

Zeitschrift: Geographica Helvetica : schweizerische Zeitschrift für Geographie = Swiss journal of geography = revue suisse de géographie = rivista svizzera di geografia

Herausgeber: Verband Geographie Schweiz ; Geographisch-Ethnographische Gesellschaft Zürich

Band: 40 (1985)

Heft: 4

Artikel: Neue Ergebnisse zur Gletscher- und Klimageschichte des Spätmittelalters und der Neuzeit

Autor: Holzhauser, Hanspeter

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-872374>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 26.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Neue Ergebnisse zur Gletscher- und Klimageschichte des Spätmittelalters und der Neuzeit

1. Einleitung

Die Gletscherschwankungen innerhalb der Neuzeit (ab 1500 A.D.) sind schon recht gut erfaßt, insbesondere die Schwankungen der größeren und bekannten Alpengletscher. Sowohl in den österreichischen Alpen (PATZELT 1973, PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973) als auch in den schweizerischen Alpen (KING 1974, MESSERLI et al. 1975, SCHNEEBELI 1976, F. ROETHLISBERGER 1976, AMMANN 1978, ZUMBUEHL 1980, BIRCHER 1982, HOLZHAUSER 1984b) und im Mont Blanc-Gebiet (LE ROY LADURIE 1967, OROMBELL & PORTER 1982, AESCHLIMANN 1983, BLESS 1984, WETTER in Vorber.) sind die wichtigsten Vorstoßphasen, die zu den neuzeitlichen Hochständen¹ um 1600/1650 und um 1820/1850² führten, vorwiegend mit Hilfe von historischem Quellenmaterial dokumentiert. Aber auch in anderen vergletscherten Gebieten befaßten sich verschiedene Autoren mit der jüngsten und älteren Gletschergeschichte, so beispielsweise in Skandinavien (KARLÉN 1973, 1979, KARLÉN & DENTON 1976, MATTHEWS 1974, 1977b), in Island (BARDARSON 1934, THORARINSSON 1943, 1956) und in Nordamerika (DENTON & STUIVER 1966, BENEDICT 1973, MILLER 1973). Die skandinavischen und amerikanischen Autoren stützen sich bei der Datierung von Moränenwällen zur Hauptsache auf Radiokarbonatierungen von fossilen Böden und Hölzern sowie auf lichenometrische Befunde.

Auch fehlt es nicht an Zusammenstellungen von Einzeldaten zu einer Gesamtübersicht der neuzeitlichen Gletschergeschichte und der postglazialen überhaupt (GROVE 1966, PORTER & DENTON 1967, DENTON & KARLÉN 1973, PATZELT 1977, GROVE 1979, FURRER et al. 1980, F. ROETHLISBERGER et al. 1980, HOLZHAUSER 1982, TUFNELL 1984).

Es wäre jedoch ein Irrtum anzunehmen, die Gletschergeschichte der Neuzeit sei bis ins Detail ausgeleuchtet. Verständlicherweise sind nur Gletscher mit tief hinabreichender und an Kulturland angrenzender Gletscherzungene früher beobachtet und von Künstlern im Bilde festgehalten worden. Eindrückliches Beispiel ist die praktisch lückenlose Kurve der Zungenlängenänderungen der Grindelwaldgletscher, die ZUMBUEHL (1980) nur mit Hilfe von historischen Bild- und Schriftquellen von 1580 bis heute erarbeiten konnte.

Von der Mehrzahl der Alpengletscher liegen jedoch lediglich bruchstückhaft Informationen vor, und häufig ist nur der letzte Hochstand um 1850 belegt.

Hinsichtlich der neuzeitlichen Gletschergeschichte ist man sich noch nicht ganz im klaren über das Gletscherverhalten im 16. Jahrhundert, mit Ausnahme des Zeitraumes von 1580 bis 1600. Die spärlich vorhandenen Hinweise deuten darauf hin, daß wenigstens einzelne Gletscher in der ersten Hälfte des 16. Jahrhunderts ausgedehnter waren als heute: Neuere Untersuchungen zeigen, daß der Untere Grindelwaldgletscher im Jahre 1535 etwa so ausgedehnt war wie jeweils in späteren Abschnitten der neuzeitlichen Gletscherhochstandsphase zwischen zwei Vorstößen (ZUMBUEHL 1983). Ebenso wird ein Vorstoß dieses Gletschers um 1547 vermutet (PFISTER & ZUMBUEHL in PFISTER 1984). Im Jahre 1546 war der Rhonegletscher mindestens so ausgedehnt wie zu Beginn des 20. Jahrhunderts (MUENSTER 1628). Der Große Aletschgletscher erreichte um 1504 eine Ausdehnung wie gegen Ende der 1920er Jahre und schmolz anschließend – wenigstens nicht über längere Zeit – kaum wesentlich hinter die Ausdehnung von 1935/40 zurück (HOLZHAUSER 1984b).

Ebenfalls unzureichend dokumentiert ist das 18. Jahrhundert. Genaueres weiß man bis jetzt nur von den Grindelwaldgletschern, die um 1720 und um 1780 vorstießen, das Ausmaß eines Hochstandes jedoch nicht erreichten. BEELER (1977) und BLESS (1984) weisen einen Hochstand um 1780 nach. Die Datierung der entsprechenden Moränenwälle beruht allerdings auf lichenometrischen Befunden und ist somit nicht eindeutig abgesichert.

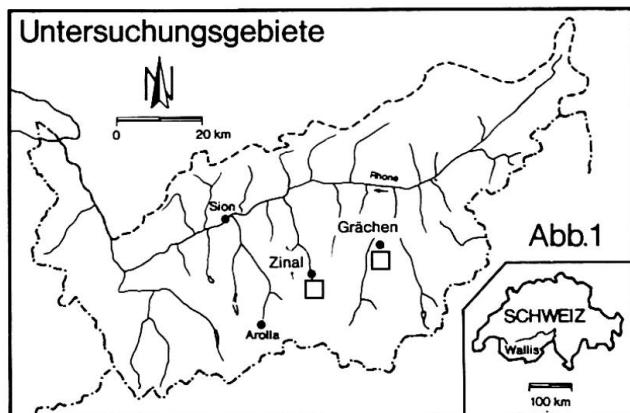
Die Zeitspanne von 1600 bis 1850 – die Gletscherhochstandsphase der Neuzeit – wurde und wird häufig mangels weiter zurückreichender Belege als markanteste Klimaverschlechterung des Postglazials gewertet. Das plötzlich und gehäuft Auftreten von vielen Berichten über Gletschervorstöße gegen Ende des 16. Jahrhunderts bedeutet aber nicht – wie übrigens schon RICHTER (1891: 53) bemerkte –, daß in früheren Jahrhunderten und Jahrtausenden sich nicht ähnliches schon ereignete. Trotzdem betrachten einige Autoren noch heute die Zeit von 1560 bis 1850 als

schlechteste Klimaphase seit dem Ende der letzten Eiszeit, so zum Beispiel auch LAMB (1982: 202). Gletschergeschichtliche und dendroklimatologische Untersuchungen zeigen aber deutlich: Während des Postglazials sind die Gletscher mehrmals vorgestoßen und zu Hochständen angewachsen, einhergehend mit schlechten Klimaverhältnissen. Als Beispiel sei die «Löbbek-Kaltphase» um 3300 vor heute erwähnt (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973, RENNER 1982), die an Dauer und Intensität die neuzeitliche Gletscherhochstandsphase übertroffen hat.

Der Beginn der Klimaverschlechterung, die ihren Höhepunkt schließlich in der Neuzeit erreicht hat, wird heute verschieden angesetzt: STEENBERG (1951) weist, gestützt auf archäologische Befunde, eine Klimaänderung um 1300 nach. LAMB (1977: 449) schreibt von einer «Klima-Verschlechterung des Spätmittelalters» zwischen 1200 und 1400, die in die Neuzeit überleitete und eine Hauptphase von 1550 bis 1700 erreichte (LAMB 1977: 463). Dieser Klimawende vorangegangen waren 100 bis 200 Jahre mit besseren klimatischen Verhältnissen (LAMB 1981: 301), die LAMB (1977: 435) als «Little Optimum» (1150–1300 für Europa) bezeichnet. Dies stimmt mit den Untersuchungsergebnissen am Großen Aletschgletscher überein (HOLZHAUSER 1984b): Ein Vorstoß ist dort gegen Ende des 13. Jahrhunderts mit anschließendem Hochstand um 1350 nachgewiesen. Vorher war der Große Aletschgletscher über rund 100–150 Jahre hinweg etwa so ausgedehnt wie heute. Die Klimawende um 1300 bezeichnet LAMB (1982: 186/87) als verheerend schnell. Dies gilt jedoch nur für westeuropäische Verhältnisse, denn nach DANSGAARD et al. (1975) war die spätmittelalterliche Warmphase («Little Optimum») in Island 100 bis 150 Jahre, in Grönland gar 250 bis 300 Jahre früher zu Ende. Die neuzeitliche Kaltphase zeichnet sich weder in Island noch in Grönland sonderlich ab, dafür aber eine Kaltphase von 1150 bis 1400. Daraus ziehen DANSGAARD et al. (1975) den Schluß, daß zumindest in den letzten tausend Jahren langfristige Klimaschwankungen in Westeuropa 250 Jahre später einsetzen als in Grönland.

Im vorliegenden Artikel werden neue ^{14}C -Daten von fossilen Hölzern und ein ^{14}C -Datum eines fossilen Bodens aus zwei Gletschervorfeldern (Glacier de Zinal und Riedgletscher, Wallis, Abb. 1) diskutiert. Mit den Daten können zwei mittelalterliche (zwischen 890 yBP und 1095 yBP und um 515 yBP) sowie zwei neuzeitliche Gletscherhochstände (im 17. und im 19. Jahrhundert) nachgewiesen werden.

Sowohl gletscher- als auch klimageschichtlich von Interesse ist eine 820 Jahre lange Reihe der Jahrringbreiten und Spätholzdichten einer gletschernahen Lärche (*Larix decidua* Mill.) aus dem Waldgrenzreich (Riedgletscher). Die maximalen Spätholzdichten widerspiegeln im wesentlichen die Sommertemperaturen in Gletschernähe auf 2180 m ü. M. seit Mitte des 12. Jahrhunderts.



2. Glacier de Zinal

Das Vorfeld des Glacier de Zinal war unter anderem Gegenstand der gletschergeschichtlichen Untersuchungen von HAAS (1978).

Der Arbeit beigelegt ist eine detaillierte Kartierung der spät- und postglazialen Moränenwälle. Die eigenen Untersuchungen stützen sich teilweise auf diese Unterlagen.

2.1 Lage und Gletschervorfeld

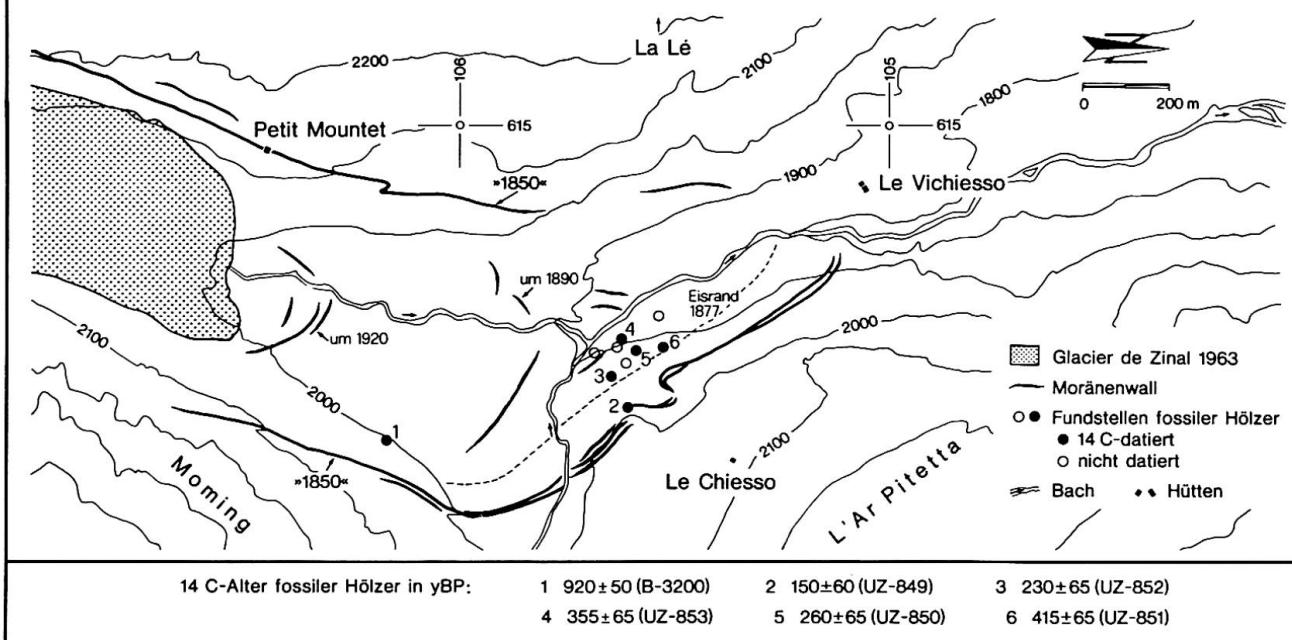
Das Nord-Süd verlaufende Val d'Anniviers gabelt sich zwischen Grimentz und Ayer in zwei Täler: In das Val de Moiry zur Rechten und in das Val de Zinal zur Linken mit dem Glacier de Zinal im Talhintergrund. Der Glacier de Zinal wurde auf früheren Karten auch als Glacier Durand bezeichnet (Siegfriedkarte, Revision 1877). Die Begrenzung des Tales nach Süden bildet im Westen der Grand Cornier, im Süden sind es die Dent Blanche, der Point de Zinal, das Obergabelhorn und im Osten das Zinalrothorn. Das Einzugsgebiet ist in fünf Teile gegliedert: Von West nach Ost sind dies der Glacier des Bouquetins, der Glacier du Grand Cornier, der Glacier Durand, der Glacier de l'Obergabelhorn und der Glacier du Mountet.

Von Norden her kommend gelangt man über den Felsriegel von Le Vichiesso in das flache, schuttbedeckte Gletschervorfeld. Der Abfluß des Glacier de Zinal, die Navisence, durchfließt hier eine enge Schlucht, in die sich die Gletscherzung während des letzten Hochstandes zwängte. Das Vorfeld ist beidseitig von hohen Ufermoränenwällen begrenzt (Abb. 2). Am linken Talhang ist der 1850er-Wall³ schon auf 2500 m⁴ ausgebildet, südöstlich der Plan des Lettres. Gegen Norden ist er auf größere Distanz unterbrochen, setzt sich dann aber auf 2300 m wieder fort bis zu der Echelle, wo er von einem Schuttfächer durchschnitten wird. Der 1850er-Wall ist bei der Petit Mountet gut ausgebildet und weist eine beträchtliche Höhe auf.

Kurz bevor man die Petit Mountet erreicht, ist ein kleinerer Wall erkennbar (Abb. 2). Dieser schon von KINZL (1932: 315) beschriebene Moränenwall unter-

Vorfeld des Glacier de Zinal (Wallis) Moränenwälle und Holzfundstellen

Abb. 2



scheidet sich im Bewuchs kaum vom Talhang, jedoch deutlich vom 1850er-Wall. Von der Petit Mountet aus zieht der 1850er-Wall gegen Norden weiter dem Talhang entlang und läuft auf 2000 m allmählich aus. Ein kurzer Wallrest ist zwischen 2000 m und 1900 m noch erhalten geblieben.

An der rechten Talseite beschreibt der 1850er-Wall bei der Cabane de Mountet einen Bogen von NE gegen NW. Weiter nördlich ist er nur noch ansatzweise vorhanden und tritt erst auf rund 2200 m wieder in Erscheinung. Nördlich von Moming verläuft parallel zum Hauptwall ein älterer Wall, der vielleicht dem gleichen Gletscherstand angehört wie der kleine Wall bei der Petit Mountet.

Kurz vor der Einmündung des von Osten in das Haupttal einmündenden Abflusses des Glacier du Weißhorn und des Glacier de Moming (Navisence d'Ar Pitetta) staut der 1850er-Wall eine Schwemmebene auf und teilt sich bis zum Bach in zwei größere Wälle. Auf der anderen Seite des Baches sind drei Moränenwälle auseinanderzuhalten, die mehr oder weniger parallel zueinander verlaufen bis zur Oberkante einer Felswand. Am Fuße der Felswand setzt sich der 1850er-Wall wieder fort und beschreibt einen kleinen S-förmigen Bogen. An dieser Stelle sind wieder zwei Wälle auszumachen. Ehemalige Hochstände werden im Endmoränenbereich von zwei Wällen markiert; der innere kann dem Hochstand um 1850 zugeschrieben werden.

2.2 Historische Hinweise

Bis zum Bau der Straße in das Val d'Anniviers bestand nur wenig Verbindung mit dem Rhonetal. Erst spät findet deshalb dieses Tal in der Literatur Erwähnung.

FROEBEL (1840) schreibt, daß man bis zu den Reiseaufzeichnungen von C. ZELLER aus dem Jahre 1832 nicht einmal wußte, daß das Val d'Anniviers sich in seinem obersten Abschnitt in zwei Täler aufspaltet. Kurz vor ZELLER reiste VENETZ sowohl in das Val de Moiry als auch in das Val de Zinal. Er berichtet in seinem Artikel von 1833 über die Moränensituation an der Zunge des Glacier de Zinal, die sich ihm am 16. September 1821 darbot:

Der äußerste Wall lag 300 Fuß (90–100 Meter), der innerste Wall nur 6 Fuß (1,8–2 Meter) vom Gletschertor entfernt. Dazwischen lagen zwei weitere Wälle. VENETZ erwähnt auch, daß der äußerste der vier Wälle mit großen Lärchen bewachsen war; auf dem gletscherwärts folgenden Wall standen nur halb so hohe Lärchen. Die beiden innersten Wälle trugen damals überhaupt noch keine Bäume, wurden also kurz vor 1821 aufgeschüttet.

Heute wird das Vorfeld auf der orographisch rechten Talseite nur mehr von zwei Ufermoränen begrenzt, und es muss deshalb angenommen werden, daß zwischen 1821 und dem Hochstand in den Jahren 1844/45 (FOREL 1882: 140) die zwei innersten von VENETZ beschriebenen Wälle vom Gletscher überschritten wurden.

Die Gletscherausdehnung um 1844/45 war demzufolge größer als um 1821.

Als C. ZELLER (zit. in FROEBEL 1840: I) den Glacier de Zinal im Jahre 1832 besuchte, lag die Zunge im Hochstandsbereich und füllte die enge Schlucht bei Le Vichiesso mit Eis.

Die nach dem letzten Hochstand einsetzende Schwundphase wurde über kürzere Zeit hinweg unterbrochen. So dürfte der Glacier de Zinal zwischen 1870 und 1880 etwas vorgestoßen sein.

Den ab 1892 vorliegenden Meßresultaten der jährlichen Zungenlängenänderung zufolge dehnte sich der Gletscher um 1920 und zwischen 1925 und 1927 nochmals geringfügig aus, ebenso in den Jahren 1933, 1935, 1939, 1955, 1974, 1978 und 1980.

Ein früher Hinweis über einen Vorstoß des Glacier de Zinal datiert aus dem Jahre 1599 (LUETSCHG 1926). Damals stieß – wie übrigens die meisten Alpengletscher auch – der Glacier de Zinal vor und zerstörte den Weg, der über das Gletschervorfeld zur Alp L'Ar Pitetta führte. Während der letzten Hochstandphase und noch bis 1877 überquerte man die Gletscherzunge, wollte man auf diese Alp gelangen. Der Gletscher war demzufolge um 1599 kleiner als um 1877.

Funde von fossilen Hölzern *in situ* berechtigen zu der Annahme, daß der vorderste Abschnitt des Gletschervorfeldes bis zum Vorstoß gegen Ende des 16. Jahrhunderts bewaldet war; die Gletscherausdehnung entsprach höchstens derjenigen zu Beginn des 20. Jahrhunderts.

2.3 Beschreibung der Holzfunde

Ein erster Holzfund aus dem Vorfeld des Glacier de Zinal ist in HAAS (1978) beschrieben. Es handelt sich um einen Lärchenstrunk *in situ* auf der rechten Talseite (Abb. 2, Nr. 1). Die äußersten Jahrringe wurden auf ein Alter von 920 ± 50 yBP datiert (F. ROETHLISBERGER et al. 1980: 48). Der Gletscher stieß zu jener Zeit über eine Ausdehnung von 1890 hinaus vor. Diese Vorstoßphase kann mit dem Vorstoß des Großen Aletschgletschers zwischen 900 yBP und 800 yBP parallelisiert werden (HOLZHAUSER 1984b).

Eigene Feldarbeiten brachten weitere fossile Hölzer zutage. Fünf Holzproben wurden mit der Radiokarbonmethode datiert. Von Bedeutung ist der Umstand, daß es sich größtenteils um *in situ*-Funde handelt.

Die Fundorte sind in Abb. 2 eingetragen. Die fossilen Baumreste befinden sich alle in einem Umkreis von rund 100 Metern östlich der Navisence am rechten Talhang. Das Gelände ist hier durch anstehende Felsköpfe stärker gegliedert als im oberen, südlichen Teil des Vorfeldes, wo grobblockiger Moränenschutt vorherrscht. Um 1877 (Siegfriedkarte, Revision 1877) lagen diese Hölzer noch unter dem Gletscher.

Ein Lärchenstamm (Abb. 2, Nr. 2) mitsamt Wurzelstock liegt zwischen Felsblöcken eingeklemmt im Hochstandswall. Dieser Wall begrenzt hier das Gletschervorfeld. Das Alter der peripheren Jahrringe beträgt 150 ± 60 yBP (UZ-849).

Im Bereich anstehender Felskörper befinden sich drei Wurzelstücke *in situ*. Dank der geschützten Lage wurden sie vom Gletscher nicht weggedrückt. Das Holz weist Schleifspuren auf, ist aber äußerst gut erhalten geblieben. Die ^{14}C -Analyse ergab folgende Resultate (vgl. Abb. 2):

Nr. 3: 230 ± 65 yBP (UZ-852)

Nr. 5: 260 ± 65 yBP (UZ-850)

Nr. 6: 415 ± 65 yBP (UZ-851)

Westlich der erwähnten Funde liegt ein Stamm mit Wurzelstock fest eingebettet im Hang (Abb. 2, Nr. 4). Die Rinde an der hangwärtigen Seite ist erhalten geblieben, fehlt aber an der dem Gletscher zugewandten Seite. Dieser Befund deutet darauf hin, daß der Baum, einmal vom Eise erfaßt und umgedrückt, nicht weiter fortbewegt wurde; die Rinde würde sonst rund um den Stamm fehlen. Die äußersten Jahrringe weisen ein Alter von 355 ± 65 yBP (UZ-853) auf.

2.4 Interpretation der Daten

Über die Schwierigkeit, Daten fossiler Hölzer aus dem Neuzeitbereich zu interpretieren, wurde in der Literatur schon hingewiesen (STUIVER 1978, HOLZHAUSER 1984b). Nur selten ist man in der Lage, ^{14}C -Datierungen dendrochronologisch zu überprüfen.

Häufig ist das Holz zu stark abgebaut, oder man findet nur noch die Wurzelstücke. In beiden Fällen sind keine dendrochronologischen Analysen möglich. Man ist gezwungen, aufgrund der Fundumstände (Lage innerhalb des Vorfeldes) und falls verfügbar, mit Hilfe von historischem Quellenmaterial das Radiokarbonalter zu interpretieren. Die aufgeführten Daten der Holzfunde eignen sich gut, diese Problematik aufzuzeigen:

Das Datum von Nr. 1 (150 ± 60 yBP) kann dem Hochstand im 19. Jahrhundert zugeordnet werden. Ob dies nun derjenige um 1820 oder um 1850 ist, kann nicht eindeutig entschieden werden. Der Beschreibung von VENETZ (1833) zufolge (Kap. 2.2) hatte der Glacier de Zinal schon 1821 eine große Ausdehnung aufgewiesen, war aber – wenigstens im Endmoränenbereich – kleiner als um 1844/45. Dies heißt jedoch nicht, daß er sich im Seitenmoränenbereich auch gleich verhalten hat. Jedenfalls muß angenommen werden, dass zu Beginn des 19. Jahrhunderts am Rand des Gletschervorfeldes Lärchen standen, die sich wahrscheinlich während des 18. Jahrhunderts angesiedelt hatten.

Der Vorstoß gegen Ende des 16. Jahrhunderts, als der Gletscher den Alpweg überfuhr, ist mit den ^{14}C -Daten der Holzproben Nr. 4 (355 ± 65 yBP) und Nr. 6 (415 ± 65 yBP) belegt. Der Gletscher erreichte damals eine Ausdehnung wie um 1877; dies geht aus der Lage der Hölzer innerhalb des Vorfeldes hervor. Sehr wahrscheinlich wuchs der Glacier de Zinal in der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts zum ersten neuzeitlichen Hochstand an. Möglicherweise wurde der von VENETZ (1833) als äußerster bezeichnete Wall um diese Zeit aufgeschüttet. Beweiskräftige Daten fehlen aber.

Die Interpretation der ^{14}C -Daten der Holzfunde Nr. 3 (230 ± 65 yBP) und Nr. 5 (260 ± 65 yBP) gestaltet sich schwierig. Die Radiokarbonalter überschneiden sich

im 1σ -Bereich mit demjenigen von Holz Nr. 2 (150 ± 60 yBP), ebenso mit dem ^{14}C -Datum von Holz Nr. 4 (355 ± 65 yBP). Folgende Möglichkeiten stehen zur Diskussion:

- A) Die Daten belegen einen Hochstand im 19. Jahrhundert (1820/1850). Nach dem Hochstand im 17. Jahrhundert schmolz der Glacier de Zinal hinter die Ausdehnung von ca. 1910/20 zurück. Im vorderen Abschnitt des Vorfeldes kamen wieder Lärchen auf (Dauer bis zur Wiederbesiedlung ca. 30–40 Jahre nach dem Eisfreiwerden). Voraussetzung ist, daß der Gletscher während der gesamten Zeit bis zum Hochstand im 19. Jahrhundert die Ausdehnung von etwa 1890 nicht mehr wesentlich überschritt.
- B) Die beiden Lärchen wurden innerhalb derselben Vorstoßphase wie Nr. 4 und Nr. 6, nämlich zu Beginn des 17. Jahrhunderts, vom Gletscher erfaßt. In diesem Falle liegt die Streuung der ^{14}C -Daten für den gleichen Vorstoß zwischen 230 ± 65 yBP und 415 ± 65 yBP. Nach der Korrekturkurve von STUIVER (1978) wäre dies denkbar.
- C) Die Bäume wurden während eines Vorstoßes im 18. Jahrhundert umgedrückt. Dabei kommt nur ein Gletschervorstoß gegen Ende des 18. Jahrhunderts in Frage, weil nach dem Hochstand im 17. Jahrhundert einige Zeit bis zur Wiederbesiedlung eingeräumt werden muß und weil Lärche Nr. 3 mindestens 80 Jahre alt wurde (Anzahl Jahrringe an einer Wurzel). Demnach müßte der Glacier de Zinal während rund 110 bis 120 Jahren nach dem Hochstand im 17. Jahrhundert nicht mehr größer gewesen sein als etwa 1890.

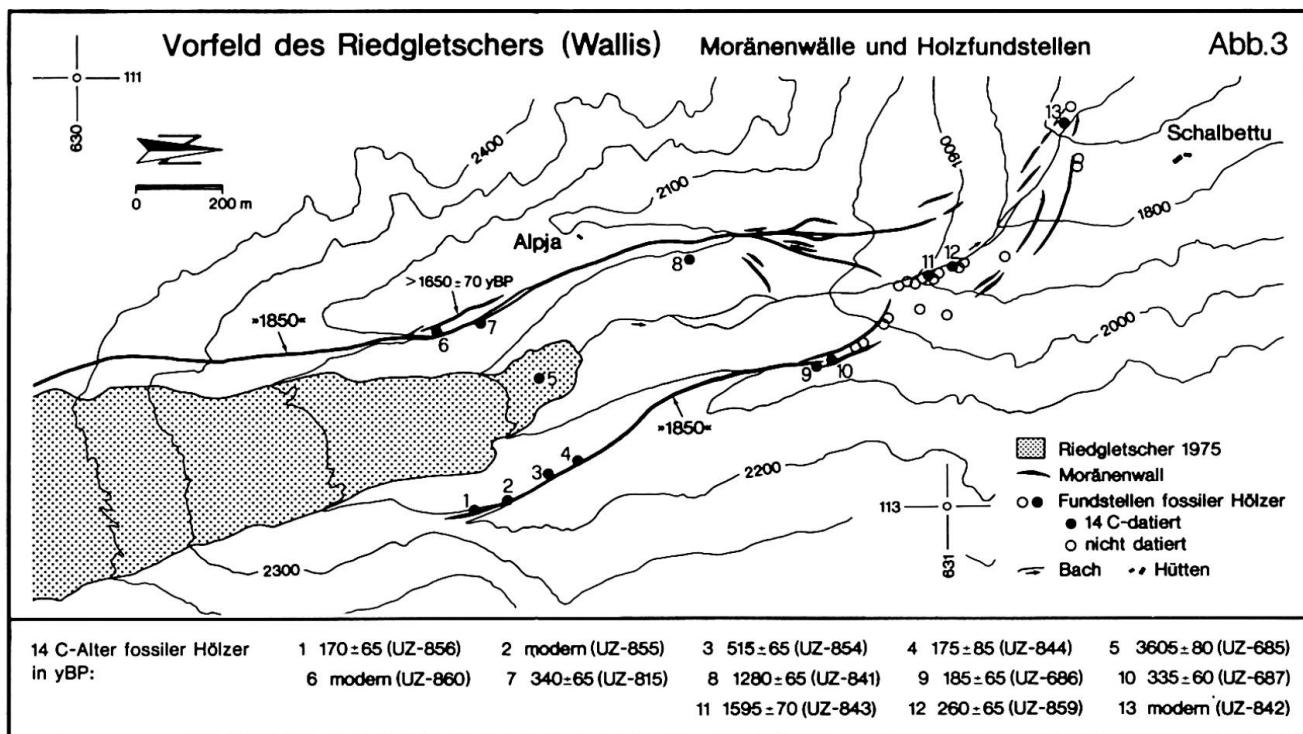
Wie Untersuchungen am Großen Aletschgletscher zeigen, können ^{14}C -Daten zwischen 200 yBP und 300 yBP sowohl einem Vorstoß im 19. Jahrhundert als auch einem Vorstoß im 17. Jahrhundert zugeordnet werden (HOLZHAUSER 1984b). Am Großen Aletschgletscher konnte aufgrund stratigraphischer Befunde ein Entscheid getroffen werden. Hier im Falle des Glacier de Zinal muß die Zuordnung der Daten von Nr. 3 und Nr. 5 offenbleiben. Leider sind aus dem 17. und 18. Jahrhundert keinerlei historische Hinweise über das Verhalten dieses Gletschers vorhanden, die einen Entscheid erleichtern würden.

3. Riedgletscher

3.1 Lage und Gletschervorfeld

Bei Stalden gabelt sich das Vispertal in zwei Täler: Nach links gelangt man ins Saastal, nach rechts ins Matteringtal.

Östlich von St. Niklaus im Matteringtal liegt auf einer breit angelegten Terrasse das Dorf Grächen. Diese Terrasse sinkt südwärts allmählich ab und wird bei Gasenried vom Riedbach durchschnitten, der im Südosten dem Riedgletscher entspringt. Das Nährgebiet des Riedgletschers wird vom Balfrin, Ulrichshorn, Nadelhorn, Hohberghorn und Dürrenhorn (von E nach W) umschlossen. Die Gletscherzunge fließt über zwei Steilstufen Richtung Nordwesten in den flach ausgebildeten oberen Teil des Gletschervorfeldes. Während im Bereich der Gletscherstirn wenig Spalten vorhanden sind, ist der Gletscher an den Steilstufen



stark zerklüftet. Früher hieß der Riedgletscher auch Schalbetgletscher (TSCHEINEN 1863) oder Gasenriedgletscher (Siegfriedkarte, Ausgabe 1880), offenbar benannt nach den nahegelegenen Weilern Schalbettu und Gasenried.

Beidseitig von hohen Ufermoränen umrahmt, kann das Vorfeld des Riedgletschers geradezu als lehrbuchhaft bezeichnet werden (Abb. 3, 5). Der Gletscher vermochte während Hochstandphasen das Tal in der Breite nicht ganz auszufüllen: Zwischen Ufermoräne und Talhang liegt Schutt und Schwemmaterial.

Infolge starker Erosionstätigkeit ist die gletscherwärige Seite der Ufermoränen durchfurcht und stellenweise nahezu senkrecht abfallend. Die Außenböschung der linken Ufermoräne ist mit einer Vegetationsdecke überzogen, und bis zum Kamm drängen sich Bäume hinauf.

Von 2140 m bis 2200 m säumen alte Lärchen den Kamm; kleineren Lärchen begegnet man noch bis auf eine Höhe von 2260 m.

Auf rund 2600 m setzt der linke Ufermoränenwall an. Südlich der Alpja dokumentieren außer dem 1850er-Wall zwei weitere Wälle ehemalige Hochstände (Abb. 4): Über kurze Distanz hinweg gabelt sich der 1850er-Wall in zwei Wälle mit Kämmen gleichen Niveaus (3 und 2a). Einige Höhenmeter tiefer, auf der Aussenseite des 1850er-Wallkomplexes, befindet sich ein weiterer Wall (1), der im Süden und Norden in den 1850er-Wall hineinzieht. Die langgestreckte Mulde zwischen Wall 1 und Wall 2 ist mit feinem Schwemmaterial aufgefüllt. Die so entstandene Verflachung ist mit großen Blöcken übersät, die während Hochstandphasen vom Gletscher gefallen sind.

Weiter talabwärts ist nur ein Wall ausgebildet, der sich auf 2100 m auffächert. Der äußerste der Wälle dürfte vorneuzeitliches Alter aufweisen. Die inneren Wälle unterscheiden sich deutlich im Bewuchs; gegen das Innere des Vorfeldes werden die neu eingewanderten Lärchen sukzessive jünger.

An der rechten Talseite setzt der 1850er-Wall auf 2200 m an. Im Gegensatz zur linken Ufermoräne ist die Außenseite nur wenig bewachsen; größere Lärchen findet man um 2100 m, kleinere vereinzelt um 2200 m. Der Ufermoränenwall wurde noch während des letzten Hochstandes flächenhaft überschüttet. Auf diesen Umstand ist der geringe Bedeckungsgrad der Vegetation zurückzuführen.

Zwei Wallsysteme grenzen den vordersten Teil des Vorfeldes ab, der wesentlich steiler ist als der mittlere Vorfeldabschnitt.

3.2 Historische Hinweise

Vom Riedgletscher sind nur wenige historische Dokumente bekannt. Ein früher Hinweis datiert aus dem Jahre 1603 und berichtet über die Zerstörung von Wasserfassungen am Riedbach. (BIFFIGER & WALTER 1973, HOLZHAUSER 1982). Der Riedgletscher wuchs

um diese Zeit mächtig an und erreichte mindestens eine Ausdehnung wie um 1870. Der anschließende Hochstand lässt sich mit Hilfe fossiler Hölzer nachweisen (Kap. 3.4).

Spätere Nachrichten über das Verhalten des Riedgletschers verdanken wir TSCHEINEN (1861, 1863). In seinen Aufzeichnungen über den Riedgletscher schreibt er, daß die Gletscherzunge 1860 schon seit zwei Jahren im Schwinden begriffen war; das Abschmelzen hielt noch 1863 an.

In einer Zeichnung von J. MUELLER (MUELLER-WEGMANNsche Sammlung; Zentralbibliothek Zürich) von 1869 hat der Riedgletscher noch eine Ausdehnung wie gegen Ende des 19. Jahrhunderts. Der vordere, steile Teil der Gletscherzunge schmolz demzufolge nach dem Hochstand um 1850 schnell ab. Die Blätter der Siegfriedkarte von 1891 (Aufnahme 1888/89), von 1910 und von 1913 zeigen gleiche Endlagen (Zungenende auf 2000 m). Auf den Kartenblättern von 1925 und von 1934 ist nur eine geringfügige Änderung in der Ausdehnung erkennbar.

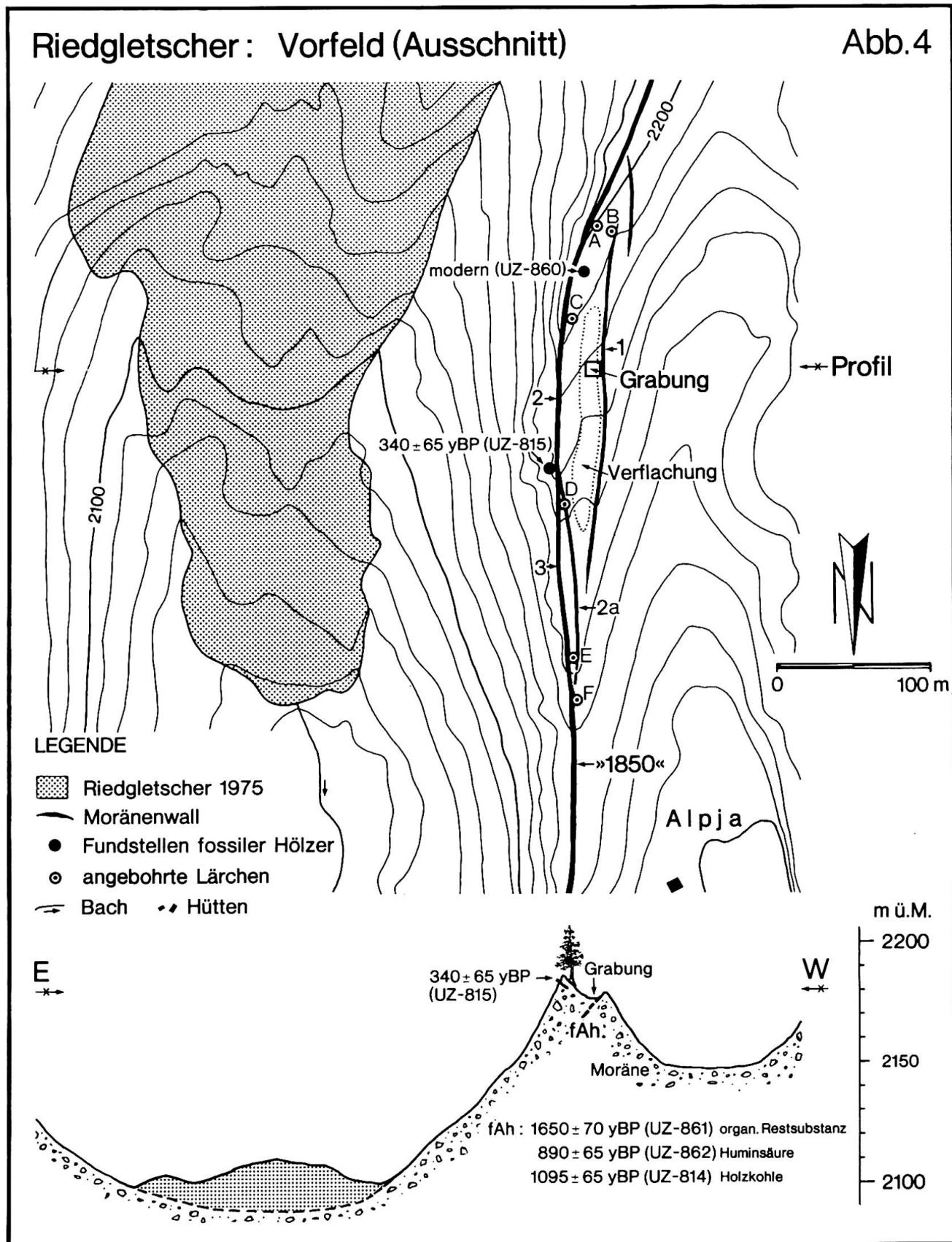
Die relativ hohen Moränenwälle, die beidseitig vom 1850er-Wall abzweigen und einen Stand auf 1950 m markieren, wurden vermutlich zwischen 1870 und 1890 abgelagert. Der kleinere Wall unmittelbar bei der Brücke über den Riedbach, am Weg zur Alpja, ist in der Zeit zwischen 1934 und 1958 entstanden. Das Gletschertor lag 1958, dem Jahr der Wiederaufnahme der Gletschervermessung (vorher 1896–1904), etwa 200 Meter hinter diesem Wall zurück.¹

3.3 Grabung «Alpja»

Die Moränensituation südlich der Alpja wurde in Kapitel 3.1 beschrieben und geht aus Abb. 4 hervor. An Wall 1 wurde der fossilisierte Teil des Bodens aufgegraben, der sich auf der gletscherwärigen Seite des Walles entwickelt hatte und dessen Fortsetzung gegen den Moränenkamm der rezente Boden bildet. Mit einer Neigung von etwa 40° zieht der Boden unter die Sedimentbedeckung; er ist mit zahlreichen Holzkohlestücken durchsetzt. Dem fossilen Boden liegen horizontal geschüttete, feinkörnige Einschwemmungen auf, die gegen oben an eine Groblage mit größeren Blöcken grenzt. Der 20–30 cm mächtigen Groblage folgen wieder feinkörnige Ablagerungen bis zum rezenten Boden. An der Obergrenze der Groblage sind Bodenreste vorhanden. Wie sich bei der ¹⁴C-Datierung herausstellte, handelt es sich um eine Einschwemmung von älterem, fossilem Bodenmaterial (3120 ± 75 yBP, UZ-863), das rund 2100 Jahre älter ist als der darunter liegende fossile Boden *in situ*. Die Radiokarbondaten dieses Bodens *in situ* sind in Abb. 4 eingetragen. Auffallend ist die große Diskrepanz von 760 Jahren (!) zwischen organischer Restsubstanz und Huminsäure.

Riedgletscher: Vorfeld (Ausschnitt)

Abb.4



Folgende Interpretation drängt sich hier auf:

Die Bodenbildung auf Wall 1 setzte spätestens um 1650 ± 70 yBP ein; es entwickelte sich ein mehrere hundert Jahre alter Boden, wofür das bedeutend jüngere Alter der Huminsäure spricht. Das Huminsäure-Datum kann aber etwas zu jung ausgesehen sein, da Kontaminationen von der Seite her entlang der Walloberfläche nicht auszuschließen sind. Das Alter der Holzkohle deutet darauf hin, daß die Überschüttung des Bodens nicht vor 1095 ± 65 yBP stattgefunden hat. Somit liegt der Zeitpunkt des Gletschervorstoßes und das Alter von Wall 2 zwischen 890 ± 65 yBP und 1095 ± 65 yBP.

Das hohe Alter von Wall 2 läßt sich auch noch auf andere Weise belegen: Dicht unterhalb des Kammes, auf der Außenseite dieses Walles, stand eine Lärche (Abb. 4, C). Ein Teil des gut erhaltenen Stammes liegt unmittelbar neben dem Wurzelstock. Vom Stamm wurde eine Scheibe gesägt und dendrochronologisch ausgewertet (Kap. 4). Es stellte sich heraus, daß der Baum ein hohes Alter erreicht hat: Er lebte von 1141 bis 1960. Wall 2 muß demnach älter sein als 820 Jahre. Mit Lärche C haben wir vermutlich einen der ersten Bäume, die unmittelbar nach der Aufschüttung von Wall 2 wieder Fuß faßten. Entlang des Kammes stehen noch weitere alte Lärchen (Abb. 4; A, B, D, E, F). Mit dem Zuwachsbohrer wurde versucht, an diesen Bäumen Bohrkerne zu entnehmen. Das Innere einzelner Lärchen ist jedoch stark abgebaut, so daß es mit Ausnahme von Lärche A nicht möglich war, einen vollständigen Radius zu erbohren. Den Bohrproben zufolge sind alle Lärchen über 300–350 Jahre alt. Lärche F ist sogar älter als 550 Jahre, wahrscheinlich auch die Lärchen D und E mit ähnlichem Durchmesser wie Lärche F.

Wall 2a ist als Fortsetzung von Wall 2 zu betrachten und folglich auch gleich alt. Für diesen Befund spricht das hohe Alter von Lärche F, die in unmittelbarer Nähe von Wall 2a steht. Wall 3 wurde während einer weiteren Hochstandsphase Wall 2a angelagert. Die Anlagerung erfolgte mit großer Wahrscheinlichkeit vor den neuzeitlichen Gletscherhochständen. Lärche E steht nämlich zwischen Wall 2a und Wall 3 und ist wesentlich älter als 350 Jahre. Für die Bildung von Wall 3 kann ein Hochstand im Spätmittelalter (14./15. Jahrhundert) in Betracht gezogen werden: Auf der gegenüberliegenden Talseite steckt im Ufermoränenwall ein fossiler Holzstamm, rund acht Meter unterhalb des Kammes. Der Baum wurde während einer Hochstandsphase überschüttet und weist ein ^{14}C -Alter von 515 ± 65 yBP (UZ-854) auf (Abb. 3, Nr. 3). Während der neuzeitlichen Hochstände erreichte der Gletscherrand wenigstens stellenweise die Höhe der Wälle 2 und 3: In der Nähe von Lärche D hat der Riedgletscher im 17. Jahrhundert eine Lärche umgeworfen und einsedimentiert. Ein Teil des Stammes ragt etwa einen Meter unterhalb des Kammes aus dem Moränenschutt heraus (Abb. 4). Die peripheren Jahrringe sind 340 ± 65 yBP (UZ-815) alt. Vom Gletscher

fielen während des Hochstandes im 19. Jahrhundert Blöcke auf die Außenseite von Wall 2 und drückten teilweise Bäume um. So findet man in der näheren Umgebung von Lärche C verschiedene Baumreste und einen Wurzelstock *in situ*, dem ein großer Felsblock aufliegt (Abb. 4). Die Radiokarbonatierung dieses Wurzelstocks ergab ein ^{14}C -Alter von «modern» (UZ-860)⁵.

3.4 Weitere Daten fossiler Hölzer

Der Vollständigkeit halber sind auch Hölzer erwähnt, die älter als spätmittelalterlich sind.

Etwa 20 Meter vor der Gletscherzung (Ausdehnung 1982) lag ein Stammstück (Abb. 3, Nr. 5). Das Radiokarbonalter der äußersten Jahrringe beträgt 3605 ± 80 yBP (UZ-685). Das Holz befand sich nicht *in situ*; der ehemalige Standort des Baumes ist deshalb nicht mehr feststellbar. Ebenso läßt sich nichts über die damalige Gletscherausdehnung aussagen. Denkbar ist, daß der Baum einem Gletschervorstoß zum Opfer fiel, sind doch um 3600 yBP verschiedene Gletscherhochstände, im Anschluß an das postglaziale Klimaoptimum (4400 yBP–3600 yBP, GAMPER & SUTER 1982), nachgewiesen (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973, RENNER 1982, BLESS 1982, 1984).

Ein anderer Stamm einer Lärche steckt im Schutt des Bachbettes (Abb. 3, Nr. 11). Vermutlich stürzte er vom Talhang über felsiges Gelände in den Bach und wurde anschließend im Moränenschutt eingebettet. Sein Absterbealter beträgt 1595 ± 70 yBP (UZ-843). Mit großer Wahrscheinlichkeit stieß um diese Zeit der Riedgletscher vor: Die Jahrringbreitekurve der Lärche konnte eindeutig mit Jahrringkurven fossiler Hölzer aus dem Vorfeld des Großen Aletschgletschers und des Zmuttgletschers synchronisiert werden. Interessanterweise starb die Lärche im Vorfeld des Riedgletschers etwa um dieselbe Zeit wie die Bäume im Vorfeld des Großen Aletschgletschers und des Zmuttgletschers; diese beiden Gletscher stießen um 1550 yBP vor (HOLZHAUSER 1984b).

Ein weiteres Holzstück steckt in der Innenseite der linken Ufermoräne, rund 40 Meter unterhalb der Walloberkante (Abb. 3, Nr. 8). Der Gletscher drückte vermutlich das Holz, das auf den Gletscher gefallen war, seitlich in den Moränenschutt. Das ^{14}C -Alter beträgt 1280 ± 65 yBP (UZ-841). Gletschervorstöße im Zeitraum von 1200 yBP–1300 yBP wurden im Alpenraum verschiedentlich nachgewiesen (F. ROETHLISBERGER 1976; RENNER 1982; HOLZHAUSER 1984b).

Da die drei fossilen Hölzer nicht *in situ* sind, ist ein gewisser Vorbehalt angebracht.

Wie in Kapitel 3.3 schon erwähnt, stieß der Riedgletscher im Spätmittelalter vor und erreichte einen Hochstand um 515 ± 65 yBP. Der Gletscher überschüttete dabei auf der rechten Talseite den Ufermoränenwall, auf der linken Talseite lagerte er vermutlich Wall 3 an (siehe Abb. 4).

Wie urkundlich belegt werden kann, wuchs der Riedgletscher um 1603 an (Kapitel 3.2). Während des anschließenden Hochstandes fielen die Bäume Nr. 7 (340 ± 65 yBP, UZ-815) und Nr. 10 (335 ± 60 yBP, UZ-687) dem Gletscher zum Opfer. Baum Nr. 10 ist im Hochstandswall, der an dieser Stelle als äußerster Wall das Vorfeld begrenzt, eingebettet und weist starken Gletscherschliff auf.

Nach dem ersten neuzeitlichen Hochstand im 17. Jahrhundert schmolz der Riedgletscher etwas zurück; auf dem Ufermoränenkamm (rechte Talseite) siedelten sich vereinzelt Bäume an. Den ^{14}C -Daten von fossilen Baumresten zufolge wurden die Bäume im 19. Jahrhundert überschüttet (Abb. 3, Nr. 1, 2, 4). Bei den datierten Proben handelt es sich um zwei dünne Stämmchen und eine Wurzel. Das geringe Lebensalter der zwei fossilen Bäumchen spricht für eine kurzfristige Wiederbesiedelung der Wallaußenseite. Der Riedgletscher vermochte hier – wie während des Vorstoßes um 515 ± 65 yBP – im 19. Jahrhundert die Wallaußenseite flächenhaft zu überschütten. Im Gegensatz dazu erreichte der Eisrand auf der linken Talseite nur knapp den Kamm der Ufermoräne (Kapitel 3.3).

Während des Hochstandes im 19. Jahrhundert wurde weiter nördlich eine Lärche überfahren (Abb. 3, Nr. 9), an der gleichen Stelle wie im 17. Jahrhundert Baum Nr. 10. Die Gletscherzungreichte um 1850 bis zur oberen Brücke über den Riedbach (ca. 1700 m). Ein Lärchenstamm (Abb. 3, Nr. 13) ragt hier unter zwei Metern Moränenschutt am anerodierten Ufer des Bachbettes hervor. Das ^{14}C -Alter des Holzes von «modern» (UZ-842) belegt den letzten Gletscherhochstand um 1850. Wahrscheinlich ist, daß der äußerste, das Vorfeld im Zungenbereich begrenzende Wall sowohl den Gletscherrand des Hochstandes im 17. als auch im 19. Jahrhundert markiert. Möglich ist auch, daß – falls von früheren Hochständen her schon vorhanden – ältere Wälle innerhalb der Neuzeit wieder überschüttet wurden.

Das Datum von Holz Nr. 12 (260 ± 65 yBP, UZ-859) ist weder dem Hochstand im 17. noch dem Hochstand im 19. Jahrhundert eindeutig zuzuordnen (vgl. Kapitel 2.4).

4. Dendroklimatologische Auswertung einer 820jährigen, gletschernahen Lärche (Riedgletscher, Wallis)

4.1 Gletscherschwankungen und Jahrringe

Der Frage, inwiefern Gletschervorstöße sich im Jahrringbild von Bäumen, die im Nahbereich eines Gletschervorfeldes wachsen, abzeichnen, wurde verschiedentlich nachgegangen. Der Einfluß des Gletschers macht sich hauptsächlich auf drei Arten bemerkbar:

Erstens können Bäume am Rande des Gletschervorfeldes während Hochstandsphasen von Moräenschutt oder von einzelnen Blöcken schiefgestellt werden. Der Baum richtet sich in der Folgezeit wieder auf und bildet exzentrische Jahrringe. Der Wechsel von zuerst konzentrischen Jahrringen markiert den Zeitpunkt des Gletscherhochstandes (LAWRENCE 1950, FRITTS 1976). Zweitens kann der Gletscher, vorausgesetzt er stößt in bewaldetes Gebiet vor, den Wald auflichten. Von den stehen gebliebenen Bäumen reagieren diejenigen mit beschleunigtem Wachstum (breite Jahrringe), die vorher durch die Konkurrenz anderer Bäume im Wachstum gehemmt waren (BRAY & STRUIK 1963). Der Wechsel von engen zu breiten Jahrringen weist in diesem Falle auf den Zeitpunkt des Hochstandes hin. Drittens widerspiegelt sich das Nährrücken eines Gletschers wie folgt im Jahrringbild: Der Baum reagiert auf die veränderten lokalklimatischen Verhältnisse (im allgemeinen Abkühlung durch Gletscherwind) mit einer verminderten Holzproduktion. Die Jahrringe werden enger, und die maximale Spätholzdichte verringert sich (SHARP 1958, OESCHGER & H. ROETHLISBERGER 1961, LAMARCHE & FRITTS 1971, MATTHEWS 1977a, HEIKKINEN 1984a, b, c, FURRER & HOLZHAUSER 1984, HOLZHAUSER 1984a, b).

Ferner können Bäume zur Mindestdatierung von Moränenwällen herangezogen werden: Das Baumalter (Anzahl Jahrringe) des ältesten lebenden Baumes auf einem Moränenwall ergibt ein Mindestalter für diesen Wall. Hauptsächlich Wälle der neuzeitlichen Hochstände lassen sich so auseinander halten (AESCHLIMANN 1983, HEIKKINEN 1984a).

Im folgenden wird eine 820jährige Reihe der maximalen Dichten und Jahrringbreiten einer gletschernahen Lärche (Riedgletscher) vorgestellt und auf ihre Aussage hin bezüglich Klima- und Gletscherschwankungen geprüft.

4.2 Holzproben: Herkunft und Analyse

Wie in Kapitel 3.3 erwähnt wurde, besiedeln alte Lärchen (*Larix decidua* Mill.) auf der linken Talseite den Kamm des Ufermoränenwalls, der vom Riedgletscher aufgeschüttet wurde. Die betreffenden Lärchen stehen zwischen 2140 m und 2200 m (Abb. 4, 5). Holzproben der Lärchen C, E und F wurden radiodensitometrisch ausgewertet. Sowohl die Jahrringbreite – als auch die Jahrringdichtekurve der Lärchen E und F wurden zusammengemittelt. Die Mittelkurve M reicht von 1640 bis 1982 (Bohrjahr 1983).

Lärche C ist im Frühsommer 1960 gefällt worden (letzter ganzer Jahrring bildete sich 1959). Das Fälljahr konnte mit der Mittelkurve M bestimmt werden. Durch Synchronisation mit der «Arolla-Kurve» – einer Chronologie von 1164–1736 (RENNER 1982, HOLZHAUSER 1984b) – gelang es, auch den Beginn des Wachstums festzulegen: Das Mark (drei Meter ab Stammansatz) bildete sich im Jahre 1141. Lärche C wurde somit rund 820 Jahre alt.



Abb. 5 Blick in das Vorfeld des Riedgletschers. Der Kamm des orographisch linken Ufermoränenwalls (rechts im Bild) ist von alten Lärchen besiedelt. Der Pfeil bezeichnet den Standort von Lärche C. (Aufnahmejahr: 1982.)

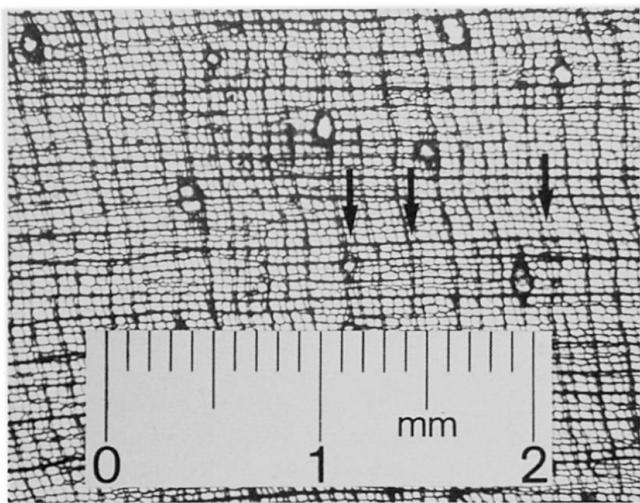


Abb. 6 Radiusausschnitt von Lärche C (Zeitraum ca. 1680–1720). Der Baum hat in einzelnen Jahren innerhalb dieser Zone keinen Jahrring ausgebildet. Die Pfeile weisen auf äußerst enge Jahrringe hin. (Mikroschnitt: W. Schoch, EAFV Birmensdorf).

Erstaunlicherweise weisen die mit dem Densitometer aufgenommenen Kurven diverser Radien im besten Falle nur rund 780 Jahre auf; einige Jahrringe fehlen offenbar. Folgendes konnte festgestellt werden: Einerseits hat der Baum stellenweise Jahrringe, die nur den Bruchteil eines Millimeters breit und aus nur ein bis zwei Zellenreihen aufgebaut sind (Abb. 6). Etliche solch enger Jahre sind auf dem Röntgenfilm unscharf abgebildet und wurden vom Densitometer nicht mehr erfaßt. Die fehlenden Jahre mußten eruiert und nachträglich eingesetzt werden. Andererseits stellte sich heraus, daß der Baum in bestimmten Wachstumsphasen, wie gegen Ende des 17. Jahrhunderts sowie zwischen 1810 und 1820, Jahrringausfälle aufweist. Diese beiden Zeiträume fallen mit extremen Klimaphasen zusammen: PFISTER (1984: 127) schreibt, daß gegen Ende der 1680er Jahre Europa von einem innerhalb der letzten 500 Jahre einmaligen Temperatursturz heimgesucht wurde. Zwischen 1687 und 1701 ist der Temperaturdurchschnitt von 1901 bis 1960 von keinem einzigen Jahr erreicht worden. Ebenso war

das Jahrzehnt von 1810 bis 1819 gekennzeichnet durch sommerliche Wärmemanko, wie sie innerhalb der letzten fünf Jahrhunderte nirgends sonst aufgetreten sind (PFISTER 1984: 131). Über die extremen Jahre 1816 und 1817 berichtet im Wallis die Chronik von Eisten im Saastal (HOLZHAUSER 1982: 121): 1817 war Kälte und Nässe so andauernd, daß Bäume oberhalb 1800 m nicht mehr zum Grünen kamen.

Es muß angenommen werden, daß die Klimaverhältnisse in den erwähnten Zeiträumen der damals schon alten Lärche (530 bzw. 670jährig) arg zusetzen und das Wachstum einschränkten. Zudem kommt der Einfluß des nahegelegenen Gletschers noch dazu. Da nicht genau festgestellt werden konnte, welche Jahre zwischen 1677 und 1722 fehlen, ist dieser Abschnitt in der Jahrringkurve (Abb. 8, 9) leergelassen.

Für die Berechnung der Gleichhäufigkeit mit der «Arolla-Kurve» wurde der entsprechende Abschnitt aus der Mittelkurve M eingesetzt. Es resultierten recht hohe Werte, das heißt, die «Arolla-Kurve» und die Jahrringkurve von Lärche C stimmen sehr gut überein (vgl. Tab. 1).

	Gleichhäufigkeit	Korrelationskoeffizient
Breite	67,9%	0,384
max. Spätholzdichte	74,0%	0,506
Zeitraum: 1164–1736 (n = 573), Signifikanzniveau: 99,9%		
Testgrenze für gesicherte Gleichhäufigkeit: 56,5%		
Testgrenze für gesicherte Korrelation: 0,138		

Tabelle 1 Gleichhäufigkeit «Arolla-Kurve» mit Jahrringkurve von Lärche C

Bevor die Dichtekurve von Lärche C interpretiert werden kann, muß zuerst abgeklärt werden, ob die Temperatur oder der Niederschlag das Dichtewachstum der Spätholzzellen begrenzte. Das Gebiet um Grächen gehört zu den niederschlagsärmsten Regionen des Wallis. Der Standort von Lärche C befindet sich in einer Zone mit durchschnittlich nur 60 bis 80 cm Niederschlag pro Jahr (Atlas der Schweiz, Klima und Wetter II, Blatt 12).

Wie Untersuchungen von SCHWEINGRUBER et al. 1979 und SCHWEINGRUBER 1980 zeigen, ermöglichen maximale Spätholzdichten in Jahrringen von Trockenstandorten im Wallis (700–1300 m) Niederschlagsrekonstruktionen: In warm-trockenen Sommern reagieren Bäume an solchen Standorten mit einer verminderten Spätholzproduktion, im Gegensatz zu kühl-feuchten Lagen, wo die Bäume in solchen Sommern hohe Dichtewerte erreichen.

KIENAST (1985: 100) empfiehlt für Niederschlagsrekonstruktionen mit Hilfe der maximalen Spätholzdichte im Wallis Trockenlagen unterhalb 1200 m, für Temperaturrekonstruktionen alle Standorte oberhalb 1600 m.

In Hochlagen spielen nach KIENAST (1985: 106) die Standortsverhältnisse (feucht, trocken) eine untergeordnete Rolle.

Ein Vergleich der maximalen Spätholzdichten von Lärche C mit den Sommertemperaturen vom Großen St. Bernhard (Mittel der Monate Juni, Juli, August; SCHÜEPP 1961) zeigt deutlich einen Zusammenhang zwischen hohen Dichtewerten und hohen Sommertemperaturen (Abb. 7). Die Wahl der Temperaturen vom Großen St. Bernhard erfolgte aus dem Grunde, weil nach SCHÜEPP (1961) diese Werte ein gutes Bild über die in der Höhe der Gletscherungen aufgetretenen Temperaturschwankungen geben.

Zusätzlich zu den Temperaturen wurden die sommerlichen Niederschlagsmengen von Visp (UTTINGER 1965) – einer nahegelegenen Station – herangezogen, um Sommer mit unterschiedlichem Witterungscharakter differenzieren zu können. Die folgende Tabelle 2 gibt einen Überblick von Jahren mit Sommern unterschiedlicher Witterung:

warm-trocken (wt)	kalt-trocken (kt)	kalt-feucht (kf)	Temperatur (°C)
1904	1913	1907	w $\geq 6,8$
1911	1916	1909	k $\leq 6,0$
1921	1919	1912	
1928	1920	1914	Niederschlag(mm)
1935		1926	t ≤ 100 mm
1943		1927	f ≥ 150 mm
1947		1940	
1949		1954	Mittel 1901–1960
		1956	Temperatur: 6 °C
			Niederschlag: 130,5 mm

Tab. 2 Sommer mit unterschiedlichem Witterungscharakter (Quellen: SCHÜEPP 1961, UTTINGER 1965).

Wie ein Vergleich mit Abb. 7 zeigt, bildeten sich in warm-trockenen Sommern Jahrringe mit hohen Spätholzdichtewerten. Sowohl in kalt-trockenen als auch in kalt-feuchten Sommern treten tiefe Spätholzdichtewerte auf (1912, 1913, 1914). Offensichtlich begrenzt am Standort von Lärche C die Temperatur das Dichtewachstum in den Sommermonaten. Die 820 Jahre zurückreichende Spätholzdichtekurve widerspiegelt folglich die sommerlichen Temperaturverhältnisse. Die hohe Gleichhäufigkeit mit der «Arolla-Kurve» spricht ebenfalls für diesen Befund.

Die Jahrringbreitekurve zeigt einen ähnlichen Verlauf wie die Spätholzdichtekurve (Abb. 8, 9). Das heißt, daß in Jahren mit kühlen Sommern der Jahrring enger ausfiel als in Jahren mit warmen Sommern.

4.3 Interpretation der Jahrringkurve

Um kurz- und langfristige Schwankungen hervorzuheben, wurden die Breite- und Dichtekurve geglättet

(Abb. 8, 9). Mit dem Low Pass Filter werden Schwankungen mit Wellenlängen unter acht bis zwölf Jahren herausgefiltert (RENNER 1982). Abb. 8 zeigt demzufolge die *langfristigen Schwankungen*. Deutlich sind zwei Phasen mit mehrheitlich unterdurchschnittlichen Breite- und Dichtewerten erkennbar. Diese kühleren Abschnitte dauerten von 1275–1498 (Dauer 224 Jahre) und von 1576–1864 (Dauer 290 Jahre). Flankiert werden diese Kaltphasen von drei wärmeren, mehrheitlich überdurchschnittlichen Perioden: von 1176–1274, von 1499–1575 und von 1865–1959. Alle drei Warmphasen weisen Kälteeinbrüche auf, nämlich zwischen 1250 und 1260, zwischen 1540 und 1550, zwischen 1880 und 1890 sowie zwischen 1910 und 1920.

Die *kurzfristigen Schwankungen* kommen in Abb. 9 zum Ausdruck. Sie sind im folgenden tabellarisch zusammengestellt (Tab. 3). Beginn und Ende der

kühlere Abschnitte	wärmere Abschnitte
1171–1175	1176–1252
1253–1259	1260–1274
1275–1310	1311–1313
1314–1330	1331–1341
1342–1351	1352–1365
1366–1431	1432–1449
1450–1471	1471–1484
1485–1498	1499–1575
1576–1751	1752–1763
1764–1778	1779–1783
1784–1864	1865–1882
1883–1891	1892–1907
1908–1926	1927–1959

Tab. 3 Kalt- und Warmphasen in der Spätholzdichtekurve (Abb. 9)

kühleren und wärmeren Abschnitte wurden mit Hilfe der Einzeljahreskurve festgelegt.

Ein Vergleich mit den Schwankungen des Großen Aletschgletschers (HOLZHAUSER 1984b) macht deutlich, daß Hochstandsphasen parallel zu den erwähnten kühleren Zeitabschnitten verlaufen (Abb. 9): Um 1284 war der Große Aletschgletscher im Vorstoßen begriffen und erreichte um die Mitte des 14. Jahrhunderts einen Hochstand. Die Klimaverschlechterung und die damit verbundenen kräftigen Gletschervorstöße gegen Ende des 16. Jahrhunderts sind sowohl gletschergeschichtlich und dendroklimatologisch (SCHWEINGRUBER 1979, RENNER 1982, HOLZHAUSER 1982) als auch durch Witterungsaufzeichnungen (PFISTER 1984) gut dokumentiert. Die Gletscherhochstände im 19. Jahrhundert waren hauptsächlich die Folge der klimatisch

sehr schlechten Jahre 1812 bis 1817 und der Jahre zwischen 1847 und 1851 (PFISTER 1984: 147).

Zwischen 1275 und 1310 sind die Breite- und Dichtewerte über längere Zeit hinweg tief (Abb. 9), länger als während der Kaltphase zwischen 1576 und 1615. Aufgrund der Tatsache, daß die Alpengletscher nach der Klimaverschlechterung Ende des 16. Jahrhunderts vorstießen, darf auch um 1300 aufgrund des Jahrringbildes mit Gletschervorstößen gerechnet werden. An einzelnen Gletschern sind um diese Zeit sogar Hochstände belegt (SCHNEEBELI 1976: 48, BIRCHER 1982: 74). Das ^{14}C -Alter von 515 ± 65 yBP eines Holzes aus der Ufermoräne des Riedgletschers (Kap. 3.3) spricht für einen Hochstand des Riedgletschers in der ersten Hälfte des 15. Jahrhunderts. Die Breite- und Dichtewerte widersprechen diesem Befund nicht, sind sie doch zwischen 1366 und 1431, von einigen Ausnahmen abgesehen, unterdurchschnittlich. Es ist denkbar, daß zwischen 1276 und 1498 die Alpengletscher allgemein ausgedehnt waren – zumindest größer als heute – und daß diese um 1300/1350 einen Hochstand erreichten. Möglicherweise stießen kleinere, schon weit vorgeschoßene Gletscher – wie beispielsweise der Riedgletscher – um 1400 erneut kurzfristig vor. AESCHLIMANN (1983) macht einen Vorstoß des Ghiacciaio del Miage in der ersten Hälfte des 15. Jahrhunderts wahrscheinlich.

Die Übergänge von Warm- zu Kaltphasen vollzogen sich sehr schnell. Innert weniger Jahre sinken die Breite- und Dichtewerte unter den Mittelwert ab. Es sind rasche Wechsel von Phasen mit überdurchschnittlichen zu Phasen mit unterdurchschnittlichen Werten, wie sie RENNER (1982) für das Postglazial nachgewiesen und die er als «Klimastürze» bezeichnet hat. Der Übergang von Kaltphasen zu Warmphasen hingegen erfolgte nach RENNER (1982) eher langsam. Dies kommt in Abb. 8, in Abb. 9 wenigstens teilweise zum Ausdruck. In unserem Falle muß aber folgendes mitberücksichtigt werden: In der «Klimasturz-Phase» schimmert hauptsächlich das Regionalklima durch. Nachdem der Riedgletscher als Reaktion auf die Klimaverschlechterung vorgestoßen war und hochstandsähnliche Ausmaße angenommen hat, macht sich der lokalklimatische Einfluß – das lokale «Gletscherklima» – verstärkt bemerkbar. Der kühle Gletscherwind beeinflußt zusätzlich zu den tiefen Sommertemperaturen das Baumwachstum. BRAY & STRUIK (1963) geben den Einflußbereich des Gletscherwindes mit 5 Metern, während Hochstandsphasen mit 30 Metern vom Eisrand an.

Die Werte von EVERE (1951) liegen zwischen 50 bis 100 Metern. Die Distanz von Lärche C zum Eisrand innerhalb einer Hochstandsphase betrug nur etwa acht Meter.

Der Einfluß des nahegerückten Gletschers auf das Baumwachstum läßt sich am Beispiel der neuzeitlichen Hochstandsphasen deutlich zeigen. In Abb. 10 und Abb. 11 werden die Breite- und Dichtewerte den Sommertemperaturen von PFISTER (1984) gegenüber-

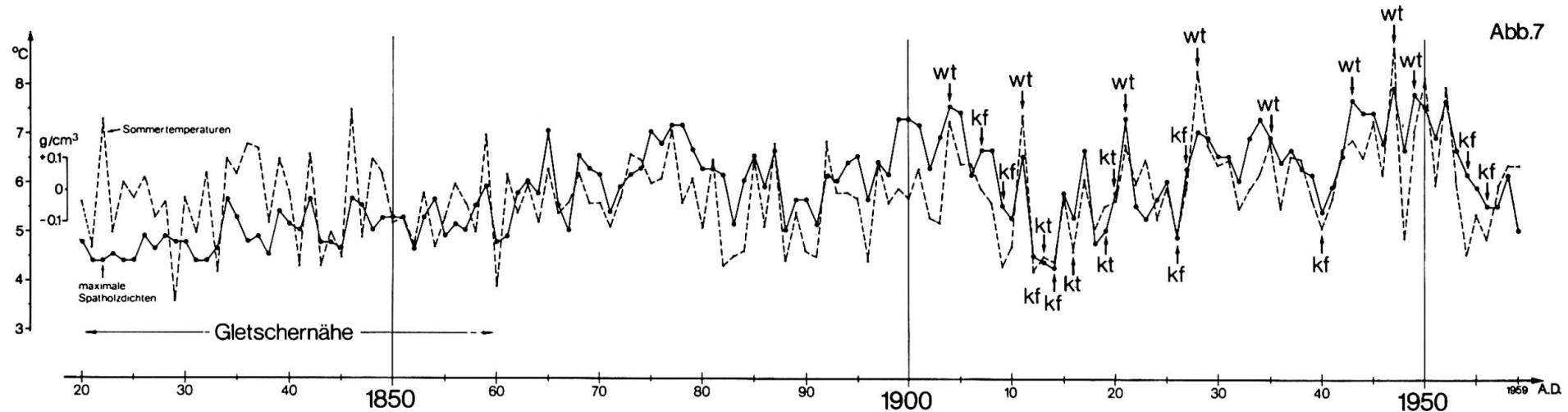
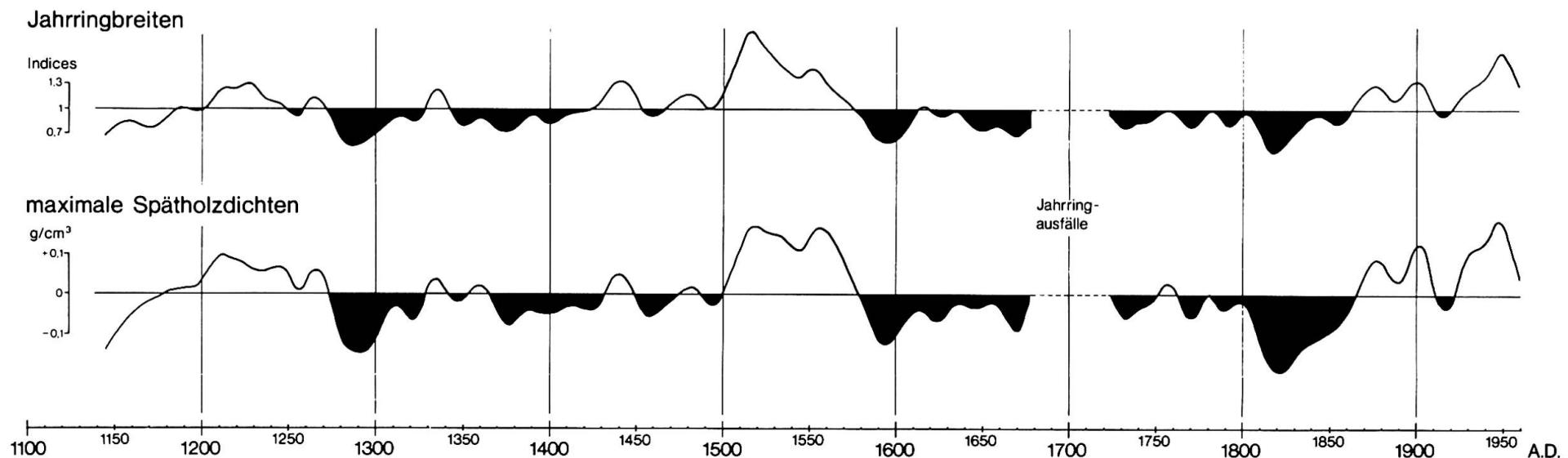


Abb.7

Indexierte Jahrringreihe, gletschernaher Lärche (Riedgletscher, Wallis)

Abb.8

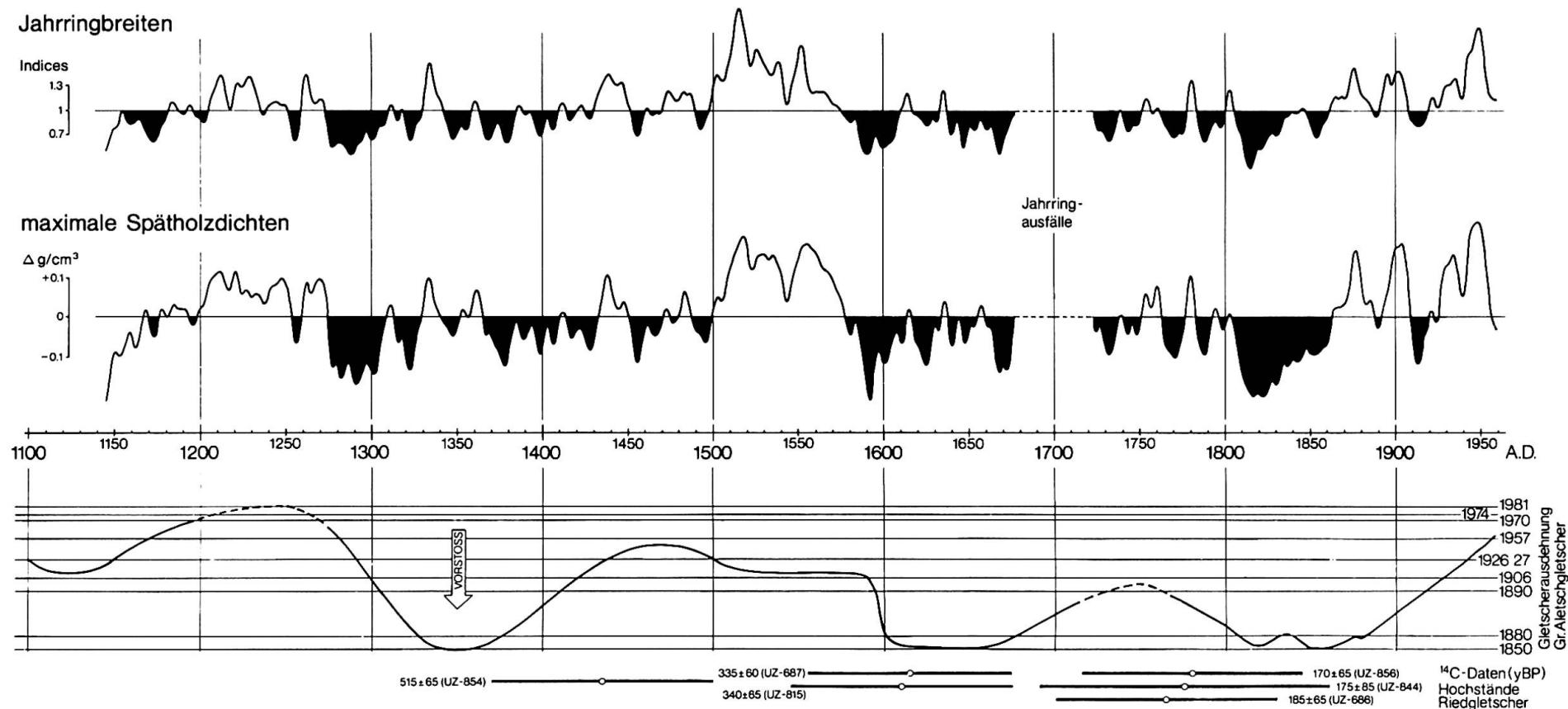
Low Pass Filter (Binomialfilter, 31 gewichtete Glieder)



Indexierte Jahrringreihe, gletschernaher Lärche (Riedgletscher , Wallis)

Abb.9

(Binomialfilter, 11 gewichtete Glieder)



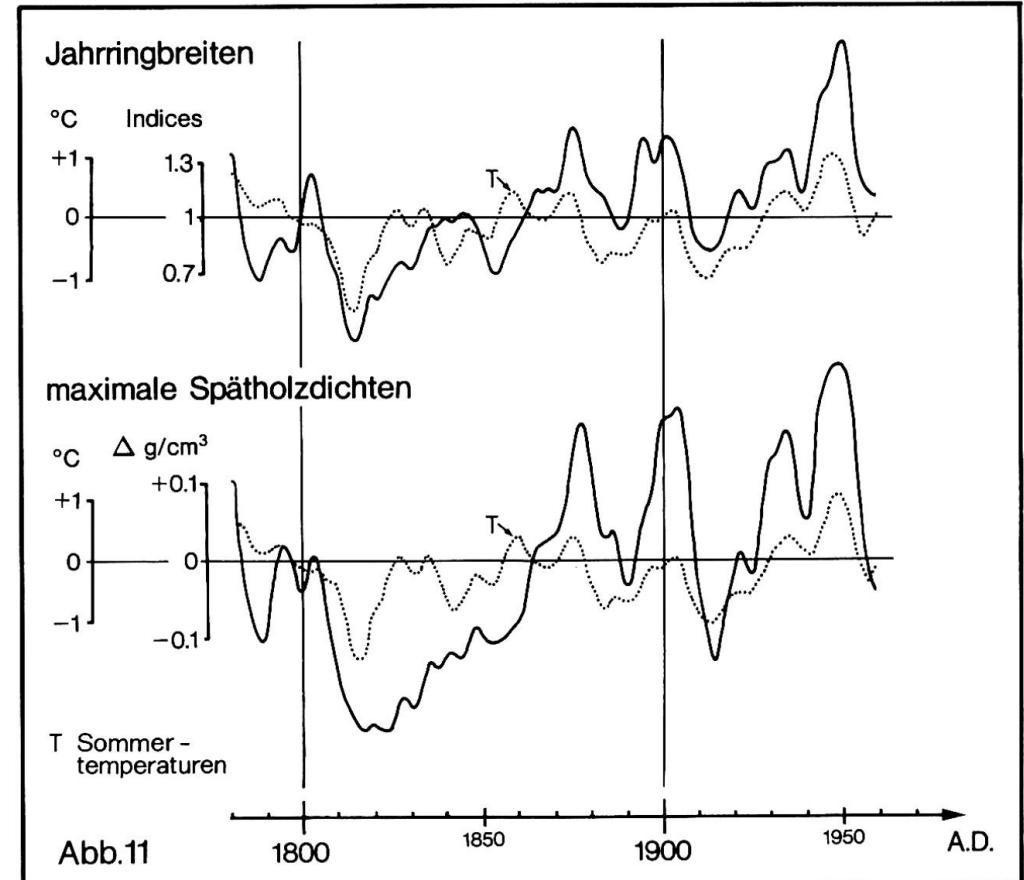
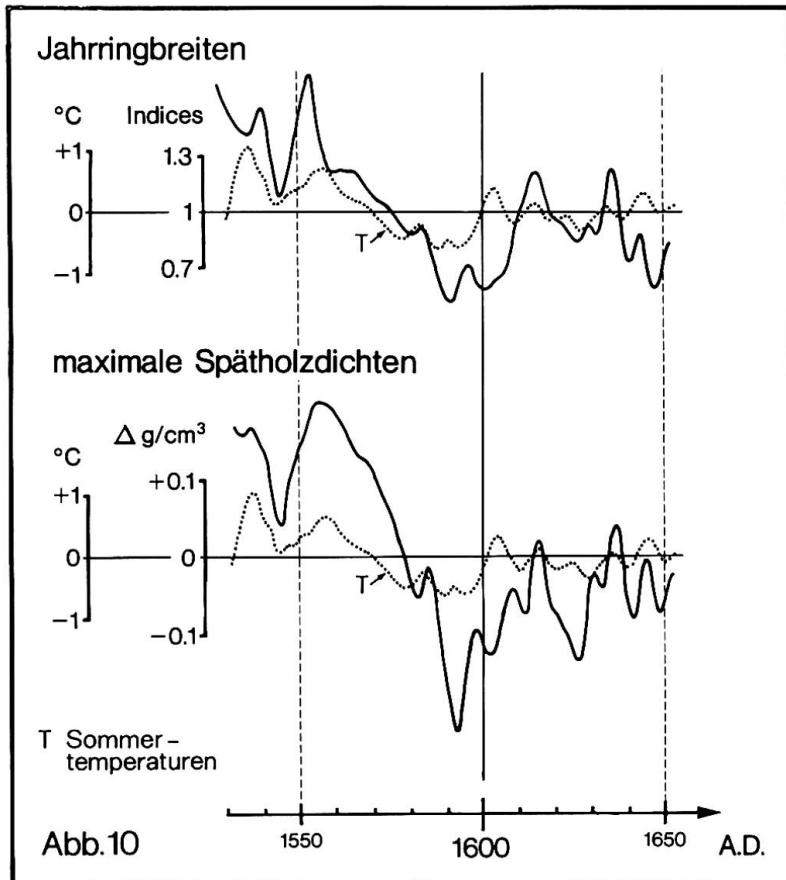


Abb. 10, 11 Gletscherhochstandsphasen im 16./17. und im 19. Jahrhundert. Vergleich der Jahrringbreite – und maximalen Spätholzdichtewerte mit den Sommertemperaturen (punktiert) von PFISTER (1984). Alle Kurven geglättet (11jährig gewichtetes Mittel).

gestellt. Dabei fällt auf, daß die Temperaturen einerseits und die Breite- und Dichtewerte andererseits fast gleichzeitig fallen (um 1560 und um 1810), jedoch nicht zur gleichen Zeit wieder ansteigen. Der Riedgletscher verharrte, nachdem er zu einem Hochstand vorgestoßen ist, über längere Zeit im gleichen Zustand. Während die Sommertemperaturen wieder ansteigen, befindet sich das Eis immer noch in der Nähe der Lärche. Erst nach einer gewissen Verzögerungszeit reagiert der Gletscher; er schmilzt ab, und die Breite- und Dichtewerte steigen wieder an. Das Regionalklima beeinflußt von nun an wieder das Breite- und Dichtewachstum. Gut ersichtlich ist dies nach der Hochstandsphase im 19. Jahrhundert (Abb. 11): Zwischen 1820 und 1860 überlagert das lokale «Gletscherklima» das Regionalklima; erst nach 1860 verlaufen die Sommertemperaturen wieder ähnlich wie die Breite- und Dichtewerte (s. auch Abb. 7).

Zusammenfassend kann festgehalten werden: Die maximale Spätholzdichtekurve von Lärche C zeigt die sommerlichen Temperaturschwankungen seit Mitte des 12. Jahrhunderts. Die gute Übereinstimmung mit der «Arolla-Kurve» – die ihrerseits mit Jahrringkurven aus den Ost- und Westalpen synchronisiert werden konnte (RENNER 1982) – spricht für eine überregionale Gültigkeit dieser Jahrringkurve im Waldgrenzbereich. Spätholzdichtewerte müssen im Gegensatz zu alten Witterungsaufzeichnungen nicht mit einer subjektiven Indexskala gewichtet werden. Von Bedeutung ist deshalb der Umstand, daß der Bezugshorizont (Mittelwert) für sämtliche Breite- bzw. Dichtewerte gleich ist, denn die Jahrringkurve ist nicht aus verschiedenen Bäumen aufgebaut, sondern entstammt nur einem Individuum. Somit können die Dichte- und Breitewerte der verschiedenen Warm- und Kaltphasen direkt miteinander verglichen werden: Zum Beispiel läßt sich aus der Spätholzdichtekurve herauslesen, daß vergleichbare Dichtewerte – d.h. ähnliche Sommertemperaturen – wie zwischen 1928 und 1959 nur im 16. Jahrhundert erreicht wurden. Die Wiederwärmung nach der neuzeitlichen Gletscherhochstandsphase (ab 1865) unterscheidet sich von den vorangegangenen Warmphasen – zwischen 1176 und 1274, zwischen 1499 und 1575 – durch stärkere Kälteeintrübe. Der Einfluß des Riedgletschers während einer Vorstoßphase macht sich erst nach einer gewissen Verzögerungszeit – der Zeit nämlich, die der Gletscher bis zum Hochstand braucht – bemerkbar. Das Dichtewachstum im Sommer wird dann aber während des Gletscherhochstandes vom «Gletscherklima» (lokaler, kühler Gletscherwind) dominiert, auch dann noch, wenn die Regionaltemperaturen bereits wieder ansteigen. Die Spätholzdichtewerte sind in solchen Phasen um den Faktor «Gletscherklima» zu tief. Erst wenn der Gletscher wieder zurücksmilzt, wird das sommerliche Dichtewachstum wieder von den Regionaltemperaturen gesteuert.

Anmerkungen

- 1) Ein Hochstand innerhalb des Postglazials (ab 10 000 Jahre vor heute) bedeutet einen Gletschervorstoß in der Gröbenordnung von 1850.
- 2) Bei allen Jahreszahlen ohne nähere Bezeichnung handelt es sich um Jahre nach Christi Geburt (A.D.).
- 3) 1850er-Wall: Vereinfachter Ausdruck für den Ufermoränenwall, der während des Gletscherhochstandes um 1850 erreicht oder überschüttet wurde. Der 1850er-Wall ist jedoch häufig aus Moränenschutt verschiedener Hochstände aufgebaut.
- 4) Bei allen m-(Meter-) Angaben handelt es sich um m ü. M.
- 5) Ein ^{14}C -Datum von «modern» bedeutet, daß das genaue Alter der Probe nicht näher bestimmt werden kann. Die Probe ist aber nicht älter als 150 Jahre.

Summary

This article contributes to the glacier and climatic fluctuations during the late Middle Ages and the Modern Times. With the aid of radiocarbon dating of fossil woods and a fossil soil (fAh) located in the gletschervorfeld of two glaciers (Glacier de Zinal and Riedgletscher, Valais), the following glacier advances could be shown: between 890 yBP and 1095 yBP, at 515 yBP, in the seventeenth and in the nineteenth century.

The tree rings from a larch (*Larix decidua* Mill.) near the glacier and the tree line (Riedgletscher, 2180 m altitude) was analysed by the X-ray densitometry. The maximum density of the annual rings reflects the summer temperatures since the middle of the twelfth century. The fluctuations of the maximum density shows a close interrelation with the fluctuations of the Grosser Aletschgletscher (Valais). The local climatic influence of the Riedgletscher during maximal extension is visible in reduced tree-growth. During the retreat phase, when the glacier melted back, the regional climate dominates the tree-growth again.

Dank

Der vorliegende Beitrag wurde in verdankenswerter Weise vom Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung finanziell unterstützt (Projekt-Nr. 2.303.081). Ganz herzlich danken möchte ich Herrn E. Schär (EAFV) für die stete Hilfsbereitschaft bei der radiodensitometrischen Analyse der Holzproben. Danken möchte ich auch Herrn PD Dr. F. Schweingruber (EAFV), Herrn Dr. O. Bräker (EAFV) und Herrn Dr. F. Kienast (EAFV) für die anregenden Diskussionen und Auskünfte. Herrn W. Schoch (EAFV) danke ich für die Anfertigung des Mikroschnittes. Verbindlichst danke ich Herrn R. Erne (Geographisches Institut der Universität Zürich-Irchel) für die Radiokarbondatierungen. Meinem Vater möchte ich für die Hilfe bei der Entnahme der Holzproben am Riedgletscher herzlich danken.

Literaturverzeichnis

- AESCHLIMANN, H. (1983): Zur Gletschergeschichte des italienischen Mont Blanc Gebietes: Val Veni – Val Ferret – Rutor. Diss. Univ. Zürich.
- AMMANN, K. 1978: Der Oberaargletscher im 18., 19. und 20. Jahrhundert. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, Bd. 12, H. 2: 253–291. Innsbruck.
- BARDARSON, G. G. (1934): Islands Gletscher; Beiträge zur Kenntnis der Gletscherbewegungen und Schwankungen auf Grund alter Quellenschriften und neuester Forschung. *Societas scientiarum islandica, rit.* 16. Reykjavik.
- BEELER, F. (1977): Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapassgebiet (Südrätische Alpen). Ergebnisse der wiss. Unters. im Schweiz. Nationalpark, Bd. 15, 77: 131–276. Liestal.
- BENEDICT, J. B. (1973): Chronology of Cirque Glaciation, Colorado Front Range. *Quat. Res.*, 3: 584–599. Academic Press, New York and London.
- BIFFIGER, K. & WALTER, R. (1973): Die Regeln des Riedgletschers. *Wir Walser, Halbjsschr. für das Walsertum*, 11.Jg., Nr.: 1–9. Visp.
- BIRCHER, W. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des Saastales. Glazialmorphologische und dendroklimatologische Untersuchungen. *Physische Geographie*, Vol. 9. Zürich.
- BLESS, R. (1982): Postglaziale Schwankungen des Glacier d'Argentière. *Physische Geographie*, Vol. 1: 187–194. Zürich.
- BLESS, R. (1984): Beiträge zur spät- und postglazialen Geschichte der Gletscher im nordöstlichen Mont Blanc Gebiet. *Physische Geographie*, Vol. 15. Zürich.
- BRAY, J. R. & STRUIK, G. J. (1963): Forest growth and glacial chronology in eastern British Columbia, and their relation to recent climatic trends. In: *Canad. J. Bot.*, Vol. 41: 1245–1271.
- DANSGAARD, W./JOHNSON, S. J./REEH, N./GUNDESTRUP, N./CLAUSEN, H. B. & HAMMER, C.U. (1975): Climatic changes, Norsemen and modern man. In: *Nature*, Vol. 255: 24–28. London.
- DENTON, H. G. & STUIVER, M. (1966): Neoglacial chronology, northeastern St. Elias Mountains, Canada. In: *Amer. J. Sci.*, 264: 577–599.
- DENTON, G. H. & KARLÉN, W. (1973): Holocene climatic variations – their pattern and possible cause. In: *Quat. Res.*, 3: 155–205. Academic Press, New York and London.
- EVERS, W. (1951): Gletscherwinde am Nigardsbre (Südnorwegen). In: *Festschrift Erich Obst*, S. 123–137.
- FOREL, F. A. (1882): Les variations périodiques des glaciers des Alpes. 2e Rapport, 1881/82. *L'Echo des Alpes*. Genève.
- FRITTS, H. C. (1976): Tree Rings and Climate. Academic Press, London/New York and San Francisco.
- FROEBEL, J. (1840): Reise in die weniger bekannten Thäler auf der Nordseite der Penninischen Alpen. Berlin.
- FURRER, G./SUTER, J. & GAMPER-SCHOLLENBERGER, B. (1980): Zur Geschichte unserer Gletscher in der Nacheiszeit. In: OESCHGER, H./MESSERLI, B. & SVILAR, M.: Das Klima. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg/New York.
- FURRER, G. & HOLZHAUSER, H. (1984): Gletscher- und klimageschichtliche Auswertung fossiler Hölzer. In: *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. 50: 117–136. Borntraeger, Berlin/Stuttgart.
- GAMPER, M. & SUTER, J. (1982): Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. In: *Geographica Helvetica*, 37. Jg., H.2: 105–114. Zürich.
- GROVE, J. M. (1966): The Little Ice Age in the Massif of Mont Blanc. *Transactions and Papers of the Institute of British Geographers*, 40.
- GROVE, J. M. (1979): The glacial history of the Holocene. *Progress in Phys. Geogr.*, Vol. 3, No. 1: 1–54. London.
- HAAS, Ph. (1978): Untersuchung zur Gletschergeschichte im Val d'Anniviers. Dipl. Arbeit, Geogr. Inst. Uni Zürich.
- HEIKKINEN, O. (1984a): Dendrochronological evidence of variations of Coleman Glacier, Mount Baker, Washington, U.S.A. *Arctic and Alpine Res.*, Vol. 16, No. 1: 53–64.
- HEIKKINEN, O. (1984b): Climatic changes during recent centuries as indicated by dendrochronological studies, Mount Baker, Washington, U.S.A. In: MOERNER, N.-A. & KARLÉN, W. (eds): *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*, 1984: 353–361.
- HEIKKINEN, O. (1984c): Dendrokronologian menetelmä ja sovellutuksia. *Terra*, Vol. 96, No. 1: 1–22.
- HOLZHAUSER, H. (1982): Neuzeitliche Gletscherschwankungen. *Geographica Helvetica*, 37. Jg., H. 2: 115–126. Zürich.
- HOLZHAUSER, H. (1984a): Rekonstruktion von Gletscherschwankungen mit Hilfe fossiler Hölzer. *Geographica Helvetica*, 39. Jg., H. 1: 3–15. Zürich.
- HOLZHAUSER, H. (1984b): Zur Geschichte der Aletschgletscher und des Fieschergletschers. *Physische Geographie*, Vol. 13. Zürich.
- KARLÉN, W. (1973): Holocene glacier and climatic variations, Kebnekaise Mountains, Swedish Lapland. *Geogr. Ann.*, 55 (A): 29–63.
- KARLÉN, W. (1979): Glacier variations in the Svartisen Area, northern Norway. *Medd. Naturgeogr. Inst. Stockholms Univ.*, Nr. A 95. Reprint from *Geogr. Ann.*, Vol. 61, Ser. A, 1979: 11–28.
- KARLÉN, W. & DENTON, G. H. (1976): Holocene glacial variations in Sarek National Park, northern Sweden. *Boreas*, Vol. 5: 25–56. Oslo.
- KIENAST, F. (1985): Dendroökologische Untersuchungen an Höhenprofilen aus verschiedenen Klimabereichen. Diss. Univ. Zürich.
- KING, L. (1974): Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes. Basler Beiträge zur Geographie, Heft 18. Basel.
- KINZL, H. (1932): Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Mont Blanc-Gruppe. *Z. Gletscherkd.*, Bd. 20: 269–397. Leipzig.
- LAMARCHE, V. V. & FRITTS, H. C. (1971): Tree rings, glacial advance, and climate in the Alps. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, Bd. 7, H. 1–2: 125–131. Innsbruck.
- LAMB, H. H. (1977): Climate: Present, Past and Future. Vol. 2: *Climatic History and the Future*. Methuen, London.
- LAMB, H. H. (1981): An approach to the study of the development of climate and its impact in human affairs. In: WIGLEY, T. M. L./INGRAM, M. J. & FARMER, G. (eds): *Climate and History: Studies in Past Climates and their Impact on Man*. Cambridge University Press.
- LAMB, H. H. (1982): Climate, History and the modern world. Methuen, London and New York.
- LAWRENCE, D. B. (1950): Estimating dates of recent glacier advances and recession rates by studying tree growth layers. *Trans. amer. geoph. Union*, Vol. 31, Nr. 2: 243–248. Washington.
- LE ROY LADURIE, E. (1967): *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris.

- LUETSCHG, O. (1926): Über Niederschlag und Abfluß im Hochgebirge. Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes. Ein Beitrag zur Fluß- und Gletscherkunde der Schweiz. Schweizer Wasserwirtschaftsverband. Verbschr. N. 14. Zürich.
- MATTHEWS, J. A. (1974): Families of lichenometric dating curves from the Storbreen gletschervorfeld, Jotunheimen, Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.*, 29: 97–109. Oslo.
- MATTHEWS, J. A. (1977a): Glacier and climatic fluctuations inferred from tree-growth variations over the last 250 years, central southern Norway. *Boreas*, Vol. 6: 1–24. Oslo.
- MATTHEWS, J. A. (1977b): A lichenometric test of the 1750 end-moraine hypothesis: Storbreen gletschervorfeld, southern Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.*, 31: 129–136. Oslo.
- MESSERLI, B./ZUMBUEHL, H. J./AMMANN K./KIENHOLZ H./PFISTER Ch./OESCHGER H. & ZURBUCHEN M., (1975): Die Schwankungen des Unteren Grindelwaldgletschers seit dem Mittelalter. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, Bd. 11, H. 1: 3–110. Innsbruck.
- MILLER, C. D. (1973): Chronology of Neoglacial deposits in the northern Sowatch range, Colorado. *Arctic and Alpine Res.*, 6: 301–306.
- MUENSTER, S. (1628): *Cosmographia*. Basel.
- OESCHGER, H. & ROETHLISBERGER, H. (1961): Datierung eines ehemaligen Standes des Aletschgletschers durch Radioaktivitätsmessungen an Holzproben und Bemerkungen zu Holzfunden an weiteren Gletschern. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, Bd. 4, H. 3: 191–205. Innsbruck.
- OROMBELLi G. & PORTER C. S. (1982): Late Holocene Fluctuations of Brenva Glacier. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 5: 14–37, 41ff.
- PATZELT, G. (1973): Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, Bd. 9, H. 1–2: 5–57. Innsbruck.
- PATZELT, G. (1977): Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. In: FRENZEL, B.: *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*. Wiesbaden.
- PATZELT G. & BORTENSCHLAGER S. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). In: *Z. Geomorph. N.F. Suppl.* – Bd. 16: 25–72. Borntraeger, Berlin/Stuttgart.
- PFISTER, Ch. (1984): *Klimgeschichte der Schweiz 1525–1860*. Academica Helvetica, Bd. I. Verlag Paul Haupt, Bern/Stuttgart.
- PORTER, S. C. & DENTON, G. H. (1967): Chronology of Neoglacieration in the North American Cordillera. In: *Amer. J. Sci.*, 265: 117–210.
- RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. *Physische Geographie*, Vol. 8. Zürich.
- RICHTER, E. (1891): Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. In: *Z. Deutsch. Öster. Alpenvereins*, Bd. 22. Wien.
- ROETHLISBERGER, F. (1976): Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferrière und Arolla. In: *Die Alpen (S.A.C.)*, 52. Jg., Nr. 3/4: 59–152. Bern.
- ROETHLISBERGER, F./HAAS, Ph./HOLZHAUSER, H./KELLER, W./BIRCHER, W. & RENNER, F. (1980): Holocene climatic fluctuations – Radiocarbon dating of fossil soils (fAh) and woods from moraines and glaciers in the Alps. Sonderdruck aus *Geographica Helvetica*, 35. Jg., Nr. 5: 21–52. Bern und Zürich.
- SCHNEEBELI, W. (1976): Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes. In: *Die Alpen (S.A.C.)*, 52. Jg., Nr. 3/4: 5–57. Bern.
- SCHUEPP, M. (1961): *Klimatologie der Schweiz C, Lufttemperatur*, 2. Teil. Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt, Zürich.
- SCHWEINGRUBER, F.H./BRAEKER, O.U. & SCHÄFER, E. (1979): Dendroclimatic studies on conifers from central Europe and Great Britain. In: *Boreas*, Vol. 8: 427–452. Oslo.
- SCHWEINGRUBER, F.H. (1980): Jahrringe als klimatologische Datenquellen. In: OESCHGER, H./MESSERLI, B. & SVILAR, M. (eds): *Das Klima*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg/New York.
- SHARP, R. P. (1958): The last major advance of Malaspina Glacier-Alaska. In: *Geogr. Rev.*, 48, 1: 16–26. New York.
- STEENSBERG, A. (1951): Archaeological dating of the climatic change in north Europe about A.D. 1300. In: *Nature*, 168: 672–674. London.
- STUIVER, M. (1978): Radiocarbon timescale tested against magnetic and other dating methods. In: *Nature*, Vol. 273: 271–274. London.
- THORARINSSON, S. (1943): Oscillations of the Iceland glaciers in the last 250 years. In: *Geogr. Ann.*, 25, 1–2: 1–54.
- THORARINSSON, S. (1956): The thousand years struggle against ice and fire. *Misc. Papers No. 14*, Museum of Natural History, Dept. Geol. and Geogr., Reykjavik.
- TSCHEINEN, M. (1861): Tagebuch über Erdbeben und andere Naturscheinungen im Visperthal 1860. In: *Vjschr. natf. Ges.* Zürich, 6. Jg.: 242. Zürich.
- TSCHEINEN, M. (1863): Notizen über den Schalbetgletscher. In: *Vjschr. natf. Ges. Zürich*, 8. Jg.: 202–205. Zürich.
- TUFNELL, L. (1984): *Glacier hazards*. Longman, London and New York.
- UTTINGER, H. (1965): *Klimatologie der Schweiz E, Niederschlag*, 1.–3. Teil. Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt Zürich.
- VENETZ, I. (1833): Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse, rédigé en 1821. *Denkschr. der allg. Schweiz. natf. Ges.*, Zürich.
- WETTER, W. (in Vorber.): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc-Gebiet. Untere Vallée de Chamonix, Val Montjoie. Erscheint in: *Physische Geographie*. Zürich.
- ZUMBUEHL, H. J. (1980): Die Schwankungen der Grindelwaldgletscher in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12. bis 19. Jahrhunderts. *Denkschr. SNG*, Bd. 92. Birkhäuser, Basel/Boston/Stuttgart.
- ZUMBUEHL, H. J. (1983): Die Kleine Eiszeit. *Gletschergeschichte im Spiegel der Kunst. Ausstellungsführer; Gletschergarten-Museum Luzern, Schweiz. Alpines Museum Bern*.