Zeitschrift: Geographica Helvetica : schweizerische Zeitschrift für Geographie = Swiss journal of geography = revue suisse de géographie = rivista svizzera di geografia

Herausgeber: Verband Geographie Schweiz ; Geographisch-Ethnographische Gesellschaft Zürich

Band: 28 (1973)

Heft: 4

Artikel: Die Abhängigkeit der Schneedauer von klimatischen Faktoren in den Berner und Walliser Alpen

Autor: Mosimann, Hanspeter

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-51898

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: 08.07.2025

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

Die Abhängigkeit der Schneedauer von klimatischen Faktoren in den Berner und Walliser Alpen[1]

Hanspeter Mosimann

1. Begriffe Methoden

Das Bestimmen der klimatischen Schneegrenze wurde von vielen Autoren mit unterschiedlichen Methoden versucht. Dabei war es leider nicht zu vermeiden, daß der Begriff «klimatische Schneegrenze» verschiedene Inhalte erhielt und sich in verwirrender Vielfalt auf ungleiche Grundlagen und unvergleichbare Gebiete bezog (Messerli 67, S. 197).

In der zugrunde liegenden Arbeit wurden rechnerisch einzelne Punkte von Niveaus bestimmt, welche die Untergrenze der Gebiete markieren, auf denen im Mittel 100, 200 und 365 Tage Schnee liegt. Diese mittleren Grenzlinien werden mit Niveau 100, Niveau 200 und Niveau 365 bezeichnet. Ausgegangen wurde bei diesen Berechnungen von Beobachtungen der permanenten Schneedecke, gemessen in Anzahl Tagen auf horizontalen Feldern.

Zingg (1954) hat die Höhe der klimatischen Schneegrenze in Graubünden berechnet, indem er die gemessene Dauer der Schneedecke als Funktion der Meereshöhe dargestellt hat. Im Zeitraum von 1936 bis 1953 ergibt sich eine mittlere Höhenlage für die klimatische Schneegrenze in Graubünden von 3230 m.

Escher (1969) betrachtet das Temperatur- und Niederschlagsgeschehen als entscheidend für die Dauer der Schneedecke. Er schätzt schließlich die Höhenlage der klimatischen Schneegrenze nur mit der mittleren Jahrestemperatur, da die von ihm als Variable gewählte Jahressumme der Niederschläge gegenüber dem Einfluß der Temperatur ohne wesentliche Bedeutung ist. Die Wahl der Jahrestemperatur stellt einen Kompromiß zwischen der an der Schneegrenze entscheidenden Sommertemperatur und der in der Höhe der Meßstationen den Schneedeckenaufbau beeinflussenden Wintertemperatur dar.

Die gefundene Temperatur-Schneedauer-Relation muß noch in eine Beziehung zwischen Meereshöhe und Schneedauer umgerechnet werden. Escher hat die folgenden Höhenlagen für die klimatische Schneegrenze errechnet

Graubünden	3200 m
Berner Oberland	3200 m
Wallis	3450 m

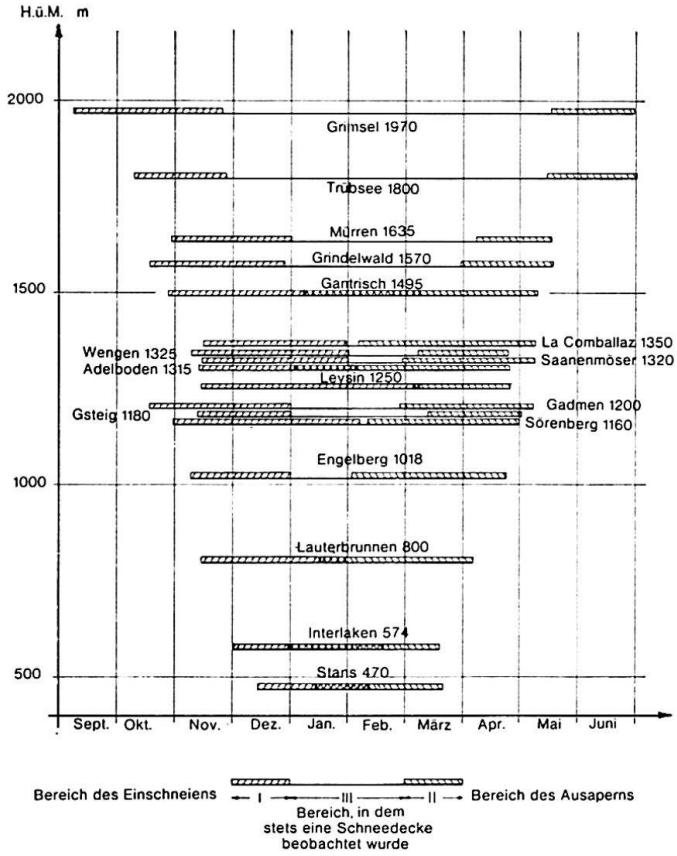
2. Problemstellung

Die erwähnten Arbeiten weisen auf eine Reihe von Problemen hin. So ist das Extrapolieren einer gefundenen Regressionsbeziehung bis zu 1000 m über den Höhenbereich hinaus, in dem die Meßstationen liegen, nur unter günstigen Voraussetzungen möglich. Dies trifft ganz besonders dann zu, wenn die Veränderungen der unabhängigen Variablen, wie zum Beispiel der Temperatur, oberhalb des Meßbereichs nicht vollständig bekannt sind.

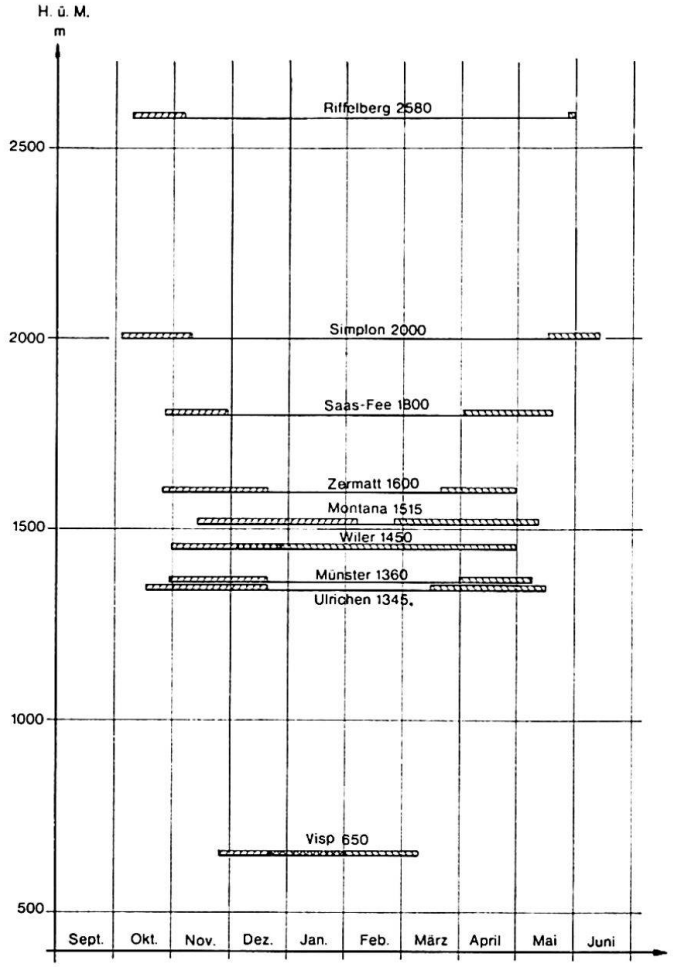
Weiter ist die geographische Verteilung der Beobachtungsstationen für das Vorgehen entscheidend, da wir nur bedingt lokal unbeeinflußte Meßwerte zur Verfügung haben. Beobachtungsreihen aus verschiedenen Gebieten werden durch unterschiedliche klimatische Größen beeinflußt. Sie sind deshalb sicher nicht ausschließlich über eine Beziehung zur Meereshöhe oder einer andern Einflußgröße miteinander vergleichbar. Damit wird deutlich, daß für das gewählte Gebiet der Berner und Walliser Alpen, in dem nur ein weitgestreutes Netz von Stationen verfügbar ist, eine einfache Beziehung zwischen Meereshöhe und Schneedauer kaum brauchbare Resultate liefern wird.

Für die Schätzung der Dauer der Schneedecke ist es also sinnvoll, mehrere Klimafaktoren als Variablen heranzuziehen. Deren Verhalten oberhalb der höchsten Meßstationen ist aber, wie erwähnt, nicht vollständig bekannt, so daß nur ein geringes Extrapolieren über den Bereich mit Messungen hinaus vertretbar ist. Aus diesem Grunde sind Variablen ausgesucht worden, welche die Schneeverhältnisse in der Höhenlage, in der Messungen vorliegen, entscheidend beeinflussen. Damit wird also nicht in erster Linie versucht, die Höhe des Niveaus 365 zu bestimmen, sondern wir beschränken uns darauf, die Dauer der periodisch auftretenden Schneedecke zu schätzen und zugleich den Einschnei- und Aus-

[1] Zusammenfassung einer Diplomarbeit, ausgeführt am Geographischen Institut der Universität Bern. Abteilung Prof. B. Messerli.



Figur 1a. Einschneien und Ausapern auf der Nordseite der Berner Alpen. Die Balken repräsentieren den Abschnitt, in dem im Beobachtungszeitraum das Einschneien bzw. das Ausapern festgestellt wurde



Figur 1b. Einschneien und Ausapern im Wallis (Bei der Station Wiler ist der Winter 1962/63 mit nur 7 Tagen permanenter Schneedecke mitberücksichtigt.)

aperungsvorgang zu untersuchen. Die damit umrissene Aufgabe kann folgendermaßen formuliert werden:

- Welche klimatischen Einflußgrößen sind für die Dauer der Schneedecke entscheidend verantwortlich, und wie variiert dieser Einfluß im betrachteten Gebiet?
- In welcher Höhenlage kann an bestimmten Orten mit 200 Tagen Schneebedeckung gerechnet werden, und wie wird ein Niveau 200 vermutlich im Raume liegen?
- Welche Schwankungen treten beim Einschneien und Ausapern auf, und in welchem Maße verändern sie sich mit der Höhe (Abb. 1)?

Als Einflußgrößen müssen sicher die Temperatur und die Meereshöhe herangezogen werden. Dazu muß noch das Niederschlagsgeschehen berücksichtigt werden. Ich habe als dritte Variable die mittlere Schneehöhe der Monate November bis April gewählt und auf weitere Variablen verzichtet. Dies läßt sich sicher verantworten, da die Schneehöhenangaben zu den Niederschlägen in fester Form die gesamten Auswirkungen des Klimas auf die Schneedecke repräsentieren.

3. Diskussion der Daten

a) Das Stationennetz

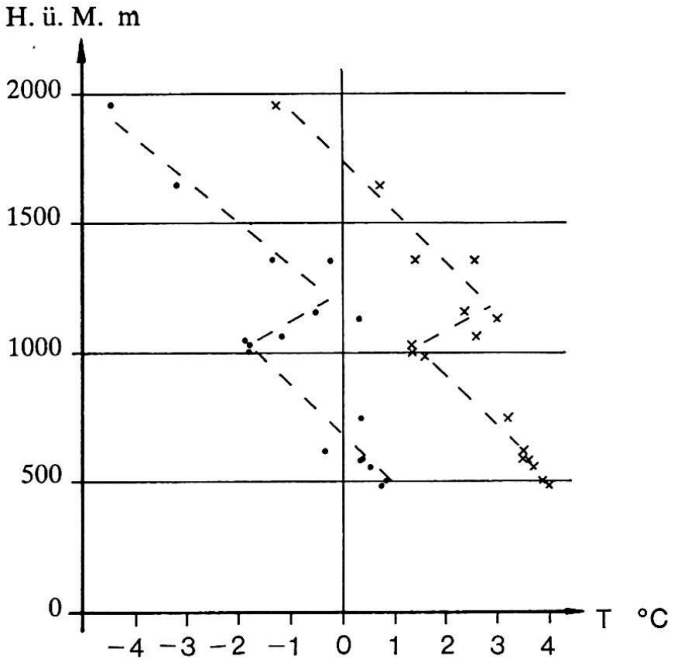
In der Tabelle 1 sind die Stationen aufgeführt, die zur Verfügung standen. Auf der Nordseite ist ihre Verteilung über den Höhenbereich von 500 m bis 2000 m relativ gleichmäßig. Im Wallis darf bei der späteren Beurteilung der Resultate nicht unberücksichtigt bleiben, daß mit Visp und Riffelberg zwei Meßstationen in extremer Höhenlage (im Vergleich zu den andern Stationen) vorliegen.

b) Die Schneedauer

Die Messungen stammen aus den Jahren 1952/53 bis 1968/69 und geben die Anzahl der Tage vom Einschneien der längsten Schneeperiode bis zu deren Ausapern, also die permanente Schneedecke, an. Diese Daten haben den Nachteil, daß bedeutende Fehler bei Stationen unter 700 m (siehe Fig. 1; Zingg, 1954) auftreten können. Hier wird häufig Schneebedeckung während mehrerer, nicht zusammenhängender Perioden festgestellt. Dagegen sind

Tabelle 1. Zusammenstellung der Daten über das Einschneien und Ausapern der permanenten Schneedecke

Stationen	Höhe	Mittelwert Einschneien	Tage vor dem 31. 12.	Streuung Einschneien, Tage	Variabilität Einschneien %	Frühestes Einschneien	Spätestes Einschneien	Differenz, Tage	Mittelwert Ausapern	Tage nach dem 31. 12.	Streuung Ausapern, Tage	Variabilität Ausapern, %	Frühestes Ausapern	Spätestes Ausapern	Differenz, Tage	Anzahl Schneetage	Streuung der Schneetage	Variabilität der Schneetage, %
Grimsel	1970	28.10.	65	21,62	33,26	7. 9.	25.11.	79	8.6.	158	15,81	10,00	15.5.	29.6.	45	226	23,27	10,29
Gadmen	1200	25.11.	37	23,71	64,08	17.10.	1. 1.	76	11.4.	100	17,92	17,92	27.2.	6.5.	68	138	27,42	19,87
Trübsee	1800	31.10.	62	14,17	22,86	9.10.	27.11.	49	11.6.	161	14,79	9,18	13.5.	30.6.	47	224	22,32	9,97
Engelberg	1018	6.12.	26	17,8	68,45	8.11.	1. 1.	54	18.3.	76	22,48	29,57	2.2.	22.4.	79	103	29,26	28,40
Stans	470	6. 1.	—5	15,8	316,08	13.12.	11. 2.	60	14.2.	44	21,43	48,71	14.1.	19.3.	64	38	22,82	60,06
Sörenberg	1160	16.12.	16	29,55	184,68	29.10.	6. 2.	100	21.3.	79	21,57	27,30	10.2.	29.4.	78	95	38,17	40,18
Grindelwald	1570	24.1.	38	20,15	53,02	17.10.	27.12.	71	30.4.	119	13,67	11,49	29.3.	17.5.	49	160	18,69	11,68
Wengen	1325	10.12.	22	22,01	100,06	8.11.	31. 1.	84	29.3.	87	16,92	19,45	6.3.	23.4.	48	109	33,46	30,70
Mürren	1635	28.11.	34	19,5	57,45	28.10.	1. 1.	65	26.4.	115	17,33	15,67	7.4.	16.5.	39	154	20,84	13,53
Lauterbrunnen	800	12.12.	20	20,58	102,88	14.11.	29. 1.	76	3.3.	61	24,78	40,63	16.1.	5.4.	80	81	32,86	40,56
Interlaken	574	5. 1.	—4	21,29	532,28	30.11.	18. 2.	80	14.2.	44	22,11	50,24	30.12.	18.3.	78	40	29,69	74,24
Adelboden	1315	10.12.	22	22,03	100,15	12.11.	4. 2.	84	17.3.	75	31,82	42,43	2.1.	23.4.	111	97	37,03	38,18
Gsteig	1180	4.12.	28	15,8	56,43	11.11.	1. 1.	51	11.4.	100	16,52	16,52	11.3.	1.5.	52	128	27,89	21,79
Saanenmöser	1320	4.12.	28	20,51	73,25	13.11.	31. 1.	79	17.4.	106	19,93	18,8	27.2.	6.5.	68	133	35,77	26,89
Gantrisch	1495	9.12.	23	27,32	118,77	26.10.	6. 3.	132	15.4.	104	28,07	26,99	7.1.	8.5.	121	129	39,47	30,6
Comballaz	1350	10.12.	22	21,16	96,2	14.11.	29. 1.	79	9.4.	98	23,95	24,44	5.2.	6.5.	90	120	41,93	34,94
Leysin	1250	15.12.	17	32,27	189,85	13.11.	6. 3.	113	29.3.	87	17,43	20,03	4.3.	22.4.	49	104	41,24	39,65
Wiler	1450	3.12.	29	15,88	54,76	31.10.	27.12.	57	3.4.	92	36,53	39,71	4.12.	30.4.	147	120	35,67	29,72
Montana	1515	12.12.	20	22,86	114,3	13.11.	7. 2.	87	11.4.	100	19,35	19,35	26.2.	12.5.	75	126	35,92	28,51
Ulrichen	1345	18.11.	44	18,3	41,6	17.10.	20.12.	63	23.4.	112	15,09	13,47	15.3.	15.5.	60	157	22,78	14,51
Münster	1360	22.11.	40	15,77	39,42	29.10.	20.12.	52	20.4.	109	12,78	11,72	31.3.	8.5.	38	151	22,67	15,01
Visp	650	25.12.	7	19,89	284,13	25.11.	31. 1.	67	3.2.	33	25,06	75,94	22.12.	9.3.	77	40	28,69	71,74
Zermatt	1600	17.11.	45	16,43	36,52	25.10.	20.12.	56	12.4.	101	13,95	13,81	20.3.	1.5.	41	145	20,57	14,18
Riffelberg	2580	29.10.	64	8,75	13,67	9.10.	6.11.	28	29.5.	148	2,12	1,43	27.5.	1.6.	5	214	10,58	4,94
Saas-Fee	1800	11.11.	51	12,19	23,9	27.10.	29.11.	33	22.4.	111	12,74	11,48	2.4.	18.5.	46	163	17,45	10,7
Simplon	2000	27.10.	66	11,53	17,47	6.10.	10.11.	35	27.5.	146	7,84	5,37	17.5.	13.6.	26	212	15,98	7,54



Figur 2. Die Mittelmeertemperatur der Monate November (·) und Dezember (x) der MZA-Stationen auf der Nordseite. Die eingezeichneten Linien sind nicht berechnet

bei hochgelegenen Stationen ein paar Einzeltage mit einer Schneedecke, die nur für kurze Zeit liegenbleibt, unbedeutend.

Vorteilhaft wirkt sich für die beabsichtigten Berechnungen sicher aus, daß in allen Höhenlagen ein vergleichbares Ereignis beobachtet wird und unbedeutenden Schneebedeckungen aus einzelnen episodischen Schneefällen nicht das gleiche Gewicht wie der permanenten Schneedecke zugemessen wird. Die Abbildungen 1a und 1b zeigen, wie stark der Beginn und das Ende der permanenten Schneedecke variieren. Dabei ist zu bedenken, daß die Reihen nicht alle vollständig sind, daß also effektiv noch größere Streuungen vorkommen können.

Untereinander direkt vergleichbar sind die Werte der Variabilität (Streuung in Prozenten der Mittelwerte: $100\ s/\bar{x}$). Die erwähnten Schwierigkeiten beim Festlegen der permanenten Schneedecke in tiefen Lagen führen zu sehr hohen Werten (Interlaken: 532,3) (Tab. 1). Einschneien und Ausapern stehen in einem Zusammenhang mit der Meereshöhe (Zingg, 1954), doch wird diese Beziehung in unterschiedlichem Maße durch Überlagerung anderer Einflußgrößen verändert. Eine besonders deutliche Abweichung zeigt sich im Bereich von 1000 m bis 1500 m beim Einschneien. Hier wird, abgesehen von lokal bedingten Differenzen, für den ganzen Höhenbereich das Einschneien in nahezu der gleichen Periode beobachtet. Dieses Phänomen kann zum Teil durch eine in der betreffenden Zeit ziemlich ausgeprägte Inversionsneigung erklärt werden. Figur 2 zeigt die mittleren Temperaturen der Monate November und Dezember, in denen der betreffende Höhenbereich einschneit. Auffällig ist der Sprung von etwa 1,5° C oberhalb 1000 m, der dazu führt, daß die Mitteltemperatur in 1000 m und 1500 m ungefähr gleich groß ist. Diese klimatologisch wichtige Größe schafft also im ganzen Höhenbereich ähnliche Bedingungen für den Aufbau der Schneedecke, und das kann zu dem im Mittel gleichzeitig beobachteten Einschneien führen. Die Variabilität der Dauer der Schneedecke zeigt deutlich, daß die Mittelwerte der Meßreihen von Stationen unter etwa 800 m nur noch eine geringe Aussagekraft besitzen. Damit wird es auch schwierig, die Beobachtungswerte dieser Stationen in eine Beziehung zu Beobachtungen höhergelegener Stationen zu setzen.

c) Die Schneehöhe

Mörikofer (1948) hat bereits den Zusammenhang zwischen der Meereshöhe und dem Mittelwert der im Winterhalbjahr gemessenen Schneehöhen (mittlere Schneehöhe) festgestellt. Diese Beziehung ist aber nur für Stationen in einzelnen, begrenzten Höhenbereichen angenähert linear. Berechnet man die Regressionsgeraden für jeden Monat mit den Daten der Stationen über 1000 m, so zeigt sich, daß vom November bis in den April der Regressionskoeffizient stetig zunimmt. In größeren Höhen wird die Schneedecke also bis in den Frühling hinein aufgebaut, während in tieferen Lagen der Abbau im Februar einsetzt.

d) Die Temperaturen

Die jährlichen Werte für jede Station wurden mittels Regressionsrechnung aus den Meßreihen der MZA-Stationen derselben Region berechnet. Dank der im Gegensatz zur Schneedauer und Schneehöhe über größere Gebiete guten Korrelation liefert diese Methode brauchbare Werte. Als Variable zur Schätzung der Schneedauer habe ich die mittlere Temperatur der Monate November bis April (mittlere Wintertemperatur) benützt und damit das Schwergewicht auf die Untersuchung der Schneedauer im Bereiche der Meßstationen gelegt. In der Höhenlage des Niveaus 365 ist die Wintertemperatur für das Überdauern der Schneedecke unwesentlich.

4. Berechnungen

Neben den besprochenen Einflußgrößen sind in dieser Arbeit keine weiteren berücksichtigt worden.

Mit der Methode der Regressionsrechnung sind im Modell

$$D = a + b \cdot \bar{T} + c \cdot S + d \cdot H$$

mit

$\bar{T}$: Mitteltemperatur der Monate November bis April (mittlere Wintertemperatur)
S: Mittlere Schneehöhe vom November bis April
H: Höhe über Meer
D: Dauer der permanenten Schneedecke

die Koeffizienten berechnet worden.

Die Regression mit den Mittelwerten der ganzen Beobachtungsperiode auf der Nordseite der Berner Alpen und im Wallis liefern gute Resultate (Korrelationskoeffizienten: Nordseite: 0,98, n = 17; Wallis: 0,985, n = 9[!]). Entscheidend ist dabei, daß in beiden Regionen mit der Wintertemperatur die Schneedeckendauer am besten geschätzt werden kann. Das Berücksichtigen der Meereshöhe im Modell bringt bei dieser Variablenkombination keine Verbesserung der Schätzung. Das dürfte mit der Verteilung der Stationen auf verschiedene Täler erklärbar sein. Bei Meßstationen, die alle in einem Tal liegen, kann die Höhe eine wesentliche Einflußgröße für die Schneedauer sein (Zingg, 1954), da die andern Variablen mit der Höhe stark korrelieren. Bei der hier gegebenen Stationsverteilung überlagern aber Einflüsse, die durch Temperatur und Schneehöhe besser repräsentiert werden, die reine Schneedauer-Höhen-Relation.

Die berechneten Werte für die Höhen mit 100 bzw. 200 Tagen Schneebedeckung lauten:

	Niveau 100	Niveau 200
Nordseite	1120 m	1810 m
Wallis	1250 m	1925 m

Legt man der Berechnung die einzelnen Jahresmessungen zugrunde und teilt das ganze Gebiet in kleinere Regionen auf, so resultiert ein bedeutend weniger einheitliches Bild. Die in den Mittelwerten nicht zum Ausdruck kommenden Jahresschwankungen können offenbar nicht überall gleich gut durch den Temperaturverlauf erklärt werden.

Die Abänderung des Modells in

$$D = a + b \cdot \sqrt{S} + c \cdot \bar{T} + d \cdot H$$

führt wieder zu einer meist übereinstimmenden Rangfolge der Einflußgrößen. Die beste Schätzung der Dauer wird mit der transformierten mittleren Schneehöhe ($S \rightarrow \sqrt{S}$) erreicht.

Eine Untersuchung über die Anwendungsmöglichkeit der Formel hat gezeigt, daß sich auch das Dezembermittel der Schneehöhe zur Schätzung eignet. Damit wird es möglich, aufgrund des berechneten Dezembermittels eine Aussage über die Schneedauer für das betreffende Jahr zu machen. Das jährliche Mittel der Schneehöhe liefert aber bessere Schätzungen.

Die weitere Unterteilung in Regionen ist eher nach der Zahl der verfügbaren Meßreihen als nach geographischen Überlegungen erfolgt. Nachteilig wirkt sich bei der Regionenbildung der Mangel an Voralpenstationen aus. Erst die Erhöhung ihrer Zahl wird es möglich machen, eine unbedingt notwendige Differenzierung zwischen Voralpengebiet und Alpenraum durchzuführen. Aber auch die Verhältnisse im Wallis sind mit den verfügbaren Stationen nur unzulänglich darstellbar. Gebiete mit einem Eigenverhalten, wie beispielsweise der Simplon, der deutlich unter dem Klimageschehen der Südseite der Alpen steht, können nicht mit genügender Sicherheit abgegrenzt werden.

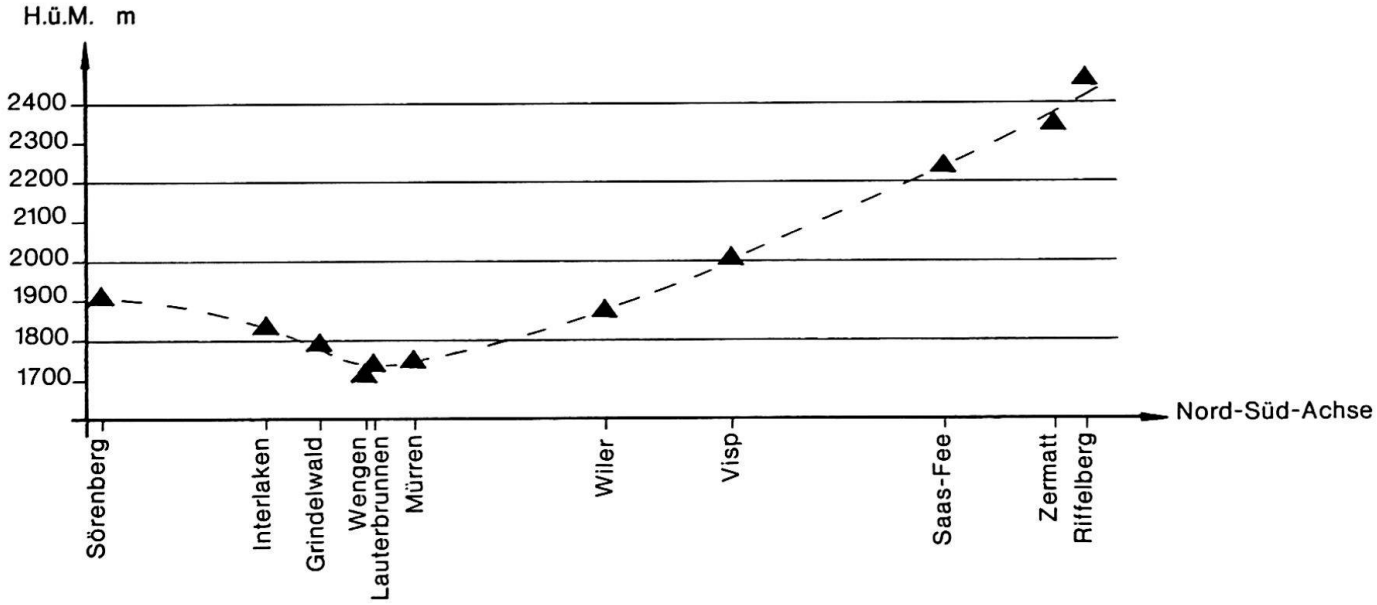
Tabelle 2. Die berechneten Modelle der einzelnen Regionen und die damit bestimmten Höhenlagen der Niveaus 100, 200 und 365

Nordseite total:	$D = 38{,}7 + 13{,}29 \sqrt{S} - 6{,}59 \bar{T}$
Nordseite Ost:	$D = 49{,}8 + 11{,}17 \sqrt{S} - 10{,}7 \bar{T}$
Lütschinentäler:	$D = 17{,}8 + 17{,}32 \sqrt{S}$
Nordseite West:	$D = 28{,}1 + 15{,}31 \sqrt{S}$
Wallis total:	$D = 34{,}1 + 9{,}67 \sqrt{S} - 6{,}47 \bar{T} + 0{,}019 H$
Wallis Nord	$D = 22{,}2 + 15{,}32 \sqrt{S}$
Oberwallis:	$D = 55{,}1 + 9{,}40 \sqrt{S} - 9{,}69 \bar{T}$
Wallis Süd:	$D = 51{,}5 + 11{,}07 \sqrt{S} - 8{,}51 \bar{T}$

Die folgende Zusammenstellung gibt die mit diesen Modellen errechneten Höhenlagen der Niveaus 100, 200 und 365 wieder.

	Niveau 100	Niveau 200	Niveau 365
Nordseite Ost	1130 m	1810 m	2900 m
Lütschinentäler	1120 m	1750 m	2745 m
Nordseite West	1120 m	1820 m	2950 m
Wallis Nord	1160 m	1860 m	2990 m
Oberwallis	1190 m	1940 m	3145 m
Wallis Süd	1180 m	2320 m	4100 m

Tabelle 2 gibt die berechneten Regressionsgleichungen und die damit bestimmten Meereshöhen für die Niveaus 100, 200 und 365 wieder. Die Höhe für das Niveau 365 wird nur angegeben, um eine Einstufung der Werte zu ermöglichen. Wie fragwürdig das Extrapolieren ist, zeigt sich in den Angaben für die südlichen Walliser Alpen.



Figur 3. Die Höhenlage des Niveaus 200 bei ausgewählten Stationen längs einer Nord-Süd-Achse. Auffällig ist das Absinken des Niveaus in den Voralpen

Zu den Resultaten sind folgende Überlegungen anzuführen:

- Auf der Alpennordseite differieren die berechneten Höhen kaum. Der etwas niedrigere Wert für die Lütschinentäler ist auf den Einfluß der Station Interlaken zurückzuführen. In neuen ähnlichen Untersuchungen muß unbedingt berücksichtigt werden, daß tiefliegende Stationen gesondert zu behandeln sind.
- Gegen Süden steigt die Niveaufläche an. Die Resultate in den Visper- und Saasertälern sind nicht auf den ganzen südlichen Walliser Raum ausdehnbar. Die Daten von Riffelberg müssen zuerst überprüft werden. In einer Höhe von 2580 m ist hier im Mittel die gleiche Dauer wie am Simplon (2000 m, 214 Tage) und eine geringere als auf der Grimsel (1970 m, 226 Tage) gemessen worden. Die geringere Zahl der bei dieser Station verfügbaren Messungen kann dafür nicht verantwortlich sein. Die Frage, ob es sich hier um einen rein lokalen Einfluß handelt oder ob allgemein in dieser Höhe mit besonderen Verhältnissen gerechnet werden muß, kann mit den verfügbaren Unterlagen nicht beantwortet werden. Verantwortlich können die spezielle Lage der Meßstelle (Exposition, Lee-Lage in bezug auf schneebringende Winde, Verluste durch Windverwehungen, Zirkulation usw.) oder eine regelmäßige, hochgelegene Inversion sein. Falls eine Inversion verantwortlich ist, müssen alle bisherigen Berechnungen, die in einem größeren Höhenbereich auf gleichbleibende Gradienten abstellen, neu überprüft werden.

Tabelle 3. Höhe der Niveaus 100, 200 und 365 in Metern über Meer (berechnet)

	Niveau 100	Niveau 200	Niveau 365(?)
Grimsel	1165	1845	2935
Gadmen	1105	1790	2880
Trübsee	1030	1715	2805
Engelberg	1142	1825	2915
Stans	1135	1815	2905
Sörenberg	1228	1905	2995
Grindelwald	1163	1790	2790
Wengen	1075	1710	2705
Lauterbrunnen	1110	1740	2735
Mürren	1115	1745	2740
Interlaken	1210	1836	2830
Adelboden	1130	1842	2968
Gsteig	1040	1765	2890
Saanenmöser	1158	1868	2990
Gantrisch	1108	1820	2943
La Comballaz	1295	1995	3115
Leysin	1150	1855	2980
Wiler	1170	1875	3000
Montana	1182	1886	3012
Ulrichen	1195	1940	3145
Münster	1205	1950	3155
Visp	1265	2006	3205
Simplon	1180	1865	3130
Zermatt	1200	2340	—
Saas-Fee	1100	2235	—
Riffelberg	1315	2455	—

Diese Feststellungen haben mich veranlaßt, die Mittelwerte der Variablen jeder Station in die

Modellgleichung einzusetzen und mittels der Differenz zwischen gemessener und berechneter mittlerer Dauer die Höhe des Niveaus an den Meßstellen zu bestimmen. Die so berechneten Werte (Tab. 3) enthalten natürlich Lokaleinflüsse. Besonders interessant ist hier, daß die Höhen der Niveaus auf der Nordseite der Berner Alpen lokal eine Eintiefung erfahren (Fig. 3).

5. Zusammenfassung

In der Arbeit werden die Beziehungen zwischen Schneedauer, Schneehöhe, Meereshöhe und Wintertemperatur untersucht. Dabei wird die Diskussion bewußt auf die Zusammenhänge im Höhenbereich der Meßstationen beschränkt, so daß die wirklich einflußreichen Klimafaktoren festgelegt werden können und die Probleme beim Extrapolieren wegfallen.

Die Untersuchung der Schneedauer im Gebiet der Berner und Walliser Alpen hat gezeigt, daß die Dauer der permanenten Schneedecke in allen Höhenlagen stark variiert. Dafür sind in gleichem Maße der stark ändernde Zeitpunkt des Einschneiens mit Unterschieden von 30 bis 120 Tagen zwischen den einzelnen Jahren und des Ausaperns (30 bis 120 Tage Unterschied) verantwortlich. In Lagen unter etwa 800 m wird die Streuung sehr groß. Das rührt daher, daß die Schneedecke fast nur episodisch auftritt und deshalb eine permanente Schneedecke nur sehr schwer festzulegen ist (Fig. 1).

Eine eindeutige Höhenabhängigkeit des Einschneiens und Ausaperns wird nur in engbegrenzten Gebieten erfüllt sein. In größeren Räumen überlagern sich andere Einflüsse, die durch Temperatur und Schneehöhe erfaßt werden können. Das Modell zur Schätzung der Schneedauer enthält deshalb diese Variablen neben der Meereshöhe.

Eine Berechnung mit Mittelwerten liefert für die Niveaus 100 und 200 im Wallis Werte, die etwas mehr als 100 m höher liegen als auf der Nordseite (Nordseite: N 100: 1120 m, N 200: 1810 m; Wallis N 100: 1250 m, N 200: 1925 m).

Ein ähnliches Resultat ergibt sich, wenn die Regressionsbeziehung mit den Jahreswerten der Variablen berechnet wird. Hier ist besonders interessant, wie stark die Niveaus im südlichen Wallis ansteigen. Sie liegen hier bis zu 600 m höher als auf der Alpennordseite. Ungeklärt bleibt, ob diese Werte lokal erklärt werden müssen, oder ob eine hochliegende Inversion allgemein ein lineares Extrapolieren des Modells bis zur Höhenlage des Niveaus 365 fraglich macht. In diesem Falle würde sich natürlich eine Überprüfung aller auf diese Art berechneten Angaben aufdrängen.

Literatur

Escher, H., 1969: Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze. Diplomarbeit am Geographischen Institut Zürich, unveröffentlicht. Artikel GH Nr. 1, 25. Jg. 1970, S. 35–42.

Fliri, F., 1964: Zur Witterungsklimatologie sommerlicher Schneefälle in den Alpen. «Wetter und Leben».

— 1967: Beiträge zur Kenntnis der Zeit-Raum-Struktur des Niederschlags in den Alpen. «Wetter und Leben».

Institut für Schnee- und Lawinenforschung: Winterberichte Weißfluhjoch/Davos, Jahrgänge: 1952/53–1968/69.

Jegerlehner, J., 1902: Die Schneegrenze in den Gletschergebieten, Verlag Wilhelm Engelmann, Leipzig.

Messerli, B., 1967: Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum, «Geographica Helvetica», Nr. 3, 1967.

Mörikofer, W., 1948: The dependence on altitude of the snow cover in the alps. Extrait des procès verbaux des séances de l'Assemblée Générale d'Oslo (19–28 août 1948) de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale.

MZA, 1952–1969: Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, Zürich.

Uttinger, H., 1951: Zur Höhenunabhängigkeit der Niederschlagsmenge in den Alpen. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Bd. II 4/1951.

Zingg, Th., 1954: Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze auf klimatologischer Grundlage, «Angewandte Pflanzensoziologie». Bd. II.

— Mittel- und Extremwerte der Schneehöhe im Versuchsfeld Weißfluhjoch im Zeitraum 1936/37–1955/56. Winterbericht 1955/56, S. 123–125.

— Übersicht der Schneeverhältnisse im Gebiet der Schweizer Alpen: – Mittlere und maximale Schneehöhe, Winterbericht 1960/61, S. 137–142. – Neuschneeverhältnisse, Winterbericht 1961/62. – Schneeverhältnisse in den Schweizer Alpen, Winterbericht 1965/66, S. 120–128.

Adresse des Verfassers:

Hanspeter Mosimann
Seminarlehrer
Rohrstraße 48f, 3507 Biglen