgenau datierten Hölzern, die Vorstösse des Gornergletschers um 4840 BC, um 4818 BC (unsicher), um 4658 BC, um 4594 BC und zwischen 2250 und 2231 BC belegen⁴. Die Ausdehnung des Gornergletschers vor und nach den entsprechenden Vorstossphasen ist nicht bekannt. Der Gornergletscher muss vor diesen Vorstössen nicht unbedingt sehr klein gewesen. Im gletschernahen Bereich, wo die Holzfunde gemacht wurden, haben sich heute bereits wieder Lärchen angesiedelt.⁵

Auch statistisch mehr oder weniger deutlich voneinander trennbare kalibrierte ¹⁴C-Daten können unter Umständen denselben Gletschervorstoss datieren, wie das folgende Beispiel zeigt (Abb. 18). In der hohen Ufermoräne bei der Stieregg am Unteren Grindelwaldgletscher sind seit 1986 durch die fortschreitende Erosion neun fossile Bergahorne (*Acer pseudoplatanus*) zum Vorschein gekommen, teilweise noch eingebettet in fossile Bodenhorizonte (HOLZHAUSER & ZUMBÜHL 1996, HOLZHAUSER & ZUMBÜHL 2003).⁶ Die kalibrierten ¹⁴C-Daten weisen offenbar auf zwei voneinander getrennte Gletschervorstösse zwischen 260 und 320 cal AD sowie

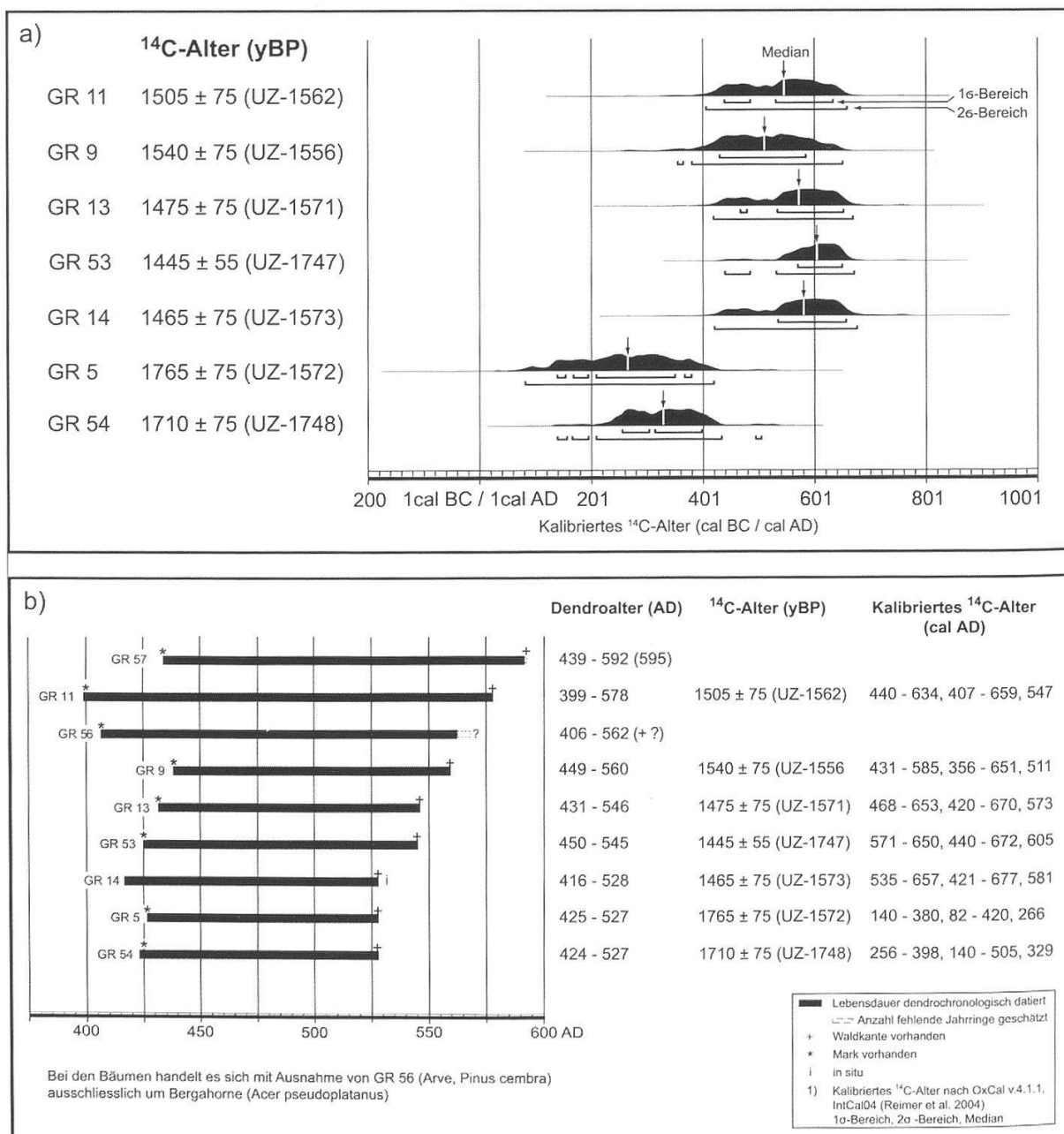


Abbildung 18: a) Radiokarbonaten von fossilen Bäumen aus der Ufermoräne Stieregg am Unteren Grindelwaldgletscher mit den entsprechenden grafisch dargestellten kalibrierten ¹⁴C-Daten. b) Synchronlage der Jahrringbreitenkurven mit absolutem Alter (Dendroalter), Radiokarbonalter und kalibriertem Alter.

zwischen 500 und 600 cal AD hin. Wie sich jedoch herausgestellt hat, sind alle Bäume während derselben frühmittelalterlichen Vorstossphase zwischen 527 und 595 AD dem Unteren Grindelwaldgletscher zum Opfer gefallen. Mit der wesentlich genaueren Datierungsmethode, nämlich der Dendrochronologie, gelang dieser Nachweis.

2.4.2 Datierung mit der Dendrochronologie

Die Dendrochronologie (auch Jahrringdatierung oder Jahrringanalyse genannt) ist eine präzise Datierungsmethode, die es erlaubt, das Alter von Holz jahrgenau zu bestimmen. Sie basiert auf dem Umstand, dass die Breite und die Dichte der Jahrringe die Umwelteinflüsse eines Standortes oder einer Region widerspiegeln. Schmale Jahrringe können auf schlechte, breite Jahrringe auf gute Wuchsbedingungen zurückgeführt werden. Ein Stammquerschnitt zeigt eine Abfolge von schmalen und breiten Jahrringen in unregelmässigen Abständen. Dieses Jahrringmuster ist gewissermassen der «Fingerabdruck» der Umweltbedingungen, denen ein Baum zu Lebzeiten ausgesetzt war und ist charakteristisch für Bäume, die zur gleichen Zeit und in derselben Region aufwuchsen (z.B. Jahrringmuster von Bäumen an der alpinen Waldgrenze). Durch Messung der Jahrringbreiten erhält man eine Jahrringkurve.⁷ Um diese Jahrringkurve zu datieren, muss zuerst eine Referenzchronologie aus der gleichen Baumart und der gleichen Region (z.B. alpiner Waldgrenzbereich) aufgebaut werden. Dabei werden die Jahrringkurven von heute lebenden Bäumen mit Hölzern aus alten Bauten, Gletschervorfeldern und aus Torfmooren der gleichen Holzart überlappend in die Vergangenheit verlängert. Dieses Verfahren wird Überbrückungsverfahren oder *cross dating* genannt (Abb. 19). Die so angestrebte möglichst weit in die Vergangenheit zurückreichende, absolut datierte Referenzchronologie dient als Datierungsgrundlage. Der Verfasser hat so in jahrelanger Arbeit eine Lärchenchronologie aufgebaut (MKWALLIS, 2879 BC – 2000 AD), deren jüngster Abschnitt Abb. 16 zeigt. Die Güte einer solchen Chronologie wird unter anderem von der Belegungsdichte (Anzahl synchronisierter Bäume pro Zeitabschnitt) bestimmt. Vergleiche mit Jahrringkurven von Lärchen, zum Teil auch von Arven, aus den Ost- und Westalpen haben gezeigt, dass diese Chronologie im Bereich der alpinen Waldgrenze über den gesamten Alpenraum Gültigkeit hat.

Um das jahrgenaue Alter eines fossilen Baumes zu ermitteln, vergleicht man seine Jahrringkurve mit der Referenzchronologie. Findet man eine Stelle, an der die Jahrringkurven weitgehend übereinstimmen, das heisst synchron verlaufen, kann das Kalenderalter an der Referenzchronologie abgelesen werden. Man spricht in einem solchen Falle von einer absolutchronologischen Datierung. Im Falle von Jahrringkurven fossiler Bäume, die wohl miteinander synchronisierbar sind, jedoch nur radiokarbondatiert sind, weil keine absolute Datierung mit einer Referenzchronologie gelungen ist oder keine Referenzchronologie vorliegt, spricht

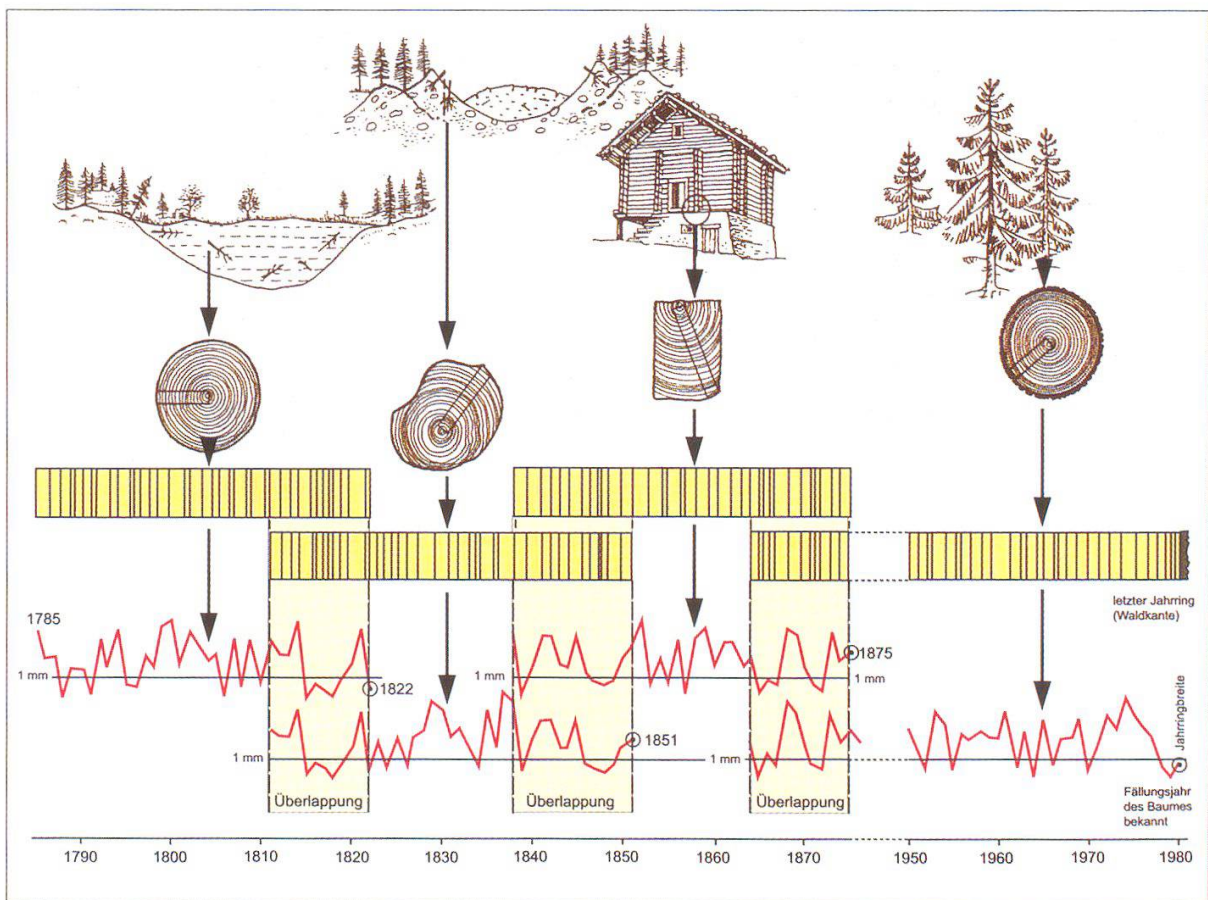


Abbildung 19: Das Überbrückungsverfahren oder *cross dating* in der Dendrochronologie (aus: SCHWEINGRUBER 1983).

man von einer relativchronologischen Datierung. Die gemittelten Jahresringkurven solcher ^{14}C -datierter Bäume ergeben dann eine halbabsolute, eine sogenannt «schwimmende» Chronologie.

Dendrochronologisch gesicherte Datierungen können allerdings nur an gut erhaltenen Stämmen oder Stammteilen mit genügender Anzahl Jahresringe (mindestens 50) zuverlässig angewendet werden. Die dendrochronologische Datierung von Gletscherhölzern, die Dendroglaziologie, ist neben anderen paläoklimatologischen Analysemethoden (u.a. Pollenanalyse, Analyse von Eisbohrkernen und Seesedimenten) für die Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Klimageschichte von grosser Bedeutung (NICOLUSSI 2009).

Findet man innerhalb eines Gletschervorfeldes genügend Bäume in situ unterschiedlichen Alters, können die Vorstoss- und Rückschmelzphasen des betreffenden Gletschers nach dem Modell in *Abbildung 20* rekonstruiert werden. Auf diese Weise ist der grösste Teil der «Aletschkurve» (*Abb. 21*) entstanden, die weltweit längste zusammenhängende und absolut datierte Gletscherkurve (HOLZHAUSER ET AL. 2005).

In den folgenden Kapiteln wird exemplarisch gezeigt, wie mit Hilfe der Dendrochronologie fossile Bäume aus den beiden Vorfeldern des Grossen Aletsch- und des Gornergletschers ausgewertet werden konnten.

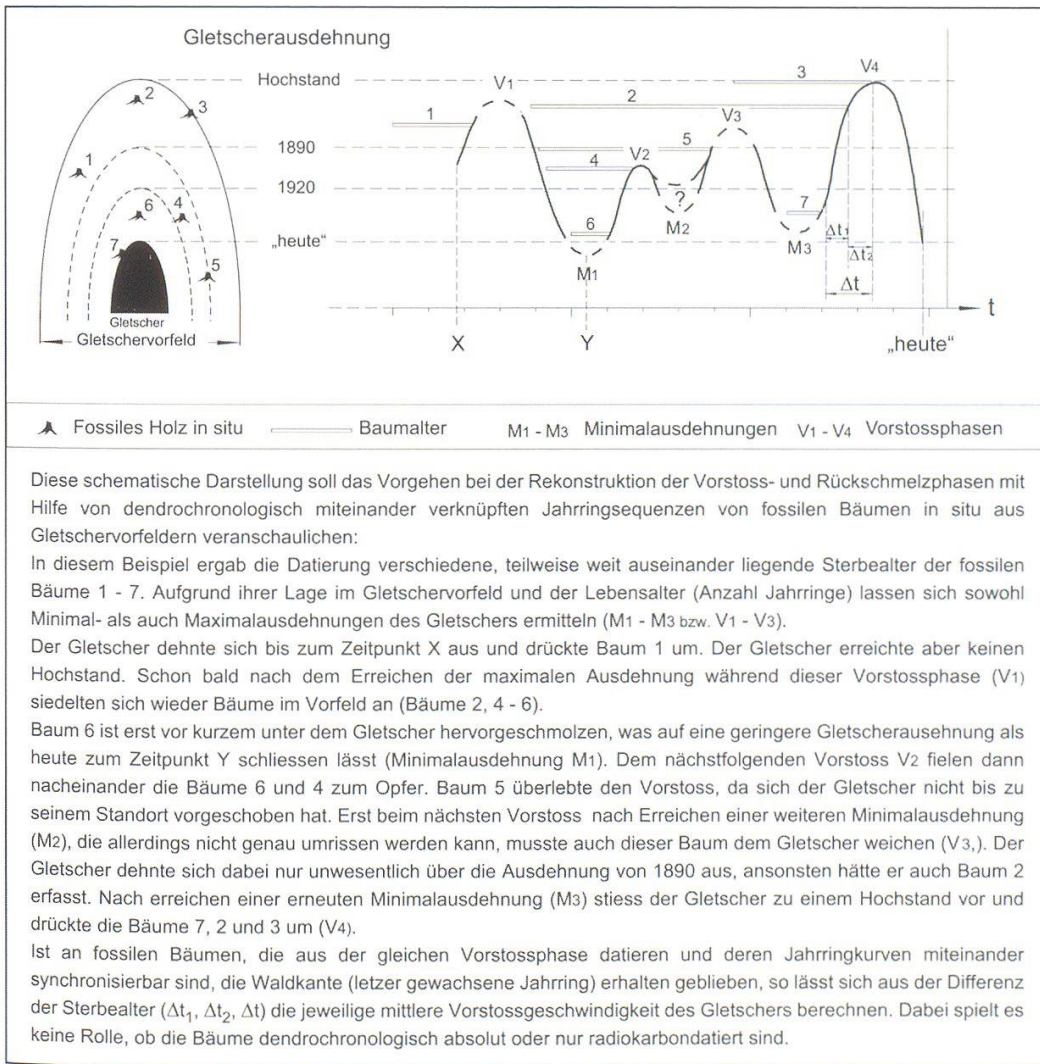


Abbildung 20: Rekonstruktion von Gletschervorstoss- und Gletscherrückschmelzphasen mit Hilfe datierter fossiler Bäume in situ aus dem Gletschervorfeld (Modell nach HOLZHAUSER 1984b).

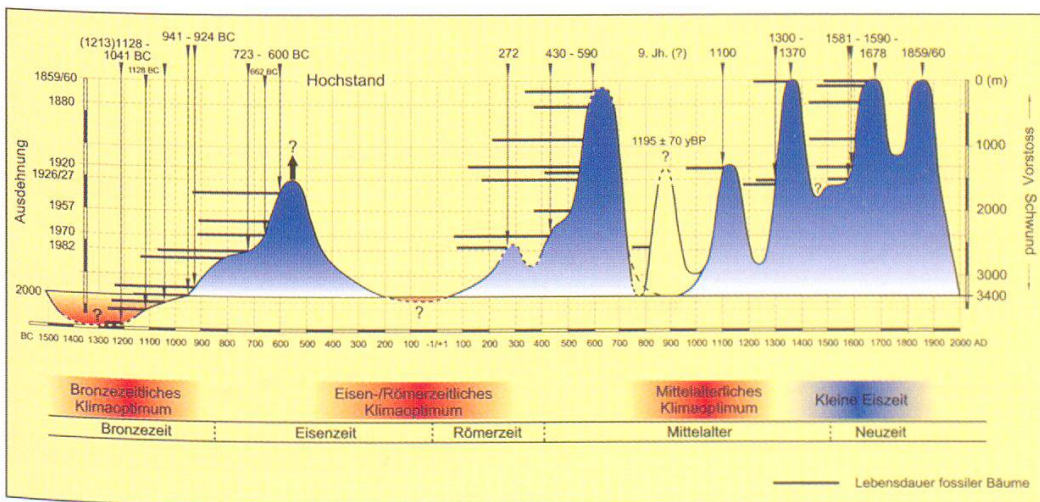


Abbildung 21: Vorstoss- und Rückschmelzphasen des Grossen Aletschgletschers in den letzten 3500 Jahren (HOLZHAUSER ET AL. 2005).

3 Dendroglaziologische Beispiele

3.1 Der Vorstoss des Grossen Aletschgletschers gegen Ende der Bronzezeit

Während des bronzezeitlichen Klimaoptimums war der Grosse Aletschgletscher zwischen ca. 1350–1250 BC rund 1000 m kürzer als heute (vgl. Abb. 21). Von ca. 1200 BC an stiess er bis um 600 BC vor und erreichte ungefähr die Ausdehnung von 1926/27. Dieser Vorstoss lässt sich mit zahlreichen im Gletschervorfeld gefundenen fossilen Lärchen und Arven, einige davon in situ, nachweisen (HOLZHAUSER 2007). Einige der Stämme sind erst im Jahr 2000 vom Eis des schmelzenden Grossen Aletschgletschers befreit worden. Das Holz ist sehr gut erhalten geblieben und konnte grösstenteils dendrochronologisch jahrgenau datiert werden. Das Resultat zeigt, dass die Bäume innerhalb einer Zeitspanne von rund 680 Jahren das Vorfeld besiedelten (Abb. 22). Eine der Lärchen wurde über 400 Jahre alt und lebte von 1126 BC (Mindestkeimalter 1125 BC) bis 723 BC und bezeugt eine lange Periode geringer Gletscherausdehnung (AL 3 in Abb. 22).

Der Vorstoss des Grossen Aletschgletschers begann vermutlich schon um 1213/1211 BC. Dieser Beginn ist allerdings nur durch drei Aststücke belegt und damit äusserst unsicher. Mit Sicherheit aber war der Grosse Aletschgletscher 1128

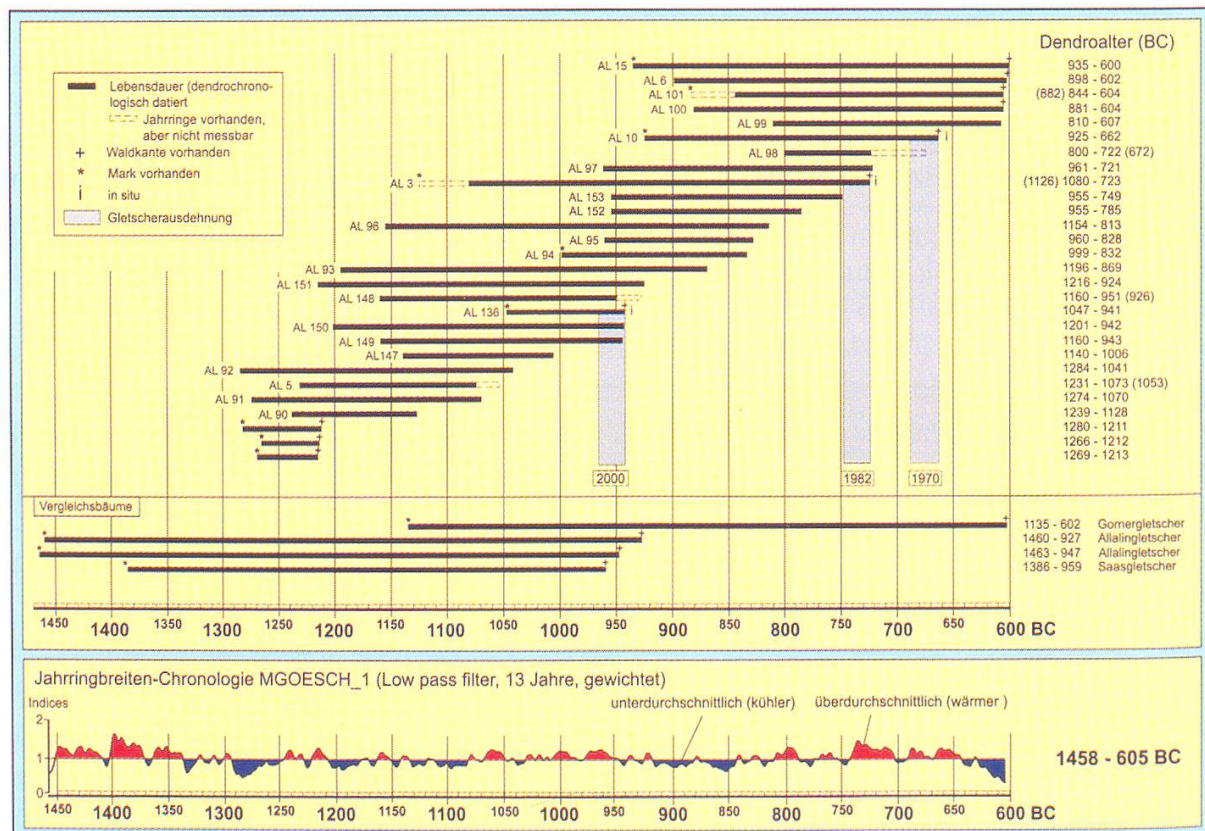


Abbildung 22: Die spätbronzezeitliche Vorstossphase des Grossen Aletschgletschers von (1213?) 1128 bis 600 BC. Mindest-Lebensdauer dendrochronologisch absolut datierter Bäume in Synchronlage.

BC im Vorrücken begriffen und erreichte 941 BC eine Ausdehnung wie um 2000. Dieser Vorstoss ist nicht nur am Grossen Aletschgletscher, sondern auch am Saas- und am Allalingletscher nachgewiesen (Vorstoss zwischen 959 und 927 BC, Abb. 22; RÖTHLISBERGER, F. ET AL. 1980: 44; BIRCHER 1982:152, 233).

Um 723 BC erreichte der Grosse Aletschgletscher eine Ausdehnung wie um 1982 und um 662 BC eine solche wie um 1970. Um 600 BC war die Vorstossphase wahrscheinlich abgeschlossen. Etwa zur selben Zeit, um 602 BC, drückte auch der Gornergletscher eine Lärche um, die 534 Jahre alt geworden ist. Diese Lärche weist wie diejenigen aus dem Vorfeld des Grossen Aletschgletschers ebenfalls auf einen Zeitraum mit geringer Gletscherausdehnung hin, denn ihr Stamm wurde 1991 in unmittelbarer Nähe des Eisrandes in situ gefunden.

Es ist möglich, dass der Grosse Aletschgletscher zwischen 1128 und 600 BC nicht kontinuierlich vorgestossen ist, sondern abschnittsweise auch wieder etwas zurückschmolz, doch lässt sich dies nicht nachweisen. Die gesamte Längenzunahme des Grossen Aletschgletschers während dieser langandauernden spätbronze-/eisenzeitlichen Vorstossphase beläuft sich schätzungsweise auf mindestens 2700 m.

3.2 Der Vorstoss des Grossen Aletschgletschers gegen Ende der Römerzeit und im Frühmittelalter

Nach dem Maximalstand um/nach 600 BC bildete sich der Grosse Aletschgletscher wieder zurück. Es folgte das eisen-/römerzeitliche Klimaoptimum, eine lange Zeitspanne von 600–700 Jahren. Während dieses Zeitraumes war der Grosse Aletschgletscher zwischen ca. 200 BC bis 50 AD wahrscheinlich nur geringfügig kleiner als heute (s. Abb. 21). Die anschliessend zweigipflige Vorstossphase, die im Frühmittelalter kulminierte, ist wie die spätbronze-/eisenzeitliche Vorstossphase mit der Datierung fossiler Bäume rekonstruiert worden. Ein Grossteil der geborgenen Bäume, es handelt sich ausschliesslich um Lärchen, konnte auch hier mit der Dendrochronologie jahrgenau datiert werden (Abb. 23).

Ein kleiner, schwacher Vorstoss erreichte sein Maximum um das Jahr 272.⁸ Der Grosse Aletschgletscher war damals etwa so gross wie um 1982. Nach einer kurzen Schwundphase stiess der Eisstrom erneut vor und erreichte um 430 eine Ausdehnung wie um 1970. Von 430 an stiess er etwas langsamer vor und erreichte 516 eine Ausdehnung wie um 1957. Anschliessend erhöhte sich die Vorstossrate deutlich. Um 532 wies der Grosse Aletschgletscher Dimensionen auf wie um 1920. Innerhalb der nächsten 58 Jahre drückte er weitere Lärchen um und erreichte kurz nach 590 eine hochstandsähnliche Ausdehnung. Nachgewiesen ist diese grosse Ausdehnung mit der Radiokarbondatierung eines Lärchenstrunkes in situ (¹⁴C-Alter 1650 ± 80 yBP; UZ-1227).

Auch der Allalin-, der Ried- und der Zmuttgletscher stiessen gegen Ende der Römerzeit bzw. im Frühmittelalter vor (RÖTHLISBERGER 1976: 89; BEZINGE 1976: 99; BEZINGE & VIVIAN 1976: 453; HOLZHAUSER, unpubliziertes Datum vom Riedgletscher).

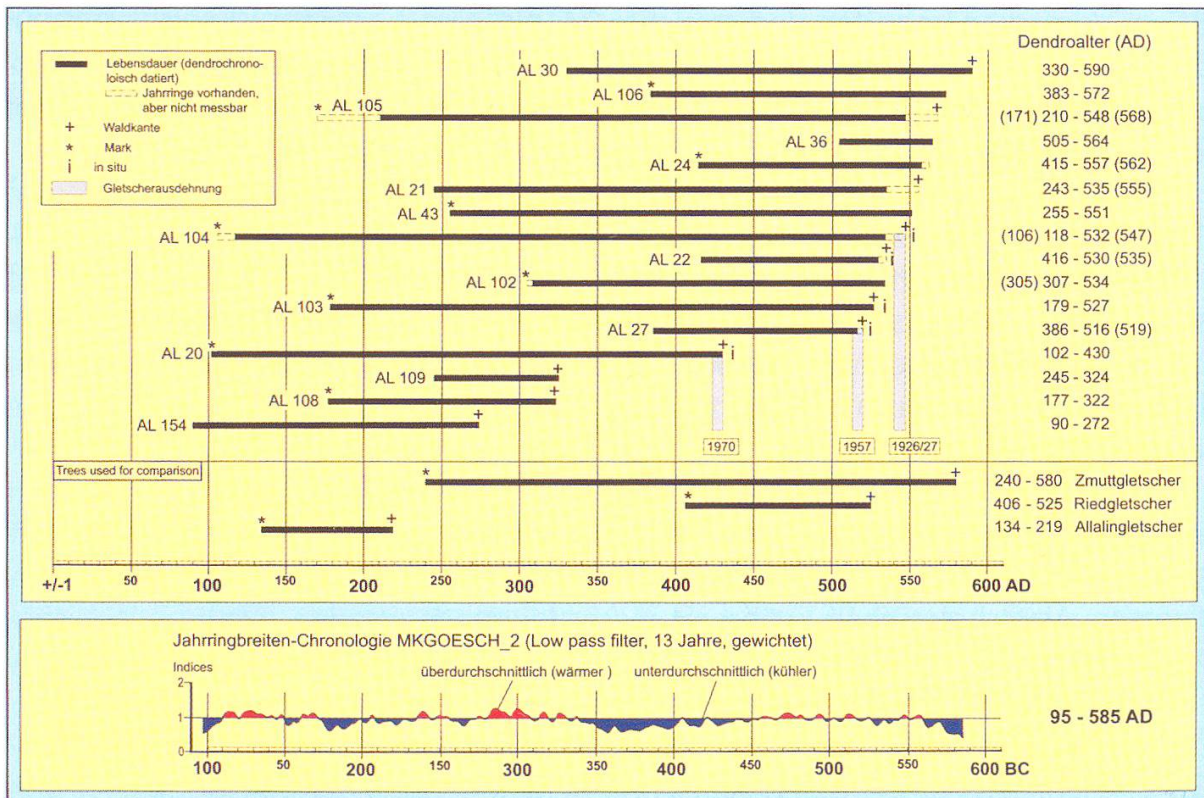


Abbildung 23: Die Vorstossphasen des Grossen Aletschgletschers von 272 bis 324 und von 430 bis 590. Mindest-Lebensdauer dendrochronologisch absolut datierter Lärchen in Synchronlage.

Die Jahringkurven der an diesen Gletschern gefundenen fossilen Lärchen konnten mit denen der Lärchen vom Grossen Aletschgletscher problemlos synchronisiert werden (Abb. 23).

3.3 Der spätmittelalterliche Vorstoss des Gornergletschers im 14. Jahrhundert als Auftakt zur Kleinen Eiszeit

Im Vorfeld des Gornergletschers sind ausser den bereits erwähnten alten fossilen Hölzern (Abb. 17) auch jüngere gefunden worden, die aus dem Mittelalter und der Neuzeit datieren. Im Unterschied zu anderen Alpengletschern, wo lediglich der spätmittelalterliche Hochstand im 14. Jahrhundert nachgewiesen ist (z.B. am Rhonegletscher: ZUMBÜHL & HOLZHAUSER 1988, 1990; Grosser Aletschgletscher: HOLZHAUSER 1984a; Glacier de Brenay: SCHNEEBELI 1976: 48, 52; in den Ostalpen am Gurgl Ferner: PATZELT 1994: 298–301, 1995: 387–389), kann zum ersten Mal im Alpenraum am Gornergletscher die gesamte Vorstossphase im 14. Jahrhundert sowohl zeitlich als auch räumlich recht genau rekonstruiert werden.

Der Gornergletscher setzte zu Beginn des 14. Jahrhunderts zu einem Vorstoss an, der sich über einen längeren Zeitraum erstreckte und zu einem Hochstand gegen Ende des Jahrhunderts führte. Die Jahringbreitenkurven der entsprechend

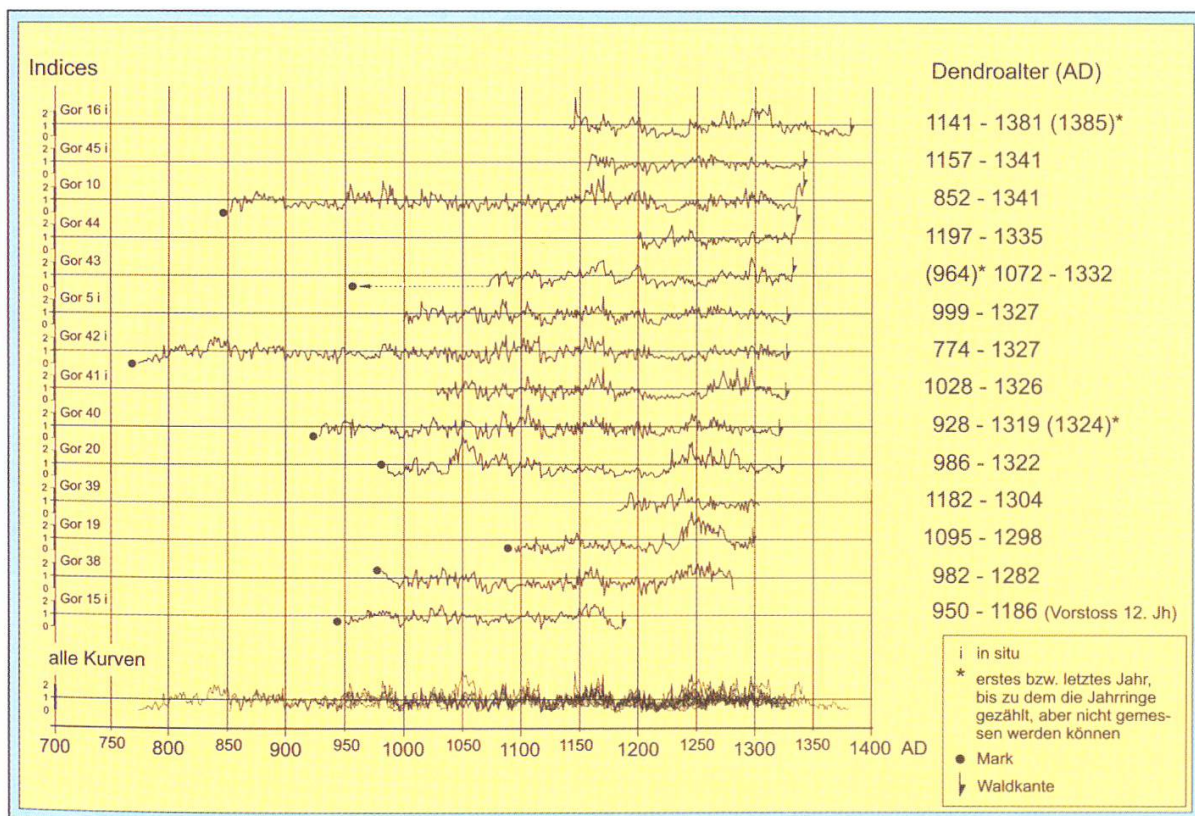


Abbildung 24: Synchronlage indexierter Jahringbreitenkurven dendrochronologisch absolut datierter Lärchen, die innerhalb des Hoch- und Spätmittelalters vom Gornergletscher umgedrückt wurden.

dendrochronologisch absolut datierten fossilen Lärchen sind in *Abb. 24* in Synchronlage dargestellt. Auf einen frühen Beginn dieser Vorstossphase weisen fossile Lärchen hin, die um 1300 starben. Weitere Lärchen kamen zwischen 1322 und 1327 unter das Eis. Um 1327 wies der Gornergletscher eine Ausdehnung wie um 1940 auf (*Abb. 25* und *Abb. 26*), was mit Lärche Gor 5 nachgewiesen werden kann, deren Reste noch am Wuchsort sind. Lärche Gor 42, die ebenfalls 1327 starb und seit mindestens 774 im Vorfeld stockte (geschätztes Keimalter um 748 ± 5^9), bezeugt die mehrhundertjährige Periode geringer Gletscherausdehnung während des Mittelalterlichen Klimaoptimums. Zur selben Zeit wie die Lärchen stockten auch bis zu 300-jährige Arven im Vorfeld. Ihre fossilen Reste weisen Radiokarbonalter zwischen 600 bis 700 yBP auf. Eine dendrochronologische Datierung dieser Bäume ist bis jetzt noch nicht gelungen.

Das anhaltende Vorrücken des Gornergletschers im 14. Jahrhundert ist mit Lärchen dokumentiert, die zwischen 1332 und 1341 vom Gletscher erfasst wurden. Die Überreste dieser Lärchen sind nicht in situ. Um den ungefähren Wuchsort dieser Bäume bestimmen zu können, müsste der Vorstossbetrag zwischen 1327 und 1341 genau bekannt sein. Da dies nicht der Fall ist, muss die vom Gletscher innerhalb dieser Zeitspanne zurückgelegte Distanz abgeschätzt werden. Unter Annahme einer durchschnittlichen Vorstossgeschwindigkeit von 10 m/Jahr, was etwa der durchschnittlichen Vorstossgeschwindigkeit zwischen 1800 und 1859

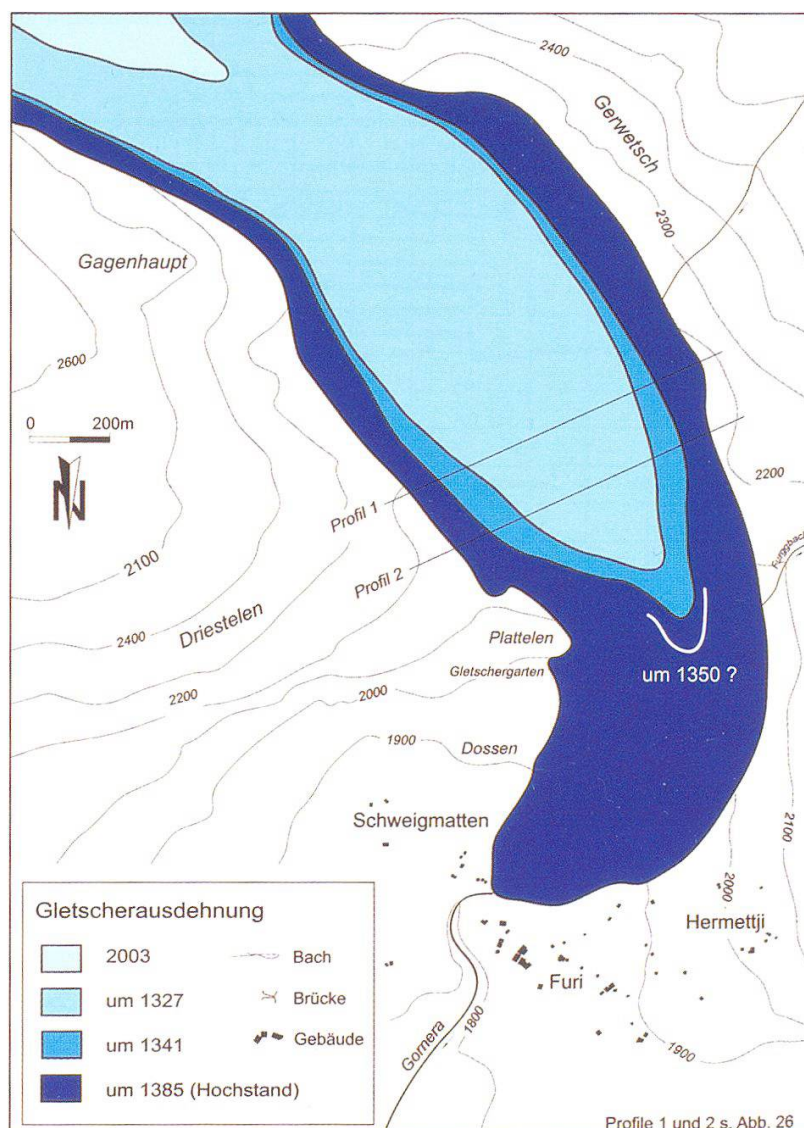


Abbildung 25: Der Vorstoss des Gornergletschers im Spätmittelalter von 1327 bis zum Hochstand im Jahr 1385, rekonstruiert mit Hilfe dendrochronologisch absolut datierter Lärchen.

entspricht (HOLZHAUSER 2001), könnte sich das Zungenende von 1327 bis 1341 um rund 140 m talabwärts vorgeschoben haben. Aufgrund der heute verfügbaren Hinweise über die klimatischen Verhältnisse am Ende des 13. und zu Beginn des 14. Jahrhunderts erstaunt dieses langsame Vorrücken in der ersten Hälfte des 14. Jahrhunderts nicht. Die Sommer zwischen 1320 und 1330 sowie grösstenteils auch die Sommer der 1330er Jahre waren nicht sehr gletschergünstig (PFISTER 1985: 192, 193). Vermutlich aber könnten Veränderungen in anderen Jahreszeiten, beispielsweise feuchtere Winter- und Frühjahrsperioden, ein Vorrücken der Gletscher begünstigt haben (PFISTER 1985: 193).

Der Gornergletscher stiess auch nach 1341 weiter vor, allerdings kräftiger als in den vergangenen Jahrzehnten. Auslöser für dieses starke Anwachsen des Gletschers war eine Aufeinanderfolge von ausserordentlich gletschergünstigen Sommern in den 1340er Jahren. Die klimatischen Verhältnisse der Jahre zwischen 1342 und 1347 waren durch sehr hohe Niederschlagsmengen in den Sommern 1342 und 1343 charakterisiert, die von einer einzigartigen Serie von drei nasskalten

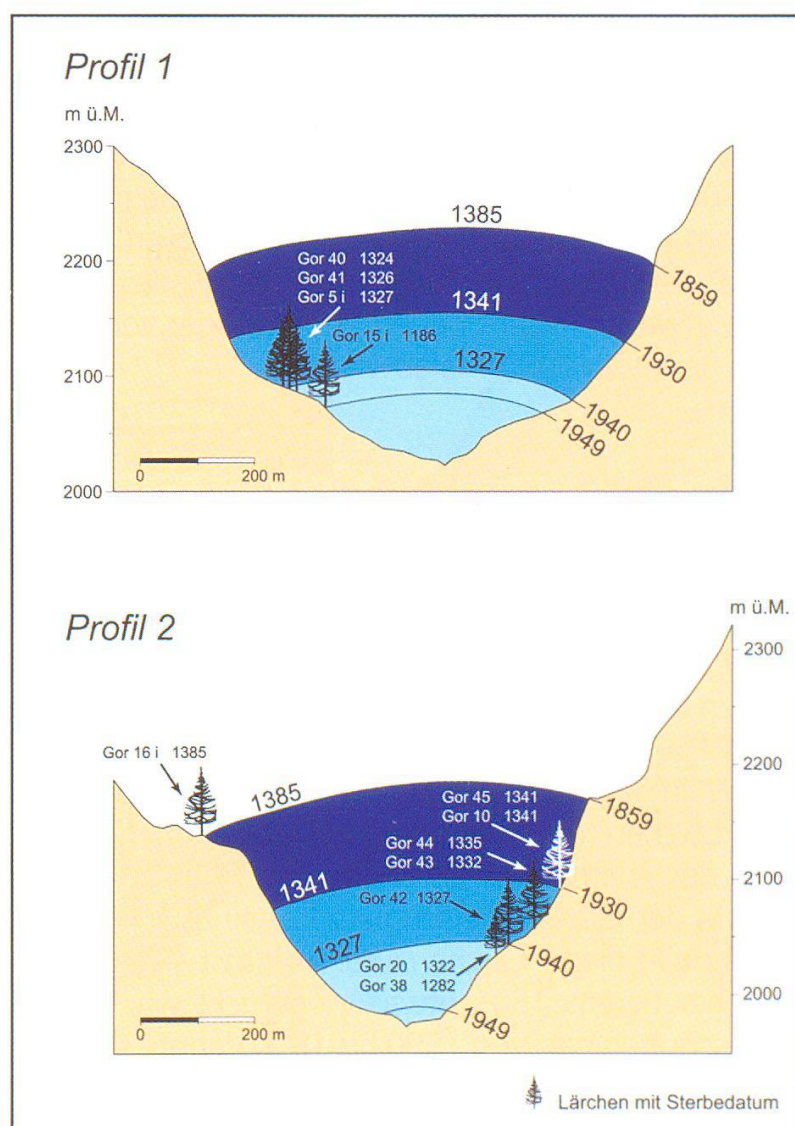


Abbildung 26: Dickenzunahme des Gornergletschers innerhalb der Vorstossphase von 1327 bis zum Hochstand um 1385, rekonstruiert mit Hilfe dendrochronologisch absolut datierter fossiler Lärchen.

Sommern zwischen 1345 und 1347 gefolgt wurde (PFISTER 1985: 192). Der Sommer 1347 war vermutlich kälter als derjenige von 1816, das als «Jahr ohne Sommer» in die Klimageschichte eingegangen ist (PFISTER 1984: 131; PFISTER 1985: 192; HARRINGTON 1992). Diese kurze Abfolge von Jahren mit extremen Witterungsverhältnissen zwischen 1345 und 1347 ist vergleichbar mit der gletschergünstigen Periode zwischen 1812 und 1817. In den Sommern 1813 und 1816 lagen die Temperaturen um 2 °C tiefer als der Durchschnitt des 20. Jahrhunderts (PFISTER 1984: 131, 147).

Die Vorstossphase des Gornergletschers endete mit einem Hochstand um 1385. Dies ergab die dendrochronologische Datierung einer Lärche aus dem Hochstandswall (Gor 16 in Abb. 26). Der Maximalstand im 14. Jahrhundert hat wohl kaum lange über das Jahr 1385 hinaus angedauert. Nach PFISTER (1985: 193) waren nämlich die Sommer zwischen 1350 und 1370 nur mässig gletschergünstig und wirkten sich wahrscheinlich schon auf die nach 1385 einsetzende Schwundphase aus. Nach 1380 dominierten warm-trockene Sommer, die den Vorstoss wahr-

scheinlich stoppten und das Rückschmelzen des Gornergletschers nach 1385 einleiteten.

Aufgrund der genauen Datierungen der fossilen In-situ-Hölzer lassen sich die Vorstossbeträge des Gornergletschers im 14. Jahrhundert berechnen. Zwischen ca. 1300 bis 1341 schob er sein Zungenende mit 7–8 m/Jahr relativ langsam vor. Die vom Gornergletscher in diesem Zeitraum zurückgelegte Distanz war kaum grösser als 300 m. Von 1341 bis zum anschliessenden Hochstand um 1385 stiess er mit etwa 20 m/Jahr bedeutend kräftiger vor. Das Zungenende verlagerte sich dabei um etwa 900 m talabwärts.

3.4 Der neuzeitliche Vorstoss des Grossen Aletschgletschers im 16./17. Jahrhundert

Die zweite ausgeprägte Vorstossphase der Alpengletscher innerhalb der Kleinen Eiszeit im 16. Jahrhundert kann am Grossen Aletschgletscher genau rekonstruiert werden (*Abb. 27*). Gegen Ende des 16. Jahrhunderts begann dieser Eisstrom nach der ab 1565 einsetzenden Klimaverschlechterung vorzustossen. Die ersten Lärchen wurden in den Jahren 1581, 1584, 1586 sowie 1587 vom Gletscher umgedrückt. Diese Lärchen, die sich noch am Wuchsort befinden, sind 1989 ungefähr auf der Höhe des ehemaligen Eisrandes von 1926/27 entdeckt worden. Im Jahre 1590 erfasste der Grosse Aletschgletscher eine weitere Lärche (AL 79 in *Abb. 27*). Im Jahrringbild dieser Lärche (*Abb. 14*) lässt sich ablesen, dass der Grosse Aletschgletscher bereits 1505 etwas vorgerückt war und sich in die Nähe der Lärche vorgeschoben hat. Von 1590 bis 1600 dehnte sich der Grosse Aletschgletscher bis zu einer Ausdehnung wie um 1885 aus (AL 86, *Abb. 27*). Der Vorstoss des Grossen Aletschgletschers dauerte auch im 17. Jahrhundert an. Bis zum Jahre 1630 hat sich sein Zungenende um weitere 720 m talabwärts verlagert und war nicht mehr allzuweit vom Hochstandsbereich entfernt (Ausdehnung wie um 1880). Die Veränderungen des Grossen Aletschgletschers in den darauffolgenden Jahrzehnten sind nicht mehr lückenlos rekonstruierbar. Fest steht, dass er im Jahre 1653 bedrohliche Ausmasse angenommen hatte und die Talbewohner dazu bewog, eine gletscherbannende Prozession durchzuführen mit dem Ziel, dem Gletscher Einhalt zu gebieten (LÜTSCHG 1926: 387; HOLZHAUSER 1984a: 96). Gemäss dieser schriftlich überlieferten Gletscherbannung kam der Grosse Aletschgletscher kurz darauf zum Stillstand. Allerdings war dieser Halt nur von kurzer Dauer, denn in den Hochstandswall eingebettete Lärchen, die zwischen 1664 und 1678 starben (*Abb. 27*, s. auch *Abb. 15*), deuten auf ein weiteres, unvermindertes Vorrücken des Grossen Aletschgletschers hin, der schliesslich um 1678 seine maximale Ausdehnung im 17. Jahrhundert erreichte. Er dürfte damals etwa gleich ausgesehen haben wie während des Hochstandes um die Mitte des 19. Jahrhunderts (*Abb. 1*).

Dank dieser genauen Rekonstruktion der Gletscherlängenänderung lassen sich auch hier durchschnittliche Vorstossgeschwindigkeiten ableiten: Von 1581 bis

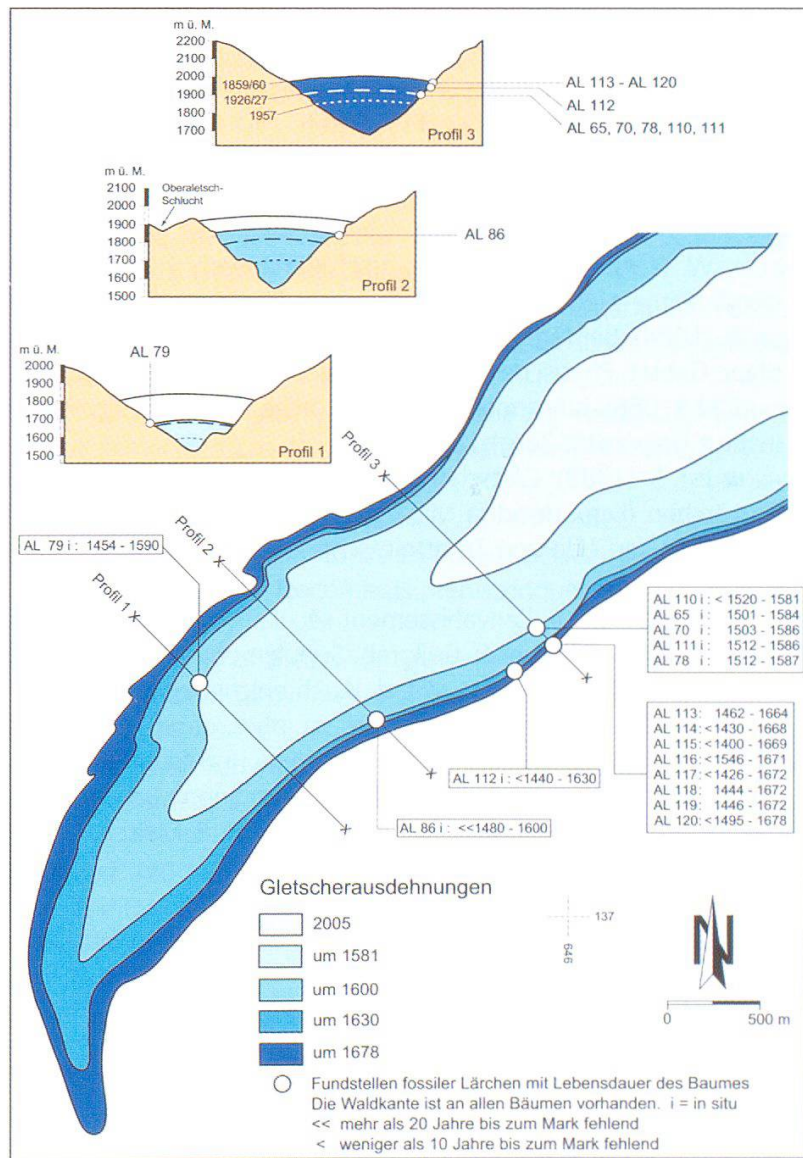


Abbildung 27: Der Vorstoss des Grossen Aletschgletschers von 1581 bis zum Hochstand um 1678, rekonstruiert mit Hilfe dendrochronologisch absolut datierter Lärchen.

1600 stiess der Grosse Aletschgletscher jährlich mit rund 49 m und zwischen 1600 und 1630 mit 20 m vor. Insgesamt verlängerte sich die Gletscherzunge von 1581 bis 1630 um rund 1550 m. Von 1630 bis zum Hochstand um 1678 verlängerte sich der Grosse Aletschgletscher mit einer Geschwindigkeit von 7–8 m/Jahr nur noch langsam, insgesamt um rund 360 m. Über die gesamte, knapp hundert Jahre dauernde Vorstossphase von 1581 bis 1678 ergibt sich eine mittlere Vorstossrate von rund 19–20 m/Jahr.

Literatur

- BEZINGE, A. (1976): Troncs fossiles morainiques et climat de la période Holocène en Europe. Bulletin de la Murithienne, Fasc. 93, 93–111. Sitten.
- BEZINGE, A. & VIVIAN, R. (1976): Bilan de la Section de Glaciologie de la Société Hydrotechnique de France: Sites sous-glaciaires et climat de la période holocène en Europe. La Houille Blanche, N°. 6/7.
- BIRCHER, W. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des Saastales: Glazialmorphologische und dendroklimatologische Untersuchungen. Physische Geographie, Vol. 9. Zürich. 233 S.
- BLESS, R. (1984): Beiträge zur spät- und postglazialen Geschichte der Gletscher im nordöstlichen Mont Blanc Gebiet. Physische Geographie, Vol. 15. Zürich. 116 S.
- BLEULER, M. (1986): Jahrringanalysen von Lärchen in Gletschervorfeldern. Diplomarbeit Geographisches Institut Universität Zürich. 89 S.
- BOHNENBLUST, S. (1988): Gletschergeschichtliche Untersuchungen und dendrochronologische Analysen an Lärchen (*Larix decidua* Mill.) im Val d'Hérens und im Raume Zermatt (VS). (Glacier d'Arolla, Glacier de Ferpècle und Zmuttgletscher). Diplomarbeit Geographisches Institut Universität Zürich. 170 S.
- COLLOMB, E. (1849): De l'envahissement séculaire des glaciers des Alpes. Observations faites en août et septembre 1848, par E. Collomb. Supplément à la Bibliothèque universelle de Genève, Archives des sci. nat., Tome I., 1–16. Genf. Auch erschienen als: Envahissement séculaire des glaciers des Alpes, par Ed. Collomb. Archives des sci. phys. et nat. de Genève, Vol. 10, 30–43. Genf.
- FURRER, G. & HOLZHAUSER, H. (1984): Gletscher- und klimageschichtliche Auswertung fossiler Hölzer. Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Suppl. Bd. 50, 117–136.
- FURRER, G., BURGA, C., GAMPER, M., HOLZHAUSER, H. & MAISCH, M. (1987): Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. Geographica Helvetica, 42. Jg., H. 2, 61–91.
- FRENZEL, B. (ed. 1994): Climatic trends and anomalies in Europe 1675–1715. Paläoklimaforschung/ Palaeoclimate Research, Vol. 13. Special Issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man 8. Gustav Fischer Verlag Stuttgart, Jena, New York.
- GRUNDLER, L. (1990): Dendrochronologische Untersuchungen im Raum Saas-Fee. Diplomarbeit Geographisches Institut Universität Zürich. 122 S.
- HAEBERLI, W. (1994): Schwund der Alpengletscher und globaler Treibhauseffekt. Die Alpen, Jg. 70, Nr. 4, 174–176. Bern.
- HAEBERLI, W. (1995): Glacier Fluctuations and Climate Change Detection – Operational Elements of a worldwide Monitoring Strategy. WMO Bull., Vol. 44, No. 1, 23–31.
- HAEBERLI, W. (2009): Accelerated worldwide glacier shrinkage. Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009–14131, EGU General Assembly 2009.
- HARRINGTON, C. R. (ed. 1992): The year without a summer? World climate in 1816. Canadian Museum of Nature, Ottawa.
- HEGEL, G.W.F. (1796): Tagebuch der Reise in die Berner Oberalpen (25. Juli bis August 1796).
- HESS, E. (1935): Die Holzfunde am Findelengletscher. Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen, 86. Jg., Nr. 1, S. 57–67. Bern. (s. auch: Die Alpen, 11. Jg., No. 8, 1935, 281–290. Bern).
- HOGARD, H. & DOLLFUS-AUSSET, D. (1854): Principaux Glaciers de la Suisse. Imprimés en Lavis-Aquarelle d'après les originaux dessinés et peints d'après nature par Henri Hogard. Matériaux pour servir à l'étude des Glaciers. Publiés par H. Hogard et D. Dollfus-Ausset. Strasbourg.
- HOGARD, H. (1858–1862): Recherches sur les glaciers et sur les formations erratiques des Alpes de la Suisse. Textband 1858, Bildtafeln 1858–1862. Epinal (Paris).
- HOLZHAUSER, H. (1984a): Zur Geschichte der Aletsch- und des Fieschergletschers. Physische Geographie, Vol. 13. Zürich. 448 S.
- HOLZHAUSER, H. (1984b): Rekonstruktion von Gletscherschwankungen mit Hilfe fossiler Hölzer. Geographica Helvetica, 39. Jg., Nr. 1, 3–15.

- HOLZHAUSER, H. (1995): Gletscherschwankungen innerhalb der letzten 3200 Jahre am Beispiel des Grossen Aletsch- und des Gornergletschers. Neue Ergebnisse. In: Gletscher im ständigen Wandel. Publikationen der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften (SANW/ASSN), 6, 101–122. vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.
- HOLZHAUSER, H. (1997): Fluctuations of the Grosser Aletsch Glacier and the Gorner Glacier during the last 3200 years: new results. In: Frenzel, B. (ed.): Glacier fluctuations during the Holocene. Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research, Vol. 24, 35–58. Special Issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man 16. Gustav Fischer Verlag Stuttgart, Jena, Lübeck, Ulm.
- HOLZHAUSER, H. (2001): Der Vorstoss des Gornergletschers von 1791 bis zum Hochstand um 1859 im Spiegel historischer Bild- und Schriftquellen. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, Jahrgang 146, Heft 4, Dezember 2001, S. 95–104. Zürich.
- HOLZHAUSER, H. (2002): Dendrochronologische Auswertung fossiler Hölzer zur Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Gletschergeschichte. Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen, Vol. 153, 1, 17–27. Zürich.
- HOLZHAUSER, H. (2007): Holocene Glacier Fluctuations in the Swiss Alps, in: Mordant, C., Richard H. & Magny, M. (eds.). Environnements et cultures à l'Âge du Bronze en Europe occidentale. Comité des travaux historiques et scientifiques, Cths. Collection: Documents préhistoriques numéro 21, Paris, 29–43.
- HOLZHAUSER, H. & ZUMBÜHL, H. J. (1996): To the history of the Lower Grindelwald Glacier during the last 2800 years – palaeosols, fossil wood and historical pictorial records – new results. Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge, Suppl. Bd. 104, 95–127.
- HOLZHAUSER, H. & ZUMBÜHL, H. J. (2003): Jungholozäne Schwankungen des Unteren Grindelwaldgletschers. 54. Deutscher Geographentag Bern. Geographica Bernensia. Geographisches Institut der Universität Bern.
- HOLZHAUSER, H., MAGNY, M. & ZUMBÜHL, H. J. (2005): Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. In: The Holocene, Vol. 15, No. 6, 789–801.
- HORMES, A. (2000): The ¹⁴C perspective of glacier recessions in the Swiss Alps and New Zealand. Dissertation Universität Bern. 180 S.
- HORMES, A., MÜLLER, B. U. & SCHLÜCHTER, C. (2001): The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. The Holocene, Vol. 11, No. 3, 255–265.
- HULME, M., WIGLEY, T. M. L. & JONES, P. D. (1990): Limitations of regional Climate Scenarios for Impact Analysis. In: Boer, M. M. & Groot, R. S. De (eds.) 1990: Landscape-Ecological Impact of Climatic Change. IOS Press, 111–129; Amsterdam, Washington, Tokyo.
- IPCC 1995: Climate Change 1995. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
- IPCC 2007, Climate Change 2007. The Scientific Basis. Summary for Policymakers, Cambridge University Press. Online: www.ipcc.ch
- JÖRIN, U., STOCKER, T. F. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. The Holocene, Vol. 16, No. 5, 697–704.
- JÖRIN, U., NICOLUSSI, K., FISCHER, A., STOCKER, T. F. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa Glacier, Eastern Swiss Alps. Quaternary Science Review, 27, 337–350.
- KAISER, K.-F. (1993): Beiträge zur Klimageschichte vom späten Hochglazial bis ins frühe Holozän, rekonstruiert mit Jahrringen und Molluskenschalen aus verschiedenen Vereisungsgebieten. Physische Geographie, Vol. 36. Zürich. 203 S.
- LUCKMAN, B. H. (1988): Dating the moraines and recession of Athabasca and Dome Glaciers, Alberta, Canada. Arctic and Alpine Research, Vol. 20, No. 1, 40–54.
- LUCKMAN, B. H. (1993): Glacier fluctuation and tree-ring records for the last millennium in the Canadian Rockies. Quaternary Science Review, Vol. 12, No. 6, 441–450.
- LÜDI, W. (1958): Beobachtungen über die Besiedlung von Gletschervorfeldern in den Schweizeralpen. Abdruck aus Flora oder allgemeinen botanischen Zeitung, Bd. 146, 386–407. Jena.

- LÜTSCHG, O. (1915): Der Märjelensee und seine Abflussverhältnisse. Eine hydrologische Studie unter Mitberücksichtigung hydrographischer Erscheinungen in anderen Flussgebieten. *Annalen der Schweizerischen Landeshydrographie*, Bd. 1, Zürich.
- MCCARTHY, D. P. & LUCKMAN, B. H. (1993): Estimation Ecesis for Tree-Ring Dating of Moraines: A Comparative Study from the Canadian Cordillera. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 25, No. 1, 63–68.
- MERCANTON, P. L. (1916): Vermessungen am Rhonegletscher 1874–1915. *Neue Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*, Bd. 52. Basel, Genf, Lyon. 190 S.
- NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. (1996): Reconstructing glacier history in Tyrol by means of tree-ring investigations. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 32, 207–215. Innsbruck.
- NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. (2000): Discovery of Early Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze Glacier, Eastern Alps, Austria. *The Holocene* Vol. 10, No. 2, 191–199.
- NICOLUSSI, K. (2009): Alpine Dendrochronologie - Untersuchungen zur Kenntnis der holozänen Umwelt- und Klimaentwicklung. In: *alpine space - man & environment*, vol. 6: Klimawandel in Österreich, innsbruck university press, 41–54.
- OESCHGER, H. & RÖTHLISBERGER, H. (1961): Datierung eines ehemaligen Standes des Aletschgletschers durch Radioaktivitätsmessungen an Holzproben und Bemerkungen zu Holzfunden an weiteren Gletschern. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 4, H. 3, 191–205. Innsbruck.
- PATZELT, G. (1994): Former Lakes dammed by Glaciers and resulting floods in the Ötztal, Tyrol. Chapter 6 from: Aulitzky, H., Heuberger, H. & Patzelt, G.: *Mountain Hazard Geomorphology of Tyrol and Voralberg, Austria* (edited by Heuberger, H. & Ives, J. D.: *Mountain Hazard Geomorphology*). *Mountain Research and Development*, Vol. 14, No. 4, 273–305.
- PATZELT, G. (1995): Holocene glacier and climate variations. In: Schirmer, W. (ed.): *Quaternary field trips in Central Europe. Regional field trips. Vol. 1: Eastern Alps Traverse* (D. van Husen, ed.), 385–389; INQUA 14 Int. Congress, August 3–10, 1995, Berlin, Germany. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München.
- PFISTER, C. (1984): Das Klima der Schweiz 1525–1860 und seine Bedeutung in der Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft. Bd.1: *Klimageschichte der Schweiz 1525–1860*. *Academica Helvetica* 6. Bern und Stuttgart. 184 S.
- PFISTER, C. (1985): Veränderungen der Sommerwitterung im südlichen Mitteleuropa von 1270–1400 als Auftakt zum Gletscherhochstand der Neuzeit. *Geographica Helvetica*, 40. Jg., H. 4, 186–195.
- PFISTER, C., HOLZHAUSER, H. & ZUMBÜHL, H. J. (1994): Neue Ergebnisse zur Vorstossdynamik der Grindelwaldgletscher vom 14. bis zum 16. Jahrhundert. *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern, Neue Folge*, 51, S. 55–79. Bern.
- RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. *Physische Geographie*, Vol. 8. Zürich. 180 S.
- REIMER, P. J., BAILLIE, M. G. L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BERTRAND, C. J. H., BLACKWELL, P. G., BUCK, C. E., BURR, G. S., CUTLER, K. B., DAMON, P. E. & EDWARDS, R. L. (2004): Radiocarbon Calibration from 0–26 cal kyr BP – IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 cal kyr BP. *Special Calibration Issue – Radiocarbon*. Tucson Arizona, 46, 3.
- RÖTHLISBERGER, F. (1976): Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla. *Sonderheft Die Alpen*, 52. Jg., 3./4. Quartal, 61–152. Bern.
- RÖTHLISBERGER, F., HAAS, P., HOLZHAUSER, H., KELLER, W., BIRCHER, W. & RENNER, F. (1980): Holocene climatic fluctuations – Radiocarbon dating of soils (fAh) and woods from moraines and glaciers in the Alps. In: *Geography in Switzerland, 24th Internat. Geogr. Congress, Tokyo, Japan, August 1980*. *Geographica Helvetica*, Vol. 35, No. 5, 21–52.
- SCHLÜCHTER, C. & JÖRIN, U. (2004): Holz- und Torffunde als Klimaindikatoren. *Alpen ohne Gletscher? Die Alpen* 6, 34–47.
- SCHLÜCHTER, C., & JÖRIN, U. (2007): Holocene Alpine Glacier Fluctuations. *Quaternary International* 167–168: 367.
- SCHNEEBELI, W. (1976): Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes. *Sonderheft Die Alpen*, 52. Jg., 3./4. Quartal, 5–60. Bern.

- SCHWEINGRUBER, F. H. (1983): Der Jahrring. Standort, Methodik, Zeit und Klima in der Dendrochronologie. Verlag Paul Haupt Bern, Stuttgart. 243 S.
- SCHWEINGRUBER, F. H. (1988): Climatic information of the past hundred years in width and density of conifer growth rings. In: Wanner, H. & Siegenthaler, U. (eds.): Long and short term variability of climate. Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 16, 35–56. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokio.
- SCHWEINGRUBER, F. H., BRÄKER, O. U. & SCHÄR, E. (1978): X-Ray densitometric results for subalpine conifers and their relationship to climate. In: Fletcher, J. (ed.): Dendrochronology in Europe, 89–100. Oxford.
- SCHWEINGRUBER, F. H., BARTHOLIN, T., SCHÄR, E. & BRIFFA, K. R. (1988): Radiodensitometric-dendroclimatological conifer chronologies from Lapland (Scandinavia) and the Alps (Switzerland). *Boreas*, Vol. 17, 559–566. Oslo.
- SLUPETZKY, H. (1993a): Holzfunde aus dem Vorfeld der Pasterze. Erste Ergebnisse von ¹⁴C-Datierungen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 36, H. 2 (1990), 179–187. Innsbruck.
- SLUPETZKY, H. & KRISAI, R. (1993b): Ergänzende Radiokarbondatierungen aus dem Vorfeld des Oberulzbachkees, Venedigergruppe, Hohe Tauern. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 27/28 (1991/1992), 145–149. Innsbruck.
- SOMMER, I. (1988): Gletschergeschichtliche Untersuchungen und dendrochronologische Analysen an Lärchen (*Larix decidua* Mill.) im Val Ferret und im Raume Zermatt (VS). Diplomarbeit Geographisches Institut Universität Zürich. 169 S.
- SPIEGEL, DER (2005): Puzzle aus dem Eis. Nr. 21, 166–168.
- VILLALBA, R. & BONINSEGNA, J. A. (1990): Changes in Southern South American tree-ring chronologies following major volcanic eruptions between 1750 and 1970. In: Harrington, C. R. (ed.): The year without a summer? World climate in 1816. Canadian Museum of Nature, 493–509. Ottawa.
- WANNER, H., SALVISBERG, E., RICKLI, R. & SCHÜEPP, M. (1998): 50 years of Alpine Weather Statistics (AWS). *Meteorologische Zeitschrift, Neue Folge*, Jg. 7, H. 1, 1–13.
- WOOD, F. B. (1990): Monitoring global climatic change: the case of greenhouse warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71, Nr. 1, 42–52.
- ZEMP, M., HAEBERLI, W., HOELZLE, M. & PAUL, F. (2006): Alpine glaciers to disappear within decades? *Geophysical Research Letters*, 33, L13504. (doi:10.1029/2006GL026319).
- ZEMP, M., HAEBERLI, W., HOELZLE, M., MAISCH, M. & PAUL, F. (2007): Europäische Alpen bald ohne Gletscher? In: Altner, G., Leitschuh-Fecht, H., Michelsen, G., Edonis, U. E. & von Weizsäcker, E. U. (Hrsg.), *Jahrbuch Ökologie*, C. H. Beck Verlag, München 2008, S. 68–83.
- ZEMP, M., PAUL, F., HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. (2008): Glacier fluctuations in the European Alps 1850–2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. In: Orlove, B., Wiegandt, E. & Luckman, B. H. (eds.): *The darkening peaks: Glacial retreat in scientific and social context*. University of California Press, 152–167.
- ZUMBÜHL, H. J. (1980): Die Schwankungen der Grindelwaldgletscher in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12. – 19. Jahrhunderts. Ein Beitrag zur Gletschergeschichte und Erforschung des Alpenraumes. *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*, Bd. 92. Basel, Boston, Stuttgart. 279 S.
- ZUMBÜHL, H. J. (1996): Die Gletscherzeichnungen Samuel Birmanns aus den Jahren 1814–1835. In: *Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Bern*, Bd. 59, 149–164 (Umwelt Mensch Gebirge, Beiträge zur Dynamik von Natur- und Lebensraum, Festschrift für Bruno Messerli zum 65. Geburtstag, 17. September 1996). Bern.
- ZUMBÜHL, H. J. (1997): Die Hochgebirgszeichnungen von Samuel Birmann – ihre Bedeutung für die Gletscher- und Klimageschichte. In: Peter und Samuel Birmann. *Künstler, Sammler, Händler, Stifter*. Katalog zur Ausstellung im Kunstmuseum Basel, 27. September 1997 – 11. Januar 1998, 59–74. Basel.
- ZUMBÜHL, H. J. & HOLZHAUSER, H. (1988): Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit. Sonderheft zum 125jährigen Jubiläum des SAC. *Die Alpen*, 67. Jg., 3. Quartal, 129–322. Bern.

- ZUMBÜHL, H. J. & HOLZHAUSER, H. (1990): Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit. Katalog und ¹⁴C-Dokumentation. Ergänzungsheft zum Sonderheft Die Alpen, 3. Quartal 1988. Geographica Bernensia, G 31. Geographisches Institut der Universität Bern.
- ZUMBÜHL, H. J. & HOLZHAUSER, H. (2007): Annäherung an 3500 Jahre Gletschergeschichte. In: Wallner, A., Bäschlin, E., Grosjean, M., Labhart, T., Schüpbach, U. & Wiesmann, U. (Hrsg.) (2007): Welt der Alpen – Erbe der Welt. UNESCO Welterbe-Region Jungfrau–Aletsch–Bietschhorn. Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Bern, Band 62, in Zusammenarbeit mit der Trägerschaft UNESCO Welterbe Jungfrau-Aletsch-Bietschhorn, 47–72. Haupt Verlag, Bern, Stuttgart, Wien.

Anmerkungen

- ¹ Die Radiokarbondatierung basiert auf der Messung des radioaktiven Kohlenstoffisotopes ^{14}C in organischem Material und wird deshalb auch kurz ^{14}C -Methode genannt. Ein lebender Organismus baut neben dem normalen Kohlenstoff ^{12}C auch ^{14}C ein. Die Konzentration von ^{14}C im Organismus ist gleich wie die der Atmosphäre. Stirbt der Organismus, so nimmt er kein neues ^{14}C mehr auf, das eingebaute ^{14}C zerfällt dann mit einer Halbwertszeit von 5730 Jahren. Das heisst, nach dieser Zeit ist nur noch die Hälfte des ursprünglichen ^{14}C -Gehalts im toten Organismus vorhanden, nach weiteren 5730 Jahren nur noch ein Viertel usw. Findet man beispielsweise einen alten Baum in einem Gletschervorfeld, so lässt sich aufgrund seines ^{14}C -Gehaltes das Alter in einem Radiokarbonlabor bestimmen. Je weniger ^{14}C enthalten ist, desto älter ist das Holz. Radiokarbonjahre werden mit der englischen Abkürzung BP oder yBP bezeichnet und bedeuten «Jahre vor heute» («before present» bzw. «years before present»). Als «heute» gilt das Bezugsjahr 1950. Zum Beispiel bedeutet ein ^{14}C -Alter von 8550 ± 95 yBP folgendes: die Probe ist 8550 Radiokarbonjahre alt und weist einen Standardfehler (Standardabweichung, 1 σ -Bereich) von ± 95 Jahren auf. Das heisst, das «wahre» Alter der Probe liegt mit einer Wahrscheinlichkeit von 68,7% in diesem Bereich. Verdoppelt man die Standardabweichung (2 σ -Bereich), so erhöht sich die Wahrscheinlichkeit auf 95,5%.
- ² Bei der Entwicklung der ^{14}C -Methode durch Willard Frank Libby zwischen 1948 und 1950 ging man von einem konstanten ^{14}C -Pegel in der Atmosphäre aus. Im Laufe der Zeit jedoch hat man festgestellt, dass in der Vergangenheit der Gehalt von ^{14}C in der Atmosphäre nicht konstant war. Diese Entdeckung machte man, als der ^{14}C -Gehalt einzelner Jahrringe bekannten Alters gemessen wurde. Das Radiokarbonalter wich vom wahren Alter (Kalenderjahr) teilweise erheblich ab und man erkannte, dass Radiokarbonjahre nicht Kalenderjahren entsprechen. Um Radiokarbonjahre in Kalenderjahre (Sonnenjahre) umzuwandeln, erarbeitete man sogenannte Korrekturkurven (Kalibrationskurven). Man datierte dazu Jahrringe von Bäumen, die vorher mit der Dendrochronologie jahrgenau bestimmt wurden, mit der Radiokarbonmethode und übertrug die Werte – Kalenderjahr und entsprechendes Radiokarbonalter – in ein Koordinatensystem (x-Achse Kalenderjahre, y-Achse Radiokarbonjahre). Die heute aktuelle IntCal04-Kalibrationskurve umfasst 26000 Radiokarbonjahre, wobei der Hochpräzisionsteil, der durch dendrochronologisch datierte Holzproben bestimmt wurde, 11850 BP zurückreicht (REIMER ET AL. 2004). Für die Kalibration gibt es verschiedene Computerprogramme. Verbreitet sind die Programme Calib und OxCal (beide können im Internet heruntergeladen werden). Daneben gibt es noch die Programme WinCal und CalPal. Die kalibrierten ^{14}C -Daten werden als cal BP (Kalenderjahre vor 1950), cal BC (Kalenderjahre v. Chr.) oder cal AD (Kalenderjahre n. Chr.) mit Streuungsangabe angegeben. Der Zusatz «cal» (calibrated) besagt also, dass das Radiokarbonalter durch Kalibrieren in Kalenderjahre umgerechnet wurde.
- ³ Die Kalibration der ^{14}C -Daten erfolgte mit dem Programm OxCal (Version 4.1.1, Bronk Ramsey 2009, IntCal04 atmospheric curve, REIMER et al. 2004) von der Oxford Radiocarbon Accelerator Unit (ORAU).
- ⁴ Die Proben im 4000er-Bereich wurden in verdankenswerter Weise von Ao. Univ. Prof. Dr. Kurt Nicolussi, Institut für Geographie, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, dendrochronologisch datiert. BC und AD werden in diesem Artikel synonym für v. Chr. bzw. n. Chr. verwendet.
- ⁵ Eine ausführliche Beschreibung und Interpretation dieser ^{14}C -Daten ist in einer Monographie über die Geschichte des Gornergletschers vom Verfasser dieses Artikels nachzulesen. Sie erscheint diesen Herbst in der Publikationsreihe «Geographica Bernensia» der Universität Bern.

⁶ Die Bergung der Bergahorne GR 56 und GR 57 erfolgte am 21. Oktober 2008 zusammen mit dem Doktorand Samuel Nussbaumer (Geographisches Institut der Universität Bern) und dem Bergführer Johann Kaufmann (Grindelwald).

⁷ Das Messen der Jahrringbreite ist heute die Standardmethode in der Dendrochronologie. Die Baumscheiben oder die Bohrkerne werden speziell präpariert. Um die Jahrringbreite zu messen, wird eine Jahrringbreite-Messanlage verwendet. Diese besteht aus einem Binokular, einem Mess-Schlitten und einem EDV-Teil mit Drucker. Beim Messen werden die Jahrringbreiten auf 1/100 mm genau erfasst und in den Computer eingelesen, wo sie dann weiter verarbeitet und als Kurve ausgedruckt werden können. Die Synchronisation der Jahrringkurven untereinander oder mit einer Referenzchronologie erfolgt rechnerisch im Computer. Die Synchronlage wird anschliessend auf einem Leuchttisch überprüft.

Die Radiodensitometrie erfordert eine umfangreichere technische Einrichtung mit Röntgenkammer. Die Holzproben müssen sehr sorgfältig aufbereitet sein, damit die Dicke der Späne genau 1 mm beträgt. Der Jahrring erscheint auf dem Röntgenfilm als dunkles Frühholz mit hellem Spätholz. Der Röntgenfilm wird mit einem Densitometer (Lichtquelle) abgetastet. Die Lichtdurchlässigkeit ist ein Mass für die Dichte des Holzes. Die hellen Zonen des Spätholzes lassen mehr Licht durch als die dunkeln des Frühholzes. Mit einem Eichkeil werden die Helligkeitsstufen kalibriert und in Dichtewerte (g/cm^3) umgesetzt. Da die Helligkeitsstufen der Holzspäne lückenlos aufgezeichnet werden, sind mehrere Parameter erfassbar, nämlich die Jahrringbreite, die Frühholz- und Spätholzbreite sowie die maximale und minimale Frühholz- und Spätholzdichte. Die Radiodensitometrie erlaubt einerseits Datierungen und andererseits Klimarekonstruktionen. Man hat festgestellt, dass die maximale Spätholzdichte von Koniferen gut mit den Temperaturen von August/September korrelieren (SCHWEINGRUBER 1988; SCHWEINGRUBER ET AL. 1978, 1988; RENNER 1982).

Da der Holzzuwachs eines Baumes einem Alterstrend unterliegt, sind Breite- und Dichtewerte der inneren Jahrringe nicht direkt mit den entsprechenden Werten der äusseren Jahrringe vergleichbar. Mit einer speziellen mathematischen Funktion wird dieser Alterstrend eliminiert und es resultieren anstelle der Breite oder Dichtewerte sogenannte Indices. Man spricht deshalb von einer Indexierung oder Standardisierung der Jahrringkurve. Alterstrendfreie Chronologien werden deshalb auch Standardchronologien genannt. Unerlässlich ist eine Indexierung bei der klimatischen Interpretation von Jahrringkurven.

⁸ Im Folgenden handelt es sich bei allen nicht näher bezeichneten Jahreszahlen um Jahre n. Chr. (AD).

⁹ Um das Keimalter eines Baumes bestimmen zu können, müsste man eine Probe direkt am Stammansatz entnehmen, denn nur dort befindet sich das älteste Mark und die vollständige Anzahl Jahrringe. Je höher am Stamm eine Probe entnommen wird, desto jünger ist das Markalter und desto weniger Jahrringe sind vorhanden. Bei Fragmenten von fossilen Stämmen ist oft nicht erkennbar, aus welcher Höhe des Baumes diese stammen, es sei denn, der Wurzelstock ist noch erhalten. BLEULER (1986) entwickelte aufgrund von Untersuchungen an lebenden Lärchen im Vorfeld des Gornergletschers eine Formel, mit der bei bekannter Entnahmehöhe der Probe am Stamm das Keimalter eines Baumes näherungsweise bestimmt werden kann. Da Bleuler im Vorfeld des Gornergletschers arbeitete, ist diese Formel auch auf fossiles Material aus diesem Vorfeld übertragbar. Aufgrund verschiedener Unsicherheitsfaktoren (z.B. Standort, konkurrierende Bäume) ist eine Bestimmung des Keimalters nicht genauer als auf ± 5 Jahre möglich. Die Lärche Gor 42 weist ca. einen Meter ab Stammansatz ein Markalter von 773 auf (erster gemessene Jahrring 774). Das geschätzte Keimalter beträgt hier 748 ± 5 .