Zeitschrift: Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft

Herausgeber: St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft

Band: 87 (1994)

Artikel: Klimainformation aus rekonstruierten Gletschern, dargestellt am Beispiel des Schilstales (St. Galler Oberland)

Autor: Bader, Stephan

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-832702

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: 20.08.2025

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

87. Band | Seiten 41–47 | 2 Abbildungen | 1 Tabelle | St.Gallen 1994

Klimainformation aus rekonstruierten Gletschern, dargestellt am Beispiel des Schilstales (St.Galler Oberland)

Stephan Bader

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung 41
1. Einführung..... 42
2. Zum Zusammenhang Gletscher – Klima..... 42
3. Glazialmorphologie 44
4. Gletscher- und Klimarekonstruktion 44
5. Vergleich mit dem Alpeninnern und mit dem Gletscherschwund seit 1850 45
Literaturverzeichnis 47

Zusammenfassung

Auf der Basis des rekonstruierten Verhaltens des späteiszeitlichen Furschgletschers (Schilstal, St.Galler Oberland) werden die damaligen Temperatur- und Niederschlagswerte abgeschätzt. Ein speziell entwickeltes Rechenmodell ermöglicht die Berechnung des Nettobilanzgradienten an der Gletscheroberfläche, welcher im wesentlichen die kombinierte Wirkung der beiden Klimaparameter Temperatur und Niederschlag zum Ausdruck bringt. Mit einem bereits vorliegenden Kryosphärenmodell kann der Nettobilanzgradient nach diesen beiden Klimaparametern aufgeschlüsselt werden.

Dr. Stephan Bader, Schweiz. Meteorolog. Anstalt, Krähbühlstrasse 58, CH-8044 Zürich

1. Einführung

Das Ende der Jüngeren Dryas zeichnet sich durch einen ausserordentlich raschen Klimawandel aus. Im Alpenraum sind die mittleren Jahrestemperaturen innerhalb weniger Dekaden (50–150 Jahre, U. EICHER, 1987, p. 100) um mehrere Grad Celsius angestiegen. Gleichzeitig haben die Jahresniederschläge um 20–60% zugenommen.

Regional sind offenbar grosse Unterschiede aufgetreten. Am Nordalpenrand betrug die Zunahme der mittleren Jahrestemperatur auf 2000 m ü.M. (T_a(2000 m ü.M.)) etwa 1–3°C. Die Jahresniederschläge auf 2000 m ü.M. (P(2000 m ü.M.)) haben etwa 200 mm zugenommen. Im Wallis dagegen lagen die Änderungen für T_a(2000 m ü.M.) bei 6–9°C und für P(2000 m ü.M.) bei 400–700 mm.

Diese kurz umrissenen Abschätzungen zur Klimaänderung am Übergang Spätglazial/Postglazial sind das Resultat von Gletscherrekonstruktionen (S. BADER, 1990). Das Verhalten von Gletschern ist weitgehend vom Verhalten des Klimas abhängig. Das eröffnet die Möglichkeit, vom rekonstruierten Verhalten verschwundener Gletscher auf das damals herrschende Klima zu schliessen.

2. Zum Zusammenhang Gletscher – Klima

Gletscher bringen im wesentlichen die kombinierte Wirkung von Niederschlag (Massengewinn=Akkumulation) und Temperatur (Massenverlust=Ablation) zum Ausdruck (M. KUHN, 1980, p. 247). Glaziologische Parameter beinhalten somit in der Regel eine klimatische Mischinformation, welche einer Aufschlüsselung nach T und P bedarf. Die Umsetzung rekonstruierter Gletscherparameter in konkrete Klimaparameter ist erst in Ansätzen möglich. Vorderhand lassen sich vor allem anhand des Nettobilanzgradienten in Zusammenhang mit dem Kryosphärenmodell nach W. HÄBERLI (1991, p. 411; Abb. 1) Temperatur- und Niederschlagswerte abschätzen. Der Nettobilanzgradient dbij(c,a)/dH (gemessen in $cmWE \cdot a^{-1}/m$; WE = Water-Equivalent, 1 WE = 1 g/cm^2) beschreibt die Veränderung der höhenspezifischen (i) jährlichen (j) Nettobilanz (b) aus Akkumulation (c) und Ablation (a) mit der Höhe H. Unterhalb der ELA (Equilibrium Line Altitude: bij[c,a]= 0), im Ablationsgebiet, ist der Nettobilanzgradient häufig praktisch konstant. Im Akkumulationsgebiet, oberhalb der ELA, wird er dagegen meist rasch flacher.

Unter maritimen Klimaverhältnissen mit vergleichsweise hohen Jahresniederschlägen (2500 mm), liegt die ELA nahe der 0°C-Jahresisotherme (M. KUHN, 1981, p. 16/17). Hohe Akkumulationsbeträge stehen hier hohen Ablationsbeträgen gegenüber. Im Ablationsgebiet stellen sich entsprechend steile Nettobilanzgradienten ein (etwa um 1 $cmWE \cdot a^{-1}/m$). Der hohen Niederschläge wegen liegt der AAR-Wert (Accumulation Area Ratio = Akkumulationsfläche/Gesamtfläche) bei etwa 0.5 bis 0.6 (S. BADER, 1990, p. 12ff.).

In kontinentalen Regionen mit geringen Jahresniederschlägen (unter 500 mm) liegt die ELA in Bereichen mit tiefen Jahresmitteltemperaturen (unter –8°C). Kennzeichnend für solche Gebiete sind kleine Akkumulations- und Ablationsbeträge. Die Massenbilanzgradienten sind entsprechend flach (unter 0.3 $cmWE \cdot a^{-1}/m$). Der Niederschlagsmangel bedingt verhältnismässig grosse AAR-Werte (0.7 bis 0.8; S. BADER, 1990, p. 12ff.).

Das Akkumulations- und Ablationsgeschehen auf einer ehemaligen Gletscheroberfläche – und damit der damalige Nettobilanzgradient – lassen sich nicht direkt rekonstruieren. Über den Gesamtbilanzgradienten kann der Nettobilanzgradient jedoch gut angenähert werden, vorausgesetzt, dass sich der betrachtete Gletscher in einer ausgeprägten Schwundphase befin-

det. Die höhenspezifische Gesamtbilanz bij(g) ist die Summe aus der höhenspezifischen Nettobilanz aus Akkumulation und Ablation (bij(c,a)) und der höhenspezifischen Nettobilanz aus der eintauchenden (submergence) und auftauchenden (emergence) Gletscherbewegung (bij[s,e]):

$$bij(g) = bij(c,a) + bij(s,e) \quad (1)$$

Während einer starken Gletscherschwundphase (Gletscher-Nettobilanz bj << 0) überwiegt der Schmelzverlust im Ablationsgebiet deutlich den Massennachschub aus dem Akkumulationsgebiet. Das heisst, bij(s,e) wird gegenüber bij(c,a) klein, und die folgende Näherung wird möglich:

$$bij(g) \cong bij(c,a) \text{ wenn } bj \ll 0 \quad (2)$$

Entsprechend ergibt sich die folgende Näherung:

$$dbij(g)/dH \cong dbij(c,a)/dH \quad (3)$$

Bei bekannter Rückzugszeit bestimmen sich bij(g) und dbij(g)/dH (und damit nun angenähert auch bij(c,a) und dbij(c,a)/dH) leicht aus den einzelnen höhenspezifischen Verlustvolumina des betrachteten Gletschers (S. BADER, 1990, p. 22ff.).

Eingesetzt in das Kryosphärenmodell nach W. HÄBERLI (1991, p. 411; siehe Abb. 1) ermöglicht der für das Ablationsgebiet rekonstruierte Nettobilanzgradient die Abschätzung der Jahresniederschläge

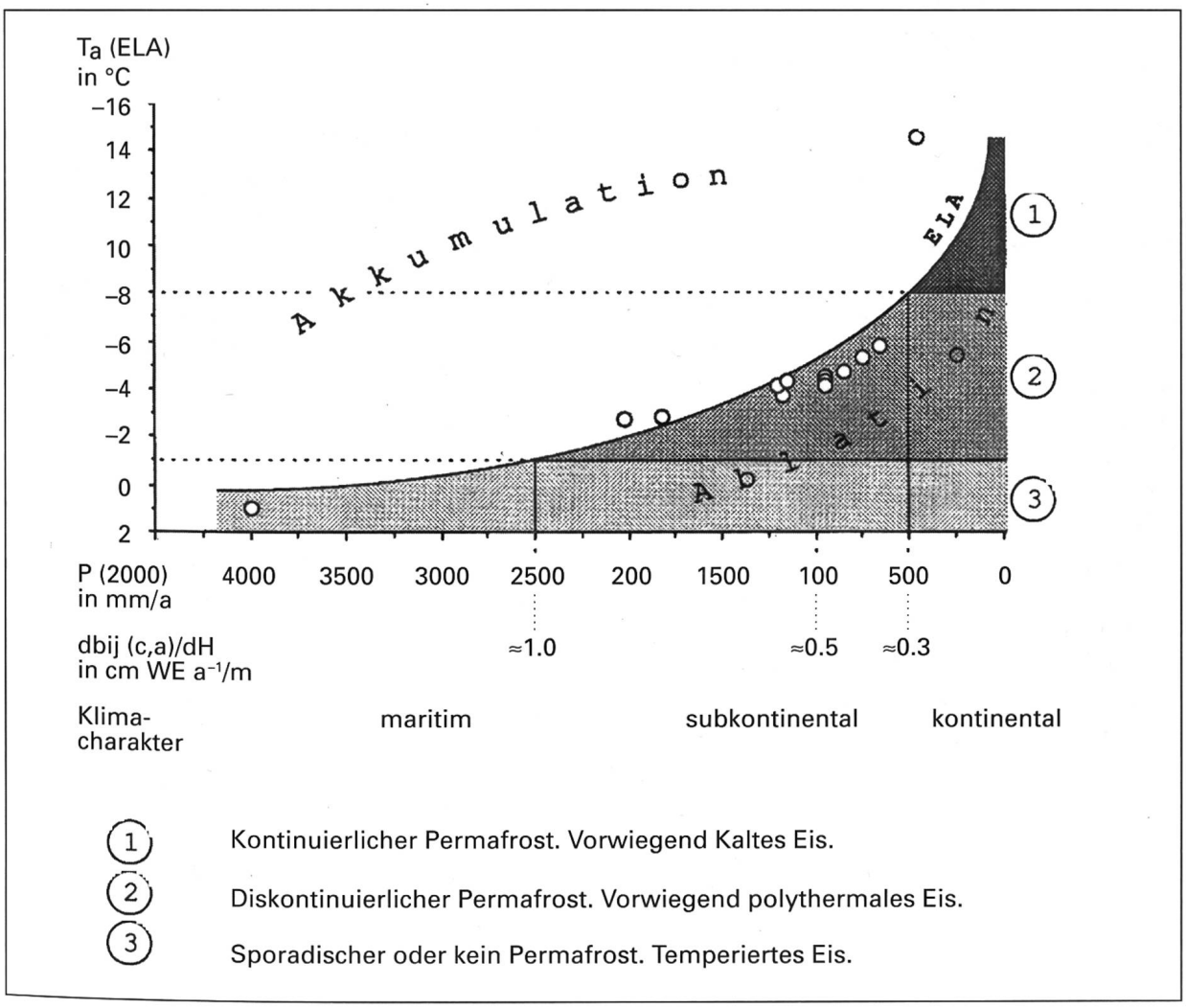

Abb. 1: Kryosphärenmodell nach W. HÄBERLI (1991, p. 411) für die klimatologische Interpretation paläoglaziologischer Rekonstruktionen (aus: S. BADER, 1990, p. 35).

auf 2000 m ü.M. und der mittleren Jahrestemperatur im Bereich der ELA. Die P/T-Beziehung im Kryosphärenmodell ist empirischer Natur und wiedergibt nur den generellen Trend der tatsächlichen Verhältnisse. Zur Genauigkeit der Näherung können vorläufig noch keine Aussagen gemacht werden.

Um aus dem Kryosphärenmodell vergleichbare T_a-Werte zu erhalten, muss eine Reduktion auf eine einheitliche Höhe (sinnvollerweise 2000 m ü.M.) erfolgen. Üblicherweise wird hierzu ein mittlerer Temperaturgradient von 0.65 °C/100 m Höhendifferenz verwendet. Allerdings zeigen jüngste Messungen am Urumtschi Gletscher No.1 (Tien-Shan, China), dass in solchen ausgeprägt kontinentalen Gebieten der Temperaturgradient im Bereich von 0.80 °C/100 m Höhendifferenz oder sogar höher liegt (A. OHMURA, mündl. Mitteilung).

3. Glazialmorphologie

Die Glazialmorphologie in der Hochtalmulde von Fursch im westlichen Schilstal ist von seltener Schönheit. In geringem Abstand folgen sich hier mehrere vollendet geformte Stirnmoränenbogen, welche auf beiden Talseiten in ebenso eindrückliche Ufermoränenwälle übergehen (Abb. 2). Solche Wallmoränenkomplexe liegen in vergleichbarer Situation in vielen Alpentälern vor. Sie zeigen oft eine ganz typische Grundstruktur. Umfasst und zugleich dominiert werden sie durch einen mächtigen Wallmoränenbogen, welcher die ehemalige Ablationszunge mitunter fast vollständig nachzeichnet (siehe [1] in Abb. 2). Wenig talaufwärts folgt ein durch seine spezielle Anlage auffallender Moränenbogen: Er zeigt das Bild einer aufgewölbten regenerierten Gletscherzunge, welche wohl das Eisniveau, nicht aber die Länge des vorangegangenen Gletscherstandes erreichte. Vor diesen Komplexen sind Wallmoränen meist nur noch bruchstückhaft und von vergleichsweise geringmächtiger Ausprägung vorhanden. Dadurch wird deren Einheit zusätzlich unterstrichen.

Offensichtlich kommt in den einzelnen Tälern mit dieser typischen glazialmorphologischen Abfolge jeweils dasselbe Klimaereignis zum Ausdruck: Es handelt sich regelmässig um die jüngsten bedeutenden spätglazialen Gletscherakkumulationen ausserhalb des postglazialen Schwankungsniveaus. Somit liegt es nahe, sie mit der Jüngeren Dryas, der letzten spätglazialen Kaltphase, in Verbindung zu bringen.

4. Gletscher- und Klimarekonstruktion

Den weiter unten folgenden Vergleichsdaten aus dem Alpeninnern liegt eine Rückzugszeit von 150 Jahren zugrunde. Unter Rückzug wird dabei das Zurückschmelzen auf die Grössenordnung der maximalen postglazialen Gletscherausdehnung verstanden (zuletzt um etwa 1850 A.D. erreicht). Da diese postglazialen Gletscherhochstandsmarken im Schilstal nicht nachgewiesen werden können, ist anzunehmen, dass hier der vollständige Eisabbau früher abgeschlossen war. Im Sinne dieser Überlegung wird deshalb mit einer Rückzugszeit von 100 Jahren (t=100 y) gerechnet.

Unter dieser Bedingung liegt der Nettobilanzgradient im Ablationsgebiet für den Beginn des Rückzugs aus dem Stand Fursch um 0.90 $cmWE \cdot a^{-1}/m$ bei einer jährlichen Nettobilanz von bj ≈ -22 cmWE. Daraus ergibt sich eine rELA (reconstructed ELA) von 2054 ±10 m ü.M . Die ELA für die maximale postglaziale Gletscherausdehnung liegt in dieser Region etwa bei 2400 ±50 m ü.M. (vgl. U. JORDI, 1986, p. 81ff.). Die rELA-Differenz zwischen der ausgehenden Jüngeren Dryas und dem Vergleichswert von 1850 A.D. beträgt somit rund 350 ±60 m.

Nach den oben ermittelten glaziologischen Parametern lagen zu Beginn des

Gletscherschwundes am Ende der Jüngeren Dryas die Jahresmitteltemperatur (Ta((2000 m ü.M.)) um –1/–2 °C und die Jahresniederschläge (P(2000 m ü.M.)) im Bereich von 2000–2500 mm. Die heutigen Jahresmitteltemperaturen auf 2000 m ü.M. bewegen sich im Schilstal um etwa 0/+1°C (Ch. URFER, 1979, p. 268; Klimaatlas der Schweiz, 1982, Blatt 6.1). Die Jahresniederschläge auf 2000 m ü.M. liegen zwischen 2400 mm und 2800 mm (Hydrologischer Atlas der Schweiz , 1992, Blatt 2.2).

5. Vergleich mit dem Alpeninnern und mit dem Gletscherschwund seit 1850

Nach den hier durchgeführten Modellrechnungen ist der Anstieg der ELA und damit das Zurückschmelzen der Gletscher am Ende der Jüngeren Dryas im Schilstal weitgehend auf die Temperaturänderung (+1 bis +3 °C) zurückzuführen, da sich die Niederschlagsmengen nur unwesentlich verändert haben. Im Alpeninnern dagegen haben sich sowohl die Temperatur als auch

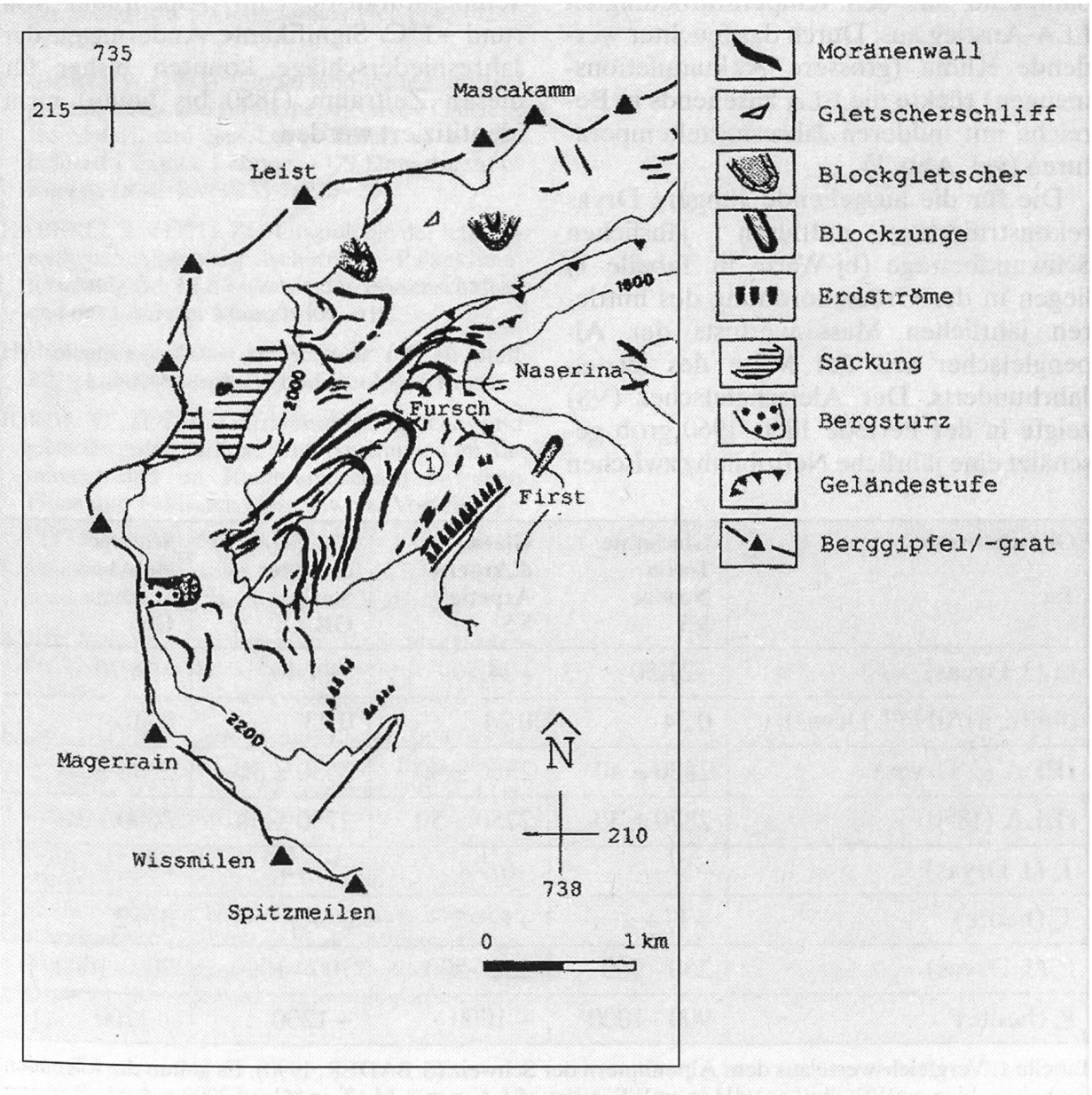

Abb. 2: Geomorphologische Kartenskizze der Talmulde von Fursch, Schilstal (aus: S. BADER, 1986, p. 41).

die Niederschlagsmengen stark verändert (Tabelle 1). Der nördliche Alpenkamm stellte während der Jüngeren Dryas offenbar noch weit deutlicher als heute ein wirksames Niederschlagshindernis dar. Ein kalt-kontinentales Klima im Alpeninnern mit vermutlich vorwiegend kalten Gletschern stand damals einem gemässigten, eher maritim geprägten Klima am Alpennordrand mit temperierten Gletschern gegenüber. Die im Alpeninnern am Ende der Jüngeren Dryas zum Teil stark zunehmenden Niederschlagsmengen wirkten sich dämpfend auf den temperaturbedingten ELA-Anstieg aus: Durch das feuchter werdende Klima (grössere Akkumulationsmengen) rückte die ELA zusehends in Bereiche mit milderen Jahresmitteltemperaturen (vgl. Abb. 1).

Die für die ausgehende Jüngere Dryas rekonstruierten mittleren jährlichen Schwundbeträge (bj-Werte in Tabelle 1) liegen in der Grössenordnung des mittleren jährlichen Massenverlusts der Alpengletscher seit der Mitte des letzten Jahrhunderts. Der Aletschgletscher (VS) zeigte in der Periode 1850–1960 grob geschätzt eine jährliche Nettobilanz zwischen –20 und –25 cmWE (W. HAEBERLI, 1985, p. 218). Aus dem mittleren jährlichen Schwundvolumen 1850–1968 berechnet sich für den Griesgletscher (VS) bezogen auf den Beginn der Schwundphase ein bj-Wert von -24cmWE. Für den Silvrettagletscher/Verstanclagletscher (GR) ergibt sich für die Periode 1849–1956 ein bj-Wert von –27cmWE und für den Limmerngletscher (GL) bezüglich der Periode 1852–1959 ein solcher von –31 cmWE (S. BADER, 1990, p. 46). Diese jüngste Gletscherschwundphase ging einher mit einem mittleren Temperaturanstieg im Alpenraum von rund +1 °C. Signifikante Änderungen der Jahresniederschläge konnten bisher für diesen Zeitraum (1850 bis heute) nicht identifiziert werden.

Gletschername **Tal**	**Glacier de Tortin** **Nendaz** **VS**	**Glacier d'Arpette** **Arpette** **VS**	**Chüealp-gletscher** **Sertig** **GR**	**Scaletta-gletscher** **Dischma** **GR**
bi (J. Dryas)	–21.50	–24.50	–24.40	–24.70
dbij(c, a)/dH (J. Dryas)	0.24	0.24	0.43	0.40
rELA (J. Dryas)	2420 ± 40	2330 ± 40	2430 ± 30	2300 ± 20
rELA (1850)	2870 ± 30	2750 ± 50	2750 ± 50	2600 ± 30
T_a (J. Dryas)	–5/–7	–6/–8	–2/–4	–3/–5
T_a (heute)	+1/+2	+1/+2	0/+2	0/+2
P_a (J. Dryas)	250–500	250–500	700–1000	700–1000
P_a (heute)	900–1000	~ 1000	~ 1200	~ 1200

Tabelle 1: Vergleichswerte aus dem Alpeninnern der Schweiz (S. BADER, 1990). Es gelten die folgenden Einheiten: bj in cmWE; dbij(c,a)/dH in cmWE · a^{-1}/m; rELA in m ü. M.; T_a in °C auf 2000 m ü. M.; P_a in mm auf 2000 m ü. M. Die Daten zur Jüngeren Dryas basieren alle auf einer Rückzugszeit von t = 150 y.

Literaturverzeichnis

BADER, S. (1986): Beitrag zur Geomorphologie sowie zur spätglazialen Gletschergeschichte des Schilstales (St.Galler Oberland). – Unpubl. Diplomarbeit, Geogr. Institut Universität Zürich.

BADER, S. (1990): Die Modellierung von Nettobilanzgradienten spätglazialer Gletscher zur Herleitung der damaligen Niederschlags- und Temperaturverhältnisse – dargestellt an ausgewählten Beispielen aus den Schweizer Alpen. – Physische Geographie, Vol. 31, Zürich.

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

HÄBERLI, W. (1985): Global land-ice monitoring: present status and future perspectives. Glaciers, Ice Sheets, and Sea Level: Effect of a CO_2-induced Climatic Change. – US-Department of Energy, DOE/EV60235-1: 216–231.

HÄBERLI, W. (1991): Zur Glaziologie der letzteiszeitlichen Alpenvergletscherung. – Paläoklimaforschung Bd. 1 (Akademie der Wissenschaften und der Literatur Mainz): 409–419.

Hydrologischer Atlas der Schweiz (1992): Blatt 2.2. – Landeshydrologie und -geologie, Bern.

JORDI, U. (1986): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch (Ostschweiz, Vorarlberg). – Geographica Bernensia, G27.

Klimaatlas der Schweiz (1982): Blatt 6.1. – Bundesamt für Landestopographie, Wabern.

KUHN, M. (1980): Die Reaktion der Schneegrenze auf Klimaschwankungen. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 16/2: 241–254.

KUHN, M. (1981): Climate and Glaciers. Sea Level, Ice, and Climatic Change (Proceedings of the Canberra Symposium, December 1979). – IAHS Publication No. 131: 3–20.

URFER, CH., in: URFER CH., GENSLER, G., AMBROSETTI, F., ZENONE, E. (1979): Klimatologie der Schweiz, Band II. Regionale Klimabeschreibungen. 2. Teil: Alpennordhang, Graubünden und Alpensüdseite. – Beiheft zu den Annalen der Schweiz. Meteorologischen Anstalt, Zürich.