

Zeitschrift: Regio Basiliensis : Basler Zeitschrift für Geographie
Herausgeber: Geographisch-Ethnologische Gesellschaft Basel ; Geographisches Institut der Universität Basel
Band: 32 (1991)
Heft: 2

Artikel: Alpengletscher im Treibhaus der Erde
Autor: Haeberli, Wilfried
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-1088662>

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](#)

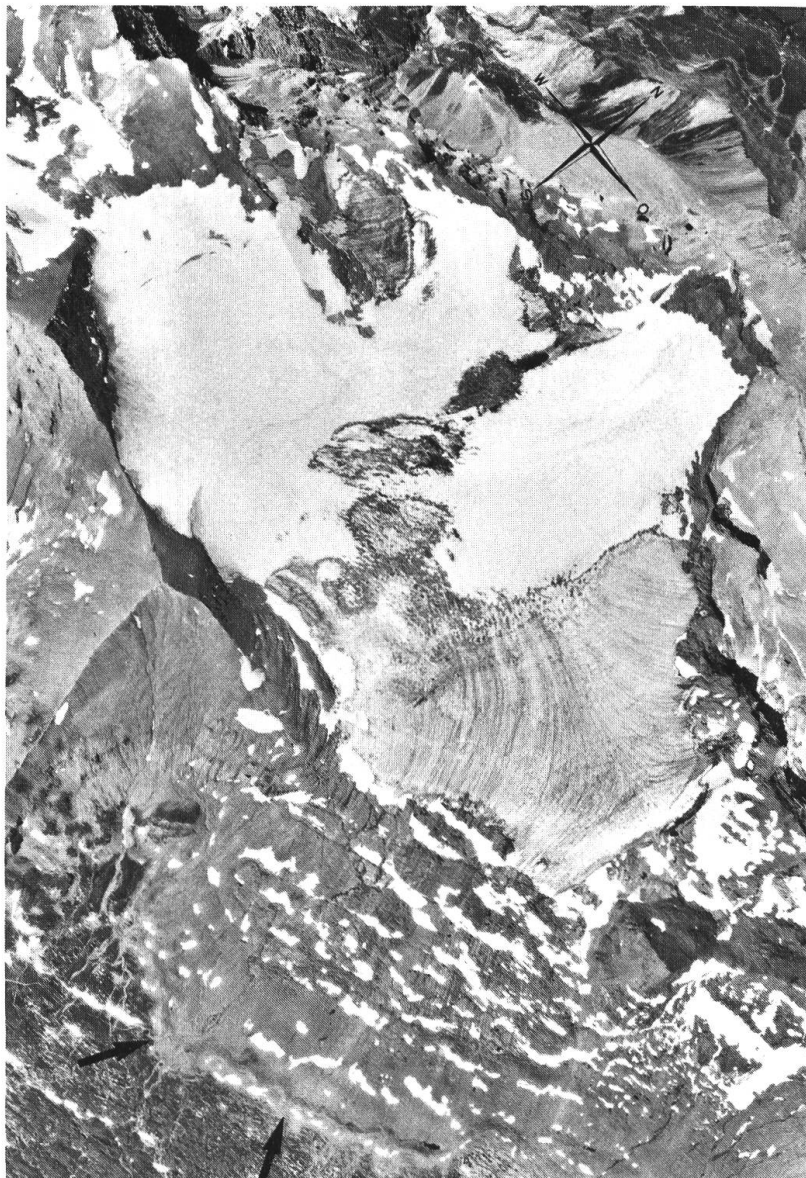
Download PDF: 18.04.2026

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

Alpengletscher im Treibhaus der Erde

Wilfried Haeberli

Abb.1 Senkrechtaufnahme des Vorabfirns, Bündner Alpen. Gut sichtbar ist der Rückzug des Gletscherrandes von den historischen Moränen (Pfeile) um eine Distanz von rund 1 Kilometer. Der heute noch 2 Kilometer lange, im Mittel etwa 20 - 30 Meter mächtige und rund 50 - 75 Millionen Kubikmeter Eis enthaltende Gletscher hat in den vergangenen 140 Jahren über die Hälfte seiner Masse verloren und dürfte bei fortgesetztem Temperaturanstieg das kommende Jahrhundert kaum überstehen. Aufnahme des Bundesamtes für Landestopographie vom 9. August 1973.



Adresse des Autors: PD Dr. Wilfried Haeberli, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, ETH-Zentrum, 8092 Zürich.

Zusammenfassung

Der Autor stellt ein einfaches Konzept für die Quantifizierung von Gletscherschwankungen in klimatisch relevanten Zeitintervallen vor. Dies wird mit einem Vergleich der beiden ausgeprägten Schwundphasen des 20. Jahrhunderts und des Spätglazials illustriert, die beide durch eine massive Zunahme des Kohlendioxidgehalts der Atmosphäre charakterisiert sind. Es zeigt sich, dass der Eisabbau seit der Mitte des 19. Jahrhunderts wesentlich schneller erfolgt als zwischen 20'000 und 10'000 Jahren vor heute. Auch das Geschwindigkeitsverhältnis Gletscherschwund/Temperaturanstieg ist im jüngsten Zeitabschnitt wahrscheinlich um ein Mehrfaches höher.

Les glaciers alpins dans la serre du globe

Résumé

L'auteur présente une méthode simple pour quantifier les variations glaciaires à des laps de temps climatiquement significatifs. L'illustration en est fournie par la comparaison des deux périodes de recul des glaciers, soit celle du 20e siècle et celle de la dernière glaciation, toutes deux caractérisées par une augmentation massive de la teneur en dioxyde de carbone dans l'atmosphère. On constate que les glaciers fondent nettement plus vite depuis le milieu du 19e siècle qu'il y a 20'000 à 10'000 ans. De même, le rapport entre la vitesse du recul glaciaire et celle de l'élévation de la température paraît, à l'époque actuelle, nettement plus élevé.

Glaciers of the Alps in the Greenhouse of Our Planet

Abstract

The author presents a simple procedure for quantification of glacial changes in climatically relevant eras. This is illustrated by a comparison of two periods of accentuated glacial retreat of the 20th century and in the latter Ice Age, both characterized by a considerable increase of the percentage of atmospheric carbon dioxide. The comparison shows that since the middle of the last century the ice has been melting much faster than in the period between 20'000 and 10'000 years ago. In addition, the rate of glacial retreat compared to the increase in temperature is probably much higher today than in the latter Ice Age.

1 Einleitung

Nach dem gegenwärtigen Verständnis der globalklimatischen Prozesse dürften in rund 20'000 Jahren wieder voll-eiszeitliche Verhältnisse herrschen (Imbrie & Palmer 1981). Vorher jedoch wird sich mit beträchtlicher Wahrscheinlichkeit ein treibhausbedingtes "Superinterglazial" einstellen. Die meisten Fachleute nehmen an, dass der vorausgesagte Temperaturanstieg in den kommenden Jahren über den nacheiszeitlichen und historischen Schwankungsbereich hinaus erkennbar wird. Im natürlichen, jedoch durch den Menschen verstärkten Treibhaus der Erde spielen Gletscher und Eiskappen eine wichtige Rolle. Während kontinentale Eiskappen, komplex rückgekoppelt über die Strahlungsbilanz, den Luftmassenaustausch und die Meeresströmungen, aktiv das Klima beeinflussen, reagieren die kleineren Gebirgsgletscher weitgehend passiv auf veränderte atmosphärische Bedingungen und stellen aufgrund ihrer Nähe zum Gefrier- und Schmelzpunkt sensible und repräsentative Indikatoren der Energiebilanz im globalen Treibhaus dar. Der spektakuläre, weltweite Rückzug der Gebirgsgletscher (Abb. 1)

gehört denn auch nach wie vor zur sichersten Evidenz dafür, dass sich das Klima der Erde seit dem Ende der “kleinen Eiszeit” markant verändert hat (Haeberli 1990, Wood 1990). Das Verhalten der Alpengletscher ist – historisch bedingt – besonders gut dokumentiert (Haeberli et al. 1989a, Zumbühl & Holzhauser 1988). Ein Vergleich zwischen dem Spätglazial und dem 20. Jahrhundert, den beiden bestuntersuchten Zeitabschnitten der Vergangenheit mit erwärmungsbedingtem Gletscherschwund, mag die wichtige Signalfunktion der Alpengletscher illustrieren.

2 Grundkonzept und Parametrisierung

Die Reaktion von Gletschern auf Änderungen des Klimas umfasst eine komplexe Reihe von teilweise rückgekoppelten Prozessen: Energiebilanz – Massenbilanz/Eistemperatur – Fliessverhalten/Geometrie – Vorstoss/Rückzug. Im besten Fall kann diese Prozesskette für wenige detailliert untersuchte Gletscher mit numerischen Modellen einigermassen befriedigend nachvollzogen werden (z.B. Kruss 1983, Oerlemans 1988). Ein wesentlicher Teil der Komplikationen fällt hingegen weg, wenn man für die Analyse genügend grosse Zeitintervalle wählt. Insbesondere wird hinsichtlich klimatischer Zeitskalen die instationär-eisdynamische Reaktion weitgehend irrelevant, da in guter Näherung Gleichgewichtszustände betrachtet und folgende Grundkonzepte und Parametrisierungsschemata verwendet werden können (vgl. dazu Haeberli 1990, Paterson 1981).

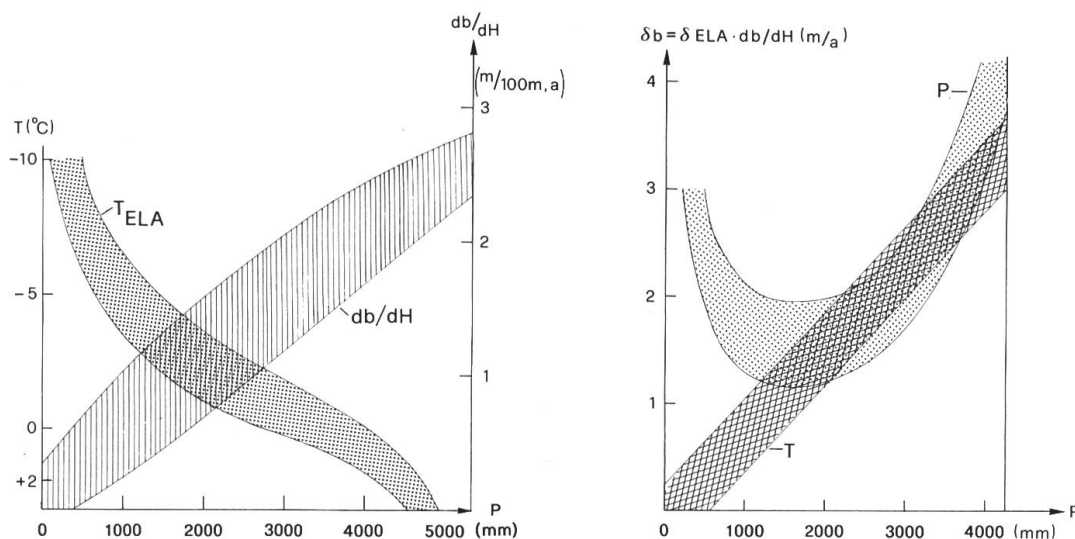


Abb. 2a (links) Mittlere Jahrestemperatur (T_{ELA}) an der Gleichgewichtslinie (linke Skala) und mittlerer Massenbilanzgradient im Ablationsgebiet (db/dH , rechte Skala) als Funktion des Jahresniederschlags (P) nach Daten von Boulton et al. (1984, 143) und Kerschner (1985, 365). Die Breite der Raster gibt den Streubereich angenähert wieder. Abb. 2b (rechts) Störungen der Massenbilanz ($\delta b = \delta \text{ELA} \cdot db/dH$) durch einheitliche Veränderungen des Jahresniederschlags (P) um 500 mm und der Jahrestemperatur (T) um 1°C als Funktion des Jahresniederschlags bei einem als konstant angenommenen Höhengradienten der Lufttemperatur von 0.65°C (aus Abbildung 2a hergeleitet). Die Breite der Raster gibt den Streubereich angenähert wieder. Man erkennt, dass maritime Gletscher generell besonders sensibel reagieren und dass Gletscher in kontinentalen und extrem niederschlagsreichen Gebieten stärker auf Niederschlags- als auf Temperaturänderungen reagieren.

Die Lage der *Gleichgewichtslinie* (ELA = equilibrium line altitude) auf Gletschern wird in erster Linie durch Temperatur (T) und Niederschlag (P) bestimmt (Kuhn 1980, Kerschner 1985, Abb. 2a). Da die Abhängigkeit vom Niederschlag stark nichtlinear ist, wirken sich Niederschlagsänderungen in trockenen und extrem nassen Regionen am stärksten aus. Die Veränderung der *Massenbilanz* (b) des Gletschers ist gegeben durch das Produkt aus ELA-Verschiebung und Massenbilanzgradient (Änderung von Ablation/Akkumulation mit der Höhe H, db/dH):

$$(1) \delta b \approx \delta \text{ELA} (db/dH)$$

Für eine gegebene Änderung der Temperatur und/oder des Niederschlags ist dieses Produkt – zusammen mit der Hypsographie des Gletschers – ein Mass für die *Sensibilität* der Gletscher als Klimaindikatoren (Abb. 2b). Der Massenbilanzgradient der Ablationsgebiete ist in feuchten Gebieten um rund eine Grössenordnung höher als in trockenen Gebieten (Kuhn 1981, Abb. 2a). Maritime Gletscher sind deshalb generell sensibler als kontinentale, wobei hinsichtlich Niederschlagsänderungen ein sekundäres Sensibilitätsmaximum im trockenen Bereich auftritt.

Im einfachsten Fall (Abb. 3a) mit einem stufenförmigen Anstieg der Gleichgewichtslinie und einer entsprechenden Änderung der Massenbilanzverteilung b(H) um den Betrag δb über die gesamte Gletscherlänge L_0 , wird das Gletscherende nach einer Reaktionszeit (t_R) mit Vorstoss oder Rückzug zu reagieren beginnen. Die Reaktionszeit ist bei einem Gletschervorstoss gegeben durch die Länge des Ablationsgebietes (L_A) und die mittlere Geschwindigkeit kinematischer Wellen (c), die die entstandenen Massenänderung von der Gleichgewichtslinie, dem Übergang von extensivem zu kompressivem Fliessen, ans Zungenende transportieren:

$$(2) t_R \approx L_A/c$$

Erfahrungsgemäss und theoretisch erklärbar ist die Geschwindigkeit der – in Natur allerdings nicht zweifelsfrei nachweisbaren – kinematischen Wellen etwa 3 bis 6 mal höher als die durch basales Gleiten und interne Eisdeformation verursachte Fliessgeschwindigkeit (u_0) des Gletschers an der Oberfläche (Weertman and Birchfield 1983). Für kleinere Gletscher liegt die Reaktionszeit bei einigen Jahren, beim längsten Alpengletscher, dem Aletschgletscher, bei rund 3 bis 4 Jahrzehnten (Müller P. 1988). Nach einer *Anpassungszeit* (t_A) wird die Gletscherzunge ein neues Gleichgewicht einnehmen, wobei sich die Länge um den Betrag δL verändert (Abb. 3b) und die Massenbilanz wieder ausgeglichen hat. In diesem neuen Gleichgewicht wird aus Kontinuitätsgründen die Masse $\delta b \cdot L_0$ durch die Ablation am Gletscher-Zungenende (b_Z) über die Länge δL kompensiert werden. Für Zeitintervalle, die länger sind als die Anpassungszeit, kann deshalb leicht aus der beobachteten Gletscher-Längenänderung auf das verursachende δb geschlossen werden:

$$(3) \delta b \approx b_Z \cdot \delta L/L_0$$

Der Anstieg der Gleichgewichtslinie (δELA), der zur beobachteten Veränderung des Gletscher-Zungenendes geführt hat, errechnet sich aus Gleichung (1), wobei zu beachten ist, dass db/dH im Bereich der Gleichgewichtslinie üblicherweise kleiner ist als im Ablationsgebiet.

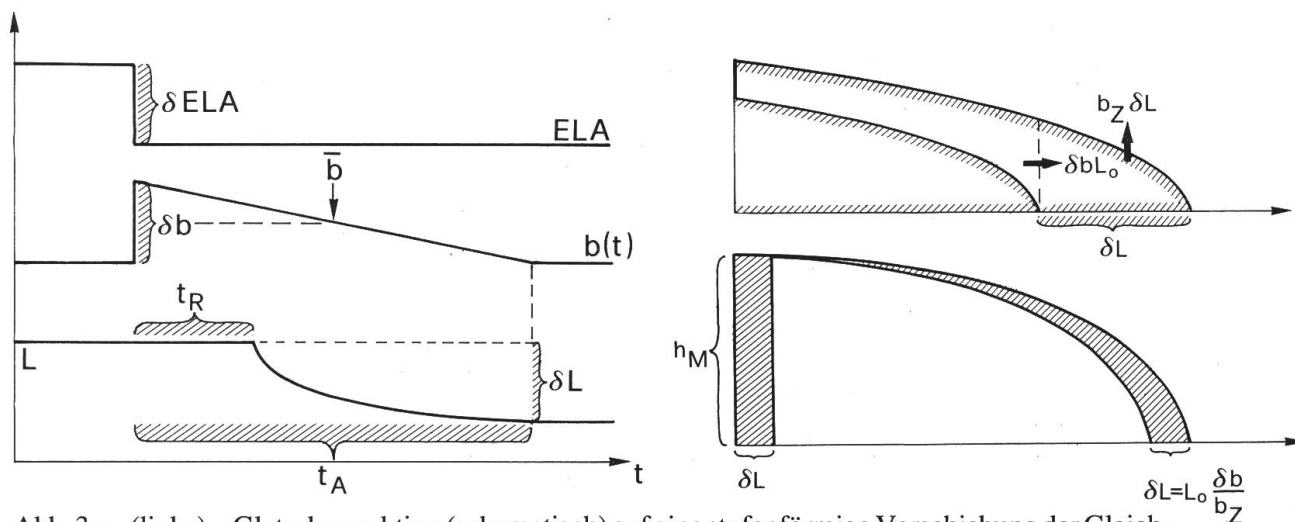


Abb. 3a (links) Gletscherreaktion (schematisch) auf eine stufenförmige Verschiebung der Gleichgewichtslinie (δELA): δb = Änderung der Massenbilanzverteilung $b(H)$, \bar{b} = mittlere Massenbilanz über die Anpassungszeit t_A , in der sich die Gletscherlänge nach einer anfänglichen Reaktionszeit t_R um δL verändert, t = Zeit.

Abb. 3b (oben rechts) Situation am Gletscher-Zungenende am Anfang und am Schluss einer über die Gesamtlänge des Gletschers L_0 einheitlichen Änderung δb der Massenbilanzverteilung $b(H)$. Nach vollständiger Anpassung an das neue Gleichgewicht wird der Massenüberschuss $\delta b \cdot L_0$ durch die Ablation b_Z über der Längenänderungsdistanz δL kompensiert.

Abb. 3c (unten rechts) Schema für die Herleitung der Anpassungszeit t_A aus einer einfachen geometrischen Überlegung: wird das Ablationsgebiet des Gletschers in die neue Gleichgewichtsposition geschoben, so muss das an der Gleichgewichtslinie entstehende "Loch" mit der maximalen Eisdicke h_M durch die über t_A und die Gesamtlänge L_0 akkumulierte Massenbilanzstörung δb ausgefüllt werden: $t_A \cdot \delta b \cdot L_0 = h_M \cdot \delta L \rightarrow h_M / b_Z$

Die Anpassungszeit (t_A) kann nach den theoretischen Analysen und numerischen Modellrechnungen von *Johannesson et al.* (1989) berechnet werden. Sie kann mit einer einfachen geometrischen Überlegung veranschaulicht werden (Abb. 3c): Verschiebt man die Gletscherzunge entlang der zentralen Fliesslinie in die neue Gleichgewichtsposition, so entsteht an der Gleichgewichtslinie mit der maximalen Eisdicke (h_M) ein "Loch" mit den Dimensionen $h_M \cdot \delta L = h_M \cdot L_0 \cdot \delta b / b_Z$, das mit der zusätzlichen Masse $\delta b \cdot L_0$ über die Zeit t_A "ausgefüllt" werden muss. Daraus folgt:

$$(4) t_A \approx h_M / b_Z$$

Selbst für den Aletschgletscher, den grössten Alpengletscher mit einer vermutlich eher atypischen maximalen Eisdicke (h_M) am Konkordiaplatz von knapp 1000 Metern und $b_Z = 12$ bis 13 Meter pro Jahr (*Aellen & Röthlisberger* 1981) beträgt die Anpassungszeit nur rund 80 Jahre. Sie ist damit etwa doppelt so lang wie die Reaktionszeit und wesentlich kürzer als ein Jahrhundert. Für den Gletscherschwund im 20. Jahrhundert kann dementsprechend das hier skizzierte Interpretationskonzept verwendet werden. Die grösste Unsicherheit liegt bei der Ablation am Zungenende; wo keine Messwerte vorhanden sind, muss b_Z aufgrund von Erfahrungswerten für db/dH und einer mit Medianhöhen oder geeigneten Flächenverhältnissen geschätzten ELA bestimmt werden. In den Alpen liegen die Massenbilanzgradienten im Ablationsgebiet zwischen etwa 0.5 und 1 Meter pro 100 Meter Meereshöhe (*Kasser* 1981) mit einem wohl besten

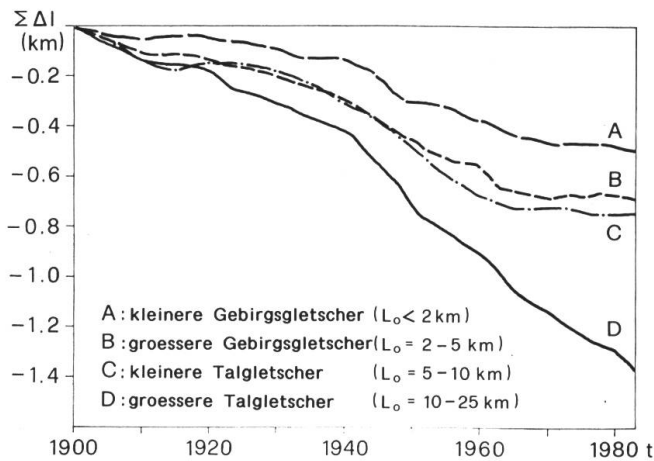


Abb. 4 Kumulative Längenänderung langfristig beobachteter Gletscher der Schweizer Alpen. Durch die Mittelbildung innerhalb von Längsklassen werden lokale topographische Effekte reduziert und unterschiedliche Reaktionszeiten berücksichtigt. Gletscher in Gruppe A: Pizol, Sardona, Punteglias, Basodino,; Gruppe B: Grand Désert, Lavaz, Kehlen, Valsorey; Gruppe C: Trient, Saleina, Morteratsch, Zinal; Gruppe D: Rhone, Gorner, Aletsch. Datenbasis: Kasser et al. (1986, 264-273), Berechnung: M. Volk, Praktikumsarbeit VAW/ETHZ.

Mittelwert bei 0.75 Metern pro 100 Meter (Funk 1985). Der nach Gleichung (3) geschätzte Wert für die Massenbilanzänderung (δb) dürfte demnach eine Unsicherheit von etwa $\pm 30\%$ aufweisen. Bei Annahme einer linearen Anpassung der Gletscherdicke und -fläche an ein neues Gleichgewicht mit $b = 0$ während der Anpassungszeit t_A beträgt die *mittlere Massenbilanz* $\bar{b} \approx 0.5 \cdot \delta b$.

3 Datenbasis

3.1 Zwanzigstes Jahrhundert

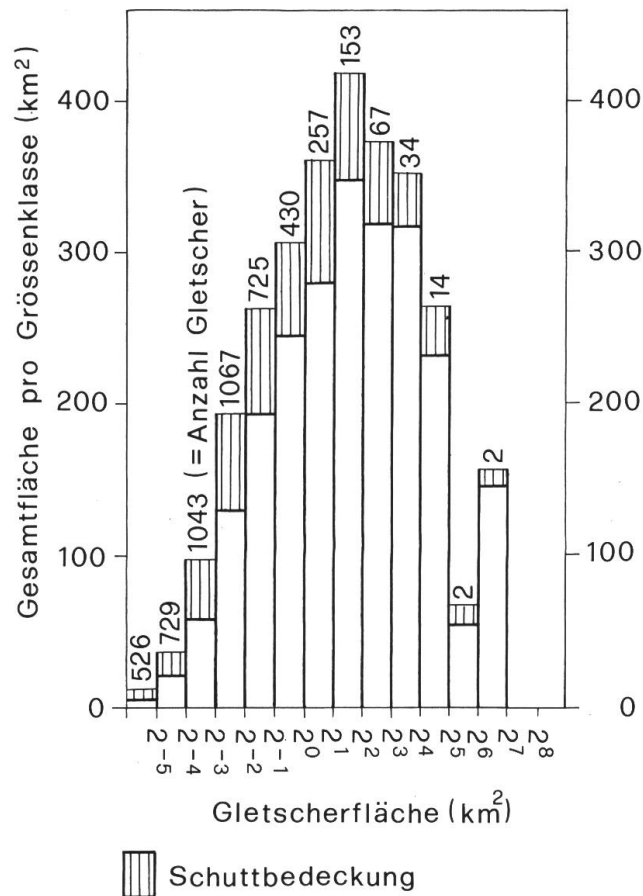
Für das 20. Jahrhundert liegen direkte Messungen vor. Die mittlere Massenbilanz (b) war seit dem Ende des vergangenen Jahrhunderts bei den sechs einzigen über diese Zeitspanne präzise vermessenen Gletschern deutlich negativ. Die Werte streuen zwischen etwa -0.19 und -0.57 Meter pro Jahr (Tab. 1). Bestätigt wird die Repräsentativität dieser Resultate durch die langfristig gemessenen Gletscher-Längenänderungen, welche wie erwartet etwa proportional zur Gesamtlänge der Gletscher sind (Abb. 4). Die mit Gleichung (3) geschätzten b -Werte ergeben im Mittel der 4 betrachteten Größen-

Tab. 1 Mittlere Massenbilanz alpiner Gletscher in den letzten 100 Jahren

Gletscher	Beobachtungsperiode	Koordinaten N/E	Medianhöhe m a.s.l.	Fläche (km ²)	\bar{b} (m/a)
Rhone	1882-1987	4637/0824	2940	17.38	-0.25
Vernagt	1889-1979	4653/1049	3228	09.55	-0.19
Guslar	1889-1979	4651/1048	3143	03.01	-0.26
Hintereis	1894-1979	4648/1046	3050	09.70	-0.41
N Schnee	1892-1979	4725/1059	2690	00.39	-0.35
S Schnee	1892-1979	4724/1058	2604	00.18	-0.57

Datengrundlage: Chen und Funk 1990; Finsterwalder und Rentsch (1990)

Abb. 5 Flächenstatistik der Alpengletscher nach der Grundlage des Welt-Gletscherinventars (Haerberli et al. 1989b, C341).



klassen Werte für \bar{b} , die zwischen -0.25 und -0.5 Meter pro Jahr liegen. Der heute 10 Kilometer lange Rhonegletscher zum Beispiel ist seit den 80er Jahren des letzten Jahrhunderts, als viele Gletscher positive Massenbilanzen hatten und nahe an einem Gleichgewicht gewesen sein dürften (Chen 1990), um rund 1 Kilometer kürzer geworden. Die Ablation am Zungenende liegt heute bei ausgeglichener Bilanz zwischen 5 und 6 Metern pro Jahr (Funk 1985). Die Werte für δb und \bar{b} werden dementsprechend -0.55 und -0.28 Meter pro Jahr, was eine Verschiebung der Gleichgewichtslinie um etwa 100 Meter ergibt (vgl. dazu auch die detaillierten Berechnungen von Maisch 1988). Aufsummiert über die Zeit seit 1850 ergibt sich ein mittlerer Dickenverlust der Alpengletscher von rund 40 - 50 Metern. Nach der Statistik der Gletscherinventare (Haerberli et al. 1989b) machen mittelgrosse Gletscher mit einigen Quadratkilometern Fläche den entscheidenden Anteil an der gesamten Gletscherfläche aus (Abb. 5). Die mittlere Mächtigkeit solcher Gletscher kann empirisch auf 50 bis 70 Meter geschätzt werden (Müller F. 1976, Maisch 1981), wobei die Unsicherheit bei rund $\pm 30\%$ liegt. Die alpine Vereisung hat seit dem Hochstand des letzten Jahrhunderts also rund einen Drittel bis die Hälfte ihrer Mächtigkeit verloren. Gleichzeitig hat sich die vergletscherte Fläche insgesamt um etwa einen Drittel reduziert (Chen 1990, Gross 1987, Maisch 1988) und beträgt heute noch 2909 Quadratkilometer (Haerberli et al. 1989b). Seit 1850 dürfte deshalb etwa die Hälfte des damaligen alpinen Eisvolumens abgeschmolzen sein. Ein weiterer Anstieg der Gleichgewichtslinie um 200 Meter, wie er als Folge des anthropogen verstärkten Treibhauseffektes für das kommende Jahrhundert in Betracht gezogen werden muss (Kuhn 1988), würde die alpine Vergletscherung auf wenige Prozente des heutigen Volumens von 150 - 200 Kubikkilometern reduzieren. Derartige Berechnun-

gen finden im übrigen Eingang in Analysen des aktuellen und Vorhersagen des zukünftigen Meeresspiegelanstieges (*Meier 1984, USDOE 1985, IPCC 1990*), wobei der Beitrag der Alpengletscher für den Meeresspiegelanstieg vernachlässigbar, für die Kenntnis der Gebirgsgletscher jedoch nach wie vor zentral ist.

3.2 Spätglazial

Für den Eisabbau im Spätglazial zwischen rund 20'000 und 10'000 Jahren vor heute müssen paläoglaziologische Rekonstruktionen beigezogen werden (*Haerberli & Penz 1985, Haerberli, 1991*). Die Ungenauigkeit solcher Rekonstruktionen ist naturgemäss beträchtlich und die berechneten Quantitäten sind mit grossen und nicht exakt definierbaren Fehlern behaftet. Die wesentlichen Charakteristiken der damaligen Gletscher und vor allem die massiven Unterschiede gegenüber heute sind jedoch gut abgestützt und kaum mehr grundsätzlich in Frage zu stellen. Für die maximale Ausdehnung der Vorlandvereisung und die wohl etwa gleichzeitig eintretende maximale Abkühlung muss für die Alpennordseite angenommen werden, dass die Gletscher polythermal, d.h. vorwiegend kalt und zumindest randlich am Bett angefroren waren, unter niedrigen Schubspannungen sehr langsam flossen (Abb. 6), dementsprechend wenig Masse umsetzten (kleine Werte für db/dH , Tab. 2) und kaum mit Oberflächenschutt bedeckt waren (vgl. auch *Haerberli & Schlüchter 1987*). In Übereinstimmung mit palynologischer Information (*Frenzel 1980*) und Experimenten mit globalen Zirkulationsmodellen (*Manabe & Broccoli 1984, Cook 1990*) muss auf ein kalt-arides Regionalklima geschlossen werden, bei dem die mittlere Jahrestemperatur der Luft im Gegensatz zum globalen Mittelwert (um 5°C) rund 15°C kälter war als heute und der Jahresniederschlag nur etwa 20% der rezenten Werte betrug.

Tab. 2 Mittlere Werte der basalen Schubspannung (τ), der Oberflächen-Fließgeschwindigkeiten (u_o) der Ablation (b) und des Massenbilanzgradienten (db/dH) in Ablationsgebieten der Würm-Maximalvereisung in der Schweiz.

Gletscher	τ (bar)	u_o (m/a)	b (m/a)	db/dH (m/100m,a)
Alpennordseite				
Rhone	0.3	10	-0.02	0.01
Aare	0.6	05	-0.5	0.1
Reuss	0.3	25	-0.15	0.03
Linth	0.6	10	-0.5	0.15
Rhein	0.3	25	-0.3	0.1
Alpensüdseite				
Toce/Ticino	0.8	35	-2.5	0.5
Adda	0.6	35	-2.0	0.6

Datengrundlage: Haerberli und Penz (1985, 358)

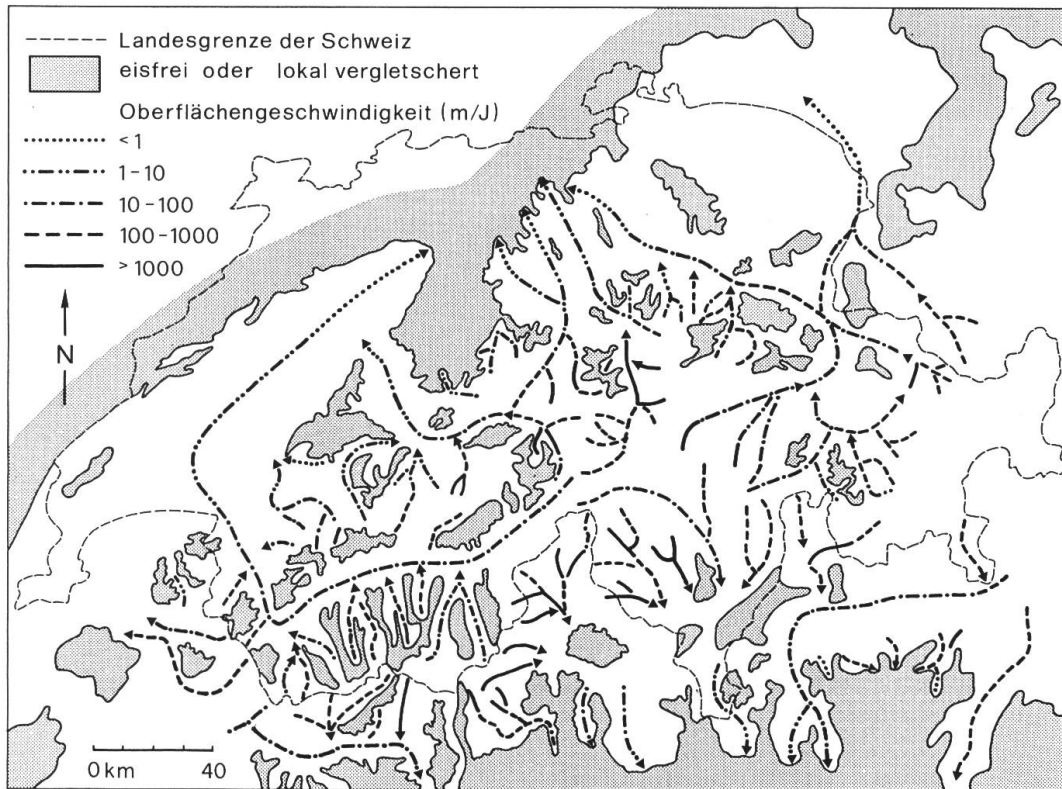


Abb. 6 Oberflächen-Fliessgeschwindigkeiten der Gletscher beim Maximum der Würmvereisung nach Haeblerli und Penz (1985, 358).

4 Vergleich Spätglazial – 20. Jahrhundert

In Tab. 3 sind die quantifizierbaren Parameter für einen Vergleich zwischen dem Gletscherschwund im 20. Jahrhundert und im Spätglazial zusammengestellt. In Anbetracht der skizzierten Unsicherheiten kann es sich hierbei nur um eine erste Näherung und Abschätzung charakteristischer Grössenordnungen handeln; Schlussfolgerungen sind nur halbquantitativ möglich.

Die betrachteten *Zeitintervalle* (Δt) unterscheiden sich um zwei Grössenordnungen und sind zudem in kürzere Schwund- und Wachstumsphasen gegliedert. Es geht deshalb bei einem Pauschalvergleich nur um mittlere Geschwindigkeiten. Eine Aufschlüsselung in kürzere Zeitabschnitte bleibt vorerst eine Aufgabe für die Zukunft, wobei das Datierungsproblem für das Spätglazial ein grundsätzliches Hindernis bleiben wird. Nach Resultaten von Eisbohrkernstudien steigt der *Kohlendioxid-Gehalt der Atmosphäre* im Spätglazial im Mittel um 0.01 ppm pro Jahr, im 20. Jahrhundert dagegen um 0.5 ppm pro Jahr (WMO/ICSU 1990), also 50 mal schneller. Die *Temperatur* (T) steigt im 20. Jahrhundert etwa 3 mal schneller und der *Niederschlag* (P) könnte um eine Grössenordnung rascher zunehmen als im Mitteleuropa des Spätglazials (vgl. dazu UNEP 1987, 1989).

Mittlereiszeitgletscher im Spätglazial waren um eine Grössenordnung länger als mittlere Alpengletscher im 20. Jahrhundert, doch ihre mittleren und maximalen Eismächtigkeiten (\bar{h} , h_M) waren nur etwa 2 bis 3 mal grösser als diejenigen von mittelgrossen Alpengletschern im 20. Jahrhundert. Typische Werte für Fliessgeschwindigkeit (u_0)

und Ablation (b_Z) am Zungenende sind im 20. Jahrhundert rund 10 mal höher als im Spätglazial; die Reaktionszeiten (t_R) sind dementsprechend im Spätglazial zwei, die Anpassungszeiten (t_A) aber nur etwa 1 - 1.5 Grössenordnungen länger. Das Verhältnis t_R/t_A ist für Spätglazialgletscher nahe bei 1. Zusammen mit den grossen t_R -Werten weist dies darauf hin, dass die Eisdynamik dieser ausgesprochen trägen Gletscher für die Längenänderung im Vergleich zu Firnanlagerung (Vorstoss) und Niederschmelzen (Zerfall) wohl nicht dominierte.

Die *mittlere Massenbilanz* (\bar{b}) – für die Spätglazialgletscher berechnet aus dem Verlust des Gesamtvolumens (V) geteilt durch die mittlere Fläche (F) und das betrachtete Zeitintervall $V/F\Delta t = \bar{h}/\Delta t$ – ist im 20. Jahrhundert um rund eine Grössenordnung stärker negativ. Der horizontale *Eisrückzug* (δL) ist in den vergangenen hundert Jahren zwar 100 mal kleiner, die mittlere Geschwindigkeit des Rückzugs jedoch gleich gross wie im Spätglazial. Weil das Verhältnis $\delta b/b_Z$ in beiden Zeitabschnitten etwa gleich gross ist, muss δL und dL/dt nach Gleichung (3) mit dem Längenverhältnis der betrachteten Gletscher korrigiert werden. Der so korrigierte Rückzug der Alpengletscher verläuft im 20. Jahrhundert rund eine Grössenordnung schneller als im Spätglazial. Im Vergleich zur Geschwindigkeit des Temperaturanstiegs in den betrachteten Zeitintervallen ist der Gletscherschwund – \bar{b} wie auch $(dL/dt)^*$ – im 20. Jahrhundert mehrfach schneller als im Spätglazial (ca. Faktor 3). Die Erklärung für diesen Unterschied bleibt vorerst spekulativ. Zwar sind die heutigen, “feuchteren” Gletscher gegenüber Änderungen der Lufttemperatur sensibler, doch könnte dieser Effekt durch die stärkere Niederschlagszunahme kompensiert werden (vgl. Abb. 2 und 3). Neben dem Einfluss lokaler Rückkoppelung (Massenbilanz/Höhe = positiv, Erwärmung von eisfrei

Tab. 3 Alpiner Gletscherschwund – ein Vergleich zwischen dem 20. Jahrhundert (Gegenwart = G) und dem Spätglazial (S)

Parameter	20. Jahrhundert (G)	Spätglazial (S)	Verhältnis (G/S)
Δt	100 a	10'000 a	1/100
dT/dt	+ 0.5°C/100 a	+ 0.15°C/100 a	3 1/3
dP/dt	+ 100mm/100 a	+ 10mm/100 a	10
L	10 km	100 km	1/10
\bar{h}	100 m	300 m	1/3
h_M	500 m	1000 m	1/2
u_0	100 m/a	10 m/a	10
b_Z	5 m/a	0.5 m/a	10
t_R	15 a	1500 a	1/100
t_A	100 a	2000 a	1/20
t_R/t_A	0.15	0.75	1/5
δL	1 km	100 km	1/100
dL/dt	-10 m/a	-10 m/a	1
$(dL/dt)^*$	-10 m/a	-1 m/a	10
\bar{b}	-0.3 m/a	-0.03 m/a	10

* = korrigiert für Längenunterschied L_G/L_S

werdenden Talflanken und Albedo = positiv, Schuttkonzentration an der Gletscheroberfläche = negativ) könnten auch Veränderungen der langwelligen Strahlungsbilanz für die Eisschmelze eine Rolle spielen. Die Massenbilanz/Höhen-Rückkoppelung macht im 20. Jahrhundert etwa die Hälfte von \bar{b} aus und erklärt das spätglaziale \bar{b} praktisch vollständig. Dies verschärft den Kontrast im Geschwindigkeitsverhältnis Gletscherschwund/Temperaturanstieg erheblich. Darüber hinaus ist auch anzunehmen, dass der Zerfall des spätglazialen Eises bei der damals herrschenden Trockenheit nach seinem Einsetzen auch ohne Temperaturanstieg irreversibel gewesen wäre und dass der Aufbau der maximalen Vereisung unter wesentlich feuchteren Bedingungen hatte erfolgen müssen.

5 Diskussion und Ausblick

Eine erste grobe Sichtung des vorhandenen Materials zeigt, dass der Schwund der Alpengletscher im 20. Jahrhundert im Mittel wesentlich schneller erfolgt als beim spätglazialen Abbau der würmzeitlichen Vereisung. Ähnliche Vorgänge dürften sich nach dem heutigen Kenntnisstand über die holozäne und historische Gletschergeschichte (Gamper & Suter 1982, Patzelt 1977, Zumbühl & Holzhauser 1988) in den letzten Jahrtausenden wiederholt abgespielt haben und erklären den raschen Eiszerfall im Spätglazial (Maisch 1982). Die Entwicklung im 20. Jahrhundert ist jedoch ausgesprochen schnell und könnte auch schon einen anthropogen verstärkten Treibhauseffekt enthalten. Zurzeit hat der Schwund der Alpengletscher etwa die Grenze der Bandbreite nacheiszeitlicher Schwankungen erreicht. Sollte sich die beobachtete Schwundtendenz fortsetzen oder gar beschleunigen, würden in den kommenden Jahrzehnten Verhältnisse und Entwicklungen ohne holozän/historische Präzedenz eintreten.

Die heute verfügbaren Gletscherinventardaten und die in den letzten Jahren stark verbesserte Information über historische Gletscherschwankungen bieten sich für eine Verfeinerung des hier skizzierten Ansatzes an. Insbesondere sollten in ähnlicher Art und Weise mehr Gletscher und einzelne Zeitabschnitte seit der kleinen Eiszeit (z.B. 1850 - 1890/1920, 1920 - 1970), während der historischen Jahrhunderte bis zurück zur römerzeitlichen Warmphase und im Spätglazial (v.a. Übergang jüngere Dryaszeit/Egesenstadium – Postglazial) analysiert werden. Dabei müssen Gletscher mit geeigneten Anpassungszeiten, vernünftig abschätzbaren b_z - Werten (keine massive Schuttbedeckung) und "normalen" Schwankungsmechanismen (keine Instabilitäten an Seen und Steilstufen) verwendet werden. Der Wert von Studien und langfristigen Beobachtungen am ganzen Spektrum von kleinen und grossen Alpengletschern wird klar ersichtlich. Das vor gut einem Jahrhundert eingerichtete Gletscherbeobachtungsnetz in den Alpen ist in dieser Hinsicht beispielhaft und dient zu Recht als Modell für internationale Beobachtungsprogramme.

Dank

Prof. Dr. D. Vischer, Direktor der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich, hat die Anstrengungen der Abteilung Glaziologie für nationale wie internationale Gletscher - Langfristmessungen stets unterstützt. Ihm sei hier besonders gedankt. Frau Dr. A Iken, M. Aellen und M. Hölzle haben den vorliegenden Aufsatz im Entwurfsstadium kritisch kommentiert und verbessern helfen. B. Nedela hat die Reinzeichnungen hergestellt.

Literatur

- Aellen, M. und Röthlisberger, H. 1981. Gletschermessungen auf Jungfrauojoch. *50 Jahre Hochalpine Forschungsstation Jungfrauojoch*, Kantonalbank von Bern, Bulletin 23, 82 - 92.
- Boulton, G.S., Smith, G.D. and Morland, L.W. 1984. The reconstruction of former ice sheets and their mass balance characteristics using a non-linearly viscous flow model. *Journal of Glaciology* 30/105, 140 - 152.
- Chen, J. 1990. Changes of Alpine climate and glacier water resources. Manuskript. Dissertation ETH Zürich.
- Chen, J. and Funk, M. 1990. Mass balance of Rhonegletscher during 1882/83 - 1986/87. *Journal of Glaciology* 36/123, 199-209.
- Cook, K.H. 1990. The atmosphere's response to the ice sheets of the last glacial maximum. *Annals of Glaciology* 14, 32 - 38.
- Finsterwalder, R. und Rentsch, H. 1980. Zur Höhenänderung von Ostalpenglazierschern im Zeitraum 1969 - 1979. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 16/1, 111 - 115.
- Frenzel, B. 1980. Das Klima der letzten Eiszeit in Europa. *Das Klima*, Springer, 45 - 63.
- Funk, M. 1985. Räumliche Verteilung der Massenbilanz auf dem Rhonegletscher und ihre Beziehung zu Klimaelementen. *Zürcher Geographische Schriften* 24.
- Gamper, M. und Suter, J. 1982. Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. *Geographica Helvetica* 37/2, 105 - 114.
- Gross, G. 1987. Der Flächenverlust der Gletscher Oesterreichs 1850 - 1920 - 1969. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 23/2, 131 - 141.
- Haerberli, W. 1990. Glacier and permafrost signals of 20th-century warming. *Annals of Glaciology* 14, 99 - 101.
- Haerberli, W. (1991). Glazialmorphologische und paläoglaziologische Modelle. Fachtagung der SGMG, Freiburg 1990, *Rapports et Recherches*, Institut de Géographie Fribourg 3, 7-19.
- Haerberli, W. and Penz, U. 1985. An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21, 351 - 361.
- Haerberli, W. and Schlüchter, Ch. 1987. Geological evidence to constrain modelling of the Late Pleistocene Rhonegletscher (Switzerland). *The Physical Basis of Ice Sheet Modelling*, IAHS Publication 170, 333 - 346.

- Haerberli, W., Müller, P., Alean, P. and Bösch, H. 1989 (a). Glacier changes following the Little Ice Age - a survey of the international data basis and its perspectives. *Glacier Fluctuations and Climatic Change*, Kluwer, 77 - 101.
- Haerberli, W., Bösch, H., Scherler, K., Østrem, G. and Wallén, C.C. 1989 (b). World Glacier Inventory - status 1988. *IAHS(ICSU) - UNEP - UNESCO*.
- Imbrie, J. und Palmer, C. 1981. *Die Eiszeiten – Naturgewalten verändern unsere Welt. Knaur Sachbuch* (deutsche Ausgabe).
- IPCC 1990. Climate Change – the IPCC Scientific Assessment: Sea Level Rise. WMO/UNEP, Cambridge University Press, 257-281.
- Johannesson, T., Raymond, C. and Waddington, E. 1989. Time-scale for adjustment of glaciers in mass balance. *Journal of Glaciology* 35/121, 355 - 369.
- Kasser, P. 1981. Rezente Gletscherveränderungen in den Schweizer Alpen. *Gletscher und Klima*, Jahrbuch SNG 1978, 106 - 138.
- Kasser, P., Aellen, M. und Siegenthaler, H. 1986. Die Gletscher der Schweizer Alpen 1977/78 und 1978/79 (Jubiläumsband, 99. und 100. Bericht). *Glaziologisches Jahrbuch der Gletscherkommission SNG und der VAW/ETHZ*.
- Kerschner, H. 1985. Quantitative paleoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21, 363 - 369.
- Kruss, Ph. 1983. Climate change in East Africa: a numerical simulation from the 100 years of terminus record at Lewis Glacier, Mount Kenya. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 19/1, 43 - 60.
- 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*, IAHS Publication 131, 3 - 20.
- Kuhn, M. 1988. Folgen einer langfristigen Erwärmung für Schnee und Eis. *Mitteilung 94 der VAW/ETHZ*, 87 - 98.
- Maisch, M. 1981. Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). *Physische Geographie* (Universität Zürich) 3.
- Maisch, M. 1982. Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica* 37/2, 93 - 104.
- Maisch, M. 1988. Die Veränderungen der Gletscherflächen und Schneegrenzen seit dem Hochstand von 1850 im Kanton Graubünden (Schweiz). *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. Suppl.-Bd. 70, 113 - 130.
- Manabe, S. and Broccoli, A.J. 1984. Ice-Age climate and continental ice sheets: some experiments with a general circulation model. *Annals of Glaciology* 5, 100 - 105.
- Müller, F., Caflisch, T. und Müller, G. 1976. Firn und Eis der Schweizer Alpen – Gletscherinventar. *Geographisches Institut/ETHZ*, Publikation 57.
- Müller, P. 1988. Parametrisierung der Gletscher-Klima-Beziehung für die Praxis: Grundlagen und Beispiele. *Mitteilung 95 der VAW/ETHZ*.
- Meier, M.F. 1984. The contribution of small glaciers to global sea level. *Science* 226, 1418 - 1421.
- Oerlemans, J. 1988. Simulation of historic glacier variations with a simple climate-glacier model. *Journal of Glaciology* 34/118, 333 - 341.

- Paterson, W.S.B. 1981. The physics of glaciers. *Pergamon*.
- Patzelt, G. 1977. Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in den Alpen*, Steiner, 248 - 259.
- UNEP 1987. Environmental data report. *Monitoring and Assessment Research Centre London*, Blackwell.
- UNEP 1989. Environmental data report. Second Edition. *GEMS Monitoring and Assessment Research Centre London*, Blackwell.
- USDOE 1985. Glaciers, ice sheets, and sea level: effect of a CO₂-induced climatic change. *US Department of Energy ER/60235-1*.
- Weertman, J. and Birchfield, G.E. 1983. Basal water film, basal water pressure, and velocity of traveling waves on glaciers. *Journal of Glaciology* 29/101, 20 - 27.
- WMO/ICSU 1990. Global climate change – a scientific review presented by the World Climate Research Programme. *World Meteorological Organization, International Council of Scientific Unions*.
- Wood, F.B. 1990. Monitoring global climate change: the case of greenhouse warming. *Bulletin of the American Meteorological Society* 71/1, 42 - 52.
- Zumbühl, H.J. und Holzhauser H. 1988. Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit. *Sonderheft "Die Alpen"* 64/3.