Zeitschrift: Wasser- und Energiewirtschaft = Cours d'eau et énergie
Herausgeber: Schweizerischer Wasserwirtschaftsverband
Band: 59 (1967)
Heft: 6-7

Artikel: Temperatur, Gletscherveränderungen und Firnbildung im Engadin
Autor: Gensler, Gian A.
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-920991

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: 28.12.2025

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

Abflussmengen mit dem Jahre 1904. Dies erlaubt uns heute, eine Reihe von 72 Jahren lückenlos zu überblicken. Die grössten in dieser Zeit aufgetretenen Hochwasser sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

Hochwasser des Inn: Tabelle 3

Datum	gerundete Höchstabflussmengen in m^3/s				
	bei Martins-bruck	bei S-chanf	bei Zuoz	bei Same-dan	bei St.Moritz-bad
17. 9. 1960	580	–	275	–	46
23. 9. 1920	535	315	–	225	67
22. 8. 1954	525	–	230	–	52
3. 9. 1956	470	–	250	–	56
1. 11. 1926	460	180	–	130	46
8. 7. 1940	445	–	–	–	27
25. 9. 1927	430	230	–	210	48
28. 9. 1942	410	–	–	–	27
10. 8. 1948	405	–	–	–	40
9. 8. 1951	405	–	–	–	50

Während in landschaftlicher Hinsicht das Engadin in der Talenge unterhalb Cinuos-chel eine deutliche Teilung aufweist, ergibt sich aus allen vorstehend behandelten Belangen eine solche Teilung hinsichtlich Niederschlag und Abfluss etwa bei der Mündung des Flaz (Samedan). Oberhalb dieser Stelle hebt sich deutlich eine wasserreichere und zu Hochwasserzeiten ungestümere Zone vom übrigen Gebiet ab.

LITERATUR- UND QUELLENVERZEICHNIS

(1) Wasserverhältnisse der Schweiz, Inngebiet, Romgebiet. Erster Teil: Die Flächeninhalte. Eidg. Amt für Wasserwirtschaft, Bern 1924.
(2) Die Wasserkräfte der Schweiz (Band 1) I. Teil, A: Die Flächeninhalte der Einzugsgebiete. Abteilung (heute Amt) für Wasserwirtschaft, Bern 1916.
(3) Die Wasserkräfte der Schweiz (Band 3) I. Teil, C: Die Längenprofile. Abteilung (heute Amt) für Wasserwirtschaft, Bern 1916.
(4) Hydrographisches Jahrbuch der Schweiz. Herausgegeben vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft. Erscheint jährlich in Bern.
(5) Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt. Erscheinen jährlich in Zürich.
(6) Hydrographisches Jahrbuch von Oesterreich. Herausgegeben vom Hydrographischen Zentralbureau im Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft. Erscheint jährlich in Wien.
(7) Annali idrologici. Herausgegeben vom Ministerio dei lavori pubblici, Servizio idrografico, Ufficio idrografico del Magistrato alle acque, Venezia. Erscheinen jährlich in Rom.
(8) Nicht veröffentlichte Jahrestabellen der Abflussmengen verschiedener Zuflüsse des Inn, zur Verfügung gestellt von der Engadiner Kraftwerke AG, Zernez.
(9) Nicht veröffentlichte Jahrestabellen der natürlichen Abflussmengen der Ill, zur Verfügung gestellt von der Vorarlberger Illwerke AG, Bregenz.
(10) Uttinger, H.: «Die Niederschlagsmengen in der Schweiz», mit Niederschlagskarte der Schweiz 1:500 000. Schweiz. Wasserwirtschaftsverband, Zürich 1949.
(11) Töndury, G. A.: «Ursachen und Bekämpfungsmöglichkeiten der zunehmenden Hochwassergefahr im Engadin». Wasser- und Energiewirtschaft, Zürich, Nr. 12, 1954.
(12) Töndury, G. A.: «Herbsthochwasser 1960 im Engadin und Bergell», Wasser- und Energiewirtschaft, Zürich, Nr. 5, 1961.
(13) Uttinger, H.: «Das Klima». Beitrag zum wissenschaftlichen Führer: «Durch den schweizerischen Nationalpark». Herausgegeben von der Kommission für die wissenschaftliche Erforschung des Nationalparkes. Neuchâtel 1966.
(14) Walser E.: «Das Linth-Limmat-Gebiet in hydrographischer Sicht», Wasser- und Energiewirtschaft, Zürich, Nr. 8–10, 1962.

TEMPERATUR, GLETSCHERVERÄNDERUNGEN UND FIRNBILDUNG IM ENGADIN

Dr. Gian A. Gensler[1]

Adjunkt bei der Sektion Klimatologie der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, Zürich.

DK 551.5 (494.261.4)

1. Die Temperaturverhältnisse im Engadin

Vergleichen wir vorerst die durchschnittlichen Wärmeverhältnisse der klimatologischen Stationen Bever und St. Moritz mit ähnlich hoch gelegenen Orten, wobei die Temperaturwerte auf 1700 m ü.M. anhand des unten in Tabelle 1 wiedergegebenen vertikalen Temperaturgradienten reduziert worden sind.

Tabelle 1

Mittlere Jahreszeiten- und Jahrestemperaturen auf 1700 m ü.M., sowie Differenz zwischen dem wärmsten und kältesten Monatswert bezogen auf die Periode 1901–1940, in °C (1).

Stationen	Winter 12–2	Frühling 3–5	Sommer 6–8	Herbst 9–11	Jahr	Jahres-schwank.
Bever	– 8,8	0,7	10.2	1,7	1,0	20,7
St. Moritz	– 5,4	2,5	11,3	3,6	3,0	17,8
Arosa	– 3,9	2,1	10,7	4,3	3,3	15,4
Grimsel Hospiz	– 4,1	1,1	10,0	3,6	2,7	14,9
Zermatt	– 5,2	2,6	11,3	3,7	3,1	18,1
Rigi Kulm	– 3,7	1,1	9,8	3,8	2,8	14,4
Generoso	– 2,4	2,5	11,6	4,8	4,2	15,3
Tp. gr. °C/100 m	0,47	0,63	0,64	0,53	0,57	

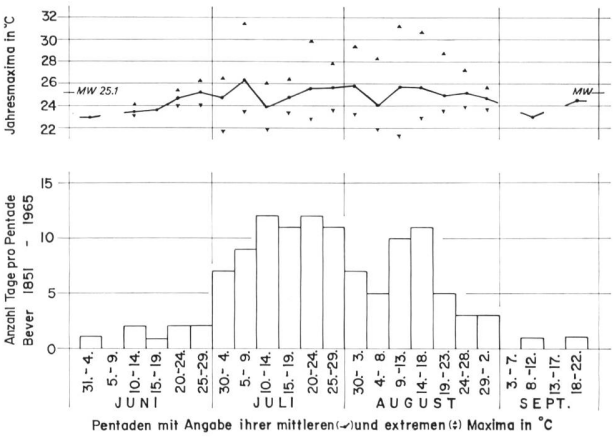

Bild 14 Eintrittsdaten des jährlichen Temperaturmaximums anhand des 13.30 Uhr-Beobachtungstermines für Bever, 1712 m, Periode 1851–1965. Unten Anzahl Fälle, oben Mittelwert und Streubereich pro Pentade in °C (2,3). Gesamtmittel +25,1 Grad (Zentralwert +24,6 Grad).

[1] Dipl. Ing. P. Kasser, Vorsteher der Abteilung für Hydrologie und Glaziologie der Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau an der ETH / Zürich sei für die Durchsicht des Manuskriptes und die Ergänzungen bestens gedankt.

Lokalfaktoren, wie sie durch die örtliche Topographie des Geländes gekennzeichnet sind, übertönen demnach die regional-klimatisch bedingten Einflüsse: die Talbodenlage von Bever ist merklich kühler als Hang-, Pass- oder Gipfellagen der nördlichen Alpen, bedingt durch die nächtlichen und winterlichen Kaltluftseen über flachem Gelände bei windschwachen und wenig bewölkten Wetterlagen.

Thermisch lässt sich das Engadin am ehesten mit dem Wallis vergleichen; den kalten inneralpinen Wintermonaten stehen ein wärmebegünstigter Frühling (frühe Schneeschmelze) und Sommer entgegen, die im Rahmen der südalpinen Verhältnisse liegen.

Die hochalpinen Lufttemperaturen (Firnregion) lassen sich recht zuverlässig aus den Werten des Jungfraujoch (3579 m) und des Theodulpasses (3488 m) errechnen, wobei letzterem das doppelte Gewicht gegeben wird:

Höhe	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr	Schwank.
3500 m ü.M.	– 12,7	– 9,1	– 0,6	– 5,6	– 7,0	13,7

Nebst dieser Saisonmittelwerte dürfte noch der Schwankungsbereich innerhalb einer 40—60jährigen Periode Erwähnung finden. Für den Winter ist er mit 6 bis 7 Grad am höchsten, gefolgt von 4 bis 5 Grad für den Frühling und Herbst und 3 bis 4 Grad für den Sommer; für das ganze Jahr beträgt er nur 2,5 Grad. Der normale Streubereich, innerhalb welchem 50 % aller Fälle liegen, umfasst im Winter alle Werte, welche um ± 1 °C, zur übrigen Zeit ± ¾ °C vom Mittelwert (hier fast identisch mit dem Zentralwert) abweichen. In der Höhenlage von 3500 m dürfen als extreme Einzelwerte für eine 40jährige Periode + 12 und — 36 °C für Hang- oder Sattellagen angenommen werden.

Das Engadinerklima soll nun temperaturmässig noch durch Auszüge von Monatswerten der höchstgelegenen Messstationen Bernina-Hospiz, von St. Moritz und Scuol/Schuls eingerahmt werden.

Tabelle 2

Einige Monats- und Jahresmittel der Temperatur in °C 1901—1960, für Bernina-Hospiz Juli 1919 bis Dezember 1960 (2)

	Januar	April	Juli	Oktober	Jahr
Bernina-Hospiz, 2258 m ü.M.					
Mittel 1901—40	– 7,9	– 1,6	9,2	1,7	0,2
Mittel 1931—60	– 8,1	– 1,0	9,8	2,0	0,6
Jahr	1945	1938	1919	1919	1940
niedrigste	– 12,3	– 4,6	6,1	– 2,8	– 0,6
höchste	– 4,6	3,0	13,0	5,4	1,8
Jahr	1944	1949	1952	1921	1947, 48, 49
St. Moritz, 1853 m ü.M.					
Mittel 1901—40	– 6,7	1,2	11,1	3,0	2,1
1901—60	– 6,8	1,2	11,3	3,1	2,2
1931—60	– 6,9	1,6	11,4	3,1	2,3
Jahr	1945	1917	1919	1905	1919
niedrigste	– 11,7	– 2,1	8,2	– 1,3	0,8
höchste	– 3,5	4,6	14,0	5,6	3,3
Jahr	1916	1949	1928	1942	1947
Scuol/Schuls, 1258 m ü.M.					
Mittel 1901—40	– 5,8	4,8	14,9	5,3	4,8
1901—60	– 5,9	5,3	15,1	5,5	5,0
1931—60	– 6,0	5,6	15,4	5,5	5,1
Jahr	1945	1917	1913	1905	1919
niedrigste	– 10,7	1,4	11,2	0,9	3,7
höchste	– 1,7	8,5	18,3	8,4	6,2
Jahr	1936	1949	1928	1949	1947

Der Februar 1956 war noch rund 2 Grad kälter als die kältesten obengenannten Januarmonate, auf Bernina-Hospiz mit — 15,0 sogar um 2,7 Grad kälter.

Tabelle 3

Tiefst- und Höchstwerte der monatlichen Temperaturextrema aus den drei Terminbeobachtungen 07.30, 13.30 und 21.30 Uhr; gleiche Beobachtungsperioden wie in Tabelle 2 mit Angabe des Monats und des Jahres (2) für die drei äussersten Werte.

Stationen	extreme Einzelwerte mit Monats- und Jahresangaben			
Bernina-Hospiz	tiefste:	– 29,0 (2/56)	– 28,4 (2/40)	– 27,6 (1/60)
	höchste:	27,8 (7/52)	26,2 (8/47)	26,0 (6/47)
St. Moritz	tiefste:	– 28,3 (2/56)	– 27,1 (1/05)	– 26,5 (2/01)
	höchste:	27,9 (7/52)	26,3 (8/43)	26,1 (7/47)
Scuol/Schuls	tiefste:	– 27,0 (2/29)	– 27,0 (2/56)	– 24,8 (1/05)
	höchste:	33,6 (7/57)	33,4 (7/52)	33,3 (7/05)

In Bever beträgt der tiefste Terminwert — 33,2 (2/01) und der entsprechende Wert am Minimumthermometer — 34,5 °C.

Im Zusammenhang mit der Beurteilung der Eintrittszeit der jährlichen Gletscherabflussspitzen sei noch eine Darstellung der Daten, in Pentaden zusammengefasst, des Auftretens des jährlichen Temperaturhöchstwertes um 13.30 Uhr in Bever wiedergegeben.

Auffallend sind im Bild 14 die beiden «Hitzeblöcke» in der 2. und 3. Julidekade, die deutlich vom Block der mittleren Augustdekade getrennt sind.

Statistisch lassen sich denn auch Gletscherabflussspitzen auf Mitte bis Ende Juli erkennen, da diese Jahreshöchstwerte der Temperatur selten isoliert, sondern innerhalb einer mehrtägigen Wärmeperiode auftreten (vgl. auch Bild 12 im Bericht WALSER in diesem Heft).

2. Gletscherveränderungen

Das Verhalten der Gletscher setzt sich aus dem Zusammenspiel der drei Vorgänge Ernährung, Transport (Fliessen) und Abbau zusammen. Die Gleichgewichtsgrenze, an der im Jahreshaushalt Auftrag und Abtrag gleich gross sind, trennt das Nähr- vom Zehrgebiet.

Die zum Verständnis des Gletscherhaushaltes notwendigen quantitativen Angaben über diese Vorgänge sind aber besonders für das Nährgebiet und das Fliessen der Gletscher messtechnisch vor allem für grosse Gletscher noch schwierig zu ermitteln. Am weitesten lässt sich das Verschieben der Gletscherzungen zurückverfolgen (4), welches sich aus den beiden Komponenten Talwärtsfliessen des Eises und sommerlicher Abschmelzprozess im Zungengebiet zusammensetzt. Moränenüberdeckungen einerseits, Firn- und Lawinenschneeansammlungen anderseits verhindern zuweilen am Ende des Sommers eine eindeutige Lagebestimmung des Zungenendes.

Für den Morteratsch- und Roseggletscher des Berninamassivs hört die letzte grosse Vorstossperiode mit dem Jahre 1857 auf, dessen Stirnmoränen auf einer Fotografie von 1868 gut erkannt werden kann (siehe Lit. 4 Bericht 1961/62, Bild 72); ältere Moränen können nicht mehr eindeutig erkannt werden, im Gegensatz zu einigen anderen zentralalpinen Talgletschern, wo solche noch 100—200 m weiter talwärts zu finden sind und der Vorstossperiode zwischen 1600 und 1650 n.Chr. zugeschrieben werden müssen (sog. «kleine Eiszeit»). Pollenanalytische Untersuchungen und C_{14}-Befunde an alten, erdüberdeckten Baumstrünken oberhalb der heutigen Baumgrenze zeigen, dass wir mindestens 9—10 000 Jahre zurückgehen müssen, um deutlich ungünstigere Wärmeverhältnisse als heute vorzufinden (5).

Weihnachtsabend 1966 am Inn unterhalb La Punt;
im Hintergrund Piz La Margna.

(Foto: G. A. Töndury, Baden)

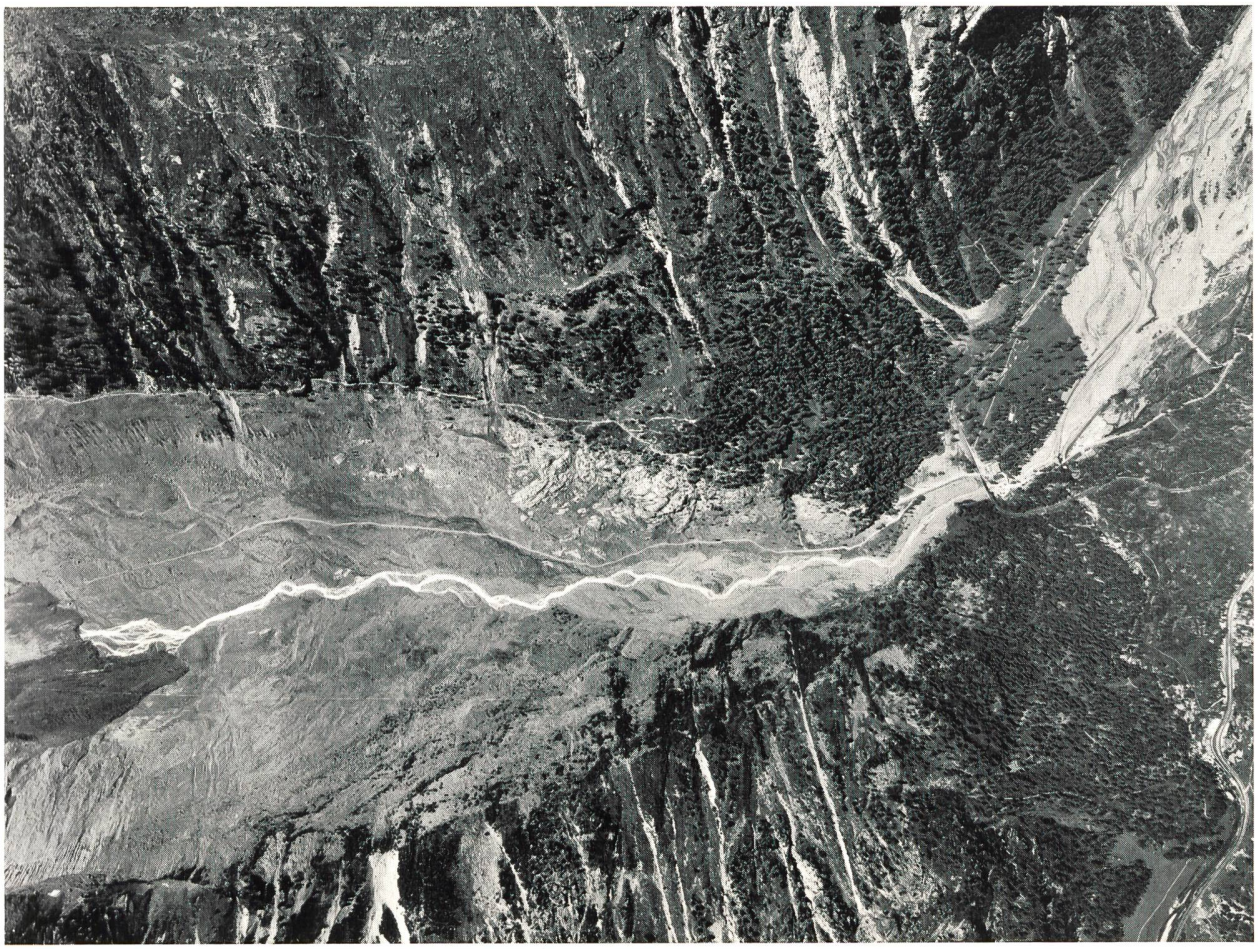

Bild 15 Morteratschgletscherende am 27. August 1964. Am linken Bildrand das Zungenende auf 2000 m ü.M., anschliessend das Schottervorfeld, aus den Hochständen des 17. und 19. Jahrhunderts mit Zungenende auf 1900 m ü.M. hervorgegangen. Rechts der Berninabahnlinie am rechten oberen Bildrand die neuen Aufschotterungen der Ueberschwemmungen der Sommer 1954, 1956 und 1960.
(Flugaufnahme Nr. 2754 der Eidg. Landestopographie)

Schon zwischen 9000 und 8000 v.Chr. stiessen die Berninagletscher letztmals bis gegen Punt Muragl und diejenigen der Seitentäler des mittleren Oberengadins bis zur Höhe der heutigen Waldgrenze vor (sog. Daunstadium). Die Hauptphase der letzten, vierten Vergletscherung (Würmeiszeit), erfüllte das Oberengadin vor etwa 60 bis 80 000 Jahren mit Eis bis in die Höhe von 2800 m ü.M. hinauf.

Die Firnlinie lag 1100—1200 m tiefer als heute, bedingt durch eine um ca. 6 Grad tiefere mittlere Jahrestemperatur oder, unter der Voraussetzung einer meteorologisch gut vertretbaren Annahme einer reduzierten Jahresamplitude des Temperaturganges (6), noch grösseren Verminderung der Sommertemperatur. Für die tiefgelegenen, eisfreien Vorländer des würmzeitlichen Rheingletschers wird sogar ein um rund 12 Grad tieferes Jahresmittel der Temperatur angenommen (7). Anderseits traten zwischen etwa 5000 und 2500 v.Chr. namhafte Wärmeperioden auf, welche im Engadin eine Baumgrenze auf rund 2800 m ü.M. und eine Firngrenze auf 3500 m ü.M. das heisst 400—500 m höher als heute, bewirkten. Die Gletscher der Err-, Kesch- und Silvrettagruppe mussten verschwunden gewesen sein. Nach 900 v.Chr. wurde es kühler, aber noch im 10.—16. Jahrhundert n.Chr. war der Berninapass bewaldet, und bei Bernina Suot vermutet man besondes im klimagünstigen 13. und 14. Jahrhundert noch Ackerbau bei 2000 m ü.M.

Tabelle 4

Längenänderungen der Morteratschgletscherzunge in Metern; Periode 1901–05 heisst: jährliche Längenänderungen am Ende des Sommers von 1900/01 bis 1904/05 usw; negative Werte bedeuten Zungenverkürzungen (Gletscherrückgang). Wert = 0 m: Stand 1857, das heisst ca. 250 m ab heutiger RhB-Station Morteratsch.

Periode:			1858 – 68	1869 – 78	1879 – 87	1888 – 94	1895 – 00	1901 – 05	1906 – 10	1911 – 15
Mittel pro Jahr			– 7,3	– 8,0	– 18,4	– 12,0	– 10,7	– 6,0	– 8,3	– 6,0
Total ab 1857			– 80	– 160	– 326	– 410	– 474	– 504	– 545	– 575
Periode:	1916 – 20	1921 – 25	1926 – 30	1931 – 35	1936 – 40	1941 – 45	1946 – 50	1951 – 55	1956 – 60	1961 – 65
Mittel pro Jahr	– 8,8	– 8,8	– 9,6	– 12,0	– 24,3	– 24,2	– 23,7	– 25,4	– 34,1	– 39,6
Total ab 1857	– 620	– 664	– 712	– 772	– 893	– 1014	– 1132	– 1259	– 1430	– 1628

Anhand topographischer Karten und an älteren Stirnmoränen lassen sich die seit 1883 regelmässig am Morteratschgletscher vorgenommenen Lagebestimmungen des Zungenendes (4) bis 1857 zurückverfolgen.

Der Roseggletscher zog sich bis 1935 um 810 m seit 1857 zurück, dann erfolgte seine (wenigstens oberflächliche) Trennung vom Tschiervagletscher [vgl. Bild 8a und 8b in (8) sowie Bild 74 in (4) für 1961/62], bis 1965 kamen weitere 880 m Verluste hinzu. Infolge der erwähnten Trennung vergrösserte er seinen Abstand von der 1857-Moräne um weitere 700 m, wodurch er statt 7,15 km (1857) heute nur noch 4,75 km lang ist! Der Morteratschgletscher verkürzte sich in derselben Zeit von 9,35 auf 7,7 km. Diesen Eiszungenverkürzungen ging eine «Abmagerung» infolge Einsinkens der Gletscheroberfläche parallel. Am heutigen Gletscherende in 2002 m ü.M. lagen die Seitenmoränen vor 110 Jahren 130 m höher. Bereits weiter oben, auf der Visierlinie Bovalhütte — Isla Persa, lassen sich auf Grund der topographischen Karten folgende mittlere Meereshöhen der Gletscheroberfläche ablesen:

anno	
1850	2445 m
1875	2440 m
1934	2435 m
1955	2415 m

Aehnliche Untersuchungen finden sich in (9) bis (12). Von den zahlreichen den Gletscherhaushalt beeinflussenden meteorologischen und physikalischen Faktoren wie Strahlung, Lufttemperatur, Niederschlag, Wind, Luftfeuchtigkeit, bzw. Reflektionsvermögen (Albedo) und Wärmeleitfähigkeit des Eises und des Moränenmaterials greifen wir hier nur die Lufttemperaturen der Sommermonate heraus. Hiezu verwenden wir die Fünfjahresmittel der Sommertemperaturen von Bever (1).

Tabelle 5

Lustrenmittel der Sommertemperatur (Juni bis August) von Bever, 1712 m ü.M. 1851–1965; Abschnitt 1851–1865 reduziert nach der Reihe des Gr. St. Bernhardpasses, 2479 m ü.M., in °C.

1851	1856	1861	1866	1871	1876	1881	1886	1891	1896
– 55	– 60	– 65	– 70	– 75	– 80	– 85	– 90	– 95	– 00
9,7	10,1	10,4	10,8	10,9	11,0	10,6	10,3	10,6	10,6
1901	1906	1911	1916	1921	1926	1931	1936	1941	1946
– 05	– 10	– 15	– 20	– 25	– 30	– 35	– 40	– 45	– 50
10,6	10,0	10,0	10,2	10,8	11,1	11,2	11,1	12,0	11,3
1951	1956	1961	Mittel 1851 / 1900 = 10,50 °C						
– 55	– 60	– 65	Mittel 1901 / 1965 = 10,75 °C						
10,8	10,1	10,5	Mittel 1851 / 1965 = 10,64 °C						

Ein Vergleich der Tabelle 5 mit 4 zeigt eine gewisse Korrelation, sofern eine Anpassungszeit dieses Gletschers von etwa 10—15 Jahren berücksichtigt wird. Der Roseggletscher kann bereits innerhalb fünf Jahren auf mehrjährige, gleichsinnige Sommertemperaturänderungen reagieren; so stiess er im Lustrum 1916—1920 sogar um 111 m, das heisst um gut 22 m im Jahresmittel vor. Sein stärkster mittlerer Rückzug erfolgte mit 51 m/Jahr in der Periode 1951—1955, doch auch im letzten Jahrfünft ging er noch mit 36 m pro Jahr zurück; vgl. Abb. 1 in (12). Erwähnenswert ist die kürzlich erlebte Wärmeperiode: Mailand zeigt bei einem Gesamtmittel von 22,9 °C für die drei Sommermonate der Reihe 1756—1965 (2) für das Lustrum 1941—1945 mit 24,4

Bild 16 Morteratschgletscher am 12. August 1954. Auf Bildmitte rechts die breite Firnkuppe des Piz Morteratsch, 3751 m ü.M., links davon der Piz Bernina, 4049 m ü.M. Beachte die markante Verdünnung der Gletscherzunge im Vergleich zu den beiden Seitenmoränen der «Kleinen Eiszeit» vor 100 und 350 Jahren. Kahle Rückzugsflächen lassen auch die Seitengletscher erkennen; so erreichte die vom Piz Morteratsch herunterreichende Zunge anno 1857 fast die linke Seitenmoräne des Hauptgletschers (Kote ca. 2510 m gegen 2760 m anno 1955). Deutlich erhöhte Erhaltungsdauer des Neuschnees vom Morgen des 10. August auf Eisunterlage, verbunden mit hohem Reflektionsvermögen (Albedo), das heisst geringer Wärmeabsorption.

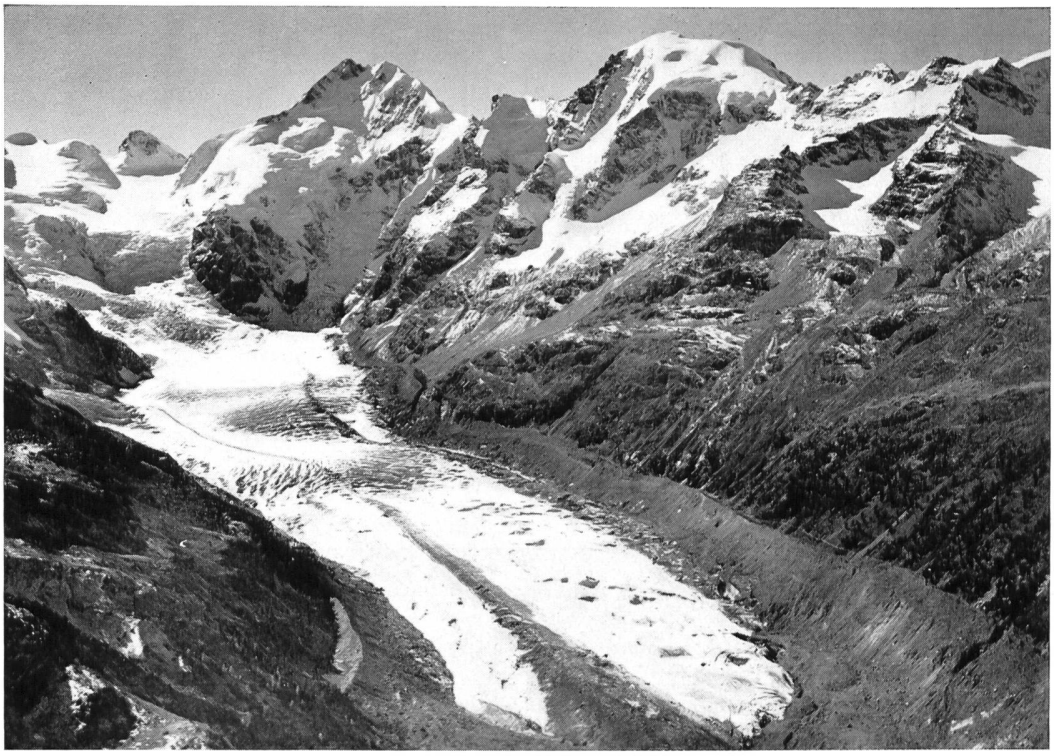

Bild 17 In der Hochgebirgsregion des Berninamassivs; Bergsteigergruppe am Piz Bernina-Südgrat. Blick auf Piz Zupò — Piz Argient — Crast'Agüzza.

und 1946—1950 mit 24,7 die höchsten je erhaltenen Werte; die nächst hohen Beträge lauten 23,9 für 1876—1880 und 23,7 für 1781—1785 und 1871—1875.

Auffallender als für Bever ist der Mailänderwert von nur 21,8 °C der Periode 1961—1965, der nur noch für 1811—1815 erreicht oder mit 21,6 für 1816—1820, 1831—1835 und 1841—1845 etwas unterschritten wurde, das heisst während der letzten grossen Gletschervorstösse. In Bever gehörte 1956—1960 zu den kühlsten und doch reagieren die grösseren Gletscher in ihren Zungenpartien noch heute nicht hierauf, da sie eben eine klimatische Vergangenheit widerspiegeln. Zudem muss ein Selbstverstärkungseffekt der heutzutage bedeutend ausgedehnteren Schutt- und Felsflächen rings um die schmächtigeren Gletscher berücksichtigt werden. Diese apern früher aus als die Eisfläche und können zusätzlich durch ihre Wärmestrahlung der Luft und dem Eis mehr Wärme zuführen als früher; diese zusätzliche Wärmequelle lässt sich aus Beobachtungen der Temperaturen in bewohnten Tälern kaum nachweisen, und die hier nun beobachtete neueste Wärmeabnahme ist deshalb für einen neuen allgemeinen Vorstoss noch nicht hinreichend.

3. Firnbildung

Die eigentliche Zukunft des Gletschers liegt im Firngebiet, das im Gleichgewichtszustand rund 60 % der Gesamtgletscherfläche einnimmt. Seit etwa 50 Jahren werden deshalb auf einigen Firngebieten im Spätsommer die Firnrücklagen der letzten 12 Monate gemessen. Der Firn entsteht als Folge der Schneemetamorphose infolge Setzen, Schmelzen und Gefrieren sowie des internen Wärme- und Wasserdampfflusses; seine Dichte wächst dabei von 0,1—0,2 auf 0,5—0,7; im Endprodukt Eis auf 0,9. Für den Firnhaushalt sind selbstredend auch die Jahresniederschlagsmengen massgebend: auf 2700 m ü.M. fallen 80 % und auf 3200 m ü.M. 90 % in gefrorener Form. Kaum erfassbar, aber bedeutungsvoll wegen der Triebschneeumlagerungen, sind die grossen Häufigkeitswechsel im Auftreten von starken Winden von Jahr zu Jahr.

Tabelle 6

Firnrücklagen auf dem Silvrettagletscher an zwei Messbojen in ca. 2750 und 3000 m ü.M. in cm (nicht auf das hydrologische Jahr korrigierte Werte, aus Lit. 13), Lustrenmittel und Extremwerte.

	1916 – 20	1921 – 25	1926 – 30	1931 – 35	1936 – 40	1941 – 45	1946 – 50	1951 – 55	1956 – 60	1961 – 65
2750 m	128	– 40	(40)	40	80	(20)	(—70)	(5)	(20)	(5)
3000 m	(230)	90	100	(95)	135	(90)	15	120	(140)	–
	Extremwerte untere Boje:									
Jahr,	1917	1921	1928	1932	1939	1942	1947	1952	1959	1962
Min.	59	– 400	– 95	– 90	< 0	– 130	<—300	(—120)	(—100)	– 175
Jahr,	1916	1924	1927	1931	1940	1941	1948	1955	1960	1965
Max.	200	90	122	153	214	173	224	137	115	250

( ) = unvollständige Messreihe, negative Werte = Firn- und / oder Eisschwund.

Ein Blick auf die Tabelle 6 zeigt sogar hier, dass sich der oben erwähnte Rückkoppelungseffekt der grösseren Fels- und Schuttumrahmung bemerkbar macht und eine Erholung erst der Sommer 1965 brachte. In (14) wird auf die Einflüsse einiger meteorologischen Faktoren im Firnhaushalt des Silvrettagletschers näher eingegangen. Aus dem Vergleich der photogrammetrischen Aufnahmen aus den Jahren 1938 und 1956 wurde die mittlere Abnahme der Gletscherdicke für diese Periode bestimmt. Sie beträgt für

den Silvrettagletscher 9,2 m und für den Verstanklagletscher 7,9 m, was einer jährlichen Höhenabnahme der Gletscheroberfläche von 51 bzw. 44 cm entspricht (17). Die topographisch vermessene absolute Höhenlage des Firnsattels des Silvrettapasses sank von 3023 m anno 1853 auf 3010 m im Jahr 1893 und 3003 m anno 1956 (heutiges Nivellement).

Für das Berninagebiet unternimmt der Schreibende seit 20 Jahren Beobachtungen der Schwankungen der Höhenlage einiger Firnoberflächen gegenüber benachbarter Felspartien mittels Fernrohrmessungen von Samedan aus, wobei je nach Distanz und Beleuchtung ein Genauigkeitsgrad von 20—50 cm für die näheren und 50—100 cm für die ferneren Objekte erreicht wird. Diese Aenderungswerte der absoluten Höhenlagen sind nicht den Firnzuwachsen gleichzusetzen, da erstere Setzungs- und Gleitvorgänge einbeziehen (vgl. 8 und 9).

Tabelle 7

Gesamte Höhenänderungen pro Fünfjahresperiode der Firnoberfläche des Vadretin Misaun (Koord. 788.2 / 145.1, 3010 m), und des Rosatschfirngrates (Koord. 785.0 / 148.1, 3100 m), jeweils aus 3–4 Einzelwerten gewonnen, in m.

	1946–50	1951–55	1956–60	1961–65	z. vgl.	1964–66
Misaun	– 2,0	– 3,1	– 1,6	(– 2,3)		+ 1,3
Rosatsch	– 2,8	+ 1,8	+ 1,5	(– 0,1)		+ 2,3

Hohe Sturmhäufigkeiten erzeugen bisweilen namhafte Unterschiede zwischen beiden Gebieten (zum Beispiel 1953/54 Misaun — 0,9, Rosatsch + 1,6 m).

Demgegenüber stellen Messungen an der Firnschichtung bei Firnabbrüchen näherungsweise vergleichbare Werte mit dem Firnzuwachs dar.

Tabelle 8

Mittlere jährliche Firnzuwachse pro Fünfjahresperiode auf den Persgletscherabbrüchen (Koord. 794,7 / 140,7, 3150–3200 m ü.M.) und auf den Firnkuppenabbrüchen des Palümittelgipfels auf 3780–3850 m ü.M. in m.

	1951–55	1956–60	1961–65	z. vgl.	1964–66
Persgletscher	+ 2,5	+ 2,3	+ 2,0		+ 3,5
Palügipfel	+ 5,5	+ 4,5	+ 2,5		+ 2,5

Begreiflicherweise sind in Gipfellagen die Windeinflüsse noch stärker, ebenso die entsprechenden Triebschneeansammlungen im Becken des Persgletschers. Unter Annahme einer korrekten Firnschichtendatierung lassen sich folgende mehrjährige Zuwachse erkennen, inklusive der effektiven Setzungsvorgänge:

a) Persgletscher	1953 + 7,0 m seit 1947	
	1966 + 7,0 m seit 1964,	+ 14 m seit 1961
b) Palügipfel	1962 + 16,5 m seit 1956	
	1963 + 18,5 m seit 1954,	+ 31 m seit 1950
	1964 + 21,0 m seit 1954,	+ 28 m seit 1953
	1966 + 8,5 m seit 1961,	+ 32 m seit 1953

Als Hauptursache der verringerten Firnzuwachse und der damit verbundenen Gletscherrückgänge während der letzten hundert Jahre ist die systematisch höher gestiegene Temperatur und damit wohl auch die erhöhte Einstrahlung zu betrachten, da sich die Niederschlagsmengen im Mittel über längere Perioden während des genannten Zeitabschnittes nur unwesentlich geändert haben (9). Als Folge hievon hob sich die Firngrenze um gut 150 m auf rund 2850 m im Silvrettagebiet und auf 3100 m im Berninamassiv, wobei die einzelnen Expositionen bis 200 m beidseits des genannten Mittelwertes zu liegen kommen. Von Jahr zu Jahr kann sich die Höhe der Gleichgewichtsgrenze bis 200 m unterhalb oder bis 400 m oberhalb der langjährigen Normalkote einstellen, je nach der jeweiligen Dauer der sommerlichen Ablationszeit und der Schmelzwassermenge der Winterschneedecke (9, 12). Die Arealverluste der Gletscher- und Firnflächen betrugen allein im etwa 45jährigen Abschnitt um 1895 bis um 1940 (Siegfried- bzw. Landeskartenaufnahmejahre) für die 12 bedeutenderen Flussgebiete Graubündens 25,6 % mit Einzelwerten von 13 % für den Silvretta-, 16,5 % für den Morteratsch-, 21 % für den Roseg- und 31 % für den Sarsuragletscher (12). Auf Grund eines ähnlichen Vergleichens zwischen etwa 1876 und 1934 resultiert für das schweizerische Inngebiet ein Firn- und Eisflächenverlust von 30,0 %, für den Rombach (Münstertal) von 56,0 % (15); die Höhenkoten von 12 Gletscherzungen des Inngebietes hoben sich gleichzeitig um 74 m (Einzelwerte zwischen 29 m [Tschierva —] und 145 m [Misaungletscher] liegend).

Der jüngste Abkühlungstrend auf Werte wie vor der letzten Jahrhundertwende lässt hoffen, dass der heute weniger ansprechend wirkende Anblick der abgemagerten Schnee- und Eisregion sowie der verschotterten Talböden wenn auch nur langsam wieder aufgewertet werde.

LITERATURNACHWEIS:

(1) Schüepp M.: Klimatologie der Schweiz, Lufttemperatur 1. und 2. Teil; Beihefte zu den Annalen der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt (MZA), Jahrgang 1959 und 1960, Zürich 1960 und 1961.

(2) MZA: unveröffentlichte Statistiken der Lufttemperatur.

(3) Annalen der MZA: Jahrgänge 1–102, zuletzt 102. Jahrgang für 1965, Zürich 1966.

(4) Forel F. A., Mercanton P.-L., Renaud A. und Kasser P.: Les variations périodiques des glaciers des Alpes Suisses / Die Gletscher der Schweizer Alpen; 1882–1926 im Jahrbuch des SAC, seit 1927 in «Die Alpen», Bern, zuletzt für 1964/65, Bern 1966.

(5) v. Rudloff H.: Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der regelmässigen Instrumentenbeobachtungen (1670); Braunschweig 1967.

(6) Billwiller R.: Temperatur und Niederschlag im schweizerischen Alpengebiete während des letzten Gletschervorstosses; Annalen der MZA, Jahrgang 1930, Zürich 1931.

(7) Furrer G.: Beobachtungen an rezenten und fossilen (kaltzeitlichen) Strukturböden; Experentia, Jahrgang 22, Basel 1966.

(8) Haefeli R.: Gletscherschwankung und Gletscherbewegung; Schweiz. Bauzeitung, 73./74. Jahrgang, Zürich 1955/56.

(9) Kasser P.: Der Einfluss von Gletscherrückgang und Gletschervorstoss auf den Wasserhaushalt; Wasser- und Energiewirtschaft 1959 Nr. 6, Zürich 1959.

(10) Kasser P.: Ueber die Gletscherveränderungen seit 1900 in den Schweizer Alpen; Wasser- und Energiewirtschaft 1960 Nr. 8–10, Zürich 1960.

(11) Gensler G.: Hundert Jahre Firnschwund, dargestellt speziell am Beispiel der Berninagruppe; Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden, Bd. 84, 1952/53, Chur 1953.

(12) Zingg T.: Gletscherbewegungen der letzten 50 Jahre in Graubünden; Wasser- und Energiewirtschaft 1952 Nr. 5, Zürich 1952.

(13) Rutgers F., Billwiller R., Kuhn W. und Lemans A.: Der Firnzuwachs in einigen schweizerischen Firngebieten; 1913/14–1919/20 im Jahrbuch «Ski», seither in der Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich, zuletzt pro 1964/65, Zürich 1966.

(14) Kuhn W.: Statistische Ergebnisse von Firnzuwachsmessungen; Verhandlungen der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, Lugano 1953.

(15) Mercanton P. L.: Aires englacées et frontales des glaciers suisses; Wasser- und Energiewirtschaft Nr. 12 1958, Zürich 1958.

(16) Töndury G. A.: Diverse Artikel über die Ueberschwemmungen im Oberengadin; Wasser- und Energiewirtschaft Nr. 12 1954, Nr. 6 1957 und Nr. 5 1961.

(17) Kasser P.: Persönliche Mitteilung aus einer unveröffentlichten Auswertung.

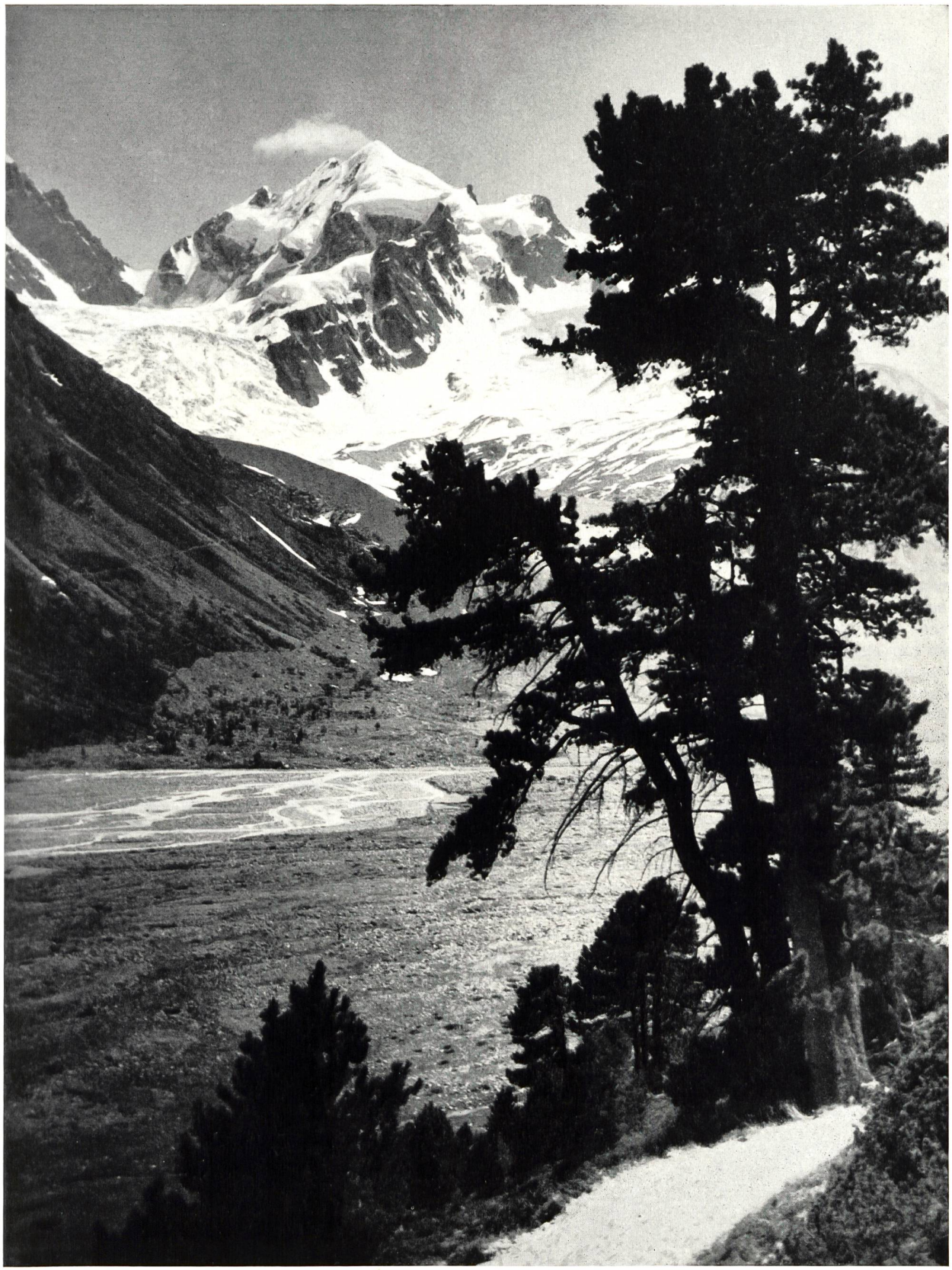

Bild 18 Neben dem Morteratschgebiet gehört das Gletschermassiv zuhinterst in Val Roseg zu den mächtigsten Gletscherregionen im Quellgebiet des Inn. Der markante Piz Roseg mit Tschiervagletscher und Alluvionsebene der Alp Misaun; im Vordergrund Arvengruppe am Weg zur Alp Ota.