

93. Trogprofile und Talstufen. Comptes Rendus du Congr. Internat. de Géogr. Amsterdam 1938, II. Bd., Sect. II a, S. 191—197.
- 1939: 94. Der Donaustrom zwischen Wien und dem Meere. Wissenschaftlicher Donauführer. Verlag Waldheim-Eberle, Wien, S. 50—62.
95. Ein neue Geomorphologie. Mitt. d. Geogr. Ges. in Wien, 82, S. 301—305.
96. A. Briquets Parallelisierung des Quartärs von Südengland und Norddeutschland. Mitt. d. Geogr. Ges. in Wien, 82, S. 170—172.
- 1941: 97. Die landwirtschaftliche Tragfähigkeit der Britischen Inseln. Lebensraumfragen europäischer Völker. Bd. I. Verlag Quelle & Meyer, Leipzig, S. 260—272.
- 1943: 98. Ein Beitrag zur Morphologie des Wienerwaldes. Mitt. d. Geogr. Ges. in Wien, 86, S. 76—87.
- 1948: 99. Das Semmeringgebiet. Wiener Geogr. Studien, 16, 42 S.
100. Albrecht Penck. Wiener Geogr. Studien, 17, 37 S., und Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 88, S. 88—122.
101. Der Riegel von Karres bei Imst (Tirol). Akad. Anzeiger, 85, Nr. 6, S. 53—62.
- 1949: 102. Die wissenschaftliche Aufgabe der mordernen Geographie. Almanach d. Österr. Ak. d. Wiss., 98, S. 143—162.
103. Über die Schwemmkegel der Alpen. Geogr. Annaler, 31, S. 369—383.
104. Der Internationale Geographenkongreß in Lissabon. Mitt. d. Geogr. Ges., Wien, 91, S. 177—180.
- 1950: 105. Neue Handbücher zur Gletscher- und Eiszeitkunde. Mitt. d. Geogr. Ges., Wien, 92, S. 97—101.
- 1951,
1952: 106. Rede des Herrn Präsidenten Prof. Dr. J. Sölch beim Empfang der Geographischen Gesellschaft am 7. Mai 1951 im Internationalen Haus in Wien. Mitt. d. Geogr. Ges., Wien, 93, 1951, S. 2—5.
107. Die Landschaften der Britischen Inseln. Springer-Verlag, Wien, I. Bd. 1951, II. Bd. 1952; 1350 S.
108. Die Vernichtung der britischen Wälder. Zentralbl. f. d. gesamte Forst- und Holzwirtschaft, 71, 1952, S. 396—405.

Seit 1935 war J. Sölch Mitherausgeber des „Geographischen Jahresberichtes aus Österreich“, für den er auch eine Reihe von Besprechungen von Dissertationen seiner Wiener Schüler verfaßte.

Die meteorologisch-klimatischen Ursachen der Gletscherschwankungen in den Ostalpen während der letzten zwei Jahrhunderte

Von Hanns Tollner

Zusammenfassung

Die ostalpinen Gletscherrückgänge sind das Ergebnis warmer, strahlungsreicher Hochgebirgssommer mit geringer Albedo der Schnee- und Eisflächen infolge kräftiger Abnahme der Schneefallhäufigkeit in der warmen Jahreszeit. Die Vorstöße der Gletscher hängen mit wolkenreichen, kühleren Sommern zusammen, in denen häufiger und tiefer herab fester Niederschlag fiel, der ein relativ hohes Strahlungsreflexionsvermögen der Gletscherflächen

aufrechterhielt und stärkere Ablation verhinderte. Für den Eishaushalt der vergletscherten Gebiete spielt die Veränderlichkeit der jährlichen Niederschlagsmengen eine geringere Rolle wie die Wechselhaftigkeit der sommerlichen Lufttemperatur, Himmelsbedeckung usw. Die in zeitlicher Hinsicht vielfach sehr kräftigen Variationen verschiedener glazialmeteorologischer Elemente gehen auf deutliche Änderungen der Richtung und Stärke der atmosphärischen Zirkulation in der Höhe der Nivalregion zurück.

Einleitung

Die gegenwärtig noch immer erfolgende, beinahe katastrophale Abnahme der Ausdehnung und Mächtigkeit vergletschelter Areale des Hochgebirges deutet in den Ostalpen, ebenso wie in anderen Gebirgen der Erde, außerordentlich eindrucksvoll auf beträchtliche, gewissermaßen vor unseren Augen sich vollziehende Änderungen des „Glazialklimas“ hin. Gleichwohl sind die meteorologisch-klimatischen Ursachen der Gletschervorstöße in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts und die Gründe des seit 100 Jahren währenden, recht unterschiedlich intensiven Eisschwundprozesses nur schwer aufzudecken, da der wechselnde Eishaushalt der Gletscher auf Folgen überaus verwickelter Einwirkungen einer ganzen Reihe von Witterungsfaktoren zurückgeht, unter denen freilich die Lufttemperatur und die Art und Menge der Niederschläge in der Nivalregion die wichtigsten darstellen.

Klare, auf den ersten Blick zu erkennende und methodisch völlig einwandfreie Zusammenhänge zwischen Gletscherschwankungen und Klimaänderungen gibt das meteorologische und glaziologische Grundlagenmaterial Österreichs überhaupt nicht preis. Damit wird auch verständlich, daß die bisherigen vielen Anstrengungen nach einer Klärung der eigenartigen Wachstums- und Abnahmeprozesse der Ostalpengletscher nicht hypothesenfrei, zu wenig beweiskräftig und in den Schlußfolgerungen vielfach widersprechend ausfielen. In den westlichen Zentralalpen unseres Landes werden zwar seit alter Zeit verhältnismäßig eingehende Gletscherbeobachtungen vorgenommen, doch existiert dort kein repräsentatives meteorologisches Hochgebirgsobservatorium mit langer Beobachtungsreihe. Die in den östlichen Zentralalpen auf dem Rauriser Sonnblick (3106 m) auf Initiative eines Goldgewerkes errichtete Wetterwarte besteht erst seit 1886, an sich wohl schon zwei Menschenalter, aber für das Problem der säkularen Gletscherschwankungen noch immer viel zu kurz. Trotzdem aber erwies sich, wie ausdrücklich bemerkt werden soll, die 67jährige ununterbrochene Tätigkeit dieser Bergstation für die Klärung der geheimnisvollen Variationen der Eisbedeckung der Ostalpen von ausschlaggebender Bedeutung. In der Umgebung dieser hochgelegenen meteorologischen Beobachtungsstelle konnte mit Ausnahme von der Pasterze hinwieder nur auf weniger lang zurückreichende und gelegentlich auch nicht ganz präzise Daten alter Gletscherstände zurückgegriffen werden.

Den Wetteraufzeichnungen des Sonnblick-Observatoriums als Repräsentant des ostalpinen Gletscherklimas und den meteorologischen Angaben der ältesten österreichischen Tieflandstationen — leider liegen sie alle im östlichen Bundesgebiet — werden hier vornehmlich nur die in den Hohen Tauern beobachteten variierenden Gletscherverhältnisse entgegengestellt. Die Tiroler Gletscher, deren Großschwankungen keineswegs aus dem ostalpinen Rahmen herausfallen, äußerten in manchen kürzeren Zeitabschnitten bemerkenswert eigenes Verhalten hinsichtlich Art und Intensität ihrer Zungenbewegungen, das zwar nicht auf be-

deutende, aber auch auf nicht zu vernachlässigende andere Eigentümlichkeiten des Gletscherklimas Westösterreichs früherer Jahrzehnte zurückgeführt werden muß. Eine Konzentration der Untersuchung auf die Sonnblick-Glocknergruppe ist umso notwendiger als nicht nur versucht werden soll, die Ursachen der Säkularänderungen der Ostalpengletscher — primäre Schwankungen Rabots [1] —, sondern darüber hinaus auch noch die Gründe kurzperiodischer, amplitudenmäßig geringerer, regional und zeitlich aber doch ungleich intensiver Schwankungen sekundärer Natur zu erklären. Es gilt also, nicht nur großräumig auftretende Variationen der Klimafaktoren hoher Gebirgslagen, sondern auch mittel- und kleinräumige Einflußänderungen auf die Firnflächen und Eisströme der Ostalpen festzustellen und ihre Auswirkungen zu studieren.

Auf einen ausführlichen historischen Gesamtüberblick des individuellen Benehmens aller in Kontrolle stehenden Gletscher Österreichs muß hier verzichtet und auf die diesbezügliche gletscherkundliche Literatur, z. B. von H. Kinzl [2] und auf die zusammenfassenden Werke von R. v. Klebelsberg [3] und Drygalski-Machatschek [4] verwiesen werden.

Die Volumsänderungen der Ostalpengletscher im Lichte der Jahrestemperaturschwankungen

Das stärkste Interesse aller an Hochgebirgsproblemen interessierten Kreise richtet sich naturgemäß auf die unmittelbaren meteorologisch-klimatischen Ursachen des Großrhythmus der Gletscherschwankungen, der innerhalb der letzten 200 Jahre in den Ostalpen als Hauptmerkmal zeigte: um 1750 Minimalstand der Vereisung, Vorgehen gegen 1770 und 1790, Rückgang bis 1800, Vorstoß bis gegen 1820, darauf Rückweichen und schließlich der Vorstoß zum Höhepunkt der ostalpinen Vergletscherung um 1856 und anschließend bis zum heutigen Tag kräftiger Rückgang mit superponierten kurzperiodisch stationären Zuständen und Vorstoßpulsationen um 1890, 1900 und 1910—1920.

Da meteorologisch im Hochgebirge Österreichs erst seit 1886 beobachtet wird, ist es notwendig, vorerst klarzustellen, ob die an den Säkularstationen der Niederung aufgetretenen zeitlichen Veränderungen meteorologischer Elemente auf die Hochlagen der Gletscherzone einwandfrei extrapoliert werden dürfen. Vor allen anderen Überlegungen soll zuerst einmal der Wechsel der Lufttemperatur in den verstrichenen 200 Jahren und das gleichzeitige Verhalten der Ostalpengletscher eingehend geschildert werden.

Die Abb. 1 bringt für den Sonnblick, für Kremsmünster, Wien, Innsbruck und Klagenfurt den säkularen Verlauf der Lufttemperatur in fünfjährig übergreifenden Jahresmittelwerten, wobei das Temperaturmittel der Fünfjahrperiode jeweils immer dem dritten Jahr (grobe Mitte der Pentade) zugeschrieben wurde. Diese Methode wurde gewählt, um eine gewisse Glättung des sonst zu unruhigen Kurvenverlaufes zu bewerkstelligen. Der Kritik des zur Verfügung stehenden Materiales ist am Schluß der Untersuchung ein eigener Abschnitt gewidmet.

Der Vergleich der fünfjährig übergreifenden Jahresmittel der Temperatur an der Bergwetterwarte Sonnblick mit jenen an den Tieflandsstationen lehrt, daß die kräftig ausgebildeten Schwankungen innerhalb des tiefliegenden östlichen Ostalpenraumes und des mehr oder minder weit entfernten östlichen Alpenvorlandes noch geringerer Meereshöhe fast immer gleichsinnig wie in der Gletscherregion verliefen. Dieser günstige Umstand gestattet also, ohne wesentliche Irrtümer zu begehen, für Perioden, in denen noch keine

meteorologischen Bergbeobachtungen vorliegen, alte Jahrestemperaturaufzeichnungen der Tieflagen mit früheren Gletscherständen in den östlichen Ostalpen in Beziehung zu bringen.

Eine Untersuchung der aus übergreifenden Jahrfünftmittelwerten abgeleiteten Jahrestemperaturkurve von Kremsmünster (390 m) ergibt, daß bis zum Ende des 18. Jahrhunderts (beachte die 8°-Linie) außerordentlich hohe Temperaturen herrschten. Die Summe der jährlichen Temperaturen zwischen 1770 und 1800 wurde seither in keiner Dreierdekade mehr erreicht; auch in Wien erschien in der gleichen Zeit, wie die 9°-Temperaturlinie deutlich erkennen läßt, die Jahreswärmesumme von 24 Jahren (1777—1800) so groß, wie niemals mehr später innerhalb eines gleich langen Zeitabschnittes. Den Vorstößen der Ostalpengletscher gegen 1770 und 1790 gingen aber trotzdem kräftige Kälterückfälle voran. Das für die zweite Hälfte des 18. Jahrhunderts anzunehmende Temperatur-Jahresmittel ist mindestens gleich, wahrscheinlich sogar noch höher als der Jahresdurchschnitt der Periode 1901—1950. Die Zeit von 1750—1770 konnte in Österreich thermisch zwar nicht charakterisiert werden, doch weisen Temperaturwerte aus Oberitalien darauf hin, daß das erste Jahrzehnt der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts außerordentlich warm gewesen sein mußte.

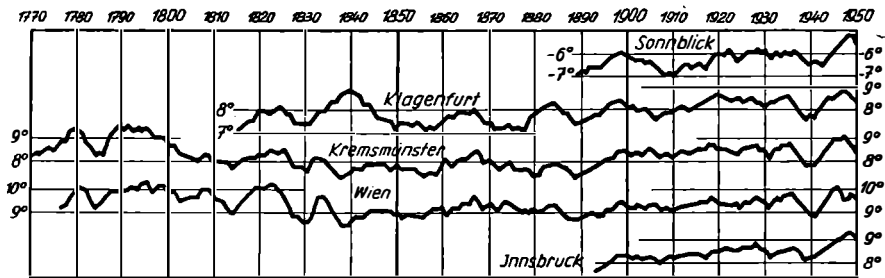


Abb. 1. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Jahrestemperatur in Celsiusgraden.

Die Extreme der ostalpinen Gletscherausbildung und die Lufttemperaturen zwischen 1750 und 1800 ähnelten, wenn man von der in zeitlicher Hinsicht gerade umgekehrten Eisbewegungs- und thermischen Schwankungstendenz absieht, stark den Verhältnissen der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts, was ohne genauere Kenntnis der Niederschlagsverhältnisse vor 150—200 Jahren allein schon auf einen ausschlaggebenden Einfluß der Temperatur auf die Ausdehnung der Hochgebirgsvereisung schließen läßt.

Der Pasterzengletscher in der Großglocknergruppe verkürzte in der Mitte des 18. Jahrhunderts rasch seine Länge zu dem Arealminimum der letzten 200 Jahre. Im Jahre 1758 konnten die Erzgruben, die heute noch unter seinem Zungeneis begraben liegen, wieder in Betrieb genommen werden. Angaben über die unterschiedlichen Ausdehnungsverhältnisse des größten österreichischen Gletschers wurden den ausgezeichneten Pasterzenstudien von V. Paschinger [5] und ab 1947 einer Mitteilung von H. Paschinger [6] entnommen. Die Kenntnis der Gletscherstände des Sonnblickgebietes beruht auf Berichten aller dort tätig gewesener Beobachter [7—14] und ab 1938 auf eigenen Untersuchungen [15—19].

Auf das in Kremsmünster und Wien zwischen 1780 und 1786 erfolgte rasche Absinken der Temperatur reagierte der Pasterzengletscher unverzüglich durch Abschwächen des Zungenrückganges und durch Vorstoßen bis 1790. Der sekun-

däre Hochstand der Pasterze trat fünf Jahre nach dem Tiefstwert dieses Temperatursturzes in Kremsmünster ein. Im Jahre 1790 mußten auch die Erzgruben auf dem Brennkogel im Glocknerkamm infolge Eisbedrohung wieder aufgelassen werden. Nach einer Gemeindekatasteraufnahme reichte bereits 1784 und 1787 die Pasterzenzunge in die Möllschlucht bis zur Einmündung des Pfandschartenbaches. Die Margaritze hingegen schien eisfrei und ist als Alpenwiese eingetragen.

Zwischen 1788 und 1796 stiegen die Jahrestemperaturen in Kremsmünster und Wien auf Rekordhöhe. Entsprechend diesen außerordentlich abträglichen thermischen Bedingungen verkürzte sich die Pasterze kräftig bis zum Wendepunkt um 1800. Ihr Rückgang hielt damit über den Umkehrpunkt der Wiener und Kremsmünsterer Jahrestemperaturkurve hinaus noch vier Jahre weiter an.

Ab 1796 sank die Lufttemperatur — lediglich durch einen insbesondere in Wien ausgeprägten Anstieg zwischen 1806/09 unterbrochen — bis zum Jahre 1814 ständig ab. Die Abnahme der übergreifenden fünfjährigen Jahresmittel betrug in Kremsmünster 2° (stärkster Temperatursturz der ganzen Beobachtungsreihe) und in Wien $1\frac{1}{2}^{\circ}$. Übereinstimmend mit diesem enormen Abfall der Temperatur stieß die Pasterze kräftig vor und erreichte um 1820, d. i. sechs Jahre nach dem Temperaturminimum bereits den ersten Höhepunkt des 19. Jahrhunderts. Die Volumszunahme erwies sich in dieser Vorstoßperiode an allen österreichischen Gletschern zwar sehr ansehnlich, aber im allgemeinen doch weniger stark als im Westalpenbereich, wo in dieser Zeit (1820) sogar der Maximalgrad der Eisbedeckung des 19. Jahrhunderts erreicht wurde. Die Pasterze erlangte 1820 nicht jene Größe wie 1856. Schlagintweit beobachtete im Jahre 1820 noch Lärchenbäume auf dem eisfreien Margaritzenkopf und Elisabethfelsen im Vorfeld der Pasterze.

Ab 1814 wurde es in Kremsmünster, Wien und Klagenfurt bis 1824 wieder wärmer und 1820, demnach 6 Jahre nach der Tendenzänderung der Temperatur, begannen die großen Gletscher der Glocknergruppe infolge glazialklimatischer Ungunst wieder zurückzugehen. Im Jahre 1825 zeigte sich, wie eine militärische Mappierung ergab, die Pfandschartenbachmündung vor der Pasterze wieder eisfrei.

Mit Beginn des zweiten Viertels des 19. Jahrhunderts trat neuerlich bis 1856/58 anhaltende, aber keineswegs beständige Temperaturabnahme ein, die zusammenfallend mit dem zweiten Gletschervorstoß des 19. Jahrhunderts mit dem Hochstand in den Fünfzigerjahren zu lang andauernden, außerordentlich tiefen Werten führte. In den Temperaturrückgang ab 1824/26 ordnete sich in Kremsmünster und Wien eine von 1831—1838 reichende Erwärmung ein, die in Klagenfurt zur gleichen Zeit zwar begann, aber dort hohe Ausmaße erreichend bis gegen 1841 andauerte. Im Anschluß daran gab es dafür an letztgenannter Station den stärksten Temperatursturz der ganzen Beobachtungsreihe. Der Verlauf der Jahrestemperaturen erschien an den drei Orten, obwohl zu Minimalwerten führend, in zeitlicher Hinsicht erstmalig stärker nachweisbar, nicht ganz konform. Dieser Umstand deutet darauf hin, daß die Temperaturschwankungen auch auf verhältnismäßig nicht sehr großem Raume beachtliche Unterschiede zeigen können. Vielleicht mögen auch in den Westalpen im Zusammenhang mit den dort um die Mitte des 19. Jahrhunderts weniger intensiv aufgetretenen Gletschervorstößen schwächere Temperaturextreme, d. s. höhere Tiefstwerte, oder weniger lang andauernde und eventuell auch noch geringere Niederschläge als in den Ostalpen geherrscht haben.

An dem Pasterzengletscher setzte schon 1826, also 2—3 Jahre nach dem Einsetzen des Temperaturrückganges in Wien und Klagenfurt, Vorgehen seines Zungenendes ein und im gleichen Jahr tauchte die Stirn der Pasterze auf dem Elisabethfelsen auf und warf Eistrümmer auf die Mähwiese der Margaritze. 1835—1840 stieß der vordere Rand der Pasterze mit verstärkter Geschwindigkeit vor, was durch den neuerlich intensivierten Temperaturfall nach dem vorübergehenden Anstieg zwischen 1832 und 1836 in Kremsmünster und Wien im Gegensatz zu Klagenfurt nicht unverständlich erscheint. Um 1848 äußerte die Pasterze schwache Rückzugstendenzen — in den Temperaturkurven Wien und Kremsmünster läßt sich zwischen 1838 und 1848 geringer Temperaturanstieg erkennen, in Klagenfurt jedoch nur bis 1841 — und mit wieder beginnendem schwachen Temperaturrückgang zwischen 1848 und 1856/58 in Wien und Kremsmünster — in Klagenfurt bereits ab 1841 — schritt die Pasterze bis 1856/58 zu ihrem Höchststand des 19. Jahrhunderts vor. 1856/58 begann dann an ihr die Phase des großen, sehr ungleichmäßig erfolgenden, bis in die Gegenwart reichenden Zungenrückganges und gewaltigen Substanzverlustes durch Schrumpfen ihres Eiskörpers.

Was die Temperaturwerte zur Zeit der größten ostalpinen Gletscherausbreitung des 19. Jahrhunderts im allgemeinen betrifft, lagen sie, wie Tab. 1 mit den kältesten Perioden der Beobachtungsreihe und den Mittelwerten der Perioden 1881—1930 und 1901—1950 darbietet, in Rekordtiefe. Als bemerkenswert muß gelten, daß in den Jahrzehnten nach der Jahrhundertmitte insbesondere um 1890 herum immer noch sehr tiefe Jahrestemperaturen beobachtet wurden.

Tab. 1. Jahresmittel der Temperatur verschiedener Perioden
in °C

Klagenfurt	1847—1856	7.20	1881—1930	7.9
	1868—1877	7.30	1901—1950	8.2
Kremsmünster	1837—1856	7.66	1881—1930	8.3
	1871—1890	7.62	1901—1950	8.5
Wien	1837—1856	8.77	1881—1930	9.2
	1871—1890	9.06	1901—1950	9.5

Die späteren Bewegungen der Pasterzenzunge liefen mit den thermischen Jahresschwankungen ziemlich parallel bzw. folgten mit einer Verspätung bis zu 7 Jahren nach. Im letzten Viertel des 19. Jahrhunderts stießen von 250 in Beobachtung befindlichen Ostalpengletschern 96 geringfügig vor. Die großen Gletscher in Westösterreich wie Hintereis-, Hochjoch-, Gepatsch- und Alpeinerferner nahmen ebenso wie die Pasterze an diesem episodenhaften und nur wenig intensiven Vorstößen gar nicht teil. Sie unterbrachen lediglich ihre Zungenverkleinerung und bremsten die Abnahme ihres Eisvolumens.

Bis knapp vor Ende des 19. Jahrhunderts blieb der Eisschwund der Pasterze gemäß den verhältnismäßig tiefen Lufttemperaturen in mäßigen Grenzen. Um 1880 wurde an ihr stärkeres Rückweichen festgestellt — in Klagenfurt stieg zwischen 1877 und 1884 die Temperatur kräftig, in Wien und Kremsmünster schwächer an. Ab 1897 wurde an dem Pasterzengletscher konform mit dem 1890 beginnenden Temperaturanstieg in Kremsmünster, Wien, Klagenfurt, Innsbruck

und auf dem Sonnblick neuerlich wieder kräftige Zungenrückverlagerung beobachtet (Rückzugsbeginn 7 Jahre nach dem Temperaturminimum der letzten Sekundärperiode).

Um die Wende des 19./20. Jahrhunderts sank in der Nivalregion der östlichen Zentralalpen die Jahrestemperatur wieder stärker ab und erreichte um 1910 ihren Tiefstpunkt. Klagenfurt folgte mit, Wien deutete diese Tendenz nur ganz schwach an und Kremsmünster kam erst 1905 geringfügig nach. Die Sonnblickgletscher verlangsamten 1902/05 ihren Rückgang (siehe Abb. 9) und die Pasterze ab 1907. Das große Goldbergkees und das Kleine Fleißkees und teilweise auch die Pasterze, wie einzelne Markenmessungen bezeugten, rückten während der Zeit des ersten Weltkrieges sogar vor.

Die weitere, bis auf den heutigen Tag noch nicht zum Stillstand gekommene Rückwärtsbewegung der großen Ostalpengletscher wird durch den beinahe konstanten, aber zwischen 1936 und 1942 unterbrochenen Temperaturanstieg ohneweiteres begreiflich.

Die bisherige Gegenüberstellung: Wechselnde Ausmaße der Ostalpengletscher und Änderungen der Jahrestemperatur (ausgedrückt in übergreifenden Jahrfünftmitteln) der Orte Kremsmünster, Wien, Klagenfurt, Innsbruck und der Bergstation Sonnblick zeigt, daß die Schwankungen der östlichen Gletscher Österreichs in keinem Fall sinnwidrig zu den Variationen der Lufttemperatur verliefen. Während den Jahrzehnten höchster Jahrestemperaturen in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts und der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts kleine Gletscherareale entsprachen, war das kalte 19. Jahrhundert durch extreme Flächenausbreitung der Gletscher und durch sehr starkes Anschwellen der vertikalen Eismächtigkeit gekennzeichnet. Die Großschwankungen der Ostalpengletscher erscheinen, wie eindeutig festzustellen ist, mindestens formal mit den Schwankungen der Jahrestemperatur verknüpft.

Die Reaktion der Glockner- und Sonnblickgletscher auf ausgesprochene Änderungen der Jahrestemperaturen trat verhältnismäßig sehr rasch ein. Kleine, naturgemäß stärker bewegliche Eiskörper veränderten ihre Bewegungstendenz 1—3 Jahre darauf, die große und darum weniger rasch bewegliche Pasterze folgte erst 3—7 Jahre später nach.

Ogleich hier nicht beabsichtigt ist, über Periodizitäten von Jahrestemperaturvariationen in den letzten 200 Jahren zu sprechen, soll doch nebenbei erwähnt werden, daß an der Station Kremsmünster mit den frühesten Beobachtungen Österreichs folgende Zustände auftraten: Zunahme der Temperatur bis 1770, nach Rückgang Höhepunkt um 1790, dann starker Rückgang bis 1814, tiefe Temperaturen bis 1890 und anschließend fast konstanter Anstieg bis in die Gegenwart mit einem vorübergehenden kräftigen Rückfall um 1940. In diesen Großschwankungsverlauf während der letzten 200 Jahre erscheinen (vgl. Abb. 1) kleinere (sekundäre) Rhythmen ohne regelmäßige Wellenlänge superponiert. In Wien fiel vom 18. Jahrhundert bis gegen 1838 die Temperatur sehr unregelmäßig und ungemein kräftig schwankend ab, zeigte bis 1890 Tiefstwerte und stieg dann übereinstimmend mit Kremsmünster wieder bis heute an. Ähnlich wie in Wien und Kremsmünster verliefen auch die Jahrestemperaturen von Klagenfurt. Die übergreifenden fünfjährigen Jahresmittel der Temperatur auf dem Sonnblick zeigten ebenso wie an den Tieflandstationen ab 1890 beständiges Wärmerwerden, doch läßt sich dabei, sofern man nicht allzu

kritisch ist, die im Mittel 16jährige Temperaturperiode A. Wagners [20], die der Entdecker schließlich wieder fallen ließ, feststellen. Die Wendepunkte dieser Perioden waren: 1890, 1908, 1924, 1940/42 und die Kulmination des aufsteigenden Astes 1947/48.

Auch die Klagenfurter Temperaturkurve deutet eine bis in die Gegenwart persistent gebliebene 16jährige Periode der Jahrestemperaturen an, für die H. Friedel [21] in den Jahresringen von Bäumen Anhaltspunkte zu erkennen glaubte, während V. Paschinger [5] an der Pasterzenzunge Bewegungstendenzen mit einer Phasendauer von 16—17 Jahren analysierte.

Obwohl die Schwankungen der Jahrestemperatur — ob sie nun periodisch oder unperiodisch gewesen sein mögen, sei dahingestellt — im Hinblick auf das gleichzeitige und darauf folgende Gletscherverhalten nicht unberechtigt unter die wichtigsten Ursachen der Gletscherschwankungen gezählt werden dürfen, lassen sich dennoch manche Extremstände und vor allem die episodenhaften Erscheinungen des Gletscherhaushaltes wesentlich besser durch die veränderlichen Temperaturen der wärmeren Jahreszeit und durch die sommerlichen Wechselbeziehungen zwischen Lufttemperatur und Niederschlag in Verbindung mit zeitlichen Änderungen weiterer glazialmeteorologischer Faktoren verstehen.

Einfluß säkularer Änderungen jährlicher Niederschlagshöhen auf ostalpine Gletscher

Die Änderungen der Jahresmengen des Niederschlages an den tief gelegenen Säkularstationen Österreichs bieten, soweit Beobachtungen vorliegen, für sich allein betrachtet mehrmals (vgl. Abb. 2) recht deutliche Hinweise auf das gleichzeitige Verhalten der Gletscherzungen, so vor allem um 1850 in Klagenfurt. In vielen Fällen aber gestatten die Niederschlagsvariationen keinerlei eindeutige Verknüpfungen zu den Schwankungsimpulsen der Gletscher. Als recht merkwürdig muß jedenfalls der Umstand gelten, daß das außerordentlich eindrucksvolle Phänomen des intensiven Gletscherrückganges zwischen 1900 und 1950 keineswegs durch eine wesentliche Verringerung der Jahresniederschläge gekennzeichnet erscheint. In München nahm die Jahressumme des Niederschlages in den letzten 50 Jahren eher zu, in Innsbruck und Kremsmünster blieb sie, mehr oder weniger kräftig schwankend, im allgemeinen nahezu konstant. Lediglich in Klagenfurt wurden die jährlichen Niederschlagsmengen merklich geringer.

Die zeitlichen Schwankungen des Niederschlages an den Säkularstationen des ostalpinen Tieflandes tragen im Gegensatz zu den Lufttemperaturen untereinander nur zeitweise gemeinsame Züge. Eine ausgesprochene, länger andauernde Einheitlichkeit im Schwankungsverlauf der Niederschläge läßt sich lediglich für Wien und Kremsmünster seit 1900 feststellen.

Da die Jahresmittel der Temperatur gegenwärtig allgemein höher als vor einem halben Jahrhundert liegen und derzeit in tiefen Lagen fast ebenso hohe Jahresniederschläge wie zur Zeit der Gletscherhochstände fallen, könnte man zur Annahme verleitet werden, daß für das Problem der Gletscherschwankungen die Unbeständigkeit der Jahrestemperatur weitaus schwerwiegender wäre als die Wechselhaftigkeit des atmosphärischen Jahresniederschlages. Wie später noch gezeigt wird, spielt in dem ewig unbeständigen Eishaushalt der Gletscherregion die durch die schwankenden Lufttemperaturen hervorgerufene wechselnde Schmelz- bzw. Konservierungswirkung tatsächlich eine wichtigere Rolle als die Veränderlichkeit des Niederschlages.

In Klagenfurt wiesen, nebenbei bemerkt, die Jahresniederschläge mehrmals Rhythmen von einer durchschnittlichen Länge von 30—35 Jahren (Brücknerperiode) [22] auf. G. Afzelius [23] leitete durch Periodogrammanalyse mittels harmonischem Analysator eine Niederschlagsvariation in der Andauer von 31 Jahren mit ziemlich hoher Amplitude ab, doch blieb diese in den letzten Jahrzehnten leider nicht persistent. An den übrigen Stationen verliefen die Niederschlagsschwankungen überhaupt völlig unperiodisch.

Die jährlichen Änderungen des Niederschlages tiefergelegener Orte können, wie Abb. 2 beweist, nur sehr wenig zur Klärung der Gletscherschwankungen beitragen. Ziehen wir Niederschlagsreihen großer Höhenlagen heran, so ergibt sich ein typisch anderes Schwankungsbild wie in der Niederung. Der säkulare Gang des jährlichen Niederschlages auf der Hochgebirgsstation Sonnblick deutet wohl mit Klagenfurt viele gemeinsame Tendenzen an, die Menge nahm aber von den einzelnen sekundären Schwankungen abgesehen von 1894/95 bis auf

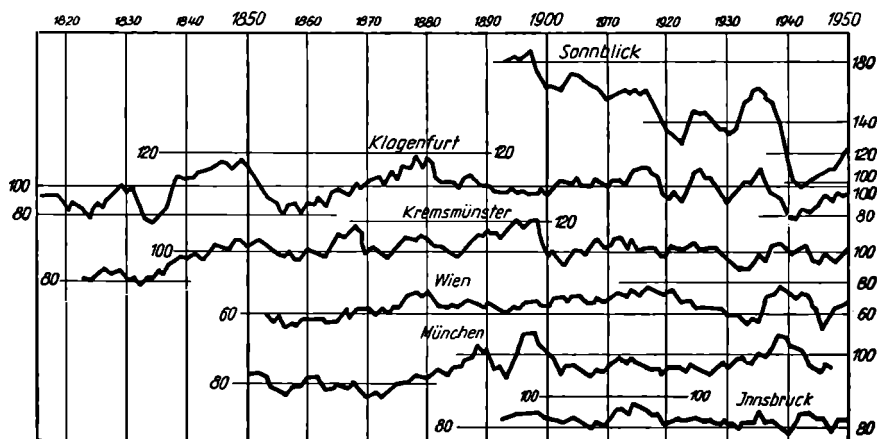


Abb. 2. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Jahresmengen des Niederschlages in Zentimeter.

1942/43 von 190 cm auf 100 cm Jahresniederschlag ab. Der jähe Niederschlagsabfall auf dem Sonnblick vor Ende des 19. Jahrhunderts ist in Kremsmünster und München gleich intensiv wiederzuerkennen, fehlt aber vollkommen in Klagenfurt und Wien. Die 1935 beginnende, eindrucksvollste Niederschlagsverringering in der ganzen Sonnblickreihe verlief wieder mit Klagenfurt parallel. In Wien und München setzte erst später deutliches Trockenerwerden ein und in Kremsmünster und Innsbruck wurde es sogar feuchter.

Der in großen Höhen gegenüber der Niederung z. T. wenigstens recht unterschiedliche Schwankungsverlauf des Jahresniederschlages während der letzten sechs Jahrzehnte bietet enttäuschender Weise keine verlässlichen Grundlagen für eine Erklärung des wechselvollen Massenhaushaltes der Ostalpengletscher, da der veränderliche Windeinfluß auf einem Berggipfel unkontrollierbar die Niederschlagsmessung mittels ungeschütztem Ombrometer verfälscht. Unter extremen Umständen kann die Unbeständigkeit der Jahresniederschläge ebenso gut auch auf Schwankungen der Richtung und der Geschwindigkeit des Windes als auf Niederschlagsänderungen zurückgeführt werden.

Im Ablauf des überaus niederschlagsreichen Spätfrühlings und des Sommers 1948 bot z. B. das Ombrometer auf dem Sonnblick 50—80% der mittleren

Monatsmengen des ombrometrisch gemessenen Niederschlages, während der geschützte Totalisator 150—200% der monatlichen Totalisator-Normalsummen sammelte [17]. So paradox es klingt, entsprechen wahrscheinlich Niederschlagschwankungen tiefer gelegener und deshalb windgeschützterer Meßstellen in der unmittelbaren Umgebung des Sonnblicks eher noch den Verhältnissen der hochgelegenen vergletscherten Zone als die auf dem ungemein windexponierten und die Firnfelder überragenden Hochalpengipfel ombrometrisch festgestellten Niederschlagsvariationen. Selbst Totalisatoren unterliegen in gewisser Hinsicht der nicht faßbaren Störung des Windes und mögen nicht immer einwandfrei Niederschlagsverhältnisse der alpinen Hochregion wiedergeben [24, 19].

Leider vermögen die Totalisatoren des Glockner- und Sonnblickgebietes die Kardinalfrage der Niederschlagsschwankungen mittlerer und hoher Gebirgslagen auch nicht wünschenswert aufzuhellen, da sie noch zu kurz in Betrieb stehen (ab 1927), z. T. während des letzten Krieges eingestellt und später häufiger technisch gestört waren, — die Ablesungen der Sonnblicktotalisatoren der Zeit 1939 bis 1942 gerieten überdies noch durch Kriegseinwirkungen gänzlich in Verlust —, sie gestatten aber andererseits doch schon eine Wertbeurteilung der Ombrometermessungen des Sonnblick-Observatoriums für das Problem der Gletscherschwankungen.

Das Ombrometer auf dem Sonnblick äußerte in der Regel einen Parallelgang der Jahresschwankungen des Niederschlages zu den trotz verschiedener Mängel gleichwohl noch als repräsentativ anzusehenden Totalisator-Jahreswerten verschiedener Höhenlagen der Sonnblick-Glocknergruppe. Der hohe Sonnblick-Ombrometerwert 1935 (vgl. Abb. 3) paßt zwar nicht recht zu den Sonnblick-Totalisatoren dieses Jahres, stimmt aber mit den Glockner-Totalisatoren überein.

Das ungeschützte Sonnblick-Ombrometer entspricht in seinen jährlichen Mengendarbietungen zweifelsohne bei weitem nicht den Niederschlagshöhen, wie sie die Abflußverhältnisse der Glockner- und Sonnblickgerinne fordern [19]. Hingegen ist es auf Grund des früher angestellten Vergleiches: Geschützte Totalisatoren — ungeschütztes Sonnblick-Ombrometer wahrscheinlich, daß die Mehrzahl der kurzperiodischen Niederschlagsschwankungen des Ombrometers auf dem Sonnblickgipfel und die kräftige Abnahme innerhalb eines halben Jahrhunderts wohl nicht in den Absolutbeträgen, dafür aber in den Schwankungstendenzen Realität besitzen. Damit erscheinen die aus Ombrometermessungen gewonnenen Niederschlagsänderungen auf der Sonnblick-Bergwetterwarte für die Klarstellung der Ursachen der Gletscherschwankungen bei Berücksichtigung der ihnen anhaftenden methodischen Fehler (Mindereinnahmen) wertvoller als man von vorneherein anzunehmen geneigt ist.

Die jährlichen Niederschlagsveränderungen in der ostalpinen Hochregion — beurteilt nach dem Sonnblick-Ombrometer — zeigen, wie bereits angedeutet, zu den Niederschlagsschwankungen der österreichischen Säkularstationen der Niederung weder eine durchwegs deutliche Gemeinsamkeit noch eine ständig klare Gegensätzlichkeit. H. Friedel [25] meinte seinerzeit, daß die Niederschläge auf den Firnflächen der Gletscher in gewisser Beziehung invers zu jenen in den Tieflagen schwanken.

Die am Ende eines Glazialjahres (September/Oktober) vorhandenen Jahresfirnrücklagen unmittelbar vor Beginn der winterlichen Akkumulationsperiode liefern auf dem Sonnblick keinen Beweis für eine tatsächliche säkulare Veringerung der jährlichen Niederschläge in der Nivalregion, obwohl ihre Höhen

einigermaßen, wie Tab. 2 andeutet, mit den Jahresmengen des Niederschlages koordinierten. Die jeweilige Mächtigkeit der jährlichen Firnschneeüberreste ist letztlich nicht nur eine Funktion der Menge der im Laufe eines Jahres erfolgten Schneeablagerungen, sondern auch noch der Veränderlichkeit der Ablation, die aus verschiedenen glazialmeteorologischen Einwirkungen resultiert.

Die maximalen jährlichen Schneehöhen der Fleißscharte (Tab. 2), die sich in der Regel im Mai bis Anfang Juni einzustellen pflegen, schwankten im allgemeinen gleichfalls wie die Jahressummen des Sonnblick-Niederschlages. Aber auch die größten Schneehöhen können nicht exakt die Wirklichkeit des Schwankungsverlaufes der Ombrometerniederschläge des Sonnblicks bestätigen. Für die absoluten Höhenmaxima der jährlichen Schneeanhäufungen gilt das nämliche, wie für die Jahresfirnüberschüsse am Ende der Ablationszeit: Abhängigkeit von mehreren variablen meteorologischen Elementen.

Tab. 2. Jährlicher Firnzuwachs in der Fleißscharte (2900 m) auf dem Sonnblick, größte Schneehöhe in der Fleißscharte und jährliche ombrometrisch gemessene Niederschläge auf dem Sonnblickgipfel (3106 m)

Jahr	1938	1939	1940	1941	1942	1943		
Jahresfirnzuwachs in cm	40	0	110	70	13	26		
Maximale Schneehöhe in cm	670	535	655	580	310	515		
Jahresniederschlag auf d. Sonnblickgipfel in cm	148	121	125	96	77	80		
1944	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951	1952
40	40	0*	0	340	20	50	250	10
1190	890	390	480	545	385	750	958	640
109	120	109	84	116	115	115	145	170

* Im Jahre 1947 schmolzen die Firnrücklagen vieler Jahre ab.

Den einzigen, meteorologisch halbwegs einwandfreien Schluß auf einen realen Ablauf der Schwankungen der Jahresniederschlagshöhen des ungeschützten Sonnblick-Niederschlagsmessers lassen, wie bereits geschildert, die ähnlich variierenden Ergebnisse der Totalisatoren im Sonnblick-Glocknerbereich zu. Die geschützten Niederschlagssammler erbringen damit indirekt den Beweis für ein freilich recht schwankendes Trockenerwerden des Nivalklimas von 1896 an bis 1942/43 und für eine langsame Zunahme der Jahresniederschläge in der Gegenwart.

Selbst die einzelnen vom Sonnblick-Ombrometer angezeigten untergeordneten Niederschlagsschwankungen beruhen, wiewohl nicht streng beweisbar, höchstwahrscheinlich auf tatsächlichen Verhältnissen. Als Indizium für die Echtheit der Niederschlagsschwankungen auf dem Sonnblick mag angesehen werden, daß ihr Verlauf unverkennbare Parellelbeziehungen zu den Bewegungstendenzen der Gletscherzungen (vgl. Abb. 9) aufweist, eine Erscheinung, die wir an Säkularstationen der Niederung mehrmals im Ablauf der letzten 130 Jahre ganz auffällig vermissen.

Beziehungen zwischen jährlichen Temperatur- und Niederschlagsschwankungen

Die Temperatur- und Niederschlagskurven fünfjährig übergreifender Jahreswerte lassen in Österreich in allen Höhenlagen erkennen, daß mit knapper Mehrheit wärmer werdende Perioden trockener und kälter werdende Zeitläufte feuchter wurden als umgekehrt. Tab. 3 mag das Verhältnis zwischen Lufttemperatur und Niederschlag für Klagenfurt während der Zeit 1815—1950 näher beleuchten.

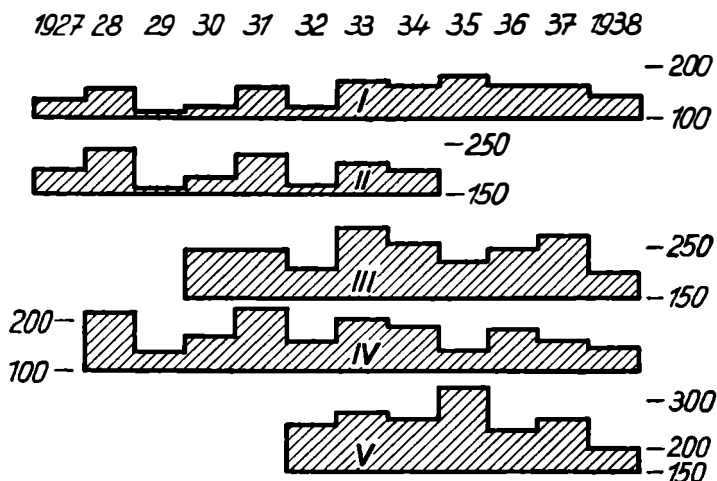


Abb. 3. Jahressummen des Niederschlages aus Totalisatoren im Sonnblick-Glocknergebiet in Zentimeter.

I = Ombrometer auf dem Sonnblickgipfel (3106 m), II = Totalisator Rojacherhütte (2570 m) auf dem Sonnblick, III = Totalisator Zittelhaus (3076 m) auf dem Sonnblick, IV = Totalisator Maschingraben (2120 m) auf dem Sonnblick, V = Totalisator Adlersruhe (3450 m) auf dem Großglockner.

In Klagenfurt ergaben demnach 16 Halbperioden der jährlichen Lufttemperatur:

- 7 Abschnitte: Der Niederschlag schwankt entgegengesetzt wie die Lufttemperatur (Temperaturabnahme und zugleich Niederschlagszunahme, oder Temperaturzunahme und zugleich Niederschlagsabnahme).
- 4 Abschnitte: Gleichsinnig verlaufende Änderungen der Temperatur und des Niederschlages (Temperaturanstieg—Niederschlagszunahme und Temperaturrückgang—Niederschlagsrückgang).
- 3 Abschnitte: Die Niederschlagsschwankung zuerst entgegengesetzt der Temperaturtendenz und dann paralleler Verlauf.
- 1 Abschnitt: Zuerst Parallelgang zwischen Temperatur- und Niederschlagstendenz und dann entgegengesetzt.
- 1 Abschnitt: Gleichbleibende Temperatur und gleichzeitig Abnahme des Niederschlages.

Mit nur wenigen Ausnahmen begann in Klagenfurt bei einer Tendenzänderung der Lufttemperatur gleichzeitig auch eine solche des Niederschlages.

Tab. 3. Halbperioden des langjährigen Jahrestemperaturverlaufes und gleichzeitiges Verhalten des Niederschlages in Klagenfurt (Periodenabschnitte zwischen zwei Tendenzänderungen)

Nr.	Zeit	Dauer in Jahren	Art der Temperaturänderung	Verhalten des Niederschlages
1	1815—1824	9	zieml. regelm. Anstieg	unregelmäßige Abnahme
2	1824—1831	7	zieml. regelm. Rückgang	unregelmäßige Zunahme
3	1831—1840	9	zieml. regelm. Anstieg	bis 1835 starke Abnahme, dann starke Zunahme
4	1840—1849	9	zieml. regelm. Rückgang	zieml. regelm. Zunahme
5	1849—1859	10	gleichbleibend	zuerst starke, später schwache Abnahme
6	1859—1867	8	geringer Anstieg	unregelmäßige starke Zunahme
7	1867—1876	9	unregelmäß. Rückgang	starke Zunahme von der Vorperiode weiterreichd.
8	1876—1884	8	gleichmäßiger Anstieg	unregelmäßige Abnahme
9	1884—1890	6	gleichmäßiger Rückgang	zuerst Zu-, dann Ab- nahme
10	1890—1899	9	gleichmäßiger Anstieg	weitere geringe Abnahme von früher her
11	1899—1906	7	gleichmäßiger Rückgang	unregelmäßige Zunahme
12	1906—1920	14	gleichmäßiger Anstieg	zuerst regelmäßige Zu-, dann rasche Abnahme
13	1920—1930	10	geringer Rückgang	zuerst rasche Zunahme, dann rasche Abnahme
14	1930—1935	5	geringer Anstieg	starke Zunahme
15	1935—1940	5	starker Abfall	sehr starke Abnahme
16	1940—1947	7	starker Anstieg	starke Zunahme

8.3 Jahre mittlere Andauer der Halbperioden.

Einwirkung jahreszeitlicher Temperatur- und Niederschlagsschwankungen auf die Ostalpengletscher

Sowohl in der Niederung als auch im Hochgebirge änderten sich die Temperaturen einzelner Jahreszeiten in ihren Extremen und zeitweiligen Tendenzen nicht völlig gleichartig wie im Jahresverlauf. Unter den Saisontemperaturen zeigten in Tieflagen die Temperatur des Winters (Monate Dezember, Jänner und Februar) weitaus die stärkste und jene des Sommers (Juni, Juli und August) die geringste säkulare Veränderlichkeit. Obwohl mit zunehmender Meereshöhe im Gebirge der Jahresgang der Lufttemperatur ansehnlich verflacht und schließlich in Hochlagen ozeanisch-ausgeglichenen Charakter (siehe Tab. 3 a) annimmt, herrschte in der Nivalregion — repräsentiert durch den Sonnblick — im Ablauf der letzten sechs Jahrzehnte in allen Jahreszeiten sehr starke Wechselhaftigkeit der Temperatur.

Recht häufig verliefen die langjährigen Temperaturschwankungen des Winters in allen Höhenlagen bemerkenswert gegenläufig zu den Sommervariationen. Bezüglich Einzelheiten säkularer Änderungen von Jahrestemperaturen sei auf die Temperaturkurven der Abb. 4—8 verwiesen. Für Wien und für den Sonnblick existiert bis 1935 reichend schon eine eingehende Untersuchung der Temperaturschwankungen einzelner Jahreszeiten von F. Steinhäuser [26].

Da die Lufttemperatur die Schnee- und Eisoberfläche des Hochgebirges in der wärmsten Jahreszeit am wirksamsten beeinflusst, gewinnen die wechselnden Sommertemperaturen für den Eishaushalt der vergletscherten Areale natur-

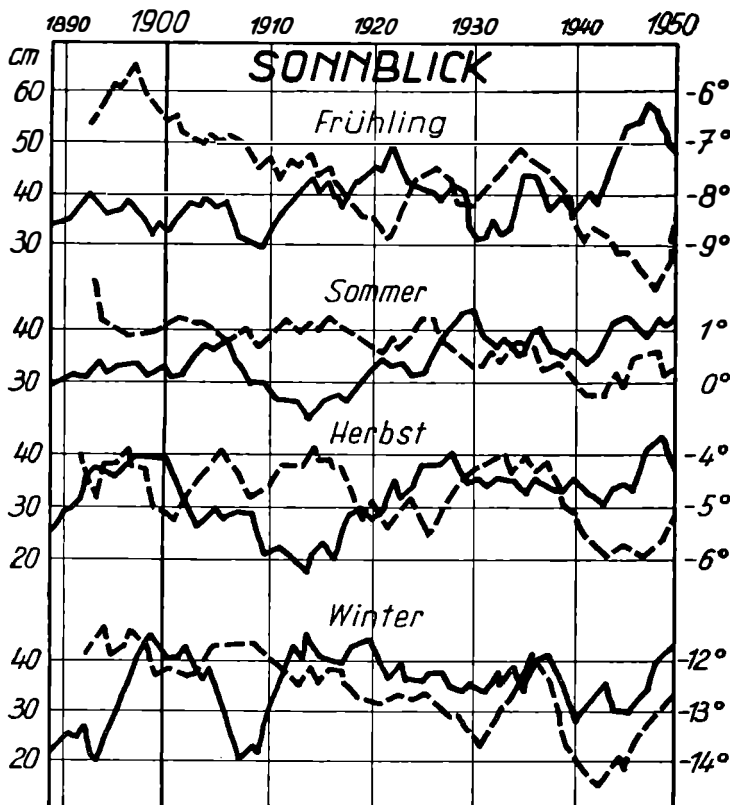


Abb. 4. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Lufttemperatur und des Niederschlages einzelner Jahreszeiten auf dem Sonnblick. Volle Linie Temperatur in Celsiusgraden, gestrichelt Niederschlag in Zentimeter.

gemäß größere Bedeutung als die Temperaturschwankungen der übrigen Jahreszeiten. Die sommerlichen Temperaturänderungen einzelner Orte der Niederung stimmen mit den Temperaturschwankungen in der Höhe in den grundsätzlichen Merkmalen derart überein, daß die Sommervariationen der Temperatur tiefer Lagen aus der Zeit vor 1886 (Gründung der Sonnblick-Wetterwarte) ebenso wie die Jahrestemperaturen ohne prinzipiellen Fehler auch auf die ostalpine Gletscherregion übertragen werden dürfen. Mit Rücksicht auf die Wichtigkeit der Temperaturen der Sommermonate für die Eisbilanz der Gletscher soll die schwankende Sommerwärme der letzten zwei Jahrhunderte und ihr Verhältnis

zu den einzelnen Phasen der Gletscherbewegungen wenigstens für jene Zeiten ausführlicher besprochen werden, in denen die Jahrestemperaturen das Gletscherverhalten nicht ganz verständlich erscheinen ließen.

Art und Ausmaße der Änderungen der Sommertemperaturen an den Säkularstationen der Niederung und in der Gletscherzone gewährten, um das Untersuchungsergebnis vorweg zu nehmen, unmittelbar noch mehr Anhaltspunkte als die langjährigen Variationen der Jahrestemperatur für eine thermische Erklärungsmöglichkeit der ostalpinen Gletscherschwankungen. Die Sommertemperaturkurven indizierten in den letzten Jahrzehnten des 18. Jahrhunderts, der Zeit sehr geringer Gletscherstände, außerordentlich warme Sommer und dann einen jähen Temperatursturz um 1809, der zum Gletschervorstoß mit dem Wendepunkt

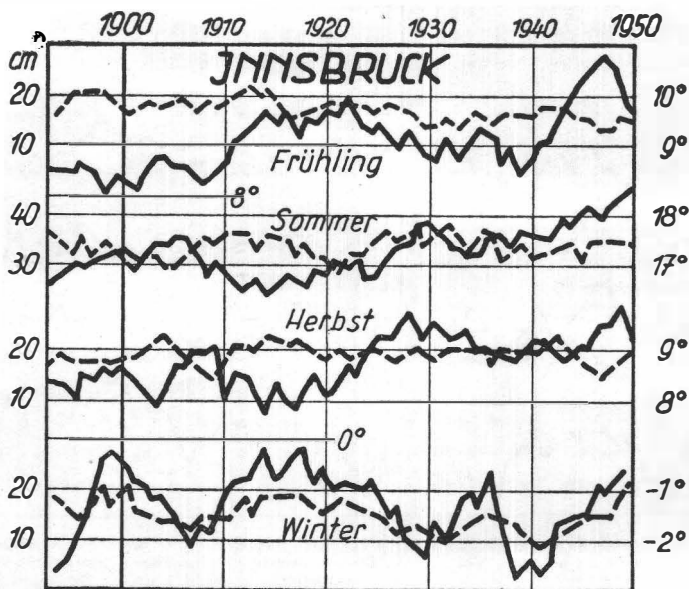


Abb. 5. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Lufttemperatur und des Niederschlages einzelner Jahreszeiten in Innsbruck. Volle Linie Temperatur in Celsiusgraden, gestrichelt Niederschlag in Zentimeter.

um 1820 führte. Die Klagenfurter Sommertemperaturen, z. T. auch die Wiener weisen ab 1855 auf ziemlich warme Sommer hin, die den Rückzug der Gletscher in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts eher begreifen lassen als die verhältnismäßig sehr tiefen Jahrestemperaturen dieser Zeit.

In den letzten Jahrzehnten des 19. Jahrhunderts begann man in der Glocknergruppe (ab 1882) und im Sonnblickgebiet (ab 1896) mit mehr oder minder regelmäßigen Gletschermessungen. Damit können nunmehr beinahe sieben Jahrzehnte glaziologische Meßergebnisse meteorologischen Daten entgegengestellt und quantitative Schlüsse gezogen werden. Die Pasterzenabmessungen sind in Tab. 12—14 der Pasterzenstudien V. Paschingers [5] übersichtlich zusammengestellt. Über die Zungenverlagerung von Sonnblickgletschern orientiert eine zusammenfassende Übersicht im XLVIII. Jahresbericht des Sonnblick-Vereines 1952 [16].

Der Vergleich zwischen den Detailschwankungen der Gletscher und den Sommerschwankungen der Lufttemperatur während der letzten sechs Jahrzehnte

ergibt, daß sich die mehrjährig periodischen Änderungen der Sommerwärme in den Bewegungstendenzen sowohl der Pasterze als auch der Sonnblickgletscher phasenverschoben unmißverständlich widerspiegeln. Die kühlen Bergsommer 1890—1900 (in der Niederung gab es in diesem Jahrzehnt relativ warme Sommer) hatten zur Folge, daß die Gletscher ihren Rückzug verlangsamten, schließlich einstellten und z. T. geringfügig vorrückten. Sogar die große Pasterze verhielt sich 1895—1898 praktisch stationär. Von der Jahrhundertwende stieg bis 1906 in der ostalpinen Hochregion die Sommertemperatur wieder merklich an — in tiefen Lagen kam dies nicht gleichermaßen deutlich zum Ausdruck — und die Sonnblickgletscher und die Pasterze verkürzten neuerlich wieder ihre Zungen. Von 1906 gingen allgemein, aber am intensivsten auf dem Sonnblick die sommerlichen Temperaturen bis 1914 zurück. Die Gletscher der Sonnblick- und Glocknergruppe reagierten sofort auf kühleres Sommerklima, minderten den Rückgang, blieben still und gingen vereinzelt schwach vor. Einige

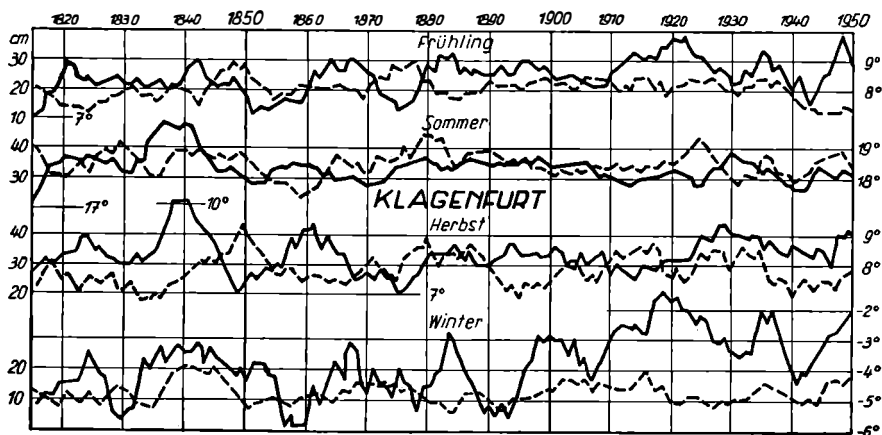


Abb. 6. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Lufttemperatur und des Niederschlages einzelner Jahreszeiten in Klagenfurt. Volle Linie Temperatur in Celsiusgraden, gestrichelt Niederschlag in Zentimeter.

Marken des Pasterzenendes ließen ebenfalls geringfügige Vorstoßtendenzen erkennen.

Zwischen 1914 und 1924 wurden die Sommer wieder wärmer und 1916 begannen die Gletscher der östlichen Hohen Tauern wieder zurückzuweichen. Um 1925 gab es in Tief- und Hochlagen in den Sommertemperaturen einen ausgesprochenen Wendepunkt — die Temperaturen der warmen Jahreszeit stiegen zu einer Höhe wie in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts. Infolge der glaziologischen Ungunst dieser außerordentlich warmen Sommer verstärkte sich die Eisabnahme des Hochgebirges in der Horizontalen und Vertikalen bis auf den heutigen Tag. Innerhalb dieser extrem warmen Sommer erfolgte aber 1948 ein Kälterückfall, der die Schnee- und Eisverhältnisse des Glockner-Sonnblickgebietes derart intensiv beeinflusste, daß auf diese Erscheinung später noch einmal ausführlicher zurückgekommen werden muß.

Die überaus befriedigende Übereinstimmung zwischen wechselndem Gletscherverhalten und der Sommerwärme bestimmter Zeitabschnitte rechtfertigt wohl die Annahme, daß die Veränderlichkeit der Hochgebirgs-Sommertemperaturen einen der wirksamsten Faktoren für die Unbeständigkeit des Eishaushaltes der Gletscher während kürzerer Perioden bildet. Aber auch für die

säkularen Schwankungen der Gletscher, für die Großverlagerungen der Zungenenden und für das gewaltige zeitweilige Anschwellen und Schrumpfen der Nähr- und Zehrflächen der hochalpinen Eisansammlungen stellt der in langen Rhythmen schwankende Wechsel der Sommertemperaturen eine der wichtigsten Ursachen dar.

Das einen zunehmend stärkeren Angriff auf die Eissubstanz der Gletscher verursachende Wärmerwerden des zentralalpiner Sommerklimas aller Höhenlagen seit 1890 kommt in langjährigen Temperaturmitteln verschiedener Perioden sehr deutlich zum Ausdruck. Tab. 3 a bringt Monatsmittel der Lufttemperaturen des Sonnblick-Glocknergebietes in verschiedenen Höhenstufen für die Zeit 1931—1950 und Tab. 3 b bietet die Differenz zwischen den Perioden 1931/50 und 1881/1930. Wir erkennen den glaziologisch wichtigen Umstand, daß alle Monate — am geringsten der Dezember und Jänner — in allen Höhenbereichen wärmer wurden. Im Dezember und Jänner deutete sich in größeren Seehöhen, im Dezember auch noch in der 750 m-Stufe (Becken von Zell am See) eine leichte Temperaturabnahme an. Die Dezember-Temperaturverringering im Niveau von 750 m wurde durch die säkulare Abnahme der Bewölkung und durch die damit verstärkte nächtliche Ausstrahlung hervorgerufen. Die stärkste Temperaturerhöhung in allen Lagen der Sonnblick-Glocknergruppe (teilweise sogar über 1⁰) trat im September auf.

Tab. 3 a. Monatsdurchschnittstemperaturen im Sonnblick-Glocknergebiet in °C der Periode 1931—1950 in verschiedenen Höhenstufen

Höhe in m	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahres- Schwankung	Mittel
3500	-15.5	<u>-15.6</u>	-14.0	-10.1	-5.6	-3.2	-1.2	<u>-1.1</u>	-3.5	-6.7	-11.2	-14.2	14.5	-8.5
3000	<u>-12.4</u>	-12.3	-10.5	-7.4	-2.2	0.3	<u>2.3</u>	<u>2.3</u>	0.3	-3.6	-7.7	-11.3	14.7	-5.2
2500	<u>-9.3</u>	-9.0	-7.0	-3.7	1.2	3.8	<u>5.9</u>	5.7	4.0	-0.6	-4.3	-8.3	15.2	-1.7
2000	<u>-6.3</u>	-6.1	-3.5	0.0	4.6	7.3	<u>9.5</u>	9.0	7.2	2.4	-1.5	-5.4	15.8	1.4
1500	<u>-4.7</u>	-3.8	-0.6	3.2	7.7	10.8	<u>12.9</u>	12.1	9.3	4.7	-0.2	-3.7	17.6	4.0
1000	<u>-4.2</u>	-2.0	1.7	5.8	10.7	13.8	<u>15.5</u>	14.6	11.7	6.6	1.0	-3.4	19.7	6.0
750	<u>-5.8</u>	-3.9	1.6	7.1	12.2	15.2	<u>16.7</u>	16.0	13.1	7.3	1.7	-4.6	22.5	6.4

Tab. 3 b. Temperaturunterschiede zwischen den Perioden 1931/50 minus 1881/1930 in °C in verschiedenen Höhenstufen des Sonnblick-Glocknergebietes

Höhe in m	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahres- Mittel
3500	-0.5	0.3	0.2	0.6	0.3	0.5	0.6	0.5	0.7	0.7	0.3	-0.5	0.3
3000	-0.2	0.5	0.6	0.7	0.4	0.7	0.6	0.5	0.7	0.5	0.1	-0.2	0.4
2500	0.3	0.8	0.9	0.9	0.6	0.7	0.6	0.7	0.5	1.0	0.6	0.7	0.2
2000	0.5	1.0	1.0	1.2	0.8	0.8	0.8	0.7	<u>1.3</u>	1.0	1.1	1.2	0.9
1500	0.4	0.8	1.0	1.0	0.6	0.9	0.7	0.9	1.2	0.8	0.9	0.6	0.8
1000	0.3	1.0	1.0	0.8	0.5	0.7	0.6	0.8	1.0	0.6	0.7	0.2	0.6
750	0.3	0.2	0.3	0.3	0.4	0.7	0.5	0.8	1.0	0.5	0.6	<u>-0.6</u>	0.4
Mittelwert aus allen Höhenstufen	0.16	0.66	0.71	0.79	0.51	0.71	0.64	0.67	<u>0.99</u>	0.67	0.63	<u>0.13</u>	0.55

Die säkularen Schwankungen der Niederschlagshöhen einzelner Jahreszeiten lassen an einer oder der anderen Tieflandstation (vgl. Abb. 4—8) ebenso wie die Jahresniederschläge hin und wieder eindeutig auf gleichzeitige Zustände der Ostalpengletscher schließen, bieten aber im allgemeinen keine rechte Handhabe, den wechselnden Eishaushalt der Gletscher überhaupt auf die Veränderlichkeit bestimmter jahreszeitlicher Niederschläge zurückzuführen. Dem beinahe katastrophalen Ostalpen-Gletscherschwund der letzten 50 Jahre ging lediglich in Klagenfurt ein deutliches Nachlassen einzelner Saisonniederschläge parallel. In Wien, Kremsmünster und Innsbruck gab es nur gelegentliche Anzeichen für ein unbedeutendes Trockenerwerden bestimmter Jahreszeiten. Auf dem Sonnblick hingegen nahmen die Niederschlagsmengen im Frühling und Winter sehr stark und im Sommer und Herbst etwas weniger stark ab. Unter der Annahme einer gewissen Realität der Änderungen der Sonnblick-Niederschläge (siehe frühere Bemerkungen über die Methode der Niederschlagsmessung im Hoch-

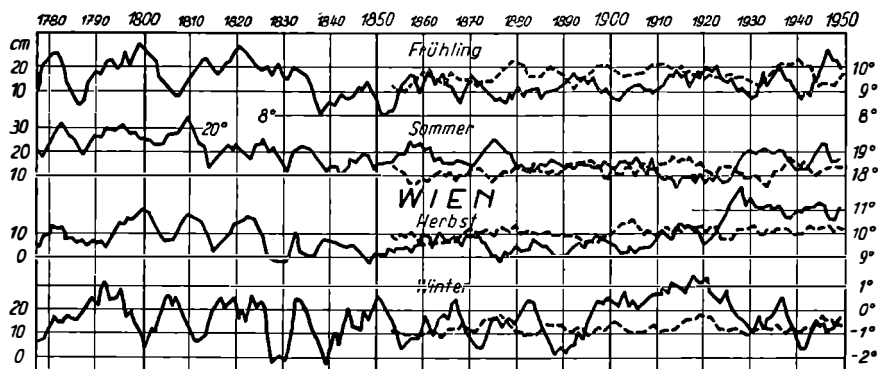


Abb. 7. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Lufttemperatur und des Niederschlages einzelner Jahreszeiten in Wien. Volle Linie Temperatur in Celsiusgraden, gestrichelt Niederschlag in Zentimeter.

gebirge mittels ungeschütztem Ombrometer) steht die Veränderlichkeit der jahreszeitlichen Niederschläge wenigstens in der Hochalpenzone nicht im Widerspruch zu dem kräftigen ostalpinen Gletscherrückgang der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts.

Im Zusammenhang mit dem von der Niederung abweichenden Schwankungsverlauf der Niederschläge auf dem Sonnblick erwiesen sich die Beziehungen zwischen jahreszeitlichen Temperatur- und Niederschlagsschwankungen in verschiedenen Höhenregionen nicht völlig einheitlich. In tiefen Lagen (am auffälligsten in Innsbruck) übertraf im Winter die Temperatur-Niederschlagskombination mild — niederschlagsreich und kalt — niederschlagsarm weitaus das Verhältnis mild — niederschlagsarm und kalt — niederschlagsreich. Auf dem Sonnblick verliefen die Winter bis 1925 kalt — schneearm und mild — schneereich und nachher kalt — schneereich und mild — schneearm.

Im Frühling, Sommer und Herbst verbanden sich in allen Höhenzonen vorherrschend relativ kalte Jahreszeiten mit niederschlagsreichen und relativ warme mit niederschlagsärmeren.

Das Überwiegen trocken-warmer und kühlfeuchter Bergsommer begünstigte naturgemäß die Veränderlichkeit des Eishaushaltes der Gletscher und der perennierenden Schneefelder hinsichtlich Größe und Anzahl. In sehr warmen

Sommern mit den stärkeren Einflüssen höherer Lufttemperaturen auf die Eis- und Schneeflächen der Gletscher fielen nicht nur geringere Niederschlagsmengen, sondern diese auch noch häufiger und höher hinaufragend in flüssiger, also in einer den Firnfeldern und Gletscherzungen abträglichen Form. Kühle Sommer paarten sich dagegen in der Mehrzahl mit reichlicheren und tiefer herab als Schnee fallenden, demnach gletscherkonservierenden Niederschlägen.

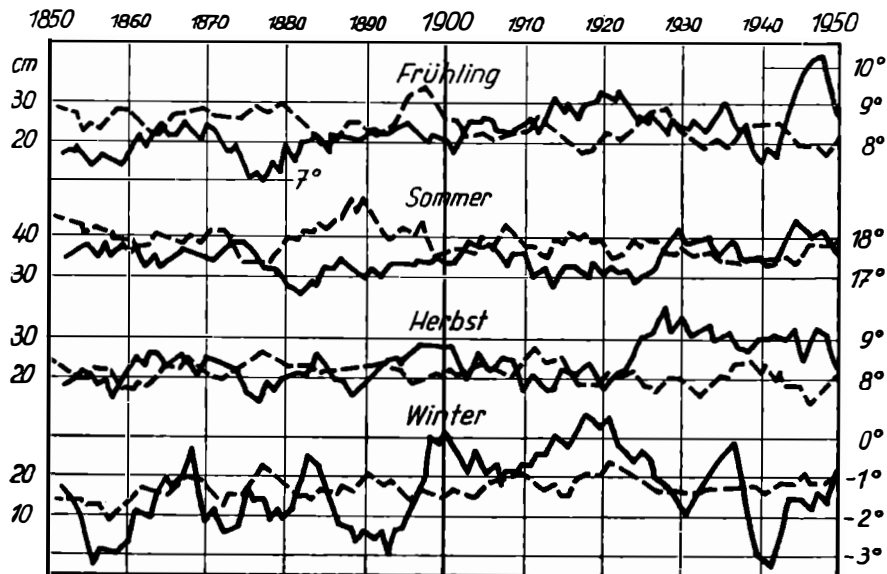


Abb. 8. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Lufttemperatur und des Niederschlages einzelner Jahreszeiten in Kremsmünster. Volle Linie Temperatur in Celsiusgraden, gestrichelt Niederschlag in Zentimeter.

Das Zusammenwirken von Niederschlag und Lufttemperatur als meteorologisch-klimatische Haupt-Gletschererhaltungstendenz

Das gegenseitige wechselhafte Zusammenspiel atmosphärischer Niederschläge mit gleichzeitigen Lufttemperaturen und noch zu beschreibenden weiteren atmosphärischen Erscheinungen quantitativ exakt auf den Eishaushalt der Gletscher auszudrücken, begegnet beinahe unlösbaren Schwierigkeiten. Gleichwohl soll wenigstens ein erster diesbezüglicher Versuch gewagt werden. Die Abb. 9 bringt die aus fünfjährig übergreifenden Sonnblick-Jahresniederschlägen in Dezimeter minus fünfjährig übergreifenden Temperaturmitteln in Zehntelgrad C der Sonnblicksommer (Monate Juni, Juli, August) abgeleitete meteorologisch-klimatische „Gletschererhaltungstendenz“ N—T. Es wurde davon ausgegangen, daß tiefe Lufttemperaturen des Sommers, also der Hauptablationszeit, an der Schneedecke, den Rücklagen des festen Niederschlages, konservierend wirken und Temperaturen oberhalb des Gefrierpunktes (in der Regel in den Sommermonaten auftretend) je nach ihrer Höhe mehr oder minder stark an den Schnee- und Eisflächen der Gletscher zehren. Die einzelnen Monatsmittel der Lufttemperatur schwankten auf dem Sonnblick in den Sommermonaten zwischen -4.3° und 4.2° .

Die Kurve der meteorologisch-klimatischen Gletschererhaltungstendenz vermag natürlich nicht physikalisch einwandfrei Absolutwerte einer Gletscher-

erhaltung oder Verringerung zu bieten. Sie deutet aber bei auffallenden Änderungen wenigstens sicher das Vorzeichen und mit großer Wahrscheinlichkeit auch den ungefähren Intensitätsgrad nivalmeteorologischer Tendenzen bestimmter Zeitabschnitte an.

Die Zungenbewegungen der Pasterze und des Vogelmeier-Ochsenkarkeeses (Großer Goldberggletscher auf dem Sonnblick) stellen phasenverlagert beinahe ein Abbild der Kurve der meteorologisch-klimatischen Gletschererhaltungstendenzen dar, wobei an dem Goldbergkees die typischen Phasen zeitlich etwas geringer als an der Pasterze verschoben auftreten.

Die N—T-Kurve bewegt sich in Rhythmen ungleicher Andauer auf und ab. Jeder deutlichen Änderung der Gletschererhaltungstendenz entspricht auch nachfolgend eine Tendenzänderung des Verhaltens der Gletscherzungen (Verstärken oder Abschwächen des Rückganges bis zum Vorstoß). Die zwar sehr

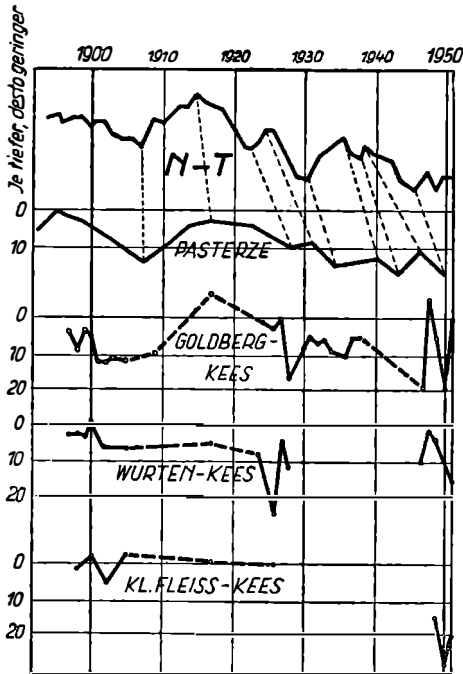


Abb. 9. Meteorologisch-klimatische „Gletschererhaltungstendenz“ N—T und jährliche Zungenbewegung der Pasterze und einiger Sonnblickgletscher in Meter.

Die Werte der Jahresbewegung der Pasterzenzungen wurden aus je drei Jahren Messungen der Marken I., II., V., XI. und XII gebildet und jeweils immer zum zweiten Jahr gezeichnet. Die Bewegungsbeträge der Sonnblickgletscher stammen aus den Markenmessungen aller einzelnen Jahre, soweit Beobachtungen vorlagen. Die Lage der Bewegungskurve der Gletscher oberhalb der Nulllinie bedeutet Vorstoß, unterhalb Rückgang. Das Ausmaß der jährlichen Zungenveränderungen ist durch den senkrechten Abstand von der waagrechten Null-Linie gegeben.

unregelmäßige, aber dennoch kontinuierliche Abnahme der Erhaltungstendenz ab 1893 beleuchtet eindrucksvoll den wechsellvollen, im allgemeinen aber ständig andauernden Großrückgang der ostalpinen Vergletscherung der letzten sechs Jahrzehnte. In diese seit der Jahrhundertwende anhaltende Arealabnahme der Ostalpengletscher schaltete sich um 1916/17 der vorübergehende Vorstoß des Großen Goldbergkeeses ein, der nach den hohen Werten der Gletschererhaltungstendenz um 1914 (höchste Lage der Kurve seit 1893 überhaupt) durchaus plausibel erscheint. Die Wechselbeziehungen zwischen Jahresniederschlag und Sommertemperatur des Sonnblicks bedeuten wegen des klaren parallelen Verhaltens der Gletscherzungen wohl den meteorologisch-klimatischen Hauptfaktor im lang- und kurzperiodisch veränderlichen Eishaushalt der ostalpinen Gletscherregion.

Der Vergleich zwischen den Kurven der Gletschererhaltungstendenz und der Zungenverlagerung der Pasterze erlaubt auch einwandfrei die Ermittlung,

wieviel Zeit vergeht, bis sich eine wesentliche Änderung des Glazialklimas an den großen Gletscherzungen auswirkt. Der Augenschein lehrt, daß das für große Eisströme allgemein angenommene Verzögerungsintervall von 10—12 Jahren — wenigstens am Beispiel der Pasterze — auf drei bis sieben Jahre zu verkürzen ist.

Die Einwirkung der sommerlichen Lufttemperaturen auf die Jahresniederschläge wäre für die vergletscherten Gebiete der Hochalpen kaum so folgenreicher, würden nicht die extremen Verhältnisse der Gletschererhaltungstendenz (tiefe oder hohe Lagen der Kurve) eng mit typischen Schwankungen weiterer meteorologischer Elemente vergesellschaftet in den Sommermonaten auftreten.

Das Zusammenwirken von Lufttemperatur und Niederschlag auf die Eisbilanz der Gletscher existiert in der Form der Gletschererhaltungstendenz $N-T$, wie leicht einzusehen ist, bloß in den Sommermonaten, in denen die Temperatur größere, ja sogar ausschlaggebende Bedeutung gewinnt. Zum Teil schon im Herbst, noch lange im Frühling und während des ganzen Winters spielt für die Schnee-, Firn- und Eislagen ostalpiner Hochbereiche die Temperatur der Luft gegenüber den Niederschlagshöhen eine untergeordnete Rolle. Für die Firnfelder ist es im Winter und selbstverständlich auch in den übrigen Jahreszeiten im Grunde genommen gleichgültig, ob sich die Luft darüber kräftig oder nur mäßig unterhalb des Gefrierpunktes befindet.

Die gelegentlich fallenden flüssigen Niederschläge der Übergangszeiten verändern kaum den Massenhaushalt der Hochgebirgsvereisung, da das Regenwasser in die Firne der Gletschersammelräume einsickert, sie verdichtet, aber nicht abfließt. Sogar die Regenfälle der Sommermonate gehen in den Nährgebieten der Gletscher größtenteils nicht durch raschen Abfluß verloren. Die Firndecken saugen wie ein Schwamm das Regenwasser auf, ohne es unmittelbar wieder aus dem Gletscherverband herauszuleiten.

Für die Fragen des Eishaushaltes der Gletscher sind demnach die beiden meteorologischen Grundelemente Niederschlag und Lufttemperatur in den einzelnen Jahreszeiten von ungleichem Einfluß. Während die Niederschläge im Firnniveau, selbst wenn sie im Sommer häufiger als Regen fallen, in allen Monaten nahezu gleichmäßig bedeutungsvoll sind, erscheinen bei den Temperaturen nur die positiven, praktisch die Sommertemperaturen, maßgebend, aber dann den Einfluß der Niederschläge weit übertreffend.

Die Menge der jährlichen Firnüberreste, d. h. die Ernährung der Gletscherkörper wird in der Hauptsache nicht durch die gefallenen Niederschlagsmengen der kälteren Jahreszeit, sondern durch den thermischen Charakter des Sommers entschieden. Im Sonnblick- und Glocknergebiet zehrten, um ein Beispiel aus der letzten Zeit zu erwähnen, die sehr warmen und sehr strahlungsreichen Sommer 1946 und 1947 rasch die verhältnismäßig hohen schneeigen Niederschläge des Winters und Frühlings auf und schalteten sie für die Gletscherspeisung aus. Im Jahre 1948 hingegen gab es dort bis Ende Mai bei ungefähr normalen Temperaturen unternormale Schneelagen, dann aber folgten kalte und niederschlagsreiche Monate mit dem Ergebnis nach, daß noch mächtige, bis auf 2600 m geschlossen herabreichende Firndecken unter den Schneezuwachs der Akkumulationsperiode des darauf folgenden Winters gerieten. Streiff-Becker [27] erkannte auf Grund der Verhältnisse des Claridenfirns zwischen 1934 und 1943, daß für die Höhe der Jahresrücklagen die Sommerwärme ebenfalls den Ausschlag gab und die vorangegangenen Niederschlagsmengen an Bedeutung wesentlich zurückstanden.

Säkularänderungen des Sommersonnenscheins und Folgen im Eishaushalt der Gletscher

Mehrere meteorologische Elemente variierten in den Hochlagen der Ostalpen derart, daß sie die Einwirkung des mengenmäßig recht unterschiedlichen und in der Form ebenfalls etwas wechselnden atmosphärischen Niederschlages und die Auswirkung der wechselnden Lufttemperaturen auf die Schnee- und Eislagen der Gletscher im Ablauf der verstrichenen 60 Jahre jeweils erhaltend oder zerstörend intensivierten. Am deutlichsten läßt sich dies im Säkularverlauf der Sonnenscheinverhältnisse der Monate Juni, Juli und August beobachten. Die aus fünfjährig übergreifenden Durchschnittswerte des sommerlichen Sonnenscheins auf dem Sonnblick gebildete und in Abb. 10 gezeichnete Kurve der Sonnenscheindauer bezieht sich auf die zweite Aufstellung des Autographen. Die Werte der Sonnenscheinregistrierung vor 1936 wurden unter Berücksichtigung der Horizontalverbesserung und der prozentuellen effektiven Sonnenscheindauer der Periode 1887—1936 entsprechend erhöht.

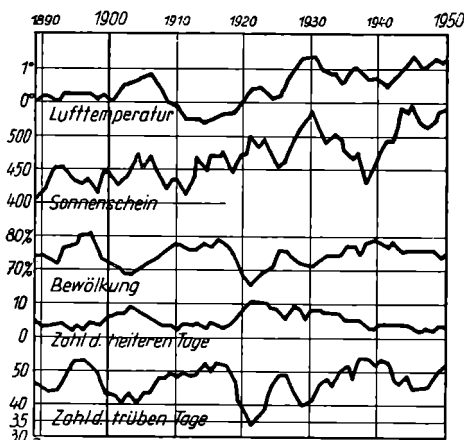


Abb. 10. Langjährige sommerliche Sonnenschein- und Bewölkungsverhältnisse auf dem Sonnblick (übergreifende fünfjährige Mittelwerte). Der Sonnenschein wurde aus den kontinuierlichen Registrierungen gewonnen. Die Temperatur, Bewölkung und Zahl der heiteren und trüben Tage wurden aus den klimatologischen Terminen 7, 14 und 21 Uhr gebildet. Von oben nach unten: Lufttemperatur in Celsiusgraden, Sonnenscheindauer in Stunden, Bewölkung in Prozent der sichtbaren Himmelsfläche, Zahl der heiteren Tage (20% der Himmelsfläche bedeckt), Zahl der trüben Tage (80—100% der Himmelsfläche bedeckt).

Der Sonnenschein und die Lufttemperatur des Hochalpensommers standen in folgenden Beziehungen: Warme Bergsommer — sonnenscheinreich, kühle — sonnenscheinärmer. Seit Beginn des 20. Jahrhunderts nahm die Sonnenscheindauer der Sommermonate von mäßigen Schwankungen abgesehen in allen Höhenlagen Österreichs beträchtlich zu. Auf dem Sonnblick stieg sie von 1887 bis zur Gegenwart von 400 auf 540 Stunden an. Das Anwachsen des Sonnenscheins in der Hauptablationszeit der Gletscher betrug demnach mehr als 30%. Die durch das Sonnigwerden des ostalpinen Hochgebirgsklimas vermehrten Strahlungseinwirkungen konnten auf den gegenüber meteorologischen Einflüssen empfindlichen Eishaushalt der Gletscher eine außerordentlich abträgliche Wirkung selbstverständlich nicht verfehlen.

Zusammenhängend mit dieser zum Nachteil der Ostalpengletscher eingetretenen Klimaverbesserung des Hochgebirges ist die Tatsache bemerkenswert, daß die aus subjektiven Schätzungen abgeleitete Bewölkung zu den klimatologischen Terminen 7, 14 und 21 Uhr einschließlich der daraus hervorgehenden Zahl der heiteren und trüben Tage auf dem Sonnblick zwar im großen und ganzen zu den Schwankungen der Sonnenscheindauer sinngemäß korrespondierte, aber eine kräftige Abnahme seit 1890 vermissen ließ, wie sie die durch Absolutregistrie-

rungen festgestellte ansehnliche Zunahme des Sonnenscheins notwendigerweise verlangt.

Der Einfluß wärmerer Luft und insbesondere der Strahlung auf die Gletscherflächen des Hochgebirges dünkt jedem Bergsteiger, der die Sonneneinwirkung am eigenen Leibe angenehm bis gelegentlich fast unerträglich verspürt, als eine längst geklärte und einfache Sache. Und doch ist der Strahlungsumsatz auf Eis und Schnee im vergletscherten Hochgebirge, der wichtigste Teil der Gesamtwärmebilanz der Gletscheroberfläche (die für das Schmelzen von Eis verfügbare Wärmemenge) in Wahrheit außerordentlich kompliziert und je nach der Oberflächenbeschaffenheit in seiner Größe ungemein unterschiedlich. Über diesen glaziologischen Fragenkomplex existieren leider erst nur wenige, noch nicht viel über den Charakter von Stichproben hinausgehende Untersuchungen. Gleichwohl aber boten Messungen von Sauberer-Dimhirn [28] und Hoinkes-Untersteiner [29] bereits lehrreiche Aufschlüsse.

Die Strahlungsbilanz einer Gletscheroberfläche setzen, wie bekannt, folgende Faktoren zusammen: Direkte Sonnenstrahlung, diffuse Himmelsstrahlung, Reflexstrahlung von der Seite her (von schneebedeckten Hängen u. dgl.), langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre, langwellige Ausstrahlung und reflektierte Sonnen- und Himmelsstrahlung entsprechend der Albedo (Rückstrahlungsvermögen) der Eis- und Schneelagen des Gletschers. Die Ablation, der Substanzverlust des Gletschers an seiner Oberfläche, geht nicht nur allein auf die Absorption von Strahlungsenergien allein zurück, sondern auch noch auf Wärmezufuhr aus der Luft durch Konvektion, Kondensation von Wasserdampf an Eis, Verdunstung usw.

Messungen der Strahlungsbilanz im Hochgebirge ließen erkennen, daß die alleinige Kenntnis der Sonnenscheinstrahlung durchaus nicht genügt, die Ablation der Schnee- und Eisflächen eines Gletschers quantitativ zu erfassen. Es wurde u. a. festgestellt, daß in den Sommermonaten der Bewölkungsgrad bzw. die Andauer der direkten Sonnenstrahlung umso mehr an Einfluß verliert, je größer die Albedo der Gletscheroberfläche ist. Unter Umständen mag nach einem Neuschneefall ein wolkenloser Strahlungstag der Eissubstanz eines Gletschers sogar weniger als ein stark bewölkter bis ganz bedeckter zusetzen.

Die oftmals auf kleinem Raum sehr differierende Albedo einer Eis- oder Schneelage in großen Höhen des Gebirges gewinnt in der Auswirkung der Ein- und Ausstrahlung umso mehr an Gewicht, je geringere Maße sie aufweist. Ein Zahlenbeispiel mag diesen glaziologisch ungemein wichtigen Umstand näher beleuchten.

Tab. 4. Berechneter Tagesgang der Strahlungsbilanz im Juni auf dem Sonnblick in 3000 m Seehöhe bei wolkenlosem Himmel für verschiedene Albedostufen in cal cm² (nach Sauberer und Dimhirn)

Albedo	Positive Bilanz tagsüber	Negative Bilanz nachts	Tagesbilanz
0.2	532	— 73	459
0.4	376	— 75	301
0.6	220	— 80	140
0.8	70	— 90	— 20

Da die Albedo in der vergletscherten Hochregion der Alpen zeitlich und örtlich stark variiert, bedürfen Strahlungsmessungen auf Gletscherflächen einer ständigen Überwachung der Albedowerte. Auf dem Sonnblick ergaben 110 Albedomessungen folgende Durchschnitte: flockiger Neuschnee 0.90, grieslicher Neuschnee 0.8, Altschnee je nach Alter und Verunreinigung 0.46 bis 0.75 (Mittel 0.58), reiner Firn 0.5 bis 0.6, reines Eis 0.37 und verschmutztes Eis 0.13. Die vorstehenden Zahlenangaben über die verschiedenen Grade des Strahlungsreflexionsvermögens der Schnee- und Eisarten lassen es verständlich erscheinen, daß die Albedo nicht nur den Betrag des täglichen Strahlungsumsatzes, sondern auch sogar noch die Richtung (siehe das negative Vorzeichen in Tab. 4) der Tagesbilanz der Strahlung eines Teiles der Gletscheroberfläche bestimmt.

Die Untersuchungen des Wärmeumsatzes und der Ablation auf dem Vergnagtferner in den Öztaleralpen in der Zeit zwischen 21. und 31. August 1950 in 2973 m Höhe von Hoinkes und Untersteiner [29] lieferten im Endergebnis über die einzelnen, die Ablation ergebenden Teilfaktoren nachstehende Anteile: 81% Absorption kurzwelliger Strahlungsenergie von Sonne und Himmel, 15% konvektive Wärmezufuhr aus der Luft, 3.5% freiwerdende Verdunstungswärme, 0.3% Verdunstung und 0.2% Wärmezufuhr durch Regen. Da unter diesen eben erwähnten sommerlichen Bedingungen 81% des Energieumsatzes auf Strahlungsvorgänge und nur 19% auf weitere meteorologische Erscheinungen zurückgehen, ist es ohneweiteres ersichtlich, welchen gewaltigen unterschiedlichen Einfluß schwankende Strahlungsverhältnisse auf die Gesamtwärmebilanz der Gletscheroberfläche ausüben und welche ausschlaggebende Rolle die in einzelnen Sommern sehr stark wechselnde Größe der Albedo dabei spielt.

Häufigkeitsschwankungen des festen Sommerniederschlages in der Nivalzone, Variabilität der Albedo und Auswirkungen auf die Eissubstanz der Gletscher

Eine besondere Bedeutung für die wechselhafte Eis- und Schnee Bilanz der Ostalpenglletscher kommt im Firnfeldbereich im Sommer der variierenden Zahl der Tage mit festem Niederschlag zu. Die Abb. 11 veranschaulicht u. a. die fünfjährig übergreifenden Mittelwerte der Zahl der Tage mit Schneefall während der Monate Juni, Juli und August auf dem Sonnblick. Die Sommer-Schneefälle schwankten zwischen 1890 und 1950 auf dem Sonnblick innerhalb weiter Grenzen. 59 Tage mit Schneefall um 1914 stehen 27 um 1945 gegenüber. Die Zahl der Tage mit Niederschlag (fester und flüssiger) variierte dagegen nur sehr mäßig und wurde von 1890 bis heute kaum geringer. Damit bietet die auf dem Sonnblick beobachtete wechselvolle Niederschlagshäufigkeit leider nicht einmal einen Fingerzeig, geschweige denn einen strikten Beweis für eine Verringerung der Hochalpen niederschläge in diesem Jahrhundert.

Zwischen dem säkularen Gang der Tage mit Schneefall und den Temperaturen des Sonnblicksommers herrschte ein ziemlich klares, gegenseitiges Verhältnis: Hohe Temperaturen — weniger Tage mit Schneefall, tiefe Temperaturen — häufiger Tage, an denen es schneite.

Vergleicht man die Kurve der Häufigkeit des Schneefalles mit jener der Bewegungen der Gletscherenden in der Sonnblick-Glocknergruppe, so ist ein gewisser säkularer Zusammenhang nicht zu verkennen. Der höchsten Zahl der sommerlichen Schneefalltage auf dem Sonnblick folgten der Vorstoß des Großen Goldbergkeeses und z. T. der Pasterze in der Zeit des ersten Weltkrieges und dem darauf anschließenden kräftigen Rückgang der Häufigkeit festen Nieder-

schlages während der Sommermonate ging eine zunehmend stärkere Zungenverkleinerung aller Gletscher parallel.

Damit erhellt, daß die Variation der Häufigkeit des sommerlichen festen Niederschlages für den Gesamteishaushalt ostalpiner Hochlagen wesentlich mitbestimmend sein muß. Auf die Wichtigkeit der veränderlichen Zahl der Tage mit Schneefall in der Hochalpenregion in den Sommermonaten wurde übrigens bereits 1949 aufmerksam gemacht [16]. Für den Strahlungshaushalt eines Gletschers ist es durchaus nicht gleichgültig, ob in einem Monat eine bestimmte Schneemenge auf einmal fällt, oder ob sie sich auf viele, möglichst gleichmäßige Raten verteilt. Je häufiger es auf die Firnfelder im Sommer schneit, desto reiner erhalten sich jeweils ihre Oberflächen und desto geringer bleibt wegen der größeren Albedo die Schnee- und Eisablation, je seltener auf den Gletscherflächen in der wärmsten Jahreszeit feste Niederschläge auftreten, umso stärker wird durch Anflug von Kryokonit, Staub mineralischen und pflanzlichen Ursprunges, das Strahlungsreflexionsvermögen herabgesetzt und desto rascher wachsen die Abschmelzungsbeträge.

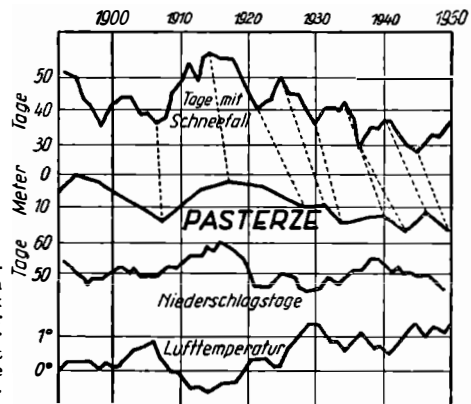


Abb. 11. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Zahl der Tage mit Schneefall im Juni, Juli und August auf dem Sonnblick (erste Zeile), darunter Zungenbewegung der Pasterze in Meter (siehe Abb. 9), darunter übergreifende fünfjährige mittlere Häufigkeit der Niederschlagstage, darunter übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Lufttemperatur.

Im Winter ist die ablationserhöhende Wirkung der Kryokonitablagerungen in den vergletscherten Gebieten wesentlich geringer als in den Sommermonaten. In der kalten Jahreszeit liegen die Ursprungsstätten des Kryokonits unter Schnee oder durch Frost weitgehend gebunden, sodaß die schneeigen Lagen des Hochgebirges — Luftplankton gibt es natürlich immer — nur sehr langsam und in geringem Grade verschmutzen. In der wärmeren Jahreszeit hingegen verfrachtet die thermisch bedingte Talwindzirkulation Staubpartikelchen aus den schneefreien Talgründen und verblasen höhere Querluftströmungen Kryokonit von ausgeaperten Moränen, von den Graten und Gipfeln und unvergletscherten Hängen auf die Firnfelder und Zungen der Gletscher. Während in der kalten Jahreszeit kaum größere Schwankungen der Kryokonitsedimentation über den schneeigen Räumen des Hochgebirges stattfinden, erreichen sie in einzelnen Sommern, je nach dem vorherrschenden Witterungscharakter, wie der Anblick der Gletscherflächen jeweils immer Ende August verrät, von Jahr zu Jahr außerordentlich hohe und für den Gletscherhaushalt ungemein folgenschwere Unterschiede.

Die starke Wechselhaftigkeit der Ablation an den Gletscheroberflächen, die schließlich die eindrucksvollen rezente Gletscherschwankungen veranlaßte, ist, wie nicht bezweifelt werden kann, in hohem Grad auf die säkulare sommerliche

Variabilität der Albedo der schneebedeckten und vereisten Arealen des Hochgebirges zurückzuführen. Wie in den vorangegangenen Ausführungen angedeutet wurde, beruhen die langjährigen Schwankungen der Albedo auf der wechselnden Häufigkeit der festen Niederschläge, die zwischen 1914 und 1915 in der Nivalregion im Sommer auf die Hälfte absank und weiters auf Schwankungen der kleinräumigen und allgemeinen atmosphärischen Zirkulation über den Gletscherbereichen.

Die bedeutende Abnahme der Schneefallhäufigkeit in den Hochalpensommern der letzten Jahrzehnte ist, wie im Abschnitt über die Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation bewiesen wird, eine Folge der zum Schaden der Gletscher eingetretenen Verringerung und Abschwächung der mitteleuropäischen sommermonsunalen Kälterückfälle.

Der Einfluß wechselnder Häufigkeit des Föhns, der V_p -Wetterlagen und der Gewitter auf die Massenbilanz der Gletscher

Die Auswirkung von Föhnströmungen auf den Massenhaushalt der Gletscher ist insofern etwas verwickelt, als mehrere Föhnarten existieren, die untereinander schwer unterscheidbar, in ihren Folgeerscheinungen auf die Nivalregion beträchtlich differieren. Der „aktive“ Föhn, das Anschwellen von Kaltluft von den Talgründen nach oben zu, das Erreichen und Überschreiten der Wasserscheiden und der Abfall nach der anderen Seite vermöge ihres höheren Gewichtes ist für die Hochlagen des schnee- und eisbedeckten Gebirges überhaupt nicht abträglich, da die Föhnluft in größeren Höhen trotz trockenadiabatischer Erwärmung von je 1° pro 100 m Abstieg zunächst noch abkühlend wirkt. Erst unterhalb des Borastadiums wird die absinkende Föhnströmung zunehmend wärmer und trockener als die verdrängte Luft und schließlich auf die Eis- und Schneeflächen ungünstig wirksam.

„Passive“ Föhne, also relativ wärmere Luftströmungen, die nicht aus eigener Energie, sondern infolge weiträumiger Druckgegensätze und komplizierter Absaugvorgänge in die Tiefe gelangen, greifen die Eissubstanz der Gletscher in großen Seehöhen noch nicht an, gewinnen aber bei ihrem vielfach stürmischen Abstieg zunehmend schnee- und eisschädlichen Einfluß.

Der „antizyklonale“, oder „freie Föhn“, ein langsames Absinken der Luft aus größeren Höhen ohne wesentliche horizontale Bewegungskomponente, spielt besonders im Winter mit seiner unglaublich geringen relativen Luftfeuchte und seinem Verdunstungshunger für die Hochlagen eine schnee- und eisschmelzende Rolle. In die Tiefe der Talgründe gelangt der Hochdruckföhn in der Regel nicht, dort herrschen gleichzeitig die bewegungslosen Kaltluftschichten der Temperaturinversion.

Der Föhn gilt nicht zu Unrecht als Schneefresser tieferer Berglagen und Hochtäler, da er den Schnee- und Eisflächen durch die lebhaft warme Luftbewegung mehr Wärme als die Sonnenstrahlung zuführt. Die Föhnströmungen wirken nicht nur durch höhere Lufttemperaturen und geringer Relativfeuchte stark eis- bzw. schneesammelnd und allgemein verdunstend, sie verdrängen auch über den Gletscherzungen den eiskonservierenden Kaltluftpolster der Gletscherwinde. Messungen der Eisfließgeschwindigkeit im Herbst 1934 zeigten unter Einfluß des Gletscherwindes an der Pasterzenstirn eine durchschnittliche Tagesbewegung von 26 mm [30]. Als ein Föhnereinbruch das Erlöschen des Gletscherwindes verursachte, begann das Eis der Gletscheroberfläche wesentlich rascher als vorher zu fließen (Mittelwert 35 mm). Erst nach Aufhören des

Föhns und nach neuerlichem Einsetzen des Gletscherwindes sank die Eisbewegung wieder auf frühere Beträge herab. Die zyklonalen Föhnströmungen erhöhen also auch die Eisplastizität und verursachen damit ein für den Eishaushalt der Gletscher unvorteilhaftes Ansteigen des Bewegungsausmaßes des Gletscheroberflächeneises.

Verfolgt man im Innsbrucker Föhnkalender, dem ältesten und am sorgfältigsten geführten der Ostalpen, die Frequenz der Südföhne der letzten Jahrzehnte, so bemerkt man erstaunliche Änderungen der Häufigkeit. In der von E. Ekhart [31] untersuchten 42jährigen Innsbrucker Beobachtungsperiode gab es 2852 Föhntage (Jahresmittel 67) mit einer Gesamtzahl von 21.000 Föhnstunden, d. i. 500 im Jahr. Auf einen Föhntag entfielen damit in Innsbruck im Mittel 7,4 Föhnstunden.

Der Jahresverlauf der Häufigkeit von Föhntagen zeigt in Innsbruck ebenso wie in der Schweizer Föhnstatistik 1864—1939 von Streiff-Becker [32] eine Doppelwelle mit dem Hauptmaximum im Frühling, einen Nebenmaximum im Herbst und je einem Minimum im Sommer und Winter. In der Föhnhäufigkeitskurve von Innsbruck trat innerhalb der 42 Jahre am 30. April — nahezu

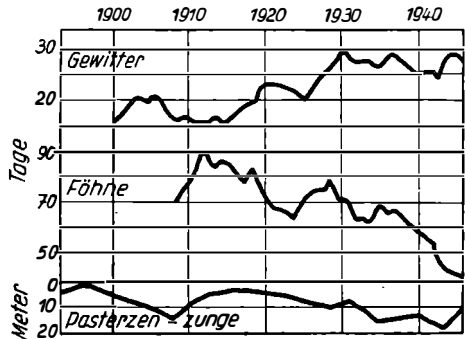


Abb. 12. Übergreifende fünfjährige Jahresmittel der Gewitter und Föhne in Innsbruck. Darunter Bewegung der Pasterzenzunge (siehe Abb. 9). Gewitter u. Föhne nach E. Ekhart.

jedes zweite Jahr wehte an diesem Tage Föhn — die größte Föhnbereitschaft auf. Im Mai ging die Föhnfrequenz etwas zurück und sank schließlich mit dem vorsommerlichen Monsuneinbruch zwischen dem 10. und 13. Juni rasch ab.

Die säkulären Föhnfälle in Innsbruck bekundeten zu den Gletscherschwankungen (vgl. Abb. 12) eigentümliche, vielfach etwas unerwartete, aber nicht zu leugnende Beziehungen. Im Verlauf der letzten 35 Jahre nahm die Häufigkeit der Südföhne von durchschnittlich jährlich 90 auf 40 ab. Im Jahre 1916 wehte 105 und 1929 nur 27mal Föhn. Die großzügige Verringerung des Föhnvorkommens von 1912 bis 1940 um 50% erfolgte keineswegs zu irgendeinem Zeitpunkt ganz plötzlich, sie nahm einen nur mäßig schwankenden, unregelmäßig absinkenden Verlauf.

Der säkulare Gang der Föhnfrequenz beweist, daß an dem gegenwärtigen Gletscherrückgang eine Verstärkung der den Eishaushalt der Gletscher beeinträchtigenden zyklonalen Föhnwirkungen nicht mitbeteiligt war. Im Gegenteil! Die Gletscherzungen wichen zeitlich etwas verspätet umso stärker zurück, je weniger Föhne auftraten und umgekehrt. Die allgemein verbreitete Meinung, daß an dem rezenten Eisschwund der Gletscher vermehrte Südföhne schuldtragend wären, ist also völlig unzutreffend.

Vom synoptischen Blickfeld gesehen, verwundert die beachtenswerte Abnahme der Föhnhäufigkeit der letzten Jahrzehnte durchaus nicht, da sich die

V_b -Wetterlagen, die übrigens auch nach van Beber-Baur [33] den gleichen jahreszeitlichen Häufigkeitsgang wie die Südföhne aufweisen, in der Gegenwart ebenfalls viel seltener einstellen als früher. Föhnsituationen und V_b -Wetterlagen sind insofern miteinander verknüpft als sie beide an eine bestimmte Großwetterlage, an den europäischen Höhentrog und seine Achsenverlagerung gebunden sind.

Für die Ostalpengletscher bewirkt die Verminderung der V_b -Wetterlagen mit ihren Aufgleitniederschlägen häufig starker Ergiebigkeit eine empfindliche Schädigung der Schnee- und Eissubstanz. Im Südosten Österreichs (Klagenfurt), aber auch noch in den höheren Lagen der östlichen Zentralalpen steht die Abnahme der Niederschlagsmengen offenbar mit dem gegenüber früheren Jahrzehnten nunmehr seltenerem Vorkommen dieser erwähnten Südostwetterlage in ursächlichem Zusammenhang.

Föhnhäufigkeit und V_b -Frequenz lassen auch Beziehungen zur Gewittertätigkeit erkennen. Die Zahl der Tage mit Föhn und V_b -Wettertypen verhielten sich zur säkularen Häufigkeit der Gewitter in Innsbruck formal gerade entgegengesetzt. Während 1912 Innsbruck 10 Tage mit Gewitter verzeichnete, gab es 1943 bereits 35 (siehe Abb. 12).

Die angestiegene Summe der Gewitter stellt für den rezenten Gletscherrückgang im Vergleich zu den Wirkungen anderer meteorologischer Elemente nur einen sehr kleinen, kaum nennenswerten substanzfeindlichen Faktor dar, die Verminderung der V_b -Wetterlagen fällt jedoch schon schwerer ins Gewicht, da sie nicht unwesentlich die Ernährung der Gletscher negativ beeinflusst. Während die abnehmende Häufigkeit der Südföhne der Verkleinerung der ostalpinen Eisareale freilich nur ohne sichtlichen Erfolg entgegentritt, übt die im Laufe der letzten Jahrzehnte etwas angestiegene Häufigkeit des Hochdruckföhnes auf den Massenhaushalt der Gletscher einen zunehmend größeren, aber an sich nicht sehr bedeutenden ungünstigen Einfluß aus.

Folgen extremer Witterungsabläufe einzelner Jahre auf den Eishaushalt der Gletscher und auf die Bewegung von Gletscherzungen

In den Ostalpen folgten 1947 und 1948 zwei Sommer mit ganz verschiedenem Witterungscharakter aufeinander, die eindringlich die ungeheure Bedeutung der wärmeren Jahreszeit in diametral entgegengesetzter Weise für den Eishaushalt der Gletscher demonstrierten. An die ungefähr normal kältere Jahreszeit mit durchschnittlichen Schneeverhältnissen bis Ende Mai 1947 schlossen sich im Glockner-Sonnblickgebiet als Folgen des Vorherrschens sommerlicher Ostwetterlagen extrem wolkenarme, trockene und warme Sommermonate an, die ein frühes und rasches Schwinden der Jahresfirnrücklage und einen starken Aufbrauch älterer Firnschichten verursachten und die Gletscherzungen ungewöhnlich weit zurückgehen ließen. Ein Jahr darauf, im Sommer 1948, bewirkte der europäische Sommermonsun mit starker Intensität und langer Andauer tiefe Lufttemperaturen, reichliche Niederschläge, große Häufigkeit fester Niederschläge in den Hochalpen, starke Bewölkung und verminderten Strahlungseinfluß. Die Schneedecke des Glazialjahres 1947/48 schmolz im Gegensatz zu 1947 nicht ab, sondern überdauerte bis auf 2500 m herabreichend — in größeren Höhen bis zu 3 m mächtig — den Sommer 1948. Die großen Eisströme schwächten, wie im September festgestellt wurde, ihren Rückgang seit September 1947 wesentlich ab und die kleineren Gletscher mit höher gelegenen Zungenenden blieben stationär oder rückten sogar vor. Die Maximalhöhe der Firngrenzen erlitt in diesen zwei

aufeinander folgenden Jahren eine Depression von 3800 auf 2500 m, eine Erscheinung, wie sie seit Menschengedenken nicht beobachtet wurde.

Ein einziger kühlfeuchter Bergsommer war hiemit imstande gewesen, eine charakteristische Änderung des Verhaltens mittlerer und kleiner Gletscher herbeizuführen und die großen nachhaltig zu beeinflussen. Das Abschwächen des Rückganges großer Gletscher bis zum Vorrücken kleiner ist im Jahre 1948 darauf zurückzuführen, daß die während des Sommers nicht abgeschmolzenen Schneelagen der Akkumulationsperiode 1947/48 die Oberflächen höherer Gletscherteile vollkommen und die tieferen beinahe während des ganzen Sommers vor Ablation schützen, sodaß die derzeit an sich recht mäßige Jahresbewegung des Gletschereises zwischen September 1947 und September 1948 an nicht weit herabreichenden Gletschern restlos als Zungenvorstoß aufscheinen mußte. Die Lageänderung der Gletscherzungen ergibt sich ja als Resultierende zwischen der gletscherabwärts gerichteten veränderlichen Eisbewegung und der sehr stark wechselhaften Vertikalablation an der Gletscherzunge.

Für den Eishaushalt und für die Zungenbewegungen der Gletscher manifestierten sich damit im einzelnen zwei verschieden sich auswirkende Wettertypen: Gletscherabträgliche Sommer-Ostwetter und den Gletschereishaushalt fördernde West- bis Nordwestwetter der mitteleuropäischen monsunalen Luftströmungen.

Eine gleiche Aufeinanderfolge extrem gegensätzlicher Hochgebirgswitterung mit den ungemein eindrucksvollen Auswirkungen auf die Massensubstanz der Gletscher wie in den Jahren 1947 und 1948 ist aus dem Glockner-Sonnblickgebiet nicht bekannt. Früher lenkte man das Hauptaugenmerk auf die Bewegungen der Gletscherzungen und beachtete weniger die Veränderungen im Firngebiet. Es besteht aber kein Zweifel, daß so extreme Witterungsverhältnisse, wie sie 1947 und 1948 herrschten, in den letzten 200 Jahren häufig auftraten, nur nicht, wie 1947 und 1948 unmittelbar aufeinanderfolgend.

Selbsterhaltungstendenzen der Gletscher gegenüber den Einwirkungen einzelner meteorologischer Elemente

Die Lufttemperatur beeinflusst die Gletscher nicht nur in dem einzigen Sinne: je wärmer, desto größere, je kälter, desto geringere Abschmelzung. Die Eisströme der Alpen gleichen in gewisser Beziehung lebendigen Organismen, die im Falle stärkerer Angriffe von außen her beachtliche Selbsterhaltungstendenzen entwickeln. Höhere Lufttemperaturen verursachen im Hochgebirge nicht nur ein Hinaufrücken der Nullgradgrenze und Einbezug höher gelegener Firnflächen in stärkere Ablation durch Berühren der Schnee- und Eisschichten mit Luft oberhalb des Gefrierpunktes, sondern auch ein häufigeres und intensiveres Auftreten des eisschützenden Gletscherwindes.

Der den Gletscherflächen eigenbürtige lokale Schwerewind der wärmeren Jahreszeit wirkt bei Temperaturanstieg in der Nivalregion insofern stärker eiskonservierend als er dann in höheren Lagen einsetzend und überhaupt intensiver wehend mit seinem Kaltluftthau eine größere Plastizität des Eises der Gletscheroberfläche verhindert und dadurch stärkeres Eisfließen unterbindet. Raschere Bewegung des Gletschereises bedeutet größeren Massenverlust auf den Gletscherzungen und rascheren Aufbrauch der Firnrücklagen in den Speicherräumen der Gletscher. Durch häufigere bis schließlich fast alleinige Anwesenheit eisgekühlter Gletscherwinde in der warmen Jahreszeit gegenüber wärmeren Luftströmungen in der Richtung des allgemeinen Luftdruckgefälles oder

der sommerlichen Schönwetterzirkulation (Talwind) während des Tages überschreitet die für den Eishaushalt ungünstige größere Eisplastizität des Zungenoberflächeneises nicht übermäßige Grenzen.

Der Gletscherwind ist noch in anderer Hinsicht für den Eishaushalt der Gletscher bedeutungsvoll, da er in der Gletscherlängsachse weht und über den Gletscherzungen tiefe Querwinde, die von den Gletscherbegrenzungen mehr eis-schädlichen Kryokonit gegen die Zungenmitte verlagern würden, fast völlig ausschließt. Die Gletscherwinde erzeugen daher nicht nur eine ablationshemmende Temperaturdepression und eine Bewegungsverzögerung des Gletscheroberflächeneises, sie wirken auch noch einer intensiven Verschmutzung des Eises und in weiterer Folge wiederum einer stärkeren Ablation entgegen. Mit dem Wehen des Gletscherwindes in der Längsrichtung der Gletscherzunge zusammenhängend erscheinen die randlichen Teile der Gletscherströme in der Regel wesentlich stärker als mittlere Flächen durch angeflogene kleine Fremdkörper verunreinigt. Die gewölbten Querprofile der Gletscherzungen werden zweifellos nicht nur durch die stärkere Reflexstrahlung der Berghänge an den Gletscherufern, sondern auch noch durch den im Querschnitt der Gletscherzunge unterschiedlichen, gegen die Mitte zu abnehmenden Kryokonitbelag verursacht.

Der flüssige Niederschlag wirkt auf Schnee- und Eisdecken nicht ausschließlich zerstörend. Unter Umständen vermindert er auf Zungeneis — dies gilt besonders für Regen stärkerer Intensität — stellenweise die Kryokonitauflage durch Abspülen geneigter Eisflächen und durch Zusammenschwemmen der kleinen Fremdkörper in Rinnen und Spalten der Gletscheroberfläche. Dieser gelegentliche Reinigungsprozeß ist nebenbei bemerkt auch eine der Ursachen für die Ausbildung flacher Eishöcker auf Gletscherzungen.

Zusammenhänge zwischen langjährigen Luftdruck- und Temperaturschwankungen

Die säkularen Änderungen des Luftdruckes auf dem Sonnblick-Observatorium standen in allen Jahreszeiten und schließlich auch im Jahr zu den langjährigen Temperaturvariationen, wie die Abb. 13 bestätigt, in eindeutigen Beziehungen. Hohe Luftdrucke entsprachen hohen Temperaturen und tiefe Luftdrucke koinzidierten mit tiefen Temperaturen. Am deutlichsten erscheint der Parallelgang zwischen Luftdruck und Temperatur im Sommer, in jener Jahreszeit, die in erster Linie Wohl und Wehe des Gletschereishaushaltes bestimmt.

In der Frage nach den Ursachen der Veränderlichkeit einzelner meteorologischer Faktoren des Hochgebirges deutet der aufgedeckte Gleichklang zwischen Luftdruck und Temperatur notwendigerweise auf eine säkulare ungleiche Ausbildung der Luftdruckverhältnisse hinsichtlich Häufigkeit und Intensität einzelner Typen über Mitteleuropa. Damit entpuppen sich bereits die Variationen der glazialmeteorologischen Elemente unterschiedlich luftdruckbedingt als unmittelbare Folgen großräumiger Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation im Niveau der vergletscherten Alpen. Im Gefolge stärker zyklonalen Luftmassenzustromes gab es kühle und meist feuchte Hochgebirgssommer und im Zusammenhang mit mehr antizyklonaler Dynamik bildeten sich warme und trockenere Sommer aus.

Die säkularen atmosphärischen Zirkulationsschwankungen verraten sich in den Tieflagen des Alpenraumes und am unmittelbaren Gebirgsrand keineswegs so deutlich, wie in Höhenlagen über 2500 m Meereshöhe, da die Querschnitte der Täler den Großteil der Gradientwinde in die Richtung der Tallängsachse umlenken und bei halbwegs freundlicher Witterung überhaupt nur die talauf

und talabwärts ziehenden Winde der thermisch entstehenden Luftströmungen wehen.

Säkulare Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation und Reaktion einzelner meteorologischer Elemente

Der Wechsel des Zustromes von Luftmassen mit verschiedenen physikalischen Eigenschaften in die vergletscherten Bereiche der Alpen ist fraglos die unmittelbare Quelle der säkularen Veränderlichkeit der einzelnen glazialmeteorologischen Elemente und in weiterer Konsequenz die Ursache der rezenten Gletscherschwankungen. In der Abb. 14 werden in übergreifenden fünfjährigen Jahresmittelwerten die Änderungen der Häufigkeit der Hauptwindrichtungen der Sonnblick-Wetterwarte zu den täglichen drei klimatologischen Terminen

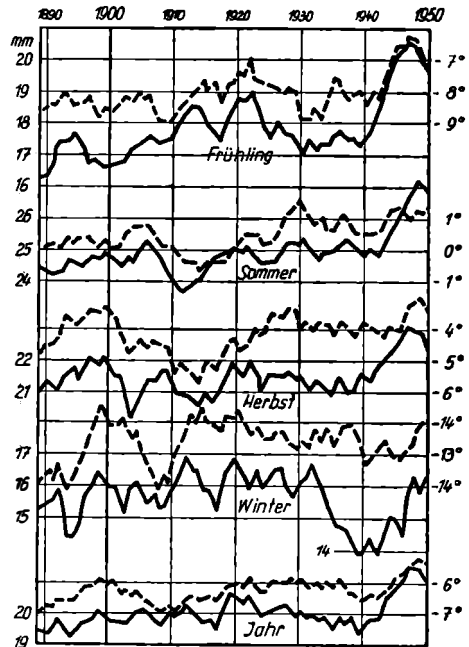


Abb. 13. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte des Luftdruckes 500 + mm (volle Linie) und der Temperatur in Celsiusgraden (gestrichelt) einzelner Jahreszeiten auf dem Sonnblick. (Gebildet aus den Terminen 7, 14 und 21 Uhr.)

zwischen 1886 und heute ausgewiesen. Wie erwartet, variierten einzelne Richtungen ganz beträchtlich. Die Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation gestalteten sich jedoch auf dem Sonnblick nicht derart, daß die gesamte Windrose eine Richtungsänderung nach einer Seite ausführte, sondern lediglich einzelne Komponenten in bestimmten Zeitabschnitten gegen die benachbarte schwenkten und schließlich wieder zurückdrehten.

Die Nordwinde z. B. zeigten deutlich mehrmals Drehungen gegen Nordosten und zuletzt wieder zurück. In der Häufigkeit der Windrichtungen herrschten während des Nordwindmaximums um 1915 und 1945 ein Nordostwindtiefstwert und während des Nordwindminimums um 1905 und 1922 ein Nordostwindhöchstwert. Einen ähnlichen gegenläufigen Häufigkeitengang ließen auf dem Sonnblick auch noch die West- und Südwestwinde erkennen.

F. Travnicek [34] unternahm 1936 mittels ungenügend langen Windaufzeichnungen den Versuch, eine etwa 30jährige Periode der langjährigen Schwankungen der Windrichtungen an verschiedenen Bergstationen Europas nachzuweisen, während F. Steinhauser [35] sich 1937 skeptisch gegen einen rein periodischen Vorgang der Änderungen der Windrichtungen auf dem Sonnblick äußerte. Heute können wir feststellen, daß dem Wendepunkt der Häufigkeitskurve der Wind aus Nord, Nordost und Südwest um 1915 ein neuer um 1945, also 30 Jahre später, nachgefolgt ist. Ob sich nun in weiteren 30 Jahren, um 1975 herum wieder eine Häufigkeitsswelle einfindet, sei dahingestellt. Die 33jährige Niederschlagsperiode Brückners hörte auch einmal ganz plötzlich auf.

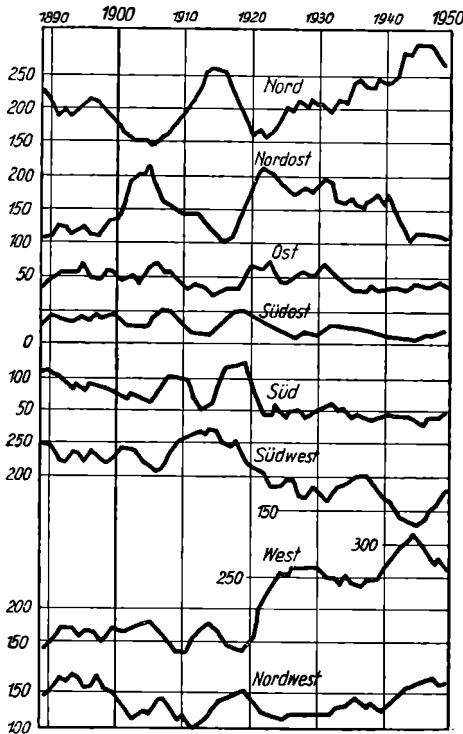


Abb. 14. Säkulare Häufigkeitsschwankungen der Windrichtungen (7, 14, 21 Uhr) nach fünfjährig übergreifenden Jahresmittelwerten auf dem Sonnblick.

Die Richtungsänderungen der Komponenten der Jahreswindrose in innige Beziehungen zur Wechselhaftigkeit einzelner meteorologischer Elemente zu bringen — hin und wieder deuten sich wohl Zusammenhänge an — erscheint von vorneherein ziemlich aussichtslos, da die Zunahme einer bestimmten Windrichtung thermisch in einzelnen Jahreszeiten ganz verschiedene Folgen zeitigt. Während u. a. im Sommer vermehrte Westwinde als Auswirkung verstärkter ozeanischer Zirkulation aus mittleren Breiten auch noch in Sonnblickhöhe eine Senkung des Durchschnittswertes der Lufttemperatur verursachen, bewirkt dazu im Gegensatz eine vergrößerte Westwindhäufigkeit im Winter eine Erwärmung. Da aber die lang- und kurzperiodischen Änderungen der meteorologischen Elemente kaum ohne Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation zustandekommen können, muß versucht werden, den Anlaß für die Veränderlichkeit der

Lufttemperatur, des Niederschlages usw. in der jahreszeitlichen Variation der Häufigkeit verschiedener Windrichtungen auf der Hochgebirgsstation Sonnblick zu finden.

Im Winter verliefen auf dem Sonnblick die Häufigkeitsänderungen der Nordwinde zu den täglichen Klimaterminen analog wie im Jahr spiegelbildlich zu den Schwankungen der Nordostwinde. Beinahe das gleiche gegensätzliche Hin- und Rückdrehen führten auch die West- und Südwestwinde aus. Unterschiedlich zum Jahr lassen sich im Winter bereits deutliche Beziehungen zwischen dem wechselnden Auftreten einer bestimmten Windrichtung und langjährigen

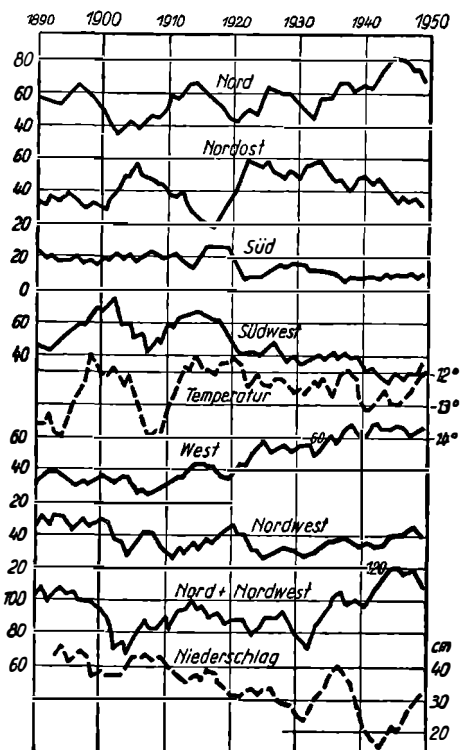


Abb. 15. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Häufigkeit der Windrichtungen im Winter um 7, 14 und 21 Uhr auf dem Sonnblick.

Schwankungen eines meteorologischen Elementes beobachten. Die Häufigkeitskurve der winterlichen Südwestwinde des Sonnblicks änderte sich fast völlig parallel wie der langjährige Gang der Lufttemperatur (gestrichelte Linie der Abb. 15). In kalten Wintern wehten auf dem Sonnblick Südwestwinde seltener und in milden Wintern häufiger. Damit erscheinen die säkularen Veränderungen der Lufttemperatur wenigstens in einer Komponente der Windrose klar und eindeutig bereits unmittelbar als Auswirkung einer Schwankung der großräumigen Luftmassenadvektion festgelegt.

H. Flohn [36] schloß aus mittleren, resultierenden Richtungen der Sonnblickwinde der Wintermonate der Zeit 1896—1936 auf eine Drehung der Windrichtung parallel mit den Temperaturen. Je kälter der Winter, desto mehr (bis zu 30°) sollten die Windrichtungen nach Nordwesten schwenken. Die säkularen Häufigkeitsschwankungen der einzelnen Windrichtungen der Wintermonate De-

zember, Jänner und Februar rechtfertigen in gewisser Beziehung (vgl. Abb. 15) diese Annahme.

Die Veränderlichkeit der Winterniederschläge auf dem Sonnblick (gestrichelte Linie der Abb. 15) steht weitaus weniger deutlich als die Wechselhaftigkeit der Temperatur mit den säkularen Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation in Einklang, zumal ja auch die Erfassung der Winterniederschläge auf einem Hochgebirgsgipfel nicht so einwandfrei erfolgen kann, wie die Messung der Lufttemperatur. Der langjährige Gang der Niederschläge der Wintermonate auf dem Sonnblick bietet höchstens zeitweise Parallelbeziehungen zur wechselnden Häufigkeit der Summe der Nord- und Nordwestwinde.

Im Frühling (März, April, Mai) drehen zu den drei täglichen Klimaterminen auf dem Sonnblick die Nord- und Nordostwinde wohl in den Grundtendenzen, aber nicht in allen Einzelheiten der Häufigkeitsschwankungen gegen-

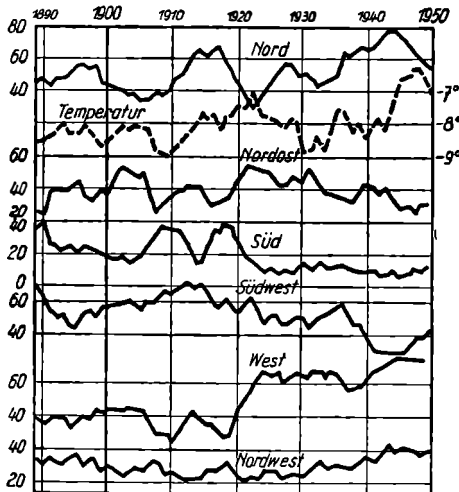


Abb. 16. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Änderungen der Häufigkeit der Windrichtung im Frühling um 7, 14 und 21 Uhr auf dem Sonnblick.

einander und zurück (Abb. 16). Auch die Südwest- und Westwinde äußerten nicht ständig gegenseitige Frequenzbeziehungen. Das deutlichste gegenläufige Verhältnis ließen die Süd- und Westwinde erkennen.

Im Herbst (September, Oktober und November) herrschte wieder — beurteilt nach den täglichen Klimabeobachtungen — ein Gegeneinanderspiel der Nord- und Nordostwinde einerseits und der Südwest- und Westwinde andererseits (Abb. 17).

Der säkulare Gang der Temperatur im Winter, Frühling, Herbst und ganz besonders, wie noch besprochen wird, im Sommer, kann in der ostalpinen Nivalregion — nachgewiesen durch die Sonnblickbeobachtungen — nahezu immer auf Drehungen einer oder mehrerer Windrichtungen gegen Nord und wieder zurück erklärt werden. Es ist dabei nur die thermische Rolle des Ursprungsortes von Luftmassen zu beachten. Nordostwinde z. B. wirken im Winter temperaturerniedrigend und im Sommer erhöhend. In den letzten 10 Jahren jedoch bereitet die Erklärung der Temperaturschwankungen auf dem Sonnblick einige Schwierigkeiten. Es sieht beinahe so aus, als ob bestimmte Windrichtungen ihre bisherigen thermischen Eigenschaften verändert hätten, so als ob die Nord- und Nordwestwinde wärmer geworden wären.

Im Sommer (Juni, Juli und August) schwenkten in bestimmten Zeiten analog wie in den übrigen Jahreszeiten auf dem Sonnblick einzelne Windrichtungen zueinander und wandten sich wieder ab. Wiederum drehten sowohl die Nord- und Nordostwinde als auch die Südwest- und Westwinde gegeneinander und dann zurück.

Die sommerlichen Häufigkeitsschwankungen verschiedener Windrichtungen zu den Klima-Tageterminen und der langjährige Temperaturgang auf dem Sonnblick in Abb. 18 entschleiern die geheimnisvollen Ursachen der säkularen Klima- und Gletscherschwankungen als unmittelbare Folgen großräumiger unperiodischer Änderungen der atmosphärischen Zirkulation.

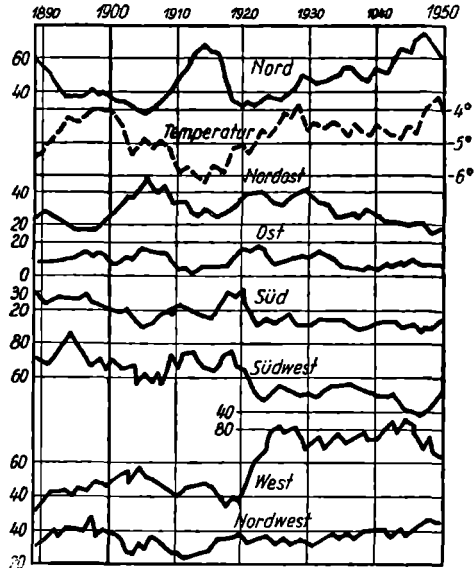


Abb. 17. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Änderungen der Häufigkeit der Windrichtungen im Herbst um 7, 14 und 21 Uhr auf dem Sonnblick.

In den zunehmend kalten Sonnblick-Sommern ab 1905 sank der Zustrom warmer und relativ trockener Festlandluft (siehe Kurve der Nordost- und Ostwinde der Abb. 18) sehr stark ab, drehte zeitweise die atlantische Windkomponente West gegen Nordwest und schwenkte die kontinentale aus Nordost gegen Nord. Das ostalpine Hochgebirge stand in den Sommern der Periode 1905 bis 1920 überwiegend unter der Herrschaft atlantischer Luftmassen mit tieferen Temperaturen, reichlicheren Niederschlägen, stärkerer Bewölkung, größerer Häufigkeit fester Niederschläge gegenüber flüssigen, verkürzter Ablationszeit usw. Für den Eishaushalt der Nivalregion erwies sich die Verminderung des mehr antizyklonalen Zustromes von Kontinentalluft aus Nordost bis Ost und die Zunahme zyklonal einströmender Meeresluft umso vorteilhafter, je intensiver die maritimen Luftmassen den Alpenraum beherrschten. Infolge steigend günstiger glaziologischer Voraussetzungen dieses Zeitabschnittes verzögerte sich der Zungenrückgang der Pasterze und stieß schließlich das Große Goldbergkees vorübergehend vor.

Mit der wieder ab 1917 in den Sommermonaten stärker einsetzenden Advektion von Festlandluft gegen die Ostalpen und dem Nachlassen der Meeresluftzufuhr gerieten die Gletscherbereiche unter erhöhte Temperatureinwirkung, erlitten die Firnsammelgebiete infolge Niederschlagsabnahme nachteilige Ernäh-

rungseinbußen, verschmutzten die Firn- und Eislagen durch die verminderte Häufigkeit des Sommerschneefalles wesentlich intensiver und verloren die Gletscher mit abnehmender Albedo durch verstärkte und zeitlich länger andauernde Ablation progressiv an Eissubstanz.

Die synoptischen Voraussetzungen für die eben erwähnten Schwankungen der großräumigen Luftzirkulation mit ihren Auswirkungen auf den säkularen Gang der glazialmeteorologischen Elemente, der in nächster Folge zu den Ausbreitungsänderungen der Eisansammlungen des Hochgebirges führte, waren einmal (vgl. die Sommerkurve der Luftdruckschwankungen in Abb. 13) die häufigere Ausbildung sommerlicher Hochdruckwetterlagen mit dem Schwerpunkt

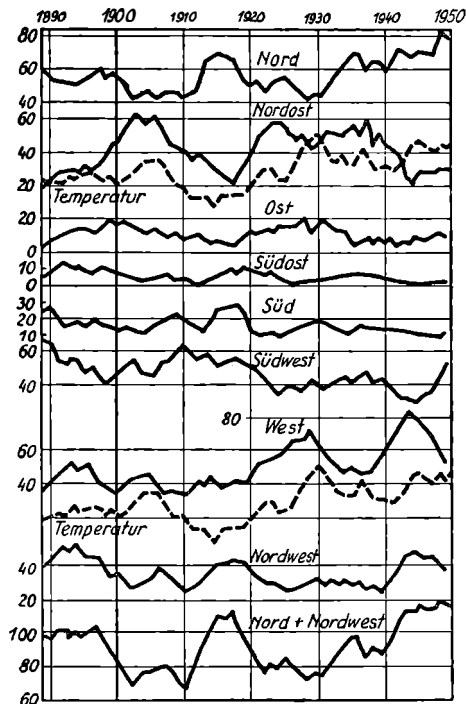


Abb. 18. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Änderungen der Häufigkeit der Windrichtungen im Sommer um 7, 14 und 21 Uhr auf dem Sonnblick.

nördlich des Alpenraumes oder über den Alpen selbst und zum anderen der vermehrte und weiter landeinwärts reichende Durchzug von Tiefdruckkernen über Nordwest- und Nordeuropa. An der Vorderseite dieser Zyklonen nahmen dann die Südföhne zu, drangen anschließend gesteigert exzessive Rückseiten gegen die Alpen und bildeten sich in letzter Konsequenz schließlich auch noch häufiger V_b -Wetterlagen aus. Die rezenten ostalpinen Gletscherschwankungen, deren Art und Ausmaße der jeweilige Witterungscharakter der Sommermonate entscheidend bestimmte, bedeuten letzten Endes nichts anderes als den sichtbaren Ausdruck der starken Häufigkeits- und Intensitätsveränderlichkeit des europäischen Sommermonsuns.

Die für den Massenhaushalt der Gletscher bedeutsame säkulare Wechselhaftigkeit der Zufuhr kühler und feuchter Meeresluft der sommermonsunalen Dynamik kommt nicht nur in den Richtungsänderungen der Zirkulation, sondern auch in den Schwankungen der Windgeschwindigkeit deutlich zum Ausdruck. In

der Zeit der stärkemäßig anschwellenden Zirkulation in der ostalpinen Höhenstufe von 3100 m Meereshöhe ließ der Gletscherrückgang im Sonnblick-Glocknergebiet allmählich nach und gab es zuletzt sogar vereinzelt Vorstöße. Im Stadium abnehmender durchschnittlicher Windgeschwindigkeit wichen hingegen die Gletscherzungen immer rascher zurück. Die gleiche Parallelität zwischen verschiedenen gerichteter Gletscherbewegung und Variationen der Stärke der atmosphärischen Zirkulation ließ auch der Ostalpenrand (Wien) erkennen (Abb. 19). Dieses Ergebnis widerspricht der Behauptung A. Wagners [20], daß im Tiefland einerseits abgeschwächte Dynamik mit Gletscherhochständen und andererseits verstärkte Zirkulation mit Arealabnahme der Vergletscherung zusammenfielen.

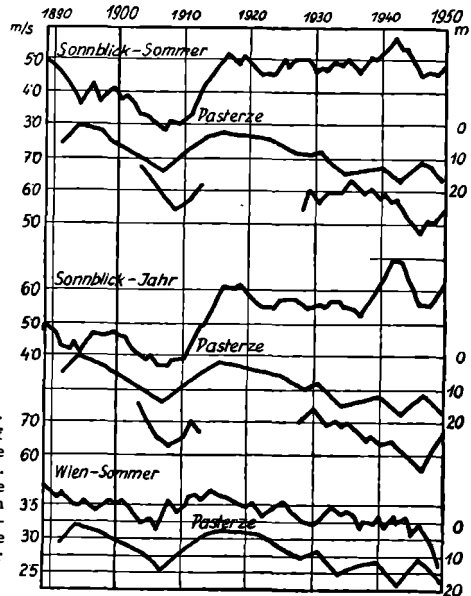


Abb. 19. Übergreifende fünfjährige Mittelwerte der Windgeschwindigkeit in m/sec. auf dem Sonnblick und in Wien und jährliche Zungenverlagerung der Pasterze (vgl. Abb. 9). Bei Sonnblick bedeuten ununterbrochene Kurve Windbeobachtungen zu den drei täglichen Klimaterminen, unterbrochene Kurve Stundenauswertungen der Windregistrierung. Die Windkurve wurde aus Stundenwerten der Windregistrierung gebildet.

Seit der Errichtung des Sonnblick-Observatoriums nahm die atmosphärische Zirkulation (festgestellt aus Schätzungen der Windstärke zu den drei täglichen Klimaterminen) bis gegen 1906/07 unregelmäßig schwankend ab. Einige Jahre Registrierungen des mechanischen Windgerätes bekräftigen noch die bis 1906/07 reichende Zirkulationsverringering. Der Pasterzengletscher bot in dieser Zeit stetig zunehmende Rückzugstendenzen. Mit der ab 1906/07 wieder zunehmenden Luftunruhe in der Nivalregion verzögerten die Sonnblick-Glocknergletscher ihr Rückwärtsweichen, wurden stationär und stießen teilweise vor. Die nach dem ersten Weltkrieg wieder einsetzende Rückverlagerung der Gletscherzungen erschien von einem Nachlassen der mittleren Windgeschwindigkeit auf dem Sonnblickgipfel und am Alpenrand begleitet. Die Abschwächung der hochalpinen atmosphärischen Zirkulation veranschaulicht besonders deutlich die aus Stundenwerten der Absolutregistrierung abgeleitete Sonnblick-Windstärkenkurve des Jahres und des Sommers.

Zwischen 1937 und 1942 ließ die geschätzte Windgeschwindigkeit auf dem Sonnblick einen Anstieg erkennen, der aber, wie die Windregistrierungen beweisen, nicht als reell bzw. nicht als maßgebend für die Stärkeverhältnisse während des ganzen Tages anzusehen ist. Die jeweiligen Angaben der Wind-

stärke auf dem Sonnblick-Observatorium beruhen nämlich nicht auf Abschätzungen der Windeinwirkung auf Blättern, Ästen, Bäumen, Häusern u. dgl. wie an meteorologischen Stationen der Niederung, sondern auf den Windaufzeichnungen des Anemographen. Bezüglich des Unterschiedes zwischen Schätzung und absoluter Aufzeichnung meteorologischer Elemente sei auf die bereits früher erwähnten Beobachtungen des Bewölkungsgrades auf dem Sonnblick verwiesen, die keineswegs das bedeutende, aus Sonnenscheinregistrierungen erwiesene Sonnigerwerden des ostalpinen Höhenklimas der letzten Jahrzehnte erschlossen. Die Beobachtungstermine 7, 14 und 21 Uhr genügen wohl zur Ermittlung der Tagesmittel der Lufttemperatur, aber nicht unter allen Umständen zur Erfassung der Stärke der atmosphärischen Zirkulation und der Sonnenscheindauer.

Die säkulare Veränderlichkeit der durchschnittlichen und extremen Windstärken in größeren Seehöhen der Alpen bildet einen glaziologisch wichtigen Umstand, dessen Folgen auf den Massenhaushalt der Gletschergebiete nicht unbedeutend erscheinen. Eine Zunahme der Windgeschwindigkeit zeitigt für die vergletscherten Teile der Hochalpen in allen Jahreszeiten nachteilige Folgen. Im Sommer führt stärkere Luftbewegung zu vermehrter Kryokonitverfrachtung auf die Firn- und Zungenflächen und damit zur Herabsetzung der Oberflächen-Albedo und zu einer Verstärkung der Ablation. In den übrigen Jahreszeiten insbesondere im Winter verursacht ein Ansteigen der Windstärke eine Verringerung der Schneeablagerung in großen Höhen der Firnfelder und weiters ein Verwehen bereits gebildeter Schneeschichten in tiefere, windgeschütztere Gletscherteile. Jede teilweise Verschiebung der Schneesedimentation von höheren nach unteren Bereichen der Firnfelder oder noch tiefer durch verstärkte atmosphärische Zirkulation hat eine Minderernährung der höchsten Firnflächen und eine Änderung der Druckverhältnisse eines Teiles des Gletscherkörpers und damit auch eine Änderung der Eisbewegung zur Folge. Jene Schneemassen, die bei schwächerer Luftströmung in größeren Seehöhen in den Gletscherverband aufgenommen worden wären, gelangen erst in tieferen Zonen zur endgültigen Lagerung und scheiden dort infolge stärkerer Einwirkung komplexer meteorologischer Faktoren früher als in höheren Bereichen aus dem Gletscherverband aus. Während bei durchschnittlich ruhigerer Schneesedimentation in höheren Lagen der Firngebiete mächtigere Firndecken bis in den Sommer, der Zeit der stärksten Inanspruchnahme des Gletschers erhalten geblieben wären, von denen ein Bruchteil vielleicht die warme Jahreszeit überdauert hätte und für die Gletscherspeisung zurückgelegt worden wäre, mußte unter Umständen bei gleich hohen Niederschlägen nach vorangegangenem stärker windigen Witterungsablauf im Sommer ein glaziologisch ungünstiger völliger Aufbrauch der Schneerücklagen der letzten Glazialperiode erfolgen.

Der glaziologisch ungünstige Einfluß steigender Luftmassenadvektion auf den Eishaushalt der Gletscher ist nicht zu unterschätzen, doch wird er insofern wieder kompensiert, als bei einer Verstärkung der allgemeinen Dynamik die Niederschlagsmengen ebenfalls nicht gleichbleiben, sondern zunehmen.

Die postglazialen Gletscherschwankungen auf Auswirkungen von Stärkeschwankungen der atmosphärischen Zirkulation zurückzuführen (Erhöhung oder Abnahme der Temperaturgegensätze Pol-Äquator und damit Ansteigen oder Abschwächung des polwärts gerichteten Wärmetransportes) wurde bereits von C. E. P. Brooks [37] versucht.

Ursachen der säkularen Schwankungen der allgemeinen Luftzirkulation

Alle bisher in der Literatur geäußerten Ansichten über die primären Ursachen der globalen Zirkulationsschwankungen — rein astronomische Theorien, Veränderungen der Solarkonstante, Einflüsse von jeweiligen stärkeren Vulkanausbrüchen, zunehmende Anreicherung der Atmosphäre durch Industriegase usw. — blieben auf die Dauer nicht frei von Widerspruch und sahen nolens volens irgendwie an der Wahrheit vorbei. In letzter Zeit führte H. C. Willett [38] die Änderungen bestimmter meteorologischer Elemente auf wechselnde Folgeerscheinungen zyklischer Schwankungen von Sonnenflecken zurück. Die Maxima der Sonnenflecke, die bekanntlich in einer im Durchschnitt 11-jährigen Periode variieren, fielen in den letzten zwei Jahrhunderten nicht gleich groß aus, sondern gruppierten sich in stark aktive und inaktive Zyklen. Die aktiven Gruppen der Sonnenfleckenhöchstwerte verursachten auf der Nordhemisphäre überwiegend warm-trockene und die inaktiven mehr kühlere Witterungsverhältnisse. Im Anschluß an das Jahr 1947 soll nun nach 200 Jahren der Start zu einem neuen Sonnenfleckentypus, zu einer Aufeinanderfolge inaktiver Sonnenfleckenmaxima stattfinden, die wieder zu kühlfeuchteren Perioden mit einer Zunahme der Vergletscherung auf der Nordhalbkugel überleiten. Die im Laufe der letzten Jahrzehnte durch Einwirkung stark aktiver Sonnenfleckenmaxima eingetretene Erwärmung hätte nach Willett eine Intensivierung der zonalen Zirkulation (Westdrift) verursacht. S. Pettersen [39] dagegen erklärte den Temperaturanstieg in Skandinavien durch einen verstärkten Meridionalaustausch bei niedrigen Werten des zonal index und C. C. Wallen [40] schloß sich, ausgehend von Beziehungen zwischen nordskandinavischen Gletscherschwankungen und allgemeiner Zirkulation, der Auffassung von Pettersen an.

Obwohl es für Skandinavien noch keine exakten quantitativen Beweise für eine Veränderung der Sommer-Zirkulation in den letzten Jahrzehnten gibt, steht doch fest, daß die Gletscherrückgänge in Nordschweden mit höheren Sommertemperaturen als Folge zunehmender Häufigkeit südlicher Winde bei vermehrter Ausbildung von Antizyklonen zusammenhängen. Die „blocking-action“ D. F. Rex' [41] des angestiegenen Luftdruckes über Westeuropa bewirke, daß die sommerliche Westdrift in größeren Höhen über dem Ostatlantik und über Nordwesteuropa durch das längere Vorhandensein eines warmen und stabilen Hochs, das von den Azoren nordwärts nach Skandinavien reicht, häufiger als früher zusammenbricht.

Die warmen und trockenen und daher gletscherabträglichen Sommer der Ostalpen waren fraglos ebenfalls mit stark antizyklonalem Wetter verketet. Die kaltfeuchten, gletschergünstigen Sommermonate gingen mehr auf zyklonale Bedingungen mit verstärkter Meeresluftzufuhr zurück. Für die Änderungen des Eishaushaltes der Ostalpengletscher ist also die Tönung des Sommerwetters — ob ozeanisch oder mehr kontinental — verantwortlich.

Die wahrscheinlich komplexen Ursachen der Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation werden voraussichtlich nicht früher entdeckt, ehe die Veränderungen der dreidimensionalen Zirkulation planetarisch aufgeheilt und die säkularen Verlagerungen der Höhenträge und Hochdruckkeile der nordeuropäischen Frontalzone (jet stream) und der säkular wechselhafte zonal index im wesentlichen erkannt erscheinen. Dazu sind aber noch viele weltweite Untersuchungen auf dem Gebiete der Aerologie notwendig. Damit bleibt vorläufig noch die völlige Klarstellung der Primärursachen der säkularen Änderungen

der atmosphärischen Zirkulation, der Urgrund der Gletscherschwankungen, der Zukunft vorbehalten, so sehr es glaziologisch auch erfreulich erscheinen mag, die unmittelbaren Ursachen der säkularen ostalpinen Gletscherschwankungen aufgedeckt zu haben.

Prognose des zukünftigen Verhaltens der Ostalpengletscher

Bergsteiger und Wasserkraftwerke, deren Einzugsgebiete in den vergletscherten Hochalpen wurzeln, diskutieren immer wieder das weitgehend Wissenschaft und Technik interessierende Problem des Benehmens der Ostalpengletscher in den nächsten Jahren und Jahrzehnten. Im Hinblick auf die gegenwärtig ansehnlichen Zungenrückgänge gibt man sich — von den Ausführungen der Sensationspresse ganz abgesehen — für die Zukunft vielfach recht schlimmen Befürchtungen hin. Wie nun auch die glazialmeteorologischen Bedingungen der nächsten Jahre ausfallen mögen, bleibt es leider Tatsache, daß die Mehrzahl der großen Eisströme Österreichs mit ihren meist dünnen Stirnteilen oder direkt im Zusammenbruch befindlichen Zungenrändern zunächst noch weiterhin nicht unbedeutend zurückweichen werden.

Der Verlauf verschiedener meteorologischer Faktoren (vgl. die einzelnen Abbildungen) weist darauf hin, daß die gletscherfeindlichen Klimaeinflüsse seit einiger Zeit etwas im Abklingen begriffen sind. Den Höhepunkt der Gletscherbedrohung bildete ohne Zweifel das Jahr 1947. Seither wurde bis in die Gegenwart folgendes beobachtet: Abnahme der Jahrestemperatur auf dem Sonnblick, Kremsmünster, Wien und Innsbruck, Zunahme des Jahresniederschlages auf dem Sonnblick, in Klagenfurt, Kremsmünster, Wien und Innsbruck, Zunahme der meteorologisch-klimatischen Gletschererhaltungstendenz N—T, Zunahme der Häufigkeit des Sommerschneefalles, Abnahme des Luftdruckes und Zunahme der sommerlichen Nord- und Nordwestwinde auf dem Sonnblick usw.

Auf den Gletschern des Sonnblick-Glocknergebietes zeigte sich trotz anhaltender Zungenverkleinerung mehrfach bereits stärkere Reaktion auf günstigere glazialmeteorologische Verhältnisse der Gegenwart. Im Jahre 1948 stießen das Kleine Sonnblickkees 6.6 m, der große Goldberggletscher 6—8 m, und 1951 das große Goldbergkees 3.3 m, das kleine Sonnblickkees 6 m und der rechte Teil des Glockerinkeeses 2 m vor. 1951 scholl die Zunge des Kleinen Fleißkeeses in 2500 m Meereshöhe um 1 m an, eine Erscheinung, wie sie auf den schrumpfenden und sich verkürzenden Zungen der Ostalpengletscher schon seit vielen Jahren nicht mehr bemerkt wurde. 1952 wurde sogar die Pasterze stellenweise, einem Bericht von R. v. Klebelsberg [42] zufolge, etwas dicker. Auf den Firnflächen der Gletscher wuchsen über dem Katastrophenhorizont des Sommers 1947 vielfach wieder ansehnliche Firndecken, die u. a. im September 1952 in der Fleißscharte 6.3 m und auf dem Karlingerkees unterhalb der Rifflscharte 6 bis 7 m Mächtigkeit mit einer Dichte von beinahe 0.7 erreichten.

Die Firnzunahme seit 1947 beschränkte sich fast überall auf die zentraleren Teile der Firnfelder und entging daher der allgemeinen Beobachtung. An den Rändern der Firngebiete überwog in den letzten Jahren mehr oder minder kontinuierlicher Abtrag. Vereinzelt (bei der Pilatusscharte auf dem Kleinen Fleißkees, dann unterhalb des Sonnblickgipfels auf dem Großen Goldbergkees) waren im September 1952 Firnmarken aus dem Spätsommer 1947 noch nicht ausgeapert. Dort hatte die Firnablation das Niveau des Herbstes 1947 noch nicht angeschnitten.

Die Massenbilanz der Gletscher der Glockner-Sonnblickgruppe erlitt von 1947 bis heute keine so großen Einbußen, wie auf Grund der schwankenden, aber noch immer beträchtlichen Zungenrückgänge der großen Gletscher vor allem in Technikerkreisen vermutet wird. Derzeit laufende Untersuchungen über die „Gletscherspende“, dem Substanzverlust vergletschelter Areale innerhalb bestimmter Zeitabschnitte, ergaben, daß Veränderungen an Gletscherzungen allein zu völlig unrichtigen Vorstellungen über die Gesamtbilanz eines Gletschers verleiten können. So bot zwischen 1947 und 1952 das Kleine Fleißkees mit dem in den letzten Jahren stärksten Zungenrückgang unter den Gletschern der Sonnblickgruppe die geringste Gletscherspende. Es ist noch offen, ob dieses mittelgroße Kees gegenwärtig nicht überhaupt mehr Gletschermasse als 1947 besitzt.

Erlaubt nun der augenblickliche Zustand der Glockner- und Sonnblickgletscher eine Zukunftsaussage? Bedeuten die vorhin erwähnten Anzeichen einer Verlangsamung des Rückganges der Gletscherzungen und einer Ernährungsverbesserung der verarmten Firnräume den Beginn einer Tendenzänderung des Gletscherverhaltens oder handelt es sich nur um geringfügige, vorübergehende Erhaltungsimpulse vor einem neuerlichen großen Eisschwund unter Umständen bis auf mittelalterliche Ausmaße oder wenigstens bis auf Gletscherstände, wie sie vor 200 Jahren herrschten, als noch die Stolleneingänge zu den Goldbergwerken der Glocknergruppe eisfrei waren? Streng genommen gestatten die derzeitigen glazialmeteorologischen Bedingungen und die gegenwärtigen Zustände auf den Firn- und Zungenflächen der Gletscher keinerlei gesicherte Schlüsse auf die unmittelbare und weitere Zukunft. Von einem „Gletschersterben“, wie es gelegentlich in Berichten heißt, kann natürlich keine Rede sein. Die großen Gletscher sahen sich in historischer Zeit niemals in ihrer Existenz bedroht. Schlimmstenfalls könnte die Pasterze im Laufe von Jahrzehnten bis zur Seelandlinie (von der Hofmannshütte quer über den Gletscher) zurückweichen, in der sie sich nach Überlieferungen und einer Kartenskizze um 1612 befand.

Der in der Regel eingetretene symmetrische Ablauf rascher und kräftiger Anstiege der Jahrestemperaturen in den letzten 200 Jahren bietet einen, allerdings auch nicht hundertprozentigen Anhaltspunkt dafür, daß der gegenwärtige Temperaturrückgang nach einer solchen rapiden Zunahme noch nicht verflacht oder überhaupt abebbt, sondern wahrscheinlich bis 1960 fort dauern wird. Unter der Annahme der Richtigkeit dieser, wie zugegeben, einigermaßen gewagten Vorhersage, ergeben sich für die Gletscher der Sonnblick-Glocknergruppe nachstehende Aussichten: Allmählich erlahmender Rückzug der Zungenenden der großen Gletscher bis zu einem allgemeinen stationären Stadium mit örtlich schwachen Vorstoßtendenzen und verhältnismäßig bald Beendigung des Rückganges der Stirnpartien mittelgroßer Gletscher und anschließend nach stationärem Zustand geringes Vorschreiten ihrer Zungenenden. Sofortige Arealvergrößerung kleiner Gletscher mit hochgelegenen Zungenenden nach einem extrem kalteuchten Sommer, ähnlich wie 1948. In den Firnsammelräumen der Gletscher, deren Veränderungen ja allgemein am wenigsten auffallen, erhöhen weitere Jahresfirnrücklagen die Oberfläche der zentralen Teile der Firnfelder und beginnt schließlich auch auf den seitlichen Rändern das Firnniveau wieder anzuschwellen. Die Firngrenzen, die Trennungslinien zwischen Firn- und Zungengebiet, werden in der Glockner-Sonnblickgruppe entsprechend dem jeweiligen Sommercharakter maximal nur mehr im Durchschnitt auf 2800—2900 m an-

steigen. Die Zahl der perennierenden Schneefelder wird sich vermehren und jene Altschneeflächen, die die letzten Sommer überdauerten, werden zu wachsen beginnen.

Über das Gletscherverhalten nach 1960 könnten mangels meteorologischer und glaziologischer Grundlagen höchstens nur mehr dubiose Vermutungen ausgesprochen werden. H. C. Willett [38] extrapolierte, wie schon erwähnt, bisherige Rhythmen von Sonnenfleckentypen und prognostizierte für die nächsten Jahrzehnte auf der Nordhalbkugel Temperaturabnahme und Feuchtigkeitszunahme. Seiner Meinung nach soll der gegenwärtig allgemeine Gletscherrückgang nur mehr in der nächsten Zukunft erfolgen. In den nächsten 20 Jahren müßte bereits durchwegs bis zum Ende dieses Jahrhunderts andauerndes Gletschervorgehen einsetzen.

Das meteorologische Grundlagenmaterial Österreichs. Quellen und Kritik

Dem Zweck der Ausführungen über die meteorologisch-klimatischen Ursachen der ostalpinen Gletscherschwankungen entsprechend, wurde alles in Österreich auffindbare meteorologische Grundlagenmaterial herangezogen und soweit es als meteorologisch einwandfrei erkannt wurde, verwertet. Im einzelnen dienten als Quellen: Jahrbücher der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien, Zusammenstellungen sehr alter Reihen verschiedener met. Elemente der Klimaabteilung der Zentralanstalt für Meteorologie, Messungen an Totalisatoren und Schneepegeln im Glockner-Sonnblickgebiet seitens der Sonnblickbeobachter und Bergführer Unterkircher und Groder, Auswertungen alter met. Beobachtungen in Kremsmünster durch Prof. Dr. Ansgar Rabenalt und Bearbeitungen verschiedener met. Elemente durch einzelne Autoren.

Für den Sonnblick boten die bis 1936 reichenden Tabellen im Anhang der „Meteorologie des Sonnblicks“ von F. Steinhauser wichtige Grundlagen über die Veränderlichkeit einzelner nivalmeteorologischer Elemente. Die Realität der mittels ungeschützter Ombrometer gemessenen Niederschläge auf dem Sonnblickgipfel wurde im Abschnitt „Einfluß säkularer Änderungen jährlicher Niederschlagsmengen ...“ ausführlich behandelt. Die Kurve der Sonnblick-Niederschläge in Abb. 2 entspricht kaum den wahren Niederschlagsverhältnissen in der Firnfeldregion des Sonnblicks, erlaubt aber andererseits doch wieder Schlüsse auf ganz besonders auffallende Tendenzenänderungen zu ziehen. Die Sonnblick-Niederschlagsmessungen konnten schließlich, wie der Vergleich mit den Lageveränderungen der Zungen der Glockner- und Sonnblickgletscher beweist, mit Erfolg zur Gewinnung der „Gletschererhaltungstendenz N—T“ herangezogen werden. Die Ablesungen der Totalisatoren können mit geringen Einschränkungen, ebenso wie die Beobachtungen an Schneepegeln als repräsentativ betrachtet werden. Die aus Ablesungen des Thermometers gewonnenen Temperaturmittel erscheinen völlig einwandfrei. Die Bewölkungsschätzungen ergaben nicht recht die in den letzten Jahrzehnten durch Registrierungen des Sonnenscheins festgestellte beträchtliche Zunahme der Sonnenscheindauer (vgl. Bemerkungen im Abschnitt Säkularänderungen des Sonnenscheins ...). Die Werte der Sonnenscheindauer vor 1936 wurden auf die neue verbesserte Aufstellung in üblicher Weise reduziert. Die Schätzung der Windstärke auf dem Sonnblick während des zweiten Weltkrieges deckte sich nicht richtig mit den Geschwindigkeitsregistrierungen des Anemographen (vgl. Bemerkung im Abschnitt Säkularschwankungen der atmosphärischen Zirkulation).

Den Temperatur- und Niederschlagswerten von Kremsmünster ist das Prädikat meteorologisch einwandfrei zuzuerkennen.

Gegen die met. Daten von Wien ist ebenfalls nichts einzuwenden. Die Temperatur wurde bereits von Steinhauser (Die 165-jährige Wiener Temperaturreihe 1771—1939, Jahrbuch der Zentralanstalt für Meteorologie, Jahrg. 1938) zusammengestellt und auf eine Normalreihe reduziert.

Die Klagenfurter Niederschlagsreihe darf als halbwegs reell angesehen werden. Die Temperaturen hingegen waren in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts etwas verstrahlt. Eine Zusammenstellung der Lufttemperatur und des Niederschlages für die Jahre 1848—1947 besorgte J. Lukesch (Die

hundertjährigen Temperatur- und Niederschlagsmessungen in Klagenfurt, Festschrift zum 100-jährigen Bestehen des Naturwiss. Vereines f. Kärnten, Klagenfurt 1948).

Für Innsbruck sind die Temperaturen und Niederschläge von E. Ekhart im Klima von Innsbruck, (Berichte des Naturwiss.-medizin. Vereines, XLIII/XLIV, Jahrg. 1931/32—1933/34) bis zum Jahre 1934 ausgewiesen. In den Innsbruck betreffenden Kurven der verschiedenen Abbildungen wurde einheitlich die alte bis 1905 reichende Reihe auf die neue Reihe ab 1906 mittels den von Ekhart angegebenen Reduktionsfaktoren reduziert.

Literaturverzeichnis

1. Ch. Rabot, Essai de chronologie des variations glaciaires, Bull. géogr. historique et descriptive. Paris 1902.
2. H. Kinzl, Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zeitschr. f. Gletscherkunde. XVII. 1929.
3. R. v. Klebelsberg, Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien, Springer, 1948.
4. E. Drygalski u. F. Machatschek, Gletscherkunde. F. Deuticke, Wien 1942.
5. V. Paschinger, Pasterzenstudien, XI. Sonderheft der Carinthia II. Klagenfurt, 1948.
6. H. Paschinger, Fünf Jahre Pasterzenmessungen 1947—1951. Carinthia II. Klagenfurt, 1952.
7. A. Penck, Gletscherstudien im Sonnblickgebiet, Zeitschr. d. Dtsch. u. Österr. Alpenvereines 1897.
8. F. Machatschek, Zur Klimatologie der Gletscherregion der Sonnblickgruppe, VIII. Jahresbericht des Sonnblick-Vereines. Mitt. d. Dtsch. u. Österr. Alpenvereines 1900, 1901 und 1902.
9. H. Angerer, Zeitschr. f. Gletscherkunde. Bd. 11. 1918—1920.
10. H. Kinzl, Die Gletscher der Sonnblickgruppe in den Jahren 1896—1928, XXXVII. Jahresber. d. Sonnblick-Vereines 1928, Zeitschr. f. Gletscherk. Bd. 14, 1925. Bd. 15, 1926. Bd. 16, 1928 u. Bd. 17, 1929.
11. W. Hacker, Vorläufiger Bericht über die Gletscher- und Seeuntersuchungen in der Goldberggruppe im Sommer 1930. XXXIX. Jahresber. d. Sonnblick-Vereines 1930.
12. W. Heissel u. H. Hanke, Gletschermessungen in der Sonnblickgruppe im Sommer 1932, Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 21, 1933.
13. N. Lichtenecker, Neue Gletscherstudien in der Sonnblickgruppe. XLIV. Jahresber. d. Sonnblick-Vereines 1935.
Messungen am Goldbergkees
- (Sonnblickgruppe) in den Sommern 1936 und 1937. XLVI. Jahresber. d. Sonnblick-Vereines 1938.
14. F. Steinhäuser, Schneehöhenmessungen am Sonnblick und im Sonnblickgebiet. XLII. Jahresber. d. Sonnblick-Vereines, 1934.
15. H. Tollner, Gletschermessungen auf dem Sonnblick 1938. XLVII. Jahresber. d. Sonnblick-Vereines 1939, Aufsätze in „Wetter und Leben“ im Juni 1948, Oktober 1948, Dezember 1949, März 1951, Nov./Dez. 1952.
16. Derselbe, Die Sonnblickgletscher in den Jahren 1938 bis 1951. XLVIII. Jahresber. d. Sonnblick-Vereines.
17. Derselbe, Die Depression ostalpiner Firngrenzen von 1947 bis 1948. Mitt. d. Geogr. Gesellschaft 1949, Bd. 91.
18. Derselbe, Über Schwankungen von Mächtigkeit und Dichte ostalpiner Firnlagen. Archiv f. Met., Geophys. u. Bioklima. Serie B. Bd. III.
19. Derselbe, Wetter und Klima im Gebiet des Großglockners. 14. Sonderheft d. Carinthia II. Klagenfurt 1952.
20. A. Wagner, Klimaänderungen und Klimaschwankungen. Die Wissenschaft, Bd. 92. Vieweg, Braunschweig 1940.
21. H. Friedel, Klima- und Gletscherschwankungen und ihre Wirkung auf die Tauernbergbaue. Carinthia, II. Sonderheft 1935.
22. E. Brückner, Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit. Geogr. Abhandl. 4/2. Wien 1890.
23. G. Afzelius, Vieljährige Niederschlagsschwankungen im Umkreis der Alpen. Geogr. Annaler 1925.
24. H. Böck, Zur Methode von Niederschlagsmessungen im Hochgebirge. Österr. Wasserkraftwirtschaft 1951, Heft 5/6.

25. H. Friedel, Bausteine zu einer Theorie der rezenten Gletscherschwankungen. *Met. Zeitschr.* 1936.
26. F. Steinhäuser, Wie ändert sich unser Klima. *Met. Zeitschr.* 1935.
27. R. Streiff-Becker, Temperatur und Niederschlag im Firnhäushalt. *Vierteljahrsh. d. Naturforsch. Ges. Zürich* 1946.
28. F. Sauberer u. L. Dimhirn, Die Bedeutung des Strahlungsfaktors für den Gletscherhäushalt. „Wetter u. Leben“ 1950, und Untersuchungen über die Strahlungsverhältnisse auf Alpengletschern. *Archiv f. Met., Geophysik u. Bioklimat. Ser. B. Bd. III.* 1951.
29. H. Hoinkes u. N. Untersteiner, Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern, *Geograf. Annaler XXXIV*, 1—2, 1952.
30. H. Tollner, Gletscherwinde auf der Pasterze. *XLIV. Jahresber. d. Sonnblick-Vereines* 1935.
31. E. Ekhart, Zum Innsbrucker Föhn. *Met. Rundschau* 1949.
32. R. Streiff-Becker, *Denkschriften. d. Schweiz. Naturforsch. Ges.* 74. 1942.
33. F. Baur, Einführung in die Großwetterkunde. 1948. Dieterichsche Verlagsbuchhandlung Wiesbaden.
34. F. Travnické, Die wahren Windverteilungen auf den europäischen meteorologischen Hochstationen. *Beitr. Phys. d. fr. Atmosph.* 23. 1936.
35. F. Steinhäuser, *Die Meteorologie des Sonnblicks.* Verlag Springer, Wien, 1938.
36. H. Flohn, Hochgebirge und allgemeine Zirkulation. *Ber. d. Deutsch. Wetterdienstes i. d. US-Zone Kissingen* 1952.
37. C. E. P. Brooks, Postglacial climatic changes in the light of recent glaciological research. *Geogr. Annaler* 31. 1949.
38. H. C. Willett, Extrapolation of sunspot climate relationships. *Journ. Meteorologie.* V. 8. 51, und Long. period fluctuations in the circulation of the atmosphere. *Journ. of Met.* 6. 1. 1949.
39. S. Petterssen, Changes in the general circulation associated with the recent climatic variation. *Geogr. Ann.* 31. 1—4, 1949.
40. C. C. Wallén, Recent variations in the general circulation as related to glacier retreat in Northern Scandinavia. *Geof. pura e appl. XVIII.* 1950.
41. D. F. Rex, Blocking Action in the Middle Troposphere and its effect upon regional climate. I. II. *Tellus* 2, 3, 4, 1950.
42. R. v. Klebelsberg, Die Gletscher der österr. Alpen 1951/52. Bericht über die Gletschermessungen d. österr. Alpenvereines im Jahre 1952. *Mitt. d. Österr. Alpenvereines*, Heft 1/2, 1953.

Eckbildung und Stockwerkbau

Von Sieghard Morawetz

In der näheren und weiteren Umgebung von Graz trifft man im Gebirge, sei es im Grazer Bergland oder im Steirischen Randgebirge, auf einen deutlich ausgeprägten Stockwerkbau. Besonders gut ist die Gebirgsrandstufe und die Gebirgsrandflur entwickelt. Die Gebirgsrandflur tritt sowohl als mehr oder weniger breite Leiste, als auch in Form von Ecken und schließlich als Rückenflur auf. Sie ist weitestgehend unabhängig vom Baumaterial und seiner Lagerung. Das sieht man deutlich nördlich von Graz an der Buch—Kalkleiten—Zösenberg—Rineggflur, die zuerst als 200—300 m breite, recht ebene Leiste, dann in Form von Ecken und endlich im Rineggberg als fast zwei Kilometer lange Rückenflur, die vom Gebirge weg südöstlich nach dem Vorland führt, aufscheint und bis vor Rinegg im devonischen Schöcklkalk sich ausbildet, während der Rinegg Rücken selbst aus Kristallin besteht. Alle Höhen halten sich zwischen 670—730 m und zwischen dem verschiedenen Baumaterial gibt es keine Unterschiede, nur die Kleinformung ist im Kristallin weicher. Ähnlich gut modellierte Fluren findet man im Steirischen Randgebirge zwischen Hartberg im NO und