Zeitschrift: Wasser- und Energiewirtschaft = Cours d'eau et énergie

Herausgeber: Schweizerischer Wasserwirtschaftsverband

Band: 51 (1959)

Heft: 6

Artikel: Der Einfluss von Gletscherrückgang und Gletschervorstoss auf den Wasserhaushalt

Autor: Kasser, P.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-921282

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 10.07.2025

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

Der Einfluß von Gletscherrückgang und Gletschervorstoß auf den Wasserhaushalt [1]

P. Kasser, dipl. Ing., Abteilung für Hydrologie der Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau an der ETH, Zürich

1. Einleitung

Abgesehen von einer Vorstoßepisode um 1920, ist die Mehrzahl unserer Alpengletscher seit ungefähr 100 Jahren andauernd kürzer und ihre Mächtigkeit geringer geworden [4, 21, 23, 38][2]. Damit haben auch die vergletscherte Fläche und die Gletschermasse abgenommen. Ziel dieser Arbeit ist es, das Ausmaß dieser Veränderungen festzustellen, den Ursachen nachzugehen, die Auswirkungen auf das Abflußregime unserer Gebirgsbäche abzuschätzen und die mögliche zukünftige Entwicklung zu diskutieren. Die Schlußfolgerungen dürften über das naturwissenschaftliche Interesse hinaus für die Wasserkraftnutzung von praktischer Bedeutung sein.

Rund 1500 km² unseres Landes sind von Eis bedeckt. Dieser Flächenanteil von etwa 3 % stimmt überein mit der spezifischen Vergletscherung der ganzen Erdoberfläche, wobei mehr als $^4/_5$ der Gletscheroberfläche in der Antarktis und der überwiegende Teil des Restes in der Arktis konzentriert sind [19]. Die mittlere Mächtigkeit der Erdvergletscherung beträgt bei maximalen Eisdicken von über 4000 m nach den neuesten im geophysikalischen Jahr gewonnenen Erkenntnissen etwa 2000 m. Würden alle diese Massen schmelzen, müßte sich der Spiegel der Weltmeere um nahezu 60 m heben. Die Eisreserven in den Schweizer Alpen entsprechen bei einer mittleren Dicke von 200 m (Maximum 800 m im Konkordiaplatz des Großen Aletschgletschers) einem Würfel von $6^1/_2$ km Kantenlänge. Sie würden, gleichmäßig verteilt gedacht, unser Land mit etwa $7^1/_2$ m Eis überdecken. Mit dieser Menge könnte der Rhein bei Basel während 8 Jahren gespiesen werden. Diese Menge entspricht auch $^2/_3$ des Inhaltes unserer natürlichen Seen oder dem 150fachen der 2 Mrd m³ Wasser, die bis in einigen Jahren in unseren künstlichen Seen gespeichert werden können. Im Unterschied zum Inhalt dieser Speicher können wir aber über das eingefrorene Gletscherguthaben nicht frei verfügen. Wie der Aufbau durch den Schneeniederschlag, wird der Abbau, d. h. die unsere Bäche speisende Schmelzwassermenge durch Strahlung und Temperatur bestimmt. Welch gewaltige Energiemengen für diesen Abbau zur Verfügung stehen, kann man leicht ausrechnen, wenn man die Solarkonstante von 2 gcal/min cm² unter Berücksichtigung von Sonnenstand und Absorption in der Atmosphäre über Zeit und Fläche summiert. Allerdings wird bei weitem nicht alle auf die Gletscheroberfläche auftreffende Strahlungsenergie für die Schmelzung verwendet, da ein Teil reflektiert, d. h. in die Atmosphäre zurückgestrahlt wird. Das Verhältnis der reflektierten zur auftreffenden Strahlungsmenge, die sog. Albedo, variiert auf Gletschern ungefähr zwischen 0,9 und 0,5. Anderseits wird ein Teil der Schmelzenergie nicht direkt durch Strahlung, sondern durch Wärmeübergang aus der bodennahen Luftschicht an das Eis geliefert [17, 18, 20, 24 bis 28, 46 bis 48]. Es ist selbstverständlich, daß der Gesamtwärmehaushalt der Erde, auf dessen komplizierten Mechanismus wir hier nicht eintreten können, im Gleichgewicht sein muß. Im Durchschnittsjahr dürften für die Gletscherschmelze in der Schweiz über 200 Mrd kWh, oder mehr als das 10fache der gesamten Energieproduktion aus Wasserkraft im hydrologischen Jahr 1957/58 notwendig sein. Künstlich Energie aufzuwenden, um den Abfluß auf Kosten der Gletscher zu vergrößern, kann sich niemals lohnen, da es zum Schmelzen von Eis von null Grad gleich viel Energie braucht, wie durch die verlustlose Ausnützung der 20fachen Wassermenge über ein Gefälle von 1700 m gewonnen werden könnte.

Für unsere Betrachtungen sind weniger die gesamte Eisreserve als vielmehr deren durch meteorologische Einwirkungen bedingte Änderungen mit der Zeit maßgebend, wobei, wie später gezeigt wird, der Größe der Eisoberfläche und ihrer Verteilung über die verschiedenen Höhenstufen eine besondere Bedeutung zukommt.

Für das Verständnis der späteren Ausführungen muß vorerst etwas allgemeiner auf den Mechanismus eingetreten werden, der dem Gletscherabfluß zu Grunde liegt, wobei sich Gelegenheit bietet, die wichtigsten Größen zu definieren.

2. Abflußzonen, Bilanz- und Abflußgleichungen eines vergletscherten Einzugsgebietes

In den hochgelegenen Teilen eines Gletschers, im Nähr- oder Akkumulationsgebiet, wird alljährlich mehr Schnee abgelagert als durch Schmelzung und Verdunstung abgebaut. Diese Schneemengen wandern unter der Wirkung der Schwerkraft talwärts, wobei die Schneekristalle auf ihrer Reise die Umwandlung über das Firn- zum Gletscherkorn erleiden, um in tiefer gelegenen und wärmeren Lagen im Zehrgebiet, der Ablation, d. h. dem Abbau durch Schmelzung, Verdunstung und Erosion zum Opfer zu fallen. Die Reise geht im allgemeinen vorerst mit zunehmender Geschwindigkeit vor sich, bis ein Maximum erreicht wird, das z. B. am Aletschgletscher wenig unterhalb des Konkordiaplatzes über 200 m/Jahr beträgt. Weiter unten, dem Gletschertor zu, wird die Fahrt wieder gemächlicher. Die Grenze zwischen Nährgebiet und Zehrgebiet bildet die Firnlinie, an der im Jahreshaushalt gleich viel Schnee abgelagert wie aufgezehrt wird. Die Firnlinie ist von Jahr zu Jahr gewissen Schwankungen unterworfen; in den letzten 20 Jahren lag sie am Aletschgletscher ungefähr zwischen 2760 und 3260 m ü. M. Bei den mittleren Niederschlagsverhältnissen der Periode 1901 bis 1940 würde diese Gleichgewichtslage für den stationären Zustand des Aletschgletschers auf etwa 2900 m ü. M. liegen. Diese mittlere Lage variiert für verschiedene Teile der Alpen ungefähr zwischen 3300 und 2500 m ü. M. Ferner bestehen bei gleichen Niederschlagsverhältnissen lokale Unterschiede von rund 200 bis 400 m zwischen Nord- und Südexposition. Im langjährigen Mittel liegt die Firnlinie etwa 100 m tiefer als die mittlere Höhe der Gletscheroberfläche und in jedem Falle tiefer als die klimatische Schneegrenze.

[1] Vortrag, gehalten am 24. März 1959 im Linth-Limmatverband.
[2] [] siehe Literaturnachweis am Schluß der Arbeit.

Zum Wasserabfluß trägt nicht nur das Zehrgebiet, sondern auch ein Teil des Nährgebietes bei. Wir definieren als Wasserabflußgrenze diejenige Linie, oberhalb der aller Regen und alles Schmelzwasser im Schnee und Firn gespeichert wird, unterhalb der ein Teil des Jahresniederschlages bereits als Wasser zum Abfluß gelangt. Nicht zu vernachlässigen sind ferner die Wassermengen, die den Weg aus dem Randgebiet in den Bergschrund und damit in die unterirdischen Wasserwege finden.

Bild 1 zeigt schematisch die Abflußzonen. Die charakteristischen Größen werden nachstehend mit den Bilanz- und Abflußgleichungen erklärt.

Betrachten wir einen Abflußquerschnitt bergseits des Gletschertors, so setzt sich der Totalabfluß A_T aus dem Eisabfluß A_E und dem Wasserabfluß A_W zusammen. In den Gleichungen sind alle Glieder über die Fläche des zum Abflußquerschnitt gehörenden Einzugsgebietes zu summieren und in gleichen Einheiten, sei es in Wasser oder Eis bestimmten Raumgewichtes, einzusetzen. Die Gleichungen sind ohne weiteres anwendbar auf ein geschlossenes Einzugsgebiet, d. h. auf ein Gebiet, in dem die orographischen mit den hydrologischen Grenzen übereinstimmen, eine Einschränkung, die sich von Fall zu Fall durch sinngemäße Einführung von Zusatzgliedern aufheben läßt. Die Gleichungen lauten:

(1)

Bilanz:

$$A_T = A_E + A_W = (N^* - V) - (R - B)$$

(2)

Eisabfluß:

$$A_E = A_{EN} + A_{EB} + A_{EM},$$

worin:

$$A_{EN} = {}^rL_{NE} + {}^gE_F$$
$$A_{EB} = {}^rL_{BE} - {}^g(E_A + E_W)$$
$$A_{EM} = - {}^g(R - B)_E$$

(3)

Wasserabfluß:

$$A_W = A_{WN} + A_{WB} + A_{WM},$$

worin:

$$A_{WN} = {}^r(N^* - L_{NE} - R_E - V_N) + {}^g(N^* - E_F - V_N)$$
$$A_{WB} = {}^r(B_E - L_{BE} - V_B) + {}^g(E_A + E_W - V_B)$$
$$A_{WM} = {}^r(R - B)_W - {}^g(R - B)_W$$

Es bedeuten:

A_T = Totaler Abfluß = Summe aus Eisabfluß A_E und Wasserabfluß A_W.

A_{EN} und A_{WN} = Eis- bzw. Wasserabflußanteile aus dem Niederschlag, der während der Bilanzperiode gefallen ist.

A_{EB} und A_{WB} = Eis- bzw. Wasserabflußanteile aus dem Aufbrauch alter Reserven, die bei Beginn der Bilanzperiode vorhanden waren.

A_{EM} und A_{WM} = Eis- bzw. Wasserabflußanteile aus Massenänderung. Die Massenänderungsglieder treten nur im nichtstationären Zustand auf.

N = Niederschlag, wie er mit idealen Niederschlagsmessern erfaßt wird.

N* = Niederschlag N, korrigiert durch die Schneeumlagerung infolge Wind.

V = Verdunstung. In V sei die Kondensation als negative Verdunstung eingeschlossen.

V_N = Verdunstungsanteil, der sich auf den während der Bilanzperiode gefallenen Niederschlag auswirkt.

V_B = Verdunstungsanteil, der an den alten Reserven zehrt.

R = Rücklagen, B = Aufbrauch, woraus (R — B) = Reservenänderung.

R_E, B_E und $(R - B)_E$ beziehen sich auf die Anteile der festen Phase.

R_W, B_W und $(R - B)_W$ beziehen sich auf die Anteile der flüssigen Phase.

Je nach Ursprung aus Randzone oder Gletscherzone sind die einzelnen Größen mit ^{r} bzw. ^{g} gekennzeichnet.

L_{NE} = Lawinenmassen, welche aus dem Niederschlag stammen, in der Randzone anbrechen, sich in den Gletscherzonen ablagern und dort am Ende der Bilanzperiode als feste Reserve vorhanden sind.

L_{BE} = Entsprechende Lawinenmassen, die aus den alten Reserven der Randzone geliefert werden.

E_F = Firnzuwachs oder die infolge Niederschlags auf der ursprünglichen Gletscheroberfläche bleibend abgelagerte Stoffmenge (neu gebildete feste Reserve).

E_A = Ablation oder der Substanzverlust infolge Abschmelzung, Verdunstung und Erosion, bezogen auf die ursprüngliche Gletscheroberfläche (Aufbrauch fester alter Reserven an der Oberfläche).

E_W = Schmelzwassermenge, die durch Schmelzung im Innern und an der Sohle des festen Gletscherkörpers frei wird (Aufbrauch fester Reserven im Innern und an der Sohle des Gletschers).

In Wirklichkeit ist der Mechanismus viel komplizierter, als er durch die Gleichungen 1 bis 3 wiedergegeben wird. Aber in Anbetracht der Schwierigkeit, die einzelnen Glieder mit hoher Genauigkeit zu erfassen, wollen wir uns nachfolgend sogar einige Vereinfachungen leisten. Wenn wir mit der Bilanzperiode des hydrologischen Jahres rechnen, dürfen wir bei den meisten Gletschern die Veränderungen der flüssigen Reserven ^{r}, resp. $^g(R - B)_W$, bei vielen die Lawinenglieder $^rL_{NE}$ und $^rL_{NB}$ vernachlässigen. Ferner soll vorausgesetzt werden, daß im Randgebiet die Reserven in fester Form bei Beginn und Ende der Periode gleich groß sind, also $^r(R_E - B_E)$ zu Null wird. Außerdem sind in alpinen Verhältnissen noch zwei Glieder von untergeordneter Bedeutung, nämlich E_W, der Schmelzertrag im

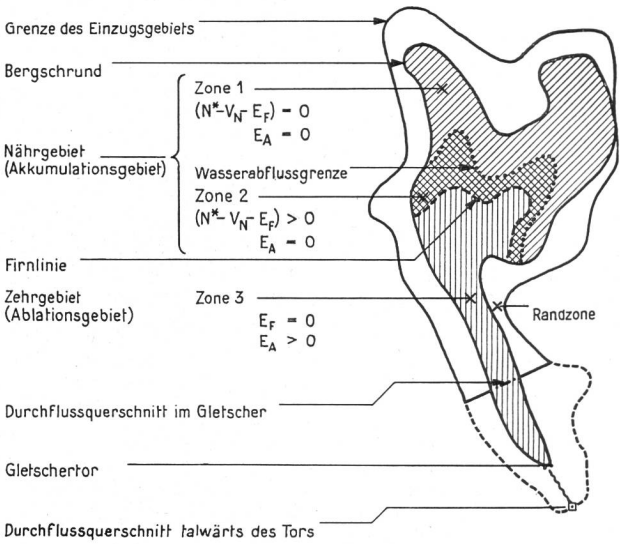


Bild 1 Abflußzonen eines vergletscherten Einzugsgebietes.

Innern und am Untergrund des Gletschers, der normalerweise höchstens wenige Prozente von E_A, der Abschmelzung an der Oberfläche beträgt, und V_B, die Verdunstung von der aperen Eisoberfläche aus. Schließlich wollen wir die Schneeverfrachtung durch Wind nicht berücksichtigen. Damit vereinfachen sich die Gleichungen 2 und 3 zu:

$$(2a)\quad A_E = {}^{g}\left\{E_F - E_A - (R - B)_E\right\}$$

$$(3a)\quad A_W = {}^{r}(N - V) + {}^{g}(N - E_F - V_N + E_A)$$

3. Längenänderungen der Gletscher

An den Zungenenden zeigt sich am augenfälligsten, daß unsere Gletscher ständigen Veränderungen unterworfen sind. Der Initiative von F.-A. Forel haben wir es zu verdanken, daß seit dem Jahre 1880 die Längenänderungen vieler Gletscher gemessen werden [4]. Die Schweizer Gletscherkommission der SNG garantiert die Kontinuität dieser Beobachtungsreihen noch heute. In Bild 2 ist die Verschiebung von sieben Gletscherfronten seit dem Jahre 1892 dargestellt. Diese verhalten sich sehr unterschiedlich, weil jeder Gletscher entsprechend seinen besonderen morphologischen Gegebenheiten reagiert. Große, träge Gletscher, wie Aletsch oder Gorner, haben sich in den letzten sieben Jahrzehnten ununterbrochen zurückgezogen, temperamentvolle, wie Tsidjiore-Nouve oder Allalin, sind um 1920 herum kräftig vorgestoßen. In den letzten 100 Jahren beträgt der Rückzug einzelner Gletscher mehr als 1 km. Im Mittel von 164 Gletschern lagen die Fronten um 1934 herum 90 m höher als um 1876. Wie Bild 3 zeigt, ist leider das Beobachtungsmaterial sehr inhomogen, wurden doch im Maximum 135 Zungenenden an zwei aufeinanderfolgenden Jahren eingemessen, im Minimum aber weniger als 50. Deshalb wurde in Bild 3 auch nur die Anzahl Prozent vorstoßender und zurückgehender Gletscher für jedes der Jahre 1891/92 bis 1957/58 aufgetragen. In dieser Darstellung kommt der Vorstoß um 1920, an dem rund 70 % unserer Gletscher beteiligt waren, zum Ausdruck, gleichzeitig auch das durch diesen Vorstoß erwachte Interesse, indem 1919/20 erstmals 100, im Jahre darauf sogar 135 Zungen eingemessen wurden. Lückenhaft waren die Beobachtungen zur Zeit der Mobilmachungen in den beiden Weltkriegen und in Jahren, in denen die Gletscher im Herbst vorzeitig eingeschneit wurden und sich dadurch der Beobachtung entzogen. In jüngster Zeit sind 1954/55 erstmals wieder mehr als 1/4 der Gletscher vorgestoßen. In den letzten drei Jahren hat sich der Rückzug neuerdings verschärft.

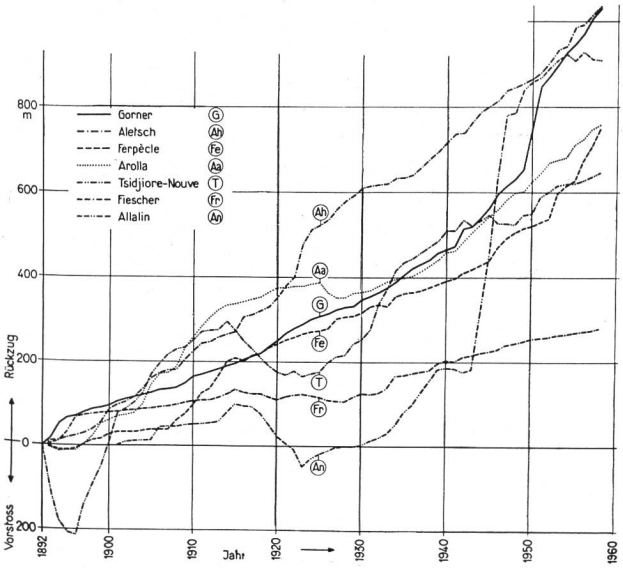


Bild 2 Lageveränderung der Gletscherfronten 1892—1958.

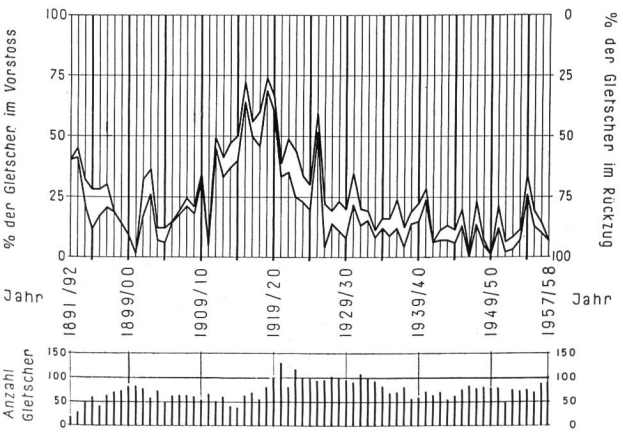


Bild 3 Lageänderungen der Zungenenden 1891/92—1957/58.

4. Die Änderungen des vergletscherten Areals

P.-L. Mercanton hat kürzlich in einer Publikation die Gletscherflächen verglichen, die sich aus der Planimetrierung einerseits des Siegfriedatlas (um 1876), anderseits der Neuen Landeskarte (um 1934) ergeben [38]. In diesen nahezu 60 Jahren haben die Gletscher der Schweizer Alpen ungefähr 15 % ihrer Fläche eingebüßt und sind von 1829 km² auf 1556 km² zurückgegangen. Der prozentuale Arealschwund war am größten im Rheingebiet ohne Aare mit 35,3 %, am geringsten im Gebiet der Aare ohne Reuß und Limmat mit 6,4 %. Die Angaben für die Haupteinzugsgebiete finden sich in der Arbeit von Mercanton; Detailangaben können beim Eidg. Amt für Wasserwirtschaft in Bern, das die Planimetrierungen durchgeführt hat, eingesehen werden [9]. Die nachstehende Tabelle 1 soll zeigen, wie stark der prozentuale Flächenschwund innerhalb von drei größeren Regionen (Rhein bis Aare, Aare bis Bielersee und Rhone bis Genfersee) variiert.

Infolge des Arealverlustes ist heute eine kleinere Gletscheroberfläche dem Einfluß von Strahlung und Temperatur ausgesetzt als in den vergangenen Jahrzehnten. Gleiche Niederschlags-, Strahlungs- und Temperaturverhältnisse vorausgesetzt, muß deshalb heute mit einer um den Schmelzwasserausfall geringeren Abflußmenge im Gletscherbach gerechnet werden. Dieser Einfluß muß beispielsweise bei der Ausgabe von Sommerabflußprognosen für die Rhone in Porte du Scex berücksichtigt werden[3] (vergl. Linie ΔE_A in den Bildern 15 a, b, c). Bei den Grundlagen für diese Prognosen, die sich auf ein Beobachtungsmaterial der Jahre 1915/16 bis 1954/55 stützen, war es notwendig, für jedes der 40 Jahre den Schmelzwasserausfall, bezogen auf das Areal vom Sommer 1916, also vorerst die Vermin-

[3] In Weiterentwicklung der unter [32] publizierten Grundlagen.

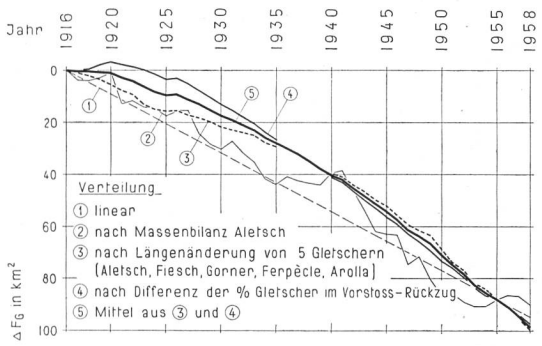


Bild 4 Einzugsgebiet der Rhone in Porte du Scex: Abnahme ΔF_G der Gletscheroberflächen 1916—1958.

derung der Gletscherflächen in Abhängigkeit von der Zeit zu bestimmen. Mit Hilfe der Zungenveränderungen seit 1880 und den kartographischen Unterlagen von Siegfriedatlas, Neuer Landeskarte und verschiedener Einzelaufnahmen wurde für das Gebiet von Porte du Scex in der Periode Herbst 1916 bis 1955 der Flächenverlust der Gletscher auf 88 km² geschätzt. Bild 4 zeigt, wie die Verteilung auf die Einzeljahre vorgenommen wurde.

Die wahrscheinlichste Verteilung wurde durch zwei Annahmen eingegabelt. Die erste setzt voraus, daß der Flächenschwund proportional der mittleren Längenänderung der fünf trägen Gletscher Aletsch, Fiescher, Gorner, Ferpècle und Arolla sei. In dieser Annahme kommt der Einfluß der zahlreichen kleineren, im allgemeinen rascher reagierenden Gletscher nicht zur Geltung (Linie 3 in Bild 4). Für den anderen Extremfall wurde die Arealänderung proportional dem Verhältnis der Anzahl der vorstoßenden weniger der sich zurückziehenden Gletscher zur Gesamtzahl der jeweilen beobachteten Zungen verteilt. In dieser Annahme sind die wenigen großen, trägen Gletscher unterbewertet (Linie 4 in Bild 4). Als Mittelwert von 3 und 4 folgt Linie 5, in welcher der beschleunigte Arealschwund der letzten 40 Jahre auffällt.

Der Flächenverlust konzentriert sich in der Hauptsache auf die untersten Teile der Gletscherzungen. Diese Tatsache ist von Bedeutung, weil ausgerechnet in diesem Gebiet die Abschmelzung, also der Wasseranfall pro Flächeneinheit am größten ist. Nach der Neuen Landeskarte liegen die rund 90 Gletscherenden im Wallis im Mittel auf etwa 2380 m ü. M. [38]. Schätzen wir den Schwerpunkt der Verlustflächen etwa 100 m höher, so dürfen wir für das Wallis bei der Bestimmung des Schmelzwasserausfalls mit guter Annäherung mit den Temperaturverhältnissen des Gr. St. Bernhard (2479 m ü. M.) rechnen.

Tabelle 1: Änderung des Gletscherareals von etwa 1876 bis etwa 1934. Nach Planimetrierung durch das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft.

(SA = Siegfriedatlas, um 1876; NK = Neue Landeskarte, um 1934).

Einzugsgebiet	Gletscherflächen F_G nach SA (1876) km²	Gletscherflächen F_G nach NK (1934) km²	$\Delta F_G / F_G$ %
Rhein, bis vor Einmündung der Aare	193,93	125,40	— *35,3*
Vorderrhein, bis vor Einmündung d. Medelser Rheins	14,25	7,82	— 45,2
Valser Glenner, bis vor Einmündung des Peilerbachs	17,37	10,54	— 39,3
Hinterrhein, bis vor Einmündung d. Averser-Rheins	27,96	17,15	— 38,7
Landquart bis zur Einmündung in den Rhein	13,05	9,49	— 27,3
Aare bis Bielersee	296,52	277,50	— *6,4*
Aare bis vor Einmündung des Unterwassers	95,46	85,21	— 10,7
Unterwasser (Gadmer- und Gentalwasser) bis Aare	42,31	39,23	— 7,3
Lütschine bis Brienzersee	76,57	73,75	— 3,7
Kander bis Thunersee	64,61	63,66	— 1,5
Rhone bis Genfersee	933,96	843,33	— *9,7*
Rhone bis vor Einmündung der Massa	111,26	101,26	— 9,0
Massa bis Rhone	146,05	138,60	— 5,1
Visp bis Rhone	282,55	257,37	— 8,9
Drance bis Rhone	127,43	113,70	— 10,8

Es wäre reizvoll, den Ursachen dieses unterschiedlichen Flächenverlustes nachzugehen.

5. Die Volum- und Massenänderungen der Gletscher

Dem Wanderer im Hochgebirge begegnen auf Schritt und Tritt Spuren des letzten allgemeinen Gletscherhochstandes aus der Zeit um 1850. Hohe, frische Randmoränen und helle vegetationslose Felsen umsäumen heute die Gletscherzungen. Am Aletsch lag vor hundert Jahren eine etwa 150 m mächtige Eisdecke dort, wo heute die Massa dem Tor entspringt. Im Konkordiaplatz wurden 1947 Situation und Meereshöhen von zwei kotierten Oberflächenpunkten der Aufnahme J. R. Stengel[4] aus dem Jahre 1851 im Gelände rekonstruiert und ein Eisverlust zwischen 50 und 60 m festgestellt [22]. Abgesehen von einigen älteren außergewöhnlichen Karten, die nur kleinere Gebiete umfassen (wie Karte Agassiz-Wild vom Unteraargletscher aus dem Jahre 1842, der Rhonegletschervermessung 1874 bis 1915 [37],

[4] J. R. Stengel, nicht Stingelin, wie unter [22] und [23] zitiert.

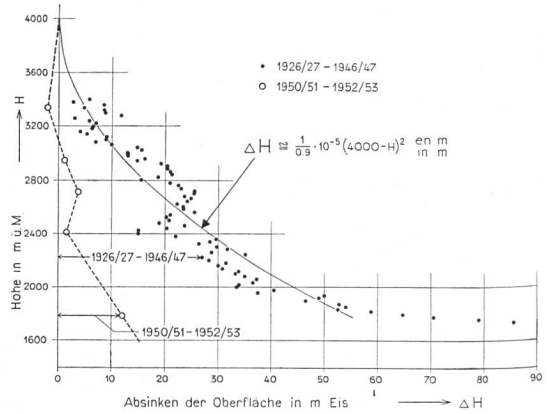


Bild 5 Höhenänderung der Oberfläche des Aletschgletschers.

haben erst photogrammetrische Aufnahmen erlaubt, Volumänderungen von Gletschern in größerem Umfang und mit brauchbarer Genauigkeit zu bestimmen. Wie die Eidg. Landestopographie in der Schweiz, hat S. Finsterwalder in den Ostalpen für Gletscheraufnahmen eine Tradition begründet, die in den heutigen Arbeiten des photogrammetrischen Instituts München [21] lebendig geblieben ist. In der Schweiz gibt die Neue Landeskarte die erste vollständige Grundlage, mit einer für Volumbestimmungen brauchbaren Genauigkeit. Spezialaufnahmen im Maßstab 1:10 000 existieren beispielsweise für sämtliche Gletscher des Gebietes von Zermeiggern (Saaser Visp) in den Jahren 1932, 1934, 1946 und 1956, für Saleina- und Trientgletscher 1956 und für das gesamte Gletschergebiet der Massa (Aletschgletscher) 1957. Diese im Rahmen des geophysikalischen Jahres durch die Eidg. Landestopographie und die Versuchsanstalt für Wasserbau an der ETH mit Unterstützung durch den Nationalfonds und die Gletscherkommission der SNG erfolgte luftphotogrammetrische Vermessung ist in Auswertung begriffen und wird eine morphologische Gletscherkarte liefern, die in bezug auf Genauigkeit und Darstellung hohen Anforderungen genügen wird. Mit dieser Karte 1:10 000 des Aletschgletschers führt die Eidg. Landestopographie in Bern mit neuzeitlichen Methoden der Aufnahme- und Reproduktionstechnik eine Tradition fort, deren bisherige wichtigste Etappen einerseits die Entwicklungsarbeiten für die Gesamtwerke Dufourkarte, Siegfriedatlas und Neue Landeskarte, anderseits die bekannte Sonderaufnahme des Rhonegletschers [37] bilden. Bei den Aufnahmen Saleina, Orny und Trient im Jahre 1956 und Aletsch 1957, wurde zur Erhöhung der Genauigkeit erstmals die Oberfläche im Firngebiet künstlich verschmutzt.

Bild 5 zeigt die Höhenänderung der Oberfläche des Großen Aletschgletschers im Längenprofil, wie sie sich aus der Neuen Landeskarte (1926/27) und einer Spezialaufnahme vom Herbst 1947 ergibt. Ferner sind die Ergebnisse an einigen Kontrollprofilen für die

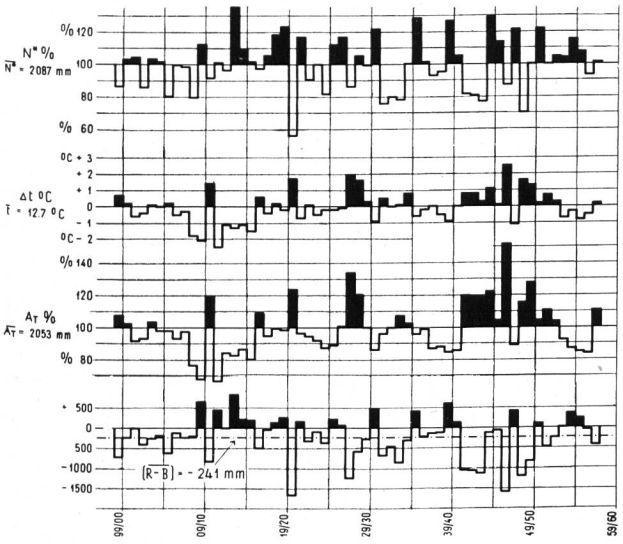


Bild 6 Bilanz des Großen Aletschgletschers 1899/1900—1957/58.

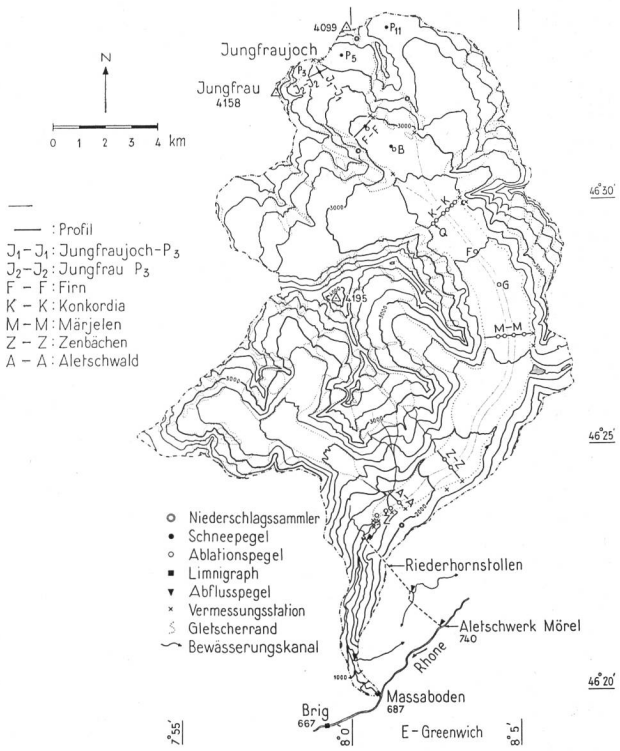


Bild 7 Einzugsgebiet der Massa — Beobachtungsnetz.

Jahre 1950/51 bis 1952/53 eingetragen. Aus der Reservenänderung, die sich für die Periode 1927/47 aus der Ausgleichsparabel in Bild 5 und der hypsographischen Kurve errechnen läßt, und den Abflußmengen in Massaboden wurde mit einer Schätzung der Jahresverdunstung (270 mm Wasser) aus der Bilanzgleichung der mittlere Gebietsniederschlag bestimmt. Unter der Annahme, daß der Gebietsniederschlag proportional der Summe der Niederschläge von Fiesch, Kippel und Grindelwald sei, wurden alsdann die in Bild 6 gezeichneten Jahresbilanzen berechnet. Monatliche Regressionsbeziehungen zwischen Abfluß und meteorologischen Einflußgrößen erlaubten die Aufstellung von Jahresbilanzen bis zurück zum Jahr 1899/1900.

Die örtliche Verteilung von Reservenänderungen auf einem Gletscher kann recht verschieden sein [36]. Der Eisabfluß ist ein träger Vorgang. Niederschlagsreiche Jahre bewirken eine Zunahme im Firngebiet, die sich je nach Temperament des Gletschers erst nach einigen Jahren bis Jahrzehnten im Zungengebiet auswirkt. Am Aletsch haben wir festgestellt, daß der Zungenrückzug auch heute noch unvermindert andauert (Bild 2), obschon in den letzten sechs Jahren die Bilanzen nahezu ausgeglichen waren (Bild 6). Im Fixpunkt P_3 des Jungfraufirns auf etwa 3350 m ü. M. (vgl. Situation in Bild 7) werden die Höhenänderungen der Oberfläche seit 17 Jahren gemessen. Die Resultate in Bild 8 zeigen an dieser Meßstelle seit 1950 eine deutliche Erholung. Nur gerade das Jahr 1957/58 ist leicht defizitär.

Für eingehendere Zahlenangaben über Massenänderungen von Gletschern verweisen wir auf die Literatur [4, 21, 23, 31, 36].

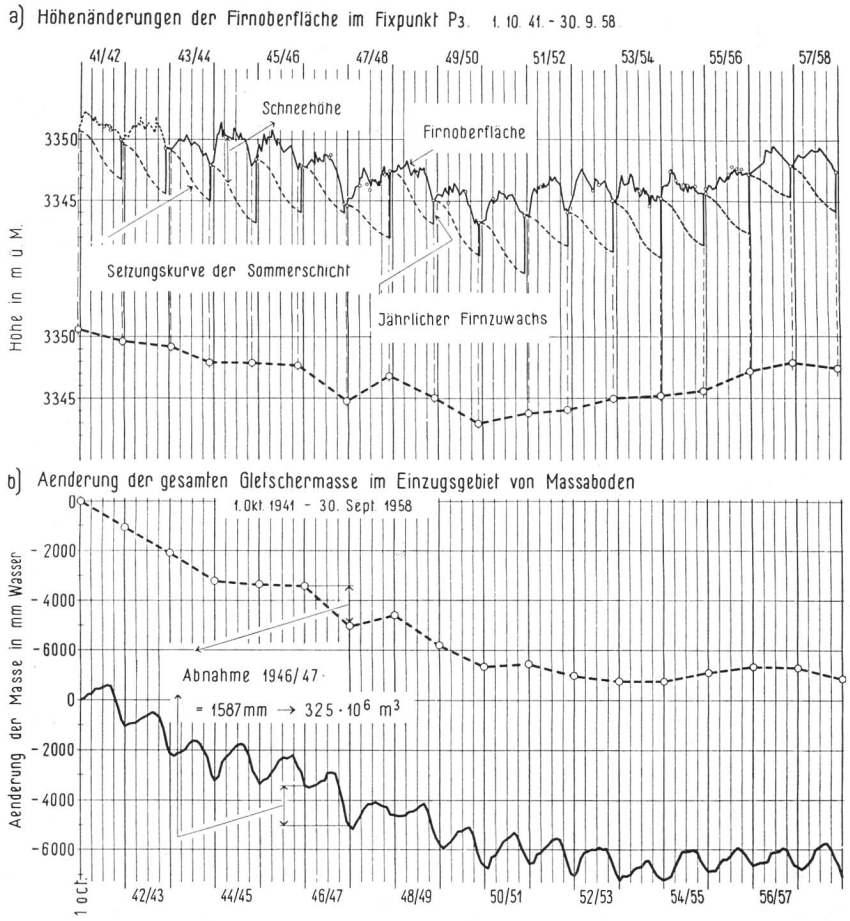


Bild 8 Einzugsgebiet der Massa.

a Höhenänderungen der Firnoberfläche im Fixpunkt P_3 1. Okt. 1941 — 30. Sept. 1958.

b Änderung der gesamten Gletschermasse.

6. Abfluß aus Niederschlag

Niederschläge werden durch Sammler oder Wasserwertsbestimmungen an der Schneedecke gemessen. In der Regel wächst der Niederschlag mit zunehmender Meereshöhe. Dieser Gesetzmäßigkeit überlagern sich die orographischen Einflüsse, weshalb sich oft recht komplizierte Verteilungen mit dem Ort ergeben. Für einzelne Gebiete wie z. B. Mattmark, Wägital, Limmern und Baye de Montreux sind wir auf Grund eingehender Untersuchungen über die Niederschlagsverteilung informiert. In vielen Fällen, vor allem im Hochgebirge, verfügen wir nicht über genügend Beobachtungen. Hier sind wir mangels besserer Kenntnisse darauf angewiesen, mit der einfachsten Annahme einer linearen Zunahme mit der Meereshöhe zu arbeiten. Vorerst wird der mittlere Jahresniederschlag eines Gebietes aus Abflußmessungen abgeschätzt, wobei neben der Verdunstung auch die Reservenänderung der Gletscher zu berücksichtigen sind. Die Zunahme mit der Meereshöhe wird dann so gewählt, daß sich, ausgehend von bekannten Niederschlägen der Talregion, für das gesamte Einzugsgebiet widerspruchslos der geschätzte mittlere Gebietsniederschlag ergibt. Es gilt:

(4)

$$\overline{N} \cdot F = \sum_{0}^{F} N \cdot \Delta F = N_u \cdot F + \alpha \sum_{0}^{F} (H - H_u) \cdot \Delta F$$

worin:

N = Niederschlag in mm auf der Höhe H in km ü. M.

$\overline{N}$ = Mittlerer Gebietsniederschlag in mm.

F = Gesamtfläche des Einzugsgebietes in km².

N_u = Niederschlag in mm in Tallagen, auf der Meereshöhe H_u in km.

α = Niederschlagszunahme in mm pro 1000 m Höhenzunahme.

H = Meereshöhe in km, die der Teilfläche ΔF in km² zugeordnet ist.

Der Niederschlag N auf der Meereshöhe H ist:

(5) $$N = N_u + \alpha (H - H_u).$$

Für das Einzugsgebiet der Massa/Massaboden ergibt sich

α = 0,59 mm Niederschlag/1000 m Höhenzunahme.

In den verschiedenen alpinen Gebieten, welche wir geprüft haben, variiert α etwa von 0,4 bis 0,8.

In Bild 11, welches für das Massagebiet zeigt, wie sich für verschiedene Lagen der Firnlinie der Gesamtabfluß A_W aus Ablation E_A und Niederschlagsanteil $(N - V - E_F)$ zusammensetzt, wurde der Niederschlagsanteil unter folgenden Annahmen geschätzt: Unterhalb der Firnlinie gelangt $(N - V)$ zum Abfluß. Die Wasserabflußgrenze liegt 300 m höher als die Firnlinie; zwischen Wasserabflußgrenze und Firnlinie kommt $^1/_2$ $(N - V)$ zum Abfluß.

Aus dem unvergletscherten Randgebiet oberhalb der Wasserabflußgrenze fließt $^r(N - V)$ als Wasser ab. Von diesen Annahmen dürfte die letzte $[^r(N - V)]$ oberhalb der Wasserabflußgrenze etwas zu groß sein. Dafür ist die Schneeverfrachtung aus diesem Gebiet in tiefere Lagen nicht berücksichtigt.

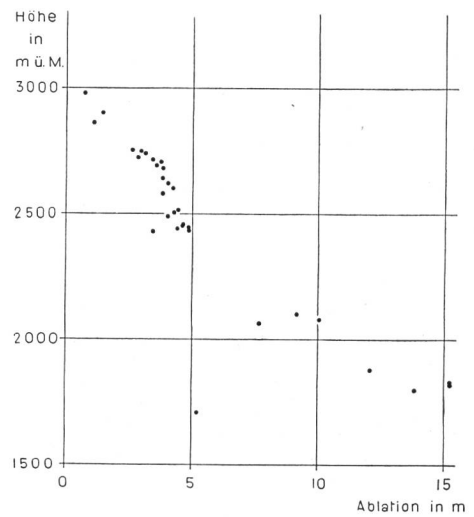


Bild 9 Ablation am Großen Aletschgletscher 1957/58.

7. Abfluß aus Ablation

Seit dem Herbst 1950 werden am Aletschgletscher die Ablationsbeträge an zahlreichen Standorten gemessen. Bild 9 gibt die Resultate der 32 Meßstellen im Jahre 1957/58 wieder. Auf etwa 1800 m ü. M. wurden Maxima über 15 m beobachtet. Die Meßstelle auf 1700 m ist durch 1 dm Gesteinsschutt geschützt und deshalb nur rund 5 m abgeschmolzen. Die Höhenfunktion der Ablation könnte durch eine Parabel dargestellt werden, deren Krümmung allerdings so schwach ist, daß wir mit guter Annäherung mit einem linearen Ausgleich arbeiten dürfen, wobei die Ablationszunahme mit abnehmender Meereshöhe ungefähr 1 m Wasser pro 100 m Höhendifferenz ausmacht (Resultate an andern Alpengletschern liegen zwischen etwa 0,8 bis 1,1 m Wasser pro 100 m). Die Ablationswerte dürften 1957/58 allgemein um etwa 1 m größer als im «Normaljahr» gewesen sein.

Bild 10 zeigt die Abhängigkeit der gesamten Ablationswassermenge E_A in Abhängigkeit von der Lage der Firnlinie. Die Werte E_A ergeben sich aus den Produkten von Ablationshöhe a und zugehöriger Gletscherfläche ΔF_G, summiert vom Gletschertor bis zur Firnlinie. Wäre die hypsographische Kurve eine Gerade, nähme E_A mit dem Quadrat der Differenz zwischen Tor und Firnlinie zu. Der Umstand, daß für gleiche Höhenstufen die Teilflächen bei fast allen Gletschern vom Zungenende bis in die Gegend der Firnlinie größer werden, verschärft diese Progression.

8. Verhältnis von Wasserabfluß aus Ablation und Niederschlag

Die 20 Punkte in Bild 11 stellen die totalen Abflußmengen in Massaboden für die Jahre 1938/39 bis 1957/58 im Zusammenhang mit der jeweiligen Lage der Firnlinie dar. Die strichpunktierten Kurven geben die theoretischen Totalabflußmengen in Abhängigkeit des Gebietsniederschlages N und der Firnlinienlage. Die Kurve mit ganzem Strich teilt den Totalabfluß in den Ablationsanteil E_A links und den Niederschlagsanteil $(N - V - E_F)$ rechts. Das Verhältnis der beiden Anteile $\frac{E_A}{(N - V - E_F)}$ variiert in unserem Fall in den 20 Jahren ungefähr von 0,4 bis 1,5. Aus der Anordnung des Punkteschwarms für die 20 Jahre erkennen wir auch, daß im Durchschnittsverhalten kleineren Niederschlagsmengen eine höher gelegene Firnlinie und damit ein größerer Ablationsanteil entspricht. Diese Regel erklärt auch die «ausgleichende» Wirkung der Gletscherschmelze auf die Wasserführung unserer Gebirgsbäche. Aus dem Bild geht aber auch hervor, daß offenbar die spezifische Vergletscherung im Aletschgebiet mit 67,6 % (nach NK) für einen idealen Ausgleich bereits zu groß ist. Die geringste Streuung der Jahresabflußmengen zeigen Einzugsgebiete mit einer Vergletscherung von etwa 30 bis 40 %. Bei kleinerer Vergletscherung überwiegt der Niederschlags-, bei größerer der Temperatureinfluß. Im Hochsommermonat Juli genügt schon eine wesentlich geringere Vergletscherung für den idealen Ausgleich, wie die folgende Tabelle 2 zeigt.

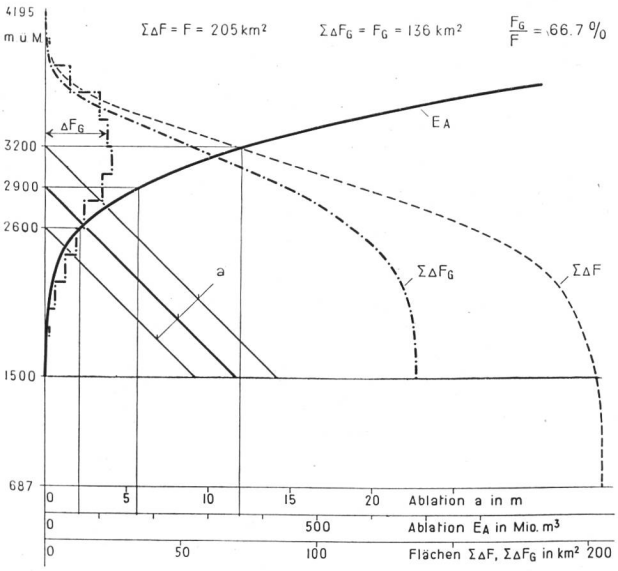


Bild 10 Einzugsgebiet Massa/Massaboden: Ablationswassermenge E_A beim Gletschertor in Abhängigkeit von der Lage der Firnlinie.

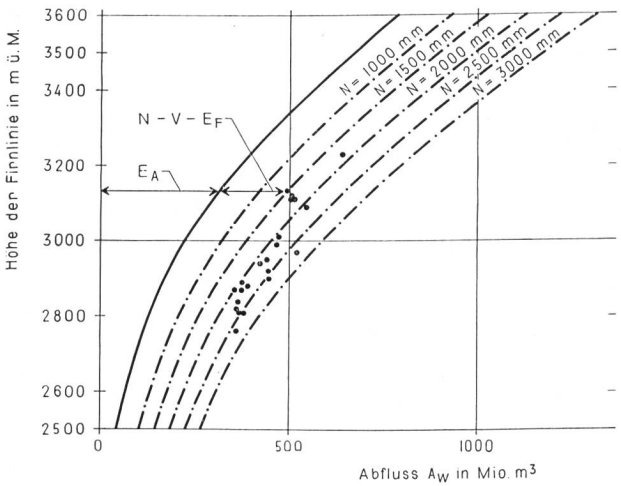


Bild 11 Einzugsgebiet Massa/Massaboden: Zusammensetzung der Jahresabflußmenge aus Ablationsanteil E_A und Niederschlagsanteil $(N - V - E_F)$ für verschiedene Gebietsniederschläge N, in Abhängigkeit von der Lage der Firnlinie.
(Die Punkte bedeuten die 20 Jahre 1938/39—1957/58.)

Tabelle 2: Streuung der Juli-Niederschläge und der Juli-Abflußmengen der Jahre 1927—1947 für Gebiete mit verschiedener spezifischer Vergletscherung.

Einzugsgebiet	Fläche F km²	Vergletscherung (nach NK) %	Streuung der Juliwerte in %		Grundlage für Niederschlagsstreuung
			Abflußmengen %	Niederschlag %	
Massa/Massaboden	205	67,6	± 20	± 38	3 Stationen
Drance de Bagnes/Châble	254	31,6	± 13	± 41	3 Stationen
Rhone/Porte du Scex	5 220	16,2	± 5	± 33	13 Stationen (gewogen)
Rhein/Rheinfelden	34 550	1,6	± 22	± 36	37 Stationen (gewogen)
Emme/Emmenmatt	443	0,0	± 54	± 37	3 Stationen

9. Schmelzwasserausfall infolge Verkleinerung des Gletscherareals

Th. Zingg hat auf horizontalem Versuchsfeld beim Weißfluhjoch einen engen, linearen Zusammenhang zwischen Schmelzwasserbildung in der Schneedecke und der Summe der positiven Tagestemperaturen festgestellt [50]. Seine Regression lautet:

(6) $A = 4{,}5 \cdot T,$

wobei A die Abflußmenge in mm und T die Summe der positiven Tagesmitteltemperaturen in °C bedeuten.

Die straffe Korrelation ist verständlich, da auch die andere besonders wichtige Einflußgröße für den Schmelzvorgang, nämlich die Strahlung, in enger Beziehung zur Temperatur steht. Es ist aber auch zu erwarten, daß das Verhältnis $\frac{A}{T} = c$ von 4,5 abweichen wird, sobald es sich nicht mehr um ein horizontales Versuchsfeld und um eine Schneeoberfläche handelt, sondern um irgend eine Hangexposition oder um dunklere Oberflächen von Gletschereis mit viel geringeren Albedowerten [20, 39, 40, 43—45]. Wir haben die Verhältniszahl c am Großen Aletschgletscher im Sommer 1954 an 11 und 1955 an 13 Ablationsmeßstellen nachgeprüft. Der Koeffizient c variierte dabei von 5,1 bis 7,0, bei Mittelwerten von 6,05 für 42,1 m Eis von Raumgewicht 0,9 kg/dm³ im Jahre 1954 und 6,30 für 54,7 m im Jahre 1955.

In Berücksichtigung des Umstandes, daß die verwendeten Meßstellen im Durchschnitt leicht gegen Süden geneigt waren (wenn auch nur um etwa 5 %) und im Bestreben, den Arealverlusteinfluß nicht zu überschätzen, haben wir als Mittelwert für das apere Zehrgebiet sämtlicher Walliser Gletscher im Einzugsgebiet von Porte du Scex mit c = 5,5 gerechnet.

Zur Abschätzung des Schmelzwasserausfalls in der Abflußmengenstation Porte du Scex (F = 5220 km², $\frac{F_G}{F} = 16{,}2$ %) infolge des Verlustes an Gletscherfläche in den 40 Jahren 1915/16 bis 1954/55 sind wir von folgenden Voraussetzungen ausgegangen:

Arealverlust 1915 bis 1955 = 90 km² (vgl. Kap. 4, Bild 4).

Mittlere Höhe der Verlustfläche = etwa 2500 m ü. M. (vgl. Kap. 4).

Faktor c = 5,5 mm Schmelzwasser/+ °C.

Maßgebende Temperaturstation: Gr. St. Bernhard auf 2479 m ü. M.

Maßgebende Einflußdauer: 1. Juni bis 31. Oktober, d. h. die Zeit, während der die vom Gletscher freigegebene Bodenfläche in der Regel schneefrei ist.

Summe der positiven Tagesmitteltemperaturen des Gr. St. Bernhard vom 1. Juni bis 31. Oktober im Mittel der 40 Jahre = 785 °C.

Ausgehend vom Areal Herbst 1915 würde für ein Jahr mit den mittleren Temperaturen der Periode 1915/16 bis 1954/55 der Schmelzwasserausfall in Porte du Scex infolge des Flächenverlustes der Gletscher im Jahre 1954/55 389 Mio m³ Wasser, 1957/58 bereits 425 Mio m³, also rund 6,6 resp. 7,3 % der mittleren Jahresabflußmenge seit 1915/16 betragen. Bei dieser «Verlustmenge» handelt es sich um hochwertiges Wasser, das über ein großes Gefälle zur Energiegewinnung dienen könnte. Erst mit der Inbetriebnahme des Speichers von Mauvoisin ist das mögliche Speichervolumen der Seen im Wallis größer als der Betrag des oben erwähnten Schmelzwasserausfalles geworden. In den

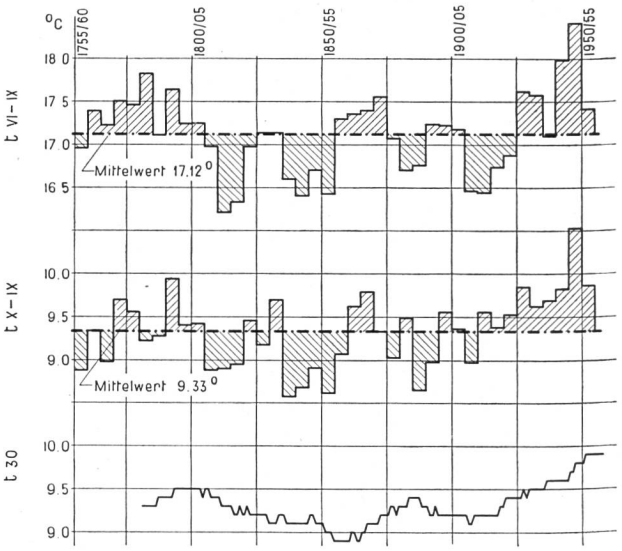


Bild 12 Temperaturen in °C von ½ (Genf + Basel) 1755/60—1950/55.

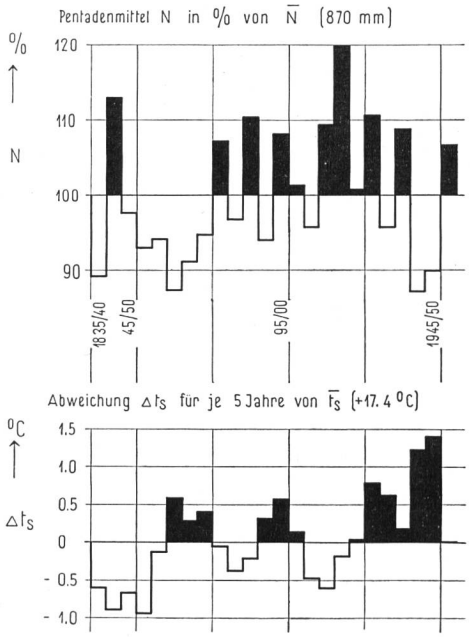


Bild 13 Jahresniederschläge und Sommertemperaturen von Genf 1835/40—1950/55.

Bildern 15 a, b, c sind die effektiven Beträge des Schmelzwasserausfalles ΔE_A und der künstlichen Speicherung ΔV für Jahr, Winter und Sommer für die Jahre 1915/16 bis 1957/58 aufgetragen.

10. Niederschlag, Temperatur und Gletscherveränderungen in den letzten Jahrhunderten

M. Schüepp hat letztes Jahr verschiedene mit kritischem Sinn und großer Sorgfalt homogenisierte langjährige Temperaturreihen veröffentlicht [42]. Dieser Arbeit entnehmen wir die, umgerechnet auf hydrologische Jahre (Oktober bis September), in Bild 12 aufgetragenen aus Basel und Genf gemittelten Werte seit dem Jahr 1755/56 [$^1/_2$(Basel+Genf)]. Als t_{VI-IX} sind die Sommertemperaturen Juni bis September, als t_{X-IX} die Jahrestemperaturen für Gruppen von je 5 Jahren eingezeichnet. Die Linie t_{30} gibt die übergreifenden 30jährigen Mittelwerte jeweilen am Ende der 30 Jahre aufgetragen. Im Gang der 5-Jahres-Mittel ist die Übereinstimmung der Kälteperioden mit den bekannten neuesten Gletscherhochständen um die Jahre 1820, 1850 und 1920 vor allem bei den Sommertemperaturen unverkennbar. Bei der Betrachtung der Niederschlagsentwicklung auf den Bildern 6, 13 und 15 bestätigt sich, daß für die Gletscherveränderungen in jüngster Zeit wirklich in erster Linie die erheblichen Temperaturänderungen und ihrer Geringfügigkeit wegen erst in zweiter Linie die Variationen des Niederschlages entscheidend waren. In der Periode 1835 bis heute zeigt sich in Bild 13, daß trotz einer gewissen Gegenläufigkeit von Temperatur und Niederschlag dieser in statistischem Sinn zufällig variiert, während jene einen systematischen Anstieg aufweist, der sich übrigens mit statistischen Tests nachweisen läßt. Verfolgen wir den Gang der übergreifenden 30jährigen Mittel (Bild 12), so drängt sich die Frage auf, ob mit einem weiteren Temperaturanstieg gerechnet werden darf oder ob die Temperaturen in den nächsten Jahrzehnten auf dem heutigen Niveau bleiben oder gar zurückgehen werden. Wir sind sicher nicht berechtigt, die steigende Temperaturtendenz der letzten Jahrzehnte zeitlich zu extrapolieren, selbst wenn sie statistisch gesichert ist. Der früheste historisch einwandfrei belegte Gletscherhochstand, der ein ähnliches Ausmaß aufwies wie derjenige um 1850, hat sich um 1600 herum eingestellt [10]. Seither waren die Gletscher wiederholt wesentlich kleiner. Auf Grund von gut konservierten Überresten eines Lärchenwaldes, der in den letzten Jahren vom Großen Aletschgletscher freigegeben worden ist, und der Altersbestimmung nach der C^{14}-Methode wissen wir auch, daß die Alpengletscher seit ungefähr dem Jahre 1200 nie kleiner waren als heute. Aus der Art des Bestandes läßt sich sogar schließen, daß unmittelbar vor dem Jahre 1200 der Aletsch höchstens während einigen hundert Jahren kleiner gewesen sein kann. Über diese Untersuchungen erscheint demnächst eine interessante Arbeit von H. Oeschger und H. Röthlisberger[5]. In die Wärmeperiode vor 1200 fällt auch die Besiedlung Südwestgrönlands durch die Wikinger (ab 982). Für die jüngste Zeit ist aus den Bildern 15 a, b und c seit dem Jahre 1950 ein deutlicher, bisher anhaltender Temperaturrückgang zu erkennen. Eine Prognose für die zukünftige Entwicklung der Temperaturverhältnisse ist nicht möglich, da bisher weder der Nachweis einwandfrei gesicherter Periodizitäten gelungen ist, noch die Ursachen der Temperaturänderungen genügend bekannt sind.

11. Einige Bemerkungen über die Bedeutung von Temperaturänderungen

Steigen wir um 100 m höher, werden die Monatsmitteltemperaturen im Hochwinter um etwa 0,5 ° C, im Hochsommer um etwa 0,7 °C geringer. Für die mittlere Jahrestemperatur beträgt der Temperaturgradient ungefähr 0,6 °C pro 100 m [7]. Das Celsiusgrad ist ein grobes Maß, bedeutet doch eine bleibende Temperaturänderung von nur 0,6 °C eine Verschiebung der Vegetationsgrenzen um 100 m Höhendifferenz! Die 20 Jahre 1935/36 bis 1954/55 waren um 0,4 °C wärmer als 1915/16 bis 1934/35. Die entsprechende Erhöhung für

[5] Oeschger, H., und Röthlisberger, H.: Datierung eines ehemaligen Standes des Aletschgletschers durch Radioaktivitätsmessung an Holzproben und Bemerkungen zu Holzfunden an weiteren Gletschern. — Erscheint im nächsten Heft der Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie.

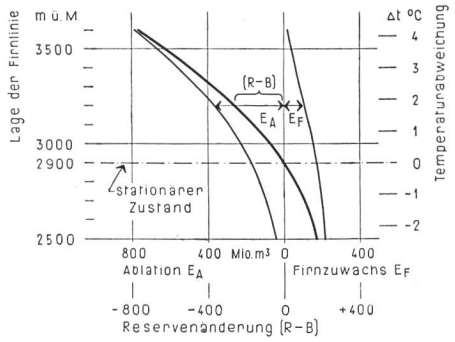
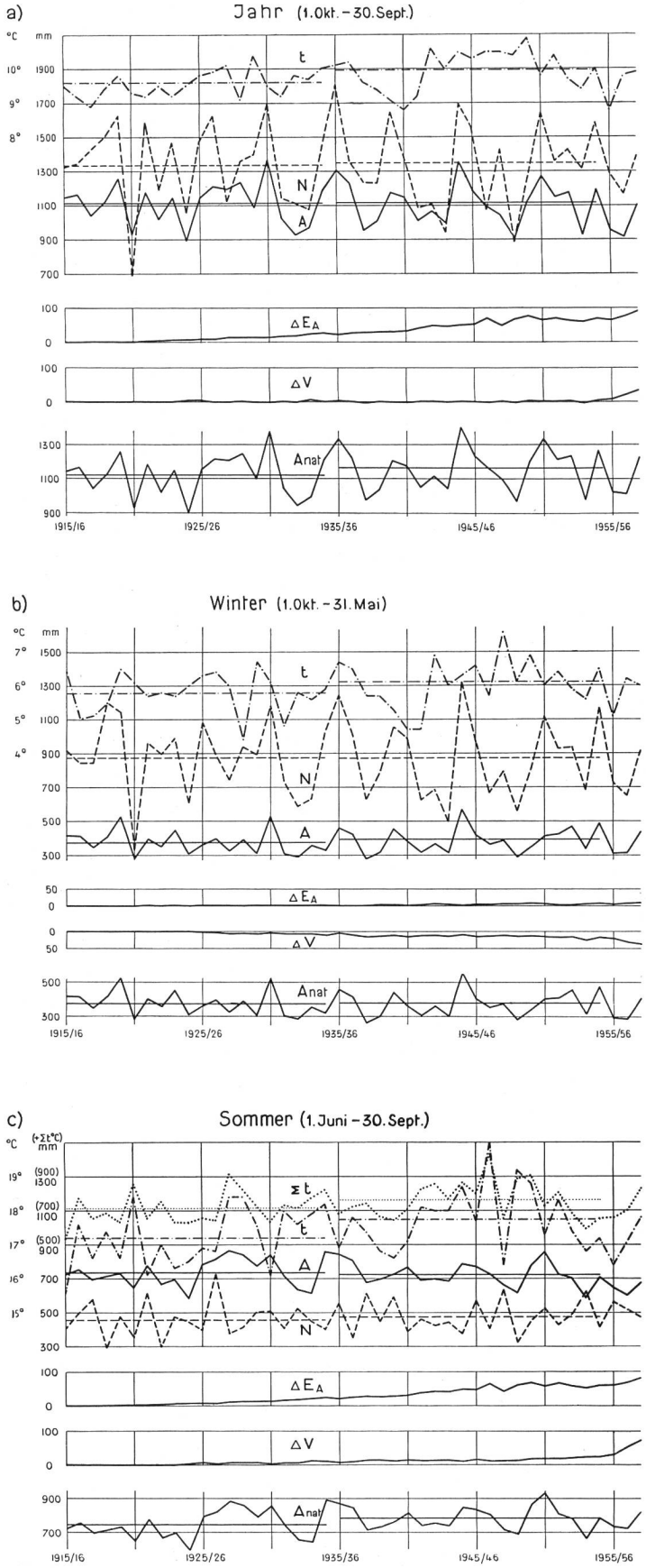


Bild 14 Aletschgletscher: Firnzuwachs E_F, Ablation E_A und Reservenänderung (R — B), in Abhängigkeit von der Lage der Firnlinie (Gebietsniederschlag für Massaboden sei konstant = 2087 mm/Jahr, Temperaturganglinie weiche um Δt °C vom Normalwert für stationären Zustand ab).

Bild 15 Bestimmung der natürlichen Abflußmengen im Einzugsgebiet der Rhone für Porte du Scex (F = 5220 km²) 1915/16—1957/58.



N = Niederschlag in mm (Mittel für das Gebiet von Porte du Scex).

t = Temperatur ½ (Genf + Basel) in °C.

Σt = Summe der positiven Tagesmitteltemperaturen auf dem Gr. St. Bernhard in °C.

A = Effektiv gemessene Abflußhöhe in mm/5220 km².

ΔE_A = Schmelzwasserausfall infolge Arealverlust der Gletscher seit 1916 in mm/5220 km².

ΔV = Wasserrückhalt in den Stauseen in mm/5220 km².

A_{nat} = Natürliche Abflußhöhe = $A + \Delta E_A + \Delta V$.

Mittelwerte:

Periode		20jährige Mittelwerte $\overline{A}$ mm	$\overline{N}$ mm	$\overline{t}$ °C	$\overline{\Sigma + t}$ °C	$\overline{A}_{nat}$ mm
Jahr	1915/16—34/35	1111	1331	9,6	—	1121
(Okt.—Sept.)	1935/36—54/55	1115	1349	10,0	—	1165
Winter	1915/16—34/35	375	874	5,8	—	373
(Okt.—Mai)	1935/36—54/55	391	873	6,1	—	380
Sommer	1916 — 1935	736	458	17,2	713	748
(Juni—Sept.)	1936 — 1955	725	476	17,7	761	785

den Sommer betrug 0,5 °C. In den 80 Jahren vor 1955 sind die Sommermitteltemperaturen der 20jährigen Perioden sogar um 1,1 °C gestiegen. Daß ein Höhersteigen der Firnlinie um 100 bis 200 m bei ungefähr gleich bleibenden Niederschlägen die Gletscherbilanzen ganz empfindlich aus dem Gleichgewicht bringen muß, zeigt eindrücklich Bild 14. Der Firnzuwachs, d. h. die Ernährung wird mit Verkleinerung des Akkumulationsgebietes kleiner, die Ablation, d. h. der Aufbrauch mit der Erhöhung der Temperaturen und der Vergrößerung des betroffenen Zehrgebietes wesentlich größer. Bild 14 geht vom stationären Zustand des Gletschers aus, einem theoretischen Zustand, der praktisch nie ganz erreicht wird. Bild 8 erinnert daran, daß, wie die meteorologischen Einflußgrößen, auch die Höhenänderungen der Oberfläche und die Reservenänderungen einem ausgesprochenen Jahresgang unterworfen sind. Dies gilt übrigens auch für den Eisabfluß, also die Geschwindigkeiten. Vergleichbar sind deshalb zum vornherein nur Zustände an entsprechenden Tagen verschiedener Jahre. In der strengen Form müßten wir für den stationären Zustand eines Gletschers fordern, daß in entsprechenden Zeitpunkten verschiedener Jahre der Gletscher dieselbe Form habe, und daß in entsprechenden Raumelementen dieselbe Massenverteilung vorhanden sei und die gleichen Geschwindigkeiten aufträten. Befinden wir uns wie heute im vorgerückten Stadium einer Schwundperiode, sind die Gletscher weniger dick, die Geschwindigkeiten kleiner und damit der Eisnachschub in das Zungengebiet geringer geworden. In niederschlagsreichen Einzeljahren kommt es daher vor, daß bei nahezu ausgeglichenen Gesamtmassenbilanzen das Absinken der Oberfläche im Nährgebiet infolge der Bewegung geringer als der Mächtigkeitsgewinn durch den Firnzuwachs, die Hebung der Oberfläche im Zehrgebiet infolge Eisnachschubs geringer als der Mächtigkeitsverlust durch Ablation sind. Dies hat gleichzeitig eine Zunahme der Gletscherdicke im Nährgebiet und eine Abnahme im Zehrgebiet zur Folge. Deshalb ist bei der Interpretation von Meßresultaten in Einzelpunkten Vorsicht geboten, ganz abgesehen von gewissen Meßschwierigkeiten, die durch lokale Formänderungen der

Oberfläche mit der Zeit bedingt sind. Das Problem der Gletscherbilanz, im Zusammenhang mit dem Begriff der Firnlinie ist auch schon auf andere Weise durch Klimatologen und Vermessungsfachleute behandelt worden [16, 21].

Im Rahmen dieser Arbeit begnügen wir uns damit, eine ausgeglichene Gesamtmassenbilanz im Jahreshaushalt als einzige Bedingung für den stationären Zustand zu fordern. Manche Leser werden sich schon die Frage gestellt haben, was für klimatische Änderungen eine neue Eiszeit auslösen könnten. Die Erniedrigung der Temperaturganglinie um 3½ bis 4 °C würde bei den Niederschlagsmengen der letzten Jahrzehnte für die Bildung eines Gletschers im Rhonetal genügen, der in der Gegend von Visp eine Mächtigkeit von rund 1400 m erreicht und dessen Zunge bis in das Becken des Genfersees vorstößt.

12. Beurteilung der Abflußverhältnisse im Einzugsgebiet der Rhone für Porte du Scex seit 1915

Betrachten wir Bild 15 a, dann stellen wir vorerst mit Erstaunen fest, daß trotz des Temperaturanstieges von der Periode 1915/16 bis 1934/35 zu den 20 Jahren von 1935/36 bis 1954/55 beide Zeitabschnitte bei gleichen Niederschlägen praktisch die gleichen mittleren Abflußhöhen A aufweisen. Wo sind die Abflußmengen geblieben, die, verursacht durch die höheren Temperaturen, aus der Reservenverminderung (vgl. Bild 6), dem Raubbau an den Gletschern geliefert wurden? Das Ausmaß der Temperaturerhöhung mit der Zeit war gerade so, daß seit 1915/16 die intensivere Schmelze durch den Schmelzwasserausfall infolge des Arealverlustes der Gletscher kompensiert wurde. Seit einigen Jahrzehnten führen unsere Gletscher mehr Wasser als der Differenz Niederschlag minus Verdunstung entspricht. Sollten die Temperaturen ihren Anstieg einstellen, wird der Anstieg der Gletscherablation sofort aufhören. Der Arealverlust aber, und damit der dadurch bedingte Schmelzwasserausfall ist mit dem trägen Vorgang des Materialnachschubes durch die Gletscherbewegung gekoppelt. Selbst wenn die Temperaturen auf ihrem heute erreichten hohen Stand bleiben, werden die Gletscher noch kleiner und der Schmelzwasserausfall noch größer werden, bis die Abflußmengen der Bäche auf den der Differenz Niederschlag minus Verdunstung zukommenden Betrag gesunken sind, der dem stationären Zustand der Gletscher entspricht. In den Bildern 15 a, b und c sind für Jahr, Winter und Sommer auch die natürlichen Abflußmengen A_{nat} aufgezeichnet, die unter den effektiv festgestellten Witterungsbedingungen abgeflossen wären, wenn sich seit dem Herbst 1915 das Gletscherareal nicht verändert hätte und auch kein Wasser künstlich in Stauseen zurückgehalten oder freigegeben worden wäre.

13. Einfluß der Temperaturänderungen auf Gletscherareal und Wasserabfluß

In Bild 16 sind drei Fälle a, b, und c dargestellt. In jedem wird vorausgesetzt, daß sich die Niederschläge nicht ändern. Die je vier aufeinanderfolgenden Zeitabschnitte I, II, III und IV sind in ihrer Dauer nicht leicht zahlenmäßig festzulegen, weil die Trägheit des Mechanismus für verschiedene vergletscherte Einzugsgebiete sehr unterschiedlich ist. Zudem ist es Konventionssache, unter welchen Bedingungen wir den stationären Zustand als praktisch erfüllt definieren wollen. In alpinen Verhältnissen dürfte im Rahmen der Meßgenauigkeit mit der Größenordnung einiger Jahrzehnte bis etwa einem Jahrhundert gerechnet werden. In allen drei Fällen soll im Zeitabschnitt I für Gletscher und Abfluß der stationäre Zustand herrschen. Im Fall a springt die Temperatur zu Beginn von II auf einen höheren Stand und bleibt dort bis Ende III. Auch der Abfluß wird mit der Temperatur sprunghaft größer. Die Bilanz der Gletscher wird negativ, die Gletscherflächen beginnen zu schwinden. Am Ende von II sei der neue stationäre Zustand erreicht. Der Abfluß ist auf die Größe Niederschlag minus Verdunstung zurückgesunken. Lediglich das Verhältnis des Niederschlagsanteils A_N zum Ablationsanteil A_B hat sich verändert. Nach der stationären Periode III springt die Temperatur auf den ursprünglichen Betrag zurück. Der Abfluß wird sprunghaft kleiner. Bei den ursprünglichen Temperaturverhältnissen wachsen die Gletscher in IV, ebenso die Abflußmengen, bis am Ende von IV der stationäre Zustand von I wieder erreicht ist. Die Fälle b und c geben in II ein idealisiertes Bild der letzten Jahrzehnte. Die zugehörige Abflußkurve kann konstruiert werden, indem wir uns den linearen Temperaturanstieg durch eine Treppe mit vielen Stufen ersetzt denken

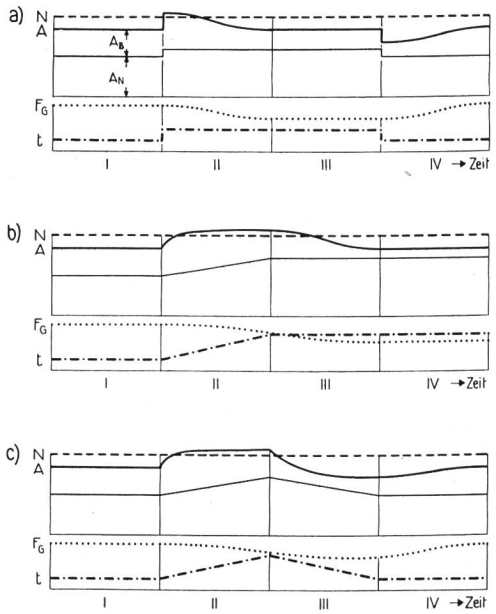


Bild 16 Schematische Darstellung des Einflusses einer Temperaturänderung auf die Wasserabflußmengen und die Größe der Gletscheroberfläche, in Abhängigkeit von der Zeit, unter Annahme konstanter Niederschläge.

N = Niederschlag.

A = Abfluß = $A_N + A_B$, wobei $A_N = \sim (N - V - E_F)$
$A_B = \sim E_A$

F_G = Gletscherfläche.

t = Temperatur.

I, II, III und IV = 4 aufeinanderfolgende Zeitabschnitte von je einigen Jahrzehnten Dauer.

und die Wirkung dieser Stufen überlagern. In III bleibt in Fall b die Temperatur auf dem heutigen Stand, in Fall c sinkt sie linear auf den früheren Stand zurück. Der im Bild dargestellte, für die beiden Fälle verschiedene zeitliche Ablauf der Abflußverminderung bedarf keiner weiteren Erläuterung. Abschließend stellen wir fest, daß in den Fällen b und c ein Andauern des bisherigen Temperaturanstieges auch in III erforderlich wäre, um die Abflußmengen auf der heutigen Höhe zu halten. Es ist klar, daß diese Regeln ihre Gültigkeit verlieren, sobald die Gletscher sehr klein werden.

14. Schlußbemerkungen und Ausblick

Zusammenfassend stellen wir fest:

Die Niederschläge haben sich in den letzten hundert Jahren im Mittel längerer Perioden nur unwesentlich geändert und fallen als Hauptursache für den Gletscherschwund außer Betracht.

Die Temperaturen und damit wohl auch die Strahlung sind systematisch größer geworden und für den Gletscherschwund in den letzten hundert Jahren in erster Linie verantwortlich.

Seit wir über zuverlässige Abflußmengenmessungen von erheblich vergletscherten Gebieten verfügen, d. h. seit dem zweiten Jahrzehnt unseres Jahrhunderts, läßt sich nachweisen, daß unsere Gletscherbäche auf zu großem Fuß leben. Die Wasserführung der letzten Jahrzehnte kann nur auf Kosten des Gletscherkapitals andauern, wozu aber ein Andauern des Temperaturanstieges notwendig ist.

Mit einem Andauern des Temperaturanstieges dürfen wir kaum rechnen. Seit 1950 hat die Aufwärtsbewegung aufgehört. Die Gletscher haben angefangen, sich im Firngebiet zu erholen, die Massenbilanzen sind nahezu ausgeglichen. Der Schwund in den Zungengebieten geht noch weiter bis sich der Nachschub an Eis durch die Gletscherbewegung wieder normalisiert hat. Mit historischen Maßstäben gemessen, ist unser Klima sehr warm geworden. Seit rund 750 Jahren waren die Alpengletscher nie kleiner als heute. Steigen die Temperaturen nicht weiter an, sondern bleiben auf dem Niveau der letzten 20 Jahre, werden die Abflußmengen zurückgehen, bis sie wieder den Niederschlagsverhältnissen entsprechen.

Dies sind keine Spekulationen, sondern Tatsachen, die durch Messungen belegt sind oder sich zwingend aus den Beobachtungen folgern lassen. Für stark vergletscherte Gebiete, d. h. für die direkten Lieferanten der höchstgelegenen Stauseen, müssen die Auswirkungen verhältnismäßig größer sein als für das nur zu $^1/_6$ vergletscherte Gebiet von Porte du Scex. Immerhin würden wir schon in Porte du Scex heute etwa 7 bis 8 % weniger Jahresabfluß feststellen als beispielsweise 1916, falls sich der Witterungsablauf von 1916 wiederholen sollte, nur wegen des Verlustes an Gletscheroberfläche. Der stationäre Zustand der Gletscher zu den Temperaturverhältnissen der letzten 20 Jahre ist noch nicht erreicht. Schätzen wir den Arealverlust der nächsten 10 Jahre auf 1 $^1/_2$ bis 3 %, so wird der Schmelzwasserausfall für Porte du Scex im 10. Jahr ungefähr 50 bis 100 Mio m³ (etwa 1 bis 2 % des Jahresabflusses) größer sein als heute.

Wesentlich einschneidender müßte sich ein Temperaturrückgang auswirken. Es gibt doch zu einigen Überlegungen Anlaß, wenn wir feststellen, daß beispielsweise der Gornergletscher im Jahre 1949 über 160 Mio m³ Wasser lieferte, in der Periode 1921/34 115 Mio m³/Jahr, dem stationären Zustand für die Niederschlagsverhältnisse 1901/40 nur 90 Mio m³ Abfluß enspricht und in einer Rücklageperiode noch bedeutend weniger abfließen wird. Sollte nicht bei Projektierungsarbeiten eine einheitliche Basis für die Abschätzung der disponiblen Wassermengen angewandt werden, welche Vergleiche zwischen verschiedenen Einzugsgebieten erlaubt. Es gibt solche Möglichkeiten.

Daß die Gletscherschwankungen auch für Betriebsfragen der Kraftwerke von Bedeutung sein können, hat sich gezeigt, als in den Grundlagen der Sommerabflußprognosen für die Rhone in Porte du Scex z. B. der Arealschwundeinfluß in Rechnung gestellt werden mußte. Eventuelle neue Gletschervorstöße würden nicht nur wasserwirtschaftliche Konsequenzen haben. Es würde sich eine Reihe neuer Fragen stellen, sobald einmal das vorrückende Eis mit Bauten in Kontakt kommt.

Wie sich das Klima in Zukunft entwickeln wird, wissen wir nicht. Es ist kaum anzunehmen, daß sich die Verhältnisse allzu sprunghaft ändern. Wir wissen aber, daß schon geringe Änderungen z. B. der Temperatur den Wasserabfluß unserer Gletscher stark beeinflussen und daß in den letzten Jahrhunderten mehrmals Regimeänderungen der Gletscher vorgekommen sind, die für eine Wasserwirtschaft von größter Tragweite gewesen wären. Wir wissen auch, daß wir seit Bestehen der Kraftwerke in Gletschergebieten im Genuß von außerordentlich günstigen Abflußverhältnissen sind, deren Andauern durchaus nicht selbstverständlich ist.

Im Rahmen dieser Arbeit war es nicht möglich, viele zahlenmäßige Unterlagen zu geben. Bewußt wurde auch auf eine weitergehende Angabe von Mittelwerten verzichtet. Denn es liegt in der Natur des komplizierten Mechanismus, daß, ähnlich wie der Arealverlust in Tabelle 1, auch die anderen Größen nicht nur mit der Zeit, sondern auch mit dem Ort recht große Streuungen aufweisen. Deshalb muß jeder Fall für quantitative Betrachtungen unter Würdigung der lokalen Voraussetzungen gesondert, wenn auch nach gemeinsamen allgemeinen Grundlagen, wie sie in der vorliegenden Arbeit dargelegt wurden, behandelt werden.

Literaturnachweis:

Periodische Publikationen über Beobachtungen in den Schweizer Alpen:

[1] Annalen der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt, Jahrgänge 1—94, 94. Jg. 1957, Zürich 1958.

[2] Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen, herausgegeben von der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt, zuletzt erschienen Jg. 1957, Zürich 1958.

[3] Hydrographisches Jahrbuch der Schweiz, herausgegeben vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft, zuletzt erschienen Jg. 1957, Bern 1958.

[4] Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses, Hauptautoren: Forel, 1880—1911, Mercanton, 1912—1949, Mercanton und Renaud, 1950—1954, Renaud, seit 1955; 1880 und 1881 in l'Echo des Alpes, Genève, 1882—1926 in Jahrbuch des SAC, seit 1927 in Die Alpen, zuletzt erschienen 78. Rapport für 1957, Bern 1958.

[5] Der Firnzuwachs in einigen schweiz. Firngebieten, Jahre 1914 bis 1916 als Bericht der Gletscherkommission der Physikalischen Gesellschaft, Zürich, Jahre 1913/14—1919/20 in Jahrbuch «Ski» (Autoren Rutgers und Billwiller), seit 1920/21 in der Vierteljahrschrift der Naturf. Ges. Zürich (Autoren Billwiller bis XXXIII. Bericht für 1945/46, ab XXXIV. Bericht Kuhn), zuletzt erschienen XLV. Bericht für 1957/58, Dez. 1958.

[6] Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen, Winterbericht des Eidg. Institutes für Schnee- und Lawinenforschung Weißfluhjoch/Davos. Druck und Verlag Buchdruckerei Davos AG, Davos-Platz, zuletzt erschienen Nr. 21 für 1956/57, Davos 1958.

Zusammenfassende Arbeiten:

[7] Maurer J., Billwiller R. und Heß C.: Das Klima der Schweiz, auf Grundlage der 37jährigen Beobachtungsperiode 1864—1900, 2 Bde, Kommissionsverlag Huber & Co., Frauenfeld 1909.

[8] Uttinger H.: Die Niederschlagsmengen in der Schweiz, mit Isohyetenkarte 1 : 500 000. Verlag des Schweiz. Wasserwirtschaftsverbandes, Zürich 1949.

[9] Eidg. Amt für Wasserwirtschaft: Flächenstatistik (Planimetrierung der Gletscher, Bern 1954, Gletscherverzeichnis, Bern 1955). Interner Bericht, nicht veröffentlicht.

[10] v. Klebelsberg R.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, 2 Bde (mit reichhaltigem Literaturnachweis). Springer-Verlag, Wien 1948.

Bibliographien:

[11] Arctic-Bibliography, Vol. I—VII. Departement of Defense, USA, Bd. I—VII, 1953—1957, wird fortgesetzt. Erhältlich bei: The Superintendent of Documents US Government Printing Office, Washington 25, D.C., umfaßt sämtliche Literatur über Polargebiete.

[12] SIPRE: Bibliography on Snow, Ice and Permafrost with abstracts. Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, Corps of Engineers, US Army. Sipre Report 12: Vol. I—XI, 1951—1957, with Cumulative Index of Vol. I—X, wird fortgesetzt, umfaßt die ganze Weltliteratur über Schnee und Eis.

[13] Bibliographie internationale hydrologique, aus Teilbeiträgen der verschiedenen Länder zusammengesetzt, seit 1934, wird fortgesetzt. Im Handel bei der Internationalen Assoziation für wissenschaftliche Hydrologie der UGGI, Prof. L. J. Tison, Secrétaire Général, Rue des Ronces 61, Gentbrugge, Belgique.

[14] Bibliographia Scientiae naturalis Helvetica, letzter Band Nr. 33 für 1957, wird fortgesetzt. Eidg. Landesbibliothek, Bern.

Kongreßberichte

[15] Kongreßberichte der Union Géodésique et Géophysique internationale — Association Internationale d'Hydrologie Scientifique (UGGI — AIH):

a) Bulletin No 20 de la 5e Assemblée Générale à Lisbonne 1934.
b) Rapports divers, Congrès d'Edimbourg 1936.
c) Comptes rendus des Séances et Rapports, Tome II, Réunion de Washington 1939.
d) Procès-verbaux des Séances, Tome II, Assemblée Générale d'Oslo 1948.
e) Rapports et comptes rendus des séances de la Commission des Neiges et Glaces de l'Assemblée Générale de Bruxelles, 1951 (Publication No 32, de l'AIH).
f) Comptes rendus et Rapport de la Commission des Neiges et des Glaces, de l'Assemblée Générale de Rome, 1954 (Publication No 39 de l'AIH).
g) Assemblée Générale de Toronto 1957, Tome IV: Neiges et Glaces (Publication No 46 de l'AIH).
h) Symposium de Chamonix 1958 (Publication No 47 de l'AIH).
i) Bulletin No 13 de l'AIH, mars 1959 (mit Diskussionen von Chamonix).

Zu beziehen bei: Prof. L. J. Tison, Secrétaire AIH, Rue des Ronces 61, *Gentbrugge* (Belgique).

Einzelarbeiten:

[16] Ahlmann H.: Glaciological Research on the North Atlantic Coasts. The Royal Geographical Society, Research Series: No. 1, London 1948.

[17] Ambach W.: Über den nächtlichen Wärmeumsatz der gefrorenen Gletscheroberfläche. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A: Meteorologie und Geophysik, Bd. 8, 4. Heft, Wien 1955.

[18] Ambach W.: Über die Strahlungsdurchlässigkeit des Gletschereises. Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Mathem.-naturw. Klasse, Abteilung II, 164. Bd., 8. bis 10. Heft, Wien 1955.

[19] Bauer A.: Über die in der heutigen Vergletscherung der Erde als Eis gebundene Wassermasse. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 6, Seite 60—70, Öhringen/Württ. 1955.

[20] Eckel O. und Thams Chr.: Untersuchungen über Dichte-, Temperatur- und Strahlungsverhältnisse der Schneedecke in Davos, in: Der Schnee und seine Metamorphose. Beiträge zur Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie, Lieferung 3, Bern 1939.

[21] Finsterwalder R.: Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückganges an Ostalpengletschern. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. II, Heft 2, Innsbruck 1953.

[22] Haefeli R. und Kasser P.: Beobachtungen im Firn- und Ablationsgebiet des großen Aletschgletschers. Mitteilungen aus der Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau an der Eidgenössischen Technischen Hochschule, Nr. 15, Zürich 1948.

[23] Haefeli R.: Gletscherschwankung und Gletscherbewegung. Schweiz. Bauzeitung, 73./74. Jg., Nr. 42, 44, Zürich 1956.

[24] Hoeck E.: Der Einfluß der Strahlung und der Temperatur auf den Schmelzprozeß der Schneedecke. Beiträge zur Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie, Lieferung 8, Bern 1952.

[25] Hoinkes H. und Untersteiner N.: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern. I. Vernagtferner (Oetztaler Alpen), August 1950. Geografiska Annaler XXXIV, 1—2, 1952.

[26] Hoinkes H.: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern. II. Hornkees (Zillertaler Alpen), September 1951. Geografiska Annaler XXXV, 2, 1953.

[27] Hoinkes H.: Über Messungen der Ablation und des Wärmeumsatzes auf Alpengletschern mit Bemerkungen über die Ursachen des Gletscherschwundes in den Alpen. Publication No 39 de l'Association Internationale d'Hydrologie (Assemblée générale de Rome, tome IV), 1954.

[28] Hoinkes H.: Zur Bestimmung der Jahresgrenzen in mehrjährigen Schneeansammlungen. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B: Allgemeine und biologische Klimatologie, Bd. 8, 1. Heft, Wien 1957.

[29] Jäckli H.: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Beiträge zur Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie, Lieferung 36, Bern 1957.

[30] Kasser P. und Haefeli R.: Glaziologische Beobachtungen am Großen Aletschgletscher. Schweiz. Bauzeitung, 70. Jg., 1952, Nr. 35, Zürich 1952.

[31] Kasser P.: Sur le bilan hydrologique des bassins glaciaires avec application au Grand Glacier d'Aletsch. Publication No 39 de l'Association Internationale d'Hydrologie (Assemblée générale de Rome, tome IV), 1954.

[32] Kasser P. und Schweizer W.: Voraussage der globalen Sommerabflußmenge der Rhone bei Porte du Scex auf Grund von Winterniederschlag und Winterabfluß. Wasser- und Energiewirtschaft, Nr. 5—7, Zürich 1955.

[33] Kasser P.: Sur l'indice d'évaporation du bassin versant alpin de Mattmark. Publication No 40 de l'Association Internationale d'Hydrologie (de l'U. G. G. F.). Symposia Darcy, Dijon 1956.

[34] Lütschg O.: Der Märjelensee und seine Abflußverhältnisse. Annalen der Schweiz. Landeshydrographie, Bern 1915.

[35] Lütschg O.: Über Niederschlag und Abfluß im Hochgebirge. — Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes. Verbandsschrift Nr. 14 des Schweiz. Wasserwirtschaftsverbandes, Zürich 1926.

[36] Lütschg O.: Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges. Beiträge zur Geologie der Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie, 4. Lieferung, Zürich 1945.

[37] Mercanton P.-L.: Le Glacier du Rhône. Neue Denkschriften der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, Bd. LII, S. 37—191, 1916.

[38] Mercanton P.-L.: Aires englacées et cotes frontales des glaciers suisses. Leurs changements de 1876 à 1934 d'après l'Atlas Siegfried et la Carte Nationale et quelques indications sur les variations de 1934 à 1957. Cours d'Eau et Energie, No 12, Zürich 1958.

[39] Mörikofer W.: Zur Terminologie in der Strahlungsforschung. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie B: Allgemeine und biologische Klimatologie, Bd. I, 1. Heft, Wien 1948.

[40] Orvig S.: Glacial-Meteorological Observations in Icecaps in Baffin Island. Geografiska Annaler, XXXVI, 3, 1954.

[41] Quervain de M.: Zur Verdunstung der Schneedecke. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie B: Allgemeine und biologische Klimatologie, Bd. III, Wien 1951.

[42] Schüepp M.: Der Temperaturverlauf in der Schweiz seit dem Beginn der meteorologischen Beobachtungen. Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, Jg. 1957, Zürich 1958.

[43] Thams J. C. und Zenone E.: Über Sonnenscheindauer und Globalstrahlung auf der Magadinoebene unter besonderer Berücksichtigung des Tabakanbaues. Landwirtschaftliches Jahrbuch der Schweiz 1952 (66. Jg.), Neue Folge: 1. Jg.

[44] Thams J. C.: Zur Bestimmung der Sonnenscheindauer in einem stark kupierten Gelände. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B: Allgemeine und biologische Klimatologie. Bd. VI, 4. Heft, Wien 1955.
[45] Thams J. C.: Die Globalstrahlung eines Südhanges von 25° Neigung. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie B: Allgemeine und biologische Klimatologie, Bd. 7, 2. Heft, Wien 1956.
[46] Untersteiner N.: Glazial-meteorologische Untersuchungen im Karakorum. I. Strahlung. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie B: Allgemeine und biologische Klimatologie, Bd. 8, 1. Heft, Wien 1957.
[47] Untersteiner N.: Glazial-meteorologische Untersuchungen im Karakorum. II. Wärmehaushalt. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie B: Allgemeine und biologische Klimatologie, Bd. 8, 2. Heft, Wien 1957.
[48] Wallén C. C.: Glacial-Meteorological Investigations on the Karsa Glacier in Swedish Lappland 1942—1948. Geografiska Annaler 1948—1949.
[49] Wundt W.: Über das Schwinden von Schneeflächen. Wetter und Klima, Heft 5/6, Berlin 1949.
[50] Zingg Th.: Beitrag zur Kenntnis des Schmelzwasserabflusses der Schneedecke. Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen Winter 1949/50. Winterbericht des Eidg. Institutes für Schnee- und Lawinenforschung Weißfluhjoch/Davos, Nr. 14, Davos 1951.
[51] Zingg Th.: Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze auf klimatologischer Grundlage. Angewandte Pflanzensoziologie. Festschrift für Erwin Aichinger, Bd. II. Mitteilungen des Eidg. Institutes für Schnee- und Lawinenforschung, Nr. 12, Davos 1954.
Nachtrag (nach Abschluß des Manuskriptes zu unserer Kenntnis gelangt):
[52] Lanser O.: Beiträge zur Hydrologie der Gletschergewässer. Schriftenreihe des Österreichischen Wasserwirtschaftsverbandes, Heft 38, Wien, Springer-Verlag, 1959.

Intensità della pioggia della città di Locarno Legge delle intensità massime

Alessandro Rima, Ing. cons. ASIC, Locarno-Muralto

1. Generalità

Finora la progettazione ed il dimensionamente di canalizzazioni nel Cantone Ticino si sono basati su caratteristiche dedotte da altre regione. La necessità di introdurre nei calcoli degli impianti idraulici dei valori valevoli per la Svizzera italiana ci ha invogliato alla seguente ricerca. La valutazione delle intensità della pioggia sono un elemento indispensabile per il dimensionamento dei futuri impianti di depurazione che dovranno sorgere a Lugano, Locarno, Chiasso.

Le stazioni che possono venirci in aiuto sono quelle munite da pluviografo. Nel Ticino c'è a disposizione solo la stazione di Locarno-Monti con pluviografo installato dalla estate del 1935 e con registrazioni ininterrotte fino ai nostri giorni.

Le strisce delle precipitazioni della stazione di misurazione di Locarno-Monti ci furono messe gentilmente a disposizione dal Signor J. C. Thams, Direttore dell'Osservatorio Ticinese. Nella Svizzera finora sono state elaborate le stazioni di S. Gallo, Zurigo e Berna [bibl. 3, 4, 5].

Il metodo di analisi delle precipitazioni intense da noi adottato è quello proposto da Reinhold, Darmstadt [bibl. 1, 2] applicato pure alle sopracitate stazioni per ragioni comparative.

In generale si è dell'avviso che sono necessari 30 anni consecutivi per una buona indagine. Nel nostro caso abbiamo a disposizione solo 24 anni (1935—1958) sufficienti per una approssimazione valevole.

2. Documentazione base

Il calcolo delle intensità della pioggia appoggia sulla dipendenza tra intensità e durata; con l'aumento del tempo diminuisce l'intensità.

L'intensità espressa in i millimetri per minuto o in r quale quantità specifica in litri per secondo e ettaro soddisfa alla relazione seguente:

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta T} = \frac{mm}{min.}$$

o in quantità specifica

$$r = 166{,}7 \frac{\Delta h}{\Delta T} \quad \text{(in l/sec.ha)}$$

dove Δh = altezza delle precipitazioni in un intervallo di tempo in millimetri
ΔT = intervallo di tempo in minuti.

Gli intervalli di tempo considerati per l'analisi sono:

ΔT = 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60 minuti.

I casi di pioggia intensa considerati sono quelli uguali o superiori a Δh = 1 mm per ΔT = 5 min. (0,2 mm/min.)

Ogni anno si verificano da 24 a 52 casi con le sopra citate caratteristiche. Il numero di questi casi dovrà essere tenuto costante per ogni intervallo (ΔT) considerato. Portando in ascissa con classe Δi = 0,1 mm/min. le intensità ed in ordinata il numero dei casi compresi nella classe comporremo l'istogramma caratteristico ad ogni intervallo considerato [bibl. 6, 7].

Ordinando poi questi valori secondo la loro intensità, il valore massimo (di ogni intervallo ΔT) dà l'intensità che viene raggiunta o superata una volta ogni 24 anni, mentre il secondo dà quel valore che è superato o raggiunto *in media* ogni 12 anni e così di seguito.

Nella tabella seguente abbiamo riportato i valori così ordinati espressi in quantità specifica in l/sec. ha secondo la frequenza annuale n; ($z \cdot n = 1$).

T *	Numero di anni z in cui una intensità *in media* è raggiunta o superata di una volta						
	1	2	3	4	8	12	24
5	280	320	343	350	370	403	(427)
10	220	255	268	280	305	337	(342)
15	183	216	222	244	251	278	323
20	159	190	197	218	236	238	297
30	126	152	176	177	213	218	247
40	109	134	140	154	189	191	193
50	101	117	126	134	158	175	175
60	85	107	112	122	142	155	161

* T = durata della pioggia in minuti.