

Universitäts- und Landesbibliothek Tirol

Der Einfluß der Schneedecke auf Boden, Klima und Wetter

Woeikoff, Alexander J...

Wien, 1889

Siebentes Capitel. Der Gebirgsschnee

SIEBENTES CAPITEL.

Der Gebirgsschnee.

Verschiedenheit der Verhältnisse und der Wirkungen des Gebirgsschnees. Geringer Einfluss einer Schneelage auf die Temperatur der Bergspitzen. Einfluss des Schnees auf die Erkaltung der Thäler. Beispiel Kärntens. Verschiebung der Schneelage von Süd nach Nord und von unten nach oben. Aehnlichkeit und Verschiedenheit. Hohe Temperaturen über dem Gebirgsschnee im Frühling und Sommer, Nordtirol und Nordostschweiz. Verschiedenheit der Verhältnisse der Thäler. Einfluss des in geringer Höhe über den Thälern liegenden Schnees auf die Temperatur. Christiania und Fragnersäter. Die Schweiz. Größter Unterschied der Temperatur in dem Monate der Schneeschmelze an der oberen Station. Fälle, wo die Temperaturdifferenz einem unstäten Gleichgewichte entspricht. Alpen, Anden von Ecuador, Kaukasus. Die Bora. Ihr Zusammenhang mit dem Schnee der Gebirge. Der Gebirgsschnee und die Flüsse. Die Ansammlung und jährliche Schmelze des Firnes. Untersuchungen von Michelier in den Pyrenäen. Der See Orédon. Abnahme der Gletscher in den Pyrenäen. Der Schnee des Winters 1883 über ein Jahr geblieben. Schneehöhe und Schneeschmelze. Keine Wasserabnahme in dem Flusse Neste in den trockenen Jahren 1870—74. Erklärung durch große Schneeschmelze des Firnes und der Gletscher. Anwendung auf die Verhältnisse der Rhone oberhalb des Genfersees. Studium der gegenwärtigen Verhältnisse, mit zunehmenden Firn und Gletschern. Untersuchungen Blanford's in Indien. Empirische Regel über den Gegensatz der Winter- und Monsunregen. Erklärung durch den Schneefall im Gebirge und die erzeugten kalten Winde. Vorhersagung trockenen Wetters nach Schneefall im Gebirge. Anwendung auf andere Gegenden.

Bisher habe ich mich vorzüglich mit den Verhältnissen des Schnees auf Ebenen und Plateaus beschäftigt, der Bergländer nur gelegentlich erwähnend.

Gemäß der reichen verticalen Gliederung und den großen Unterschieden des Klimas in unbedeutenden Entfernungen sind auch die hier zu betrachtenden Verhältnisse sehr verwickelt.

Wegen ihrer Mächtigkeit und ihrer Existenz in solchen Jahreszeiten, wo der Schnee der Ebenen längst geschmolzen ist, müssen die Schneelagen der Gebirge einen mächtigen Einfluss auf das Klima üben. Die Schwierigkeit, ihn zu finden, besteht oft darin, dass er sich nicht dort äußert, wo der Schnee liegt. Die Ursachen sind hauptsächlich folgende: 1. Die Luft senkt sich sogleich nach ihrer Abkühlung. 2. In der Nähe der Bergspitzen und Bergkämme ist gewöhnlich Wind vorhanden, meist viel stärker als in den Thälern, er bringt beständig Massen Luft, welche sich nicht durch Berührung mit dem Schnee abgekühlt hat. 3. Bei Anticyclonen müssen wir einen Luftzufluss von oben annehmen, welcher den Ausfluss aus dem Centrum der Anticyclone ersetzt.

Diese Luft erwärmt sich bei dem Abstiege um etwa 1° für je 100 Meter, während der mittlere Betrag der Temperaturabnahme mit der Höhe nur etwa 0.55° per 100 Meter beträgt, im Winter noch weniger. Die absteigende Luft ist also eine Wärmequelle für die höheren, isolierteren Theile des Gebirges. Die Abkühlung und daher Zusammenziehung der Luft über den Ebenen und Thälern beschleunigt diese Senkung der Luft, daher bei Anticyclonen auf Bergen oft eine Zunahme der Temperatur in der Nacht. Die hohe Wärme isolierter Berge und Bergkämme bei Anticyclonen ist eine längst bekannte Thatsache, jedoch die Ursache war ein Räthsel, bis Hann in 1876¹⁾ die richtige Lösung gab.

Ich erwähne diese Erscheinung hauptsächlich auch darum, weil eine Schneelage in solchen Fällen die Temperatur der Thäler herabdrückt und ihnen oft und für lange Zeit eine viel tiefere Temperatur gibt, als den Bergspitzen und Berglehnen der Umgebung. Schon in den östlichen Alpen ist die Erscheinung so häufig, dass die Thäler selbst eine tiefere Mitteltemperatur im Winter haben, so z. B. in Kärnten im Januar.

Klagenfurt	in 440 m über dem Meeresniveau	−6.2°
Villach	» 805 » » »	−4.0
Grafensteiner Alpe . . .	» 1096 » » »	−3.0
Obir I	» 1230 » » »	−4.3
Hochobir	» 2047 » » »	−6.6

In den Monaten, wo in den Thälern kein Schnee liegt, ist solch' eine »Inversion der Temperatur« im Tagesmittel viel seltener und die Mitteltemperatur der Monate ist dann in den Thälern höher als auf den Bergen. So ist z. B. in Klagenfurt der April um 4.1° wärmer, als in Obir I.²⁾

Wenn der Schnee von den Thälern geschwunden ist und nur die höheren Theile der Gebirge einnimmt, äußert sich der Einfluss der Schneebedeckung in anderer Weise.

Es ist schon oft eine Parallele gezogen worden zwischen den Vegetationszonen und der Zeit der Entwicklung der Vegetation von Süd nach Nord, in der nördlichen Hemisphäre, und von unten nach oben in Gebirgen, wobei die tieferen Lagen mit dem warmen Süd, die höheren mit dem kalten Nord verglichen wurden.

In der Verschiebung der Schneelage in der jährlichen Periode sind natürlich ähnliche Verhältnisse zu finden, und in unserer Hemisphäre ist dieselbe in horizontaler wie verticaler Richtung sehr groß. Im Winter sind die Ebenen im östlichen Nordamerika und östlichen Asien fast bis zum 40° N. mit Schnee bedeckt, im Sommer verschwindet der Schnee, soviel wir jetzt wissen, von den Ebenen und Meeresküsten auch der höchsten Breiten. In den Gebirgen rückt die Schneelinie nach aufwärts, der Schnee verschwindet jedoch in höheren Gebirgen selbst der Tropen nicht ganz.

Wohl ist ein Parallelismus der Erscheinungen zu sehen in der Verschiebung der Schneegrenze, respective Schneelinie nach Nord und aufwärts bei zunehmender Temperatur und nach Süd und abwärts bei abnehmender. Jedoch der Unterschied der Entfernungen ist nicht zu vergessen. Im Gebirge haben wir Schnee im Sommer in einer Entfernung von etwa 20—50 Kilometer von Ebenen und Thälern mit der üppigsten tropischen Vegetation, und nach Nord ist er dann gar nicht zu finden, auch im Frühling erst in mehreren tausend Kilometer.

¹⁾ Hann, Handbuch der Klimatologie, S. 158 u. f.

²⁾ Hann, Temperatur der österreichischen Alpenländer, Th. III.

Der Schnee der Gebirge würde eine Entfaltung der Vegetation, welcher hohe Wärme nöthig ist, ganz verhindern, wenn die Luft, als elastische Flüssigkeit, sich bei der Compression nicht stark erwärmte. Daher kann eine solche Vegetation ungefährdet im Angesichte von Schneebergen sich entfalten und dem Menschen einige der durch Contrast schönsten Landschaften bieten, mit üppiger Vegetation unten und Schnee oben, wie in der Vega von Granada, dem Alasanthale in Kachetien, dem Thale von Ferghana, Dardschiling im Himalaya, manchen Gegenden der Anden.

Die Luft erwärmt sich eben bei dem Abstiege mehr, als der mittlere Unterschied der Temperatur der Thäler und schneebedeckten Gebirge beträgt, in den Alpen im Juni und Juli Abnahme der Temperatur nach oben im Mittel 0.65° per 100 Meter, sodass absteigende Luft noch unten doch über 0.3° per 100 Meter wärmer ankommt, als die Mitteltemperatur unten.

Eine der Hauptursachen, warum der Bergschnee, wenn sehr hoch über den Thälern liegend, auf die Temperaturen dort wenig einwirkt, ist auch darin zu suchen, dass die beständigen und starken Winde Massen relativ warmer Luft liefern, sodass über dem Schnee der Gebirge Mitteltemperaturen im Frühling und Sommer herrschen, viel höher als die über dem Schnee in Ebenen und Thälern beobachteten Mittel.

So z. B. für die Umgegend von Innsbruck nach den Beobachtungen und Berechnungen von F. Kerner v. Marilaun¹⁾ für die Nordostschweiz nach den Beobachtungen von Denzler und den Berechnungen von Hann²⁾.

(a) Untere Schneegrenze. (ta) Mittlere Lufttemperatur an derselben.
(b) Mittlere Höhe der Isotherme 0° . (b—a) Differenz derselben gegen die Schneegrenze, (a) und (b) in Metern.

Monat	Umgegend von Innsbruck				Nordost-Schweiz			
	a	ta	b	b—a	a	ta	b	b—a
Januar	630	-2.9°	—85	—715	—	—	—	—
Februar	581	-0.7	444	—142	—	—	—	—
März	701	2.2	1085	384	720	2.4°	1130	410
April	1119	5.0	1900	781	910	6.3	1910	1000
Mai	1572	6.0	2478	906	1310	7.4	2510	1200
Juni	1948	7.5	3123	1175	1910	7.2	3040	1130
Juli	2466	6.6	3616	1150	2500 ²⁾	5.6	3400	900
August	2958	3.8	3643	685	— ³⁾	—	3400	—
September	2791	2.4	3255	464	2100	5.5	3080	980
October	1873	2.6	2419	546	1740	3.2	2370	630
November	942	0.3	1042	70	1020	0.5	1120	100
December	648	-2.6	—35	—683	750	-1.9	250	—500

Es ist also leicht zu sehen, wie hoch im April bis Juli die Mitteltemperatur an der Schneegrenze, ein wie bedeutender Theil des Gebirges zwischen ihr und der Isotherme von 0° liegt.

Dem feuchteren Klima und größeren Schneefalle der Schweiz gemäß ist die Schneelinie dort niedriger und die Temperatur an derselben in den meisten Monaten höher als in Tirol. Die Ausnahme im Juni und Juli ist nur scheinbar, denn der höchste Berg der Nordostschweiz, der Säntis, ist viel niedriger als die von Innsbruck gesehenen Berge und

¹⁾ Untersuchungen über die Schneegrenze im mittleren Innthale, Denkschriften der k. Akademie der Wissenschaften zu Wien, Band LIV. 1887.

²⁾ Meteorologische Zeitschrift, Jahr 1887, S. 29.

³⁾ Schnee meistens verschwunden.

dazu noch isoliert, sodass im Hochsommer wenig Schnee bleibt. Im August ist er oft bis an die Spitze schneefrei.

Im Winter reicht der Schnee bis in die Thäler am Fuße beider Gebirge, und die Werthe der Colonnen b und $b-a$ sind theilweise imaginär.

Die Menge des auf den Gebirgen fallenden Schnees und die unbedeutende Masse der Gebirge im Verhältnisse zu ihrer Höhe, erklärt die Möglichkeit der an der Schneegrenze beobachteten hohen Mitteltemperaturen. Jedoch es sei immer nicht vergessen, dass es nur Mittelwerthe sind, dass unter Umständen die Verhältnisse sich anders gestalten. Bei schwachem Winde oder Windstille wird eine Schneelage viel mehr die Temperatur der Luft beeinflussen, respective abkühlen, als bei den gewöhnlich wehenden starken Winden.

Windstille und schwache Winde sind viel häufiger in Thälern und Mulden als auf Abhängen und besonders auf Bergspitzen. Daher sind in Thälern monatliche Mitteltemperaturen von 6° und darüber, solange eine zusammenhängende Schneedecke liegt, nicht möglich.

Selbst an warmen Frühlingstagen, wenn nur kein Föhn weht, wird, solange noch Schnee liegt und die Bewölkung klein ist, die Luft rasch auf 0° und darunter nach Sonnenuntergang abgekühlt.

Die Thäler haben eben ein viel localeres Klima als die Berglehnen und Bergspitzen, die Luft der Thäler wird viel mehr von der Temperatur der Oberfläche des Festen oder Flüssigen beeinflusst. Namentlich gilt dies von breiten Thälern und Mulden mit sanften Abhängen.

Der Schneefall in den Thälern ist meistens geringer als auf den Bergen, jedoch in einige Thäler wird viel Schnee durch Winde oder Lawinen gebracht und bleibt lange liegen. Temperaturbeobachtungen in solchen Lagen, solange noch Schnee liegt, wären höchst interessant. Ich zweifle nicht daran, dass sie niedriger ist, als in Thälern derselben Meereshöhe, in welchen solche Schneeanisammlungen nicht vorkommen. Die Temperatur wird niedriger sein am Tage, (außer bei Föhn) weil die Oberfläche sich nicht so erwärmen kann, wie in schneefreien Thälern, in der Nacht, weil der Schnee rascher erkaltet.

Der Einfluss des auf den Bergen liegenden Schnees auf die Temperatur der Thäler ist nicht bedeutend, wenn der Unterschied der Höhe groß ist, weil sich die Luft bei dem Absteigen dann bedeutend erwärmt. In der Nähe und bei kleinem Unterschiede der Höhe ist es anders. Zwischen einem im Frühlinge warmen Thale und einem benachbarten, noch mit Schnee bedeckten Abhänge, kann der Unterschied der Temperatur leicht so groß sein, dass die Abnahme nach oben mehr als 1° auf 100 Meter beträgt, dass also die verticale Vertheilung einem unstätigen Gleichgewichte entspricht und dass absteigende Luftströme Kälte bringen.

So erwähnt Professor H. Mohn der in $7\frac{1}{2}$ Kilometer NNW von Christiania in Fragnersäter gemachten Beobachtungen.¹⁾ Der Ort ist etwa 400 Meter höher als Christiania. Im Mai ist der Unterschied der Temperatur im Mittel so groß, dass er 1.1° per 100 Meter beträgt. Wenn schon im Mittel der Unterschied so groß ist, so muss er an einzelnen Tagen sehr bedeutend werden. Der berühmte norwegische Meteorologe bemerkt, die Ursache sei die, dass wenn in und bei Christiania der Schnee und im Fjorde das Eis vollständig geschmolzen seien, in den Wäldern bei Fragnersäter noch Schnee liegt und durch seine Schmelze die Temperatur erniedrigt.

¹⁾ Zeitschr. Meteor. 1874, S. 97.

Aehnliche Verhältnisse müssen auch in anderen Gebirgen vorhanden sein.

In der folgenden Tabelle habe ich die Beobachtungen einiger Gruppen naher Stationen verschiedener Höhe in der Schweiz zusammengestellt, für die Periode 1864—73.¹⁾

Stationen	Höhe über M.-N.	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli
Chur	603m	2.5 ^o	4.6 ^o	9.9 ^o	14.3 ^o	16.2 ^o	19.0 ^o
Churwalden	1213	−0.3	0.4	5.3	10.0	12.0	15.1
Differenz		2.8	4.2	4.6	4.3	4.2	3.9
Sils	1810	−5.7	−3.9	1.2	5.9	9.2	11.8
Julier	2244	−7.0	−6.2	−0.9	3.4	5.5	9.2
Differenz		1.3	2.3	2.1	2.5	3.7	2.6
Sitten	536	3.0	5.8	11.4	15.8	18.1	20.8
Grächen	1632	−2.1	−1.5	3.7	8.3	10.9	14.1
Differenz		5.1	7.3	7.7	7.5	7.2	6.7
S. Bernhard	2478	−7.3	−7.4	−2.5	1.6	4.0	7.6
Diff. Grächen-S. Bernhard		5.2	5.9	6.2	6.7	6.9	6.5

Die jährliche, wie die tägliche Amplitude der Temperatur nimmt ab von der Oberfläche der Erde in die freie Luft, ebenso auch von den Thälern und unteren Berglehnen, wo die Luft einer großen Masse des Festen nahe ist, nach den Kämmen und namentlich den Spitzen des Gebirges, wo die Verhältnisse sich schon mehr denjenigen der freien Luft nähern. In den Alpen ist die größte Abnahme der Temperatur mit der Höhe im Juni vorhanden, nicht in dem wärmsten Monate, Juli. Dies dürfte auch in großem Theile durch die Schneeverhältnisse erklärt werden. Im Juli bleibt eben wenig Schnee.

Die obige Tabelle zeigt auch einen bedeutenden Einfluss der Schneeschmelze. Im Großen und Ganzen müsste die Temperaturdifferenz wachsen gegen den Juni, jedoch es ist nicht zwischen allen Stationspaaren der Fall.

Das erste hat die größte Differenz im April. Dies hängt jedenfalls von der Schneeschmelze an der oberen ab. Die Mitteltemperatur des März ist in Churwalden schon über 0^o, aber sehr wenig. Dies bedeutet, dass nicht selten im März die Schneeschmelze nur sehr unbedeutend ist und wenig Wärme bindet, andererseits schmilzt Schnee im März auch in Chur in einigen Jahren. Im April ist aber jedes Jahr mehr oder weniger Schnee, wenn nicht am Orte selbst, an den benachbarten Berglehnen vorhanden.

Zwischen Sils im Hochthale des Engadin und dem Julierpasse ist die Differenz der Temperatur im Februar gering. Oft genug ist es dann kälter im schneebedeckten Thale als auf der Passhöhe. Im März ist die Differenz größer, im April vermindert sie sich ein wenig. April ist eben der Monat der Schneeschmelze im Thale, auf der Passhöhe schmilzt noch nicht viel.

¹⁾ Aus den »Schweizerischen Meteorologischen Beobachtungen« der betreffenden Jahrgängen. Die Mittel von St. Bernhard sind zweistündlich gegeben und daher von mir ohne Correctur gelassen. Die Mittel der anderen sind aus der Combination $\frac{7 + 1 + 9}{3}$ berechnet, ich habe sie für den Julier nach dem S. Bernhard, Churwalden und Grächen nach S. Bernhard und Bern, den anderen Stationen nach Bern corrigiert. In Sitten fehlen die Beobachtungen für Februar und März 1864, ich habe sie nach den gleichzeitigen Abweichungen vom langjährigen Mittel in dem nahen Martigny ergänzt.

Im Mai ist im Thale der größere Theil des Schnees verschwunden, auf der Passhöhe bindet die Schmelze mehr Wärme, die Temperaturdifferenz wächst. Sie ist viel größer im Juni, wenn das Thal schon bedeutend erwärmt wird durch die Sonne, in der Nähe des Passes aber noch viel Schnee liegt, und sinkt rasch im Juli, wenn auch in der Nähe des Julier nur auf großen Höhen Schnee liegt. Im Juni, wie in der früheren Tabelle zu sehen, ist die mittlere Schneegrenze in der Nordschweiz unter der Höhe des Julier.

Zwischen Sitten und Grächen ist die Differenz am größten im April, dem ersten Monate mit einer Mitteltemperatur über 0° an der oberen Station. Sie ist an einem Bergabhange südlich von der Rhone gelegen.

Dass die Differenz schon im Mai abnimmt, gegen die Mitte des Sommers noch mehr, ist ein großer Beweis des Einflusses der Schneeschmelze auf die Abkühlung der Luft in Grächen, denn das Thal der Rhone bei Sitten ist sehr stark erwärmt im Sommer und hat dann die höchsten Temperaturen in der Schweiz, die unteren Stationen des Tessin ausgenommen.

Von einem so anormal erwärmten Thale müsste die Temperatur besonders rasch im Sommer nach oben abnehmen, und doch ist die Differenz gegen Grächen im Juli um 1.0° kleiner als im April.

Zwischen Grächen und St. Bernhard ist der Unterschied besonders groß im Juni, wenn bei Grächen schon lange aller Schnee geschmolzen ist, am St. Bernhard aber die Schneeschmelze in vollem Gange ist.

Ich gebe noch die Mitteltemperatur und diejenige um 1 p. m. an einigen Tagen des Juni 1873.

Datum	Mittel	1 p. m.	Mittel	1 p. m.
		Sils.	Julier.	
8	5.8 ⁰	9.2 ⁰	0 4 ⁰	4.3 ⁰
9	6.3	11.0	1.5	6.0
15	9.9	14.4	2.9	8.0
18	10.7	14.0	3.3	8.0
19	12.0	16.4	3.9	9.0

Am 13. fielen am Julier 13 *cm* Schnee (Schneehöhe), Ende Mai war auch Schnee gefallen.

An diesen Tagen ist die Differenz so groß, dass sie einem unstäten Gleichgewicht in vertikaler Richtung entspricht, selbst im Tagesmittel.

In den Anden Südamerika's, namentlich in Ecuador nach den Mittheilungen von Reiß und Stübel, sind die Convectionsströme, welche aus der Temperaturdifferenz auf dem Firne und den nahen, nicht schneebedeckten Höhen entstehen, so heftig, dass sie Reiter mit ihren Thieren umwerfen und das Reisen in der Mitte des Tages oft unmöglich machen. Man sucht in der Nacht oder am frühen Morgen solche gefährliche Stellen zu passieren, wenn der Luftfall noch nicht da ist.

Auch im Kaukasusgebirge, nach einer gefälligen mündlichen Mittheilung von General J. J. Stebnitzky¹⁾ sind solche äußerst heftige, absteigende Winde im Sommer nicht selten, sie fehlen den hohen Gebirgen Centralasiens auch nicht.

Die Bora der Ostküste der Adria ist auch, nach von Lorenz²⁾ und Hann³⁾ ein wahrer »Luftfall« und wenn der Luftstrom auch ursprünglich durch Luftdruckdifferenz entsteht, so werden ihre außerordentliche

¹⁾ Bekanntlich dem besten lebenden Kenner des Kaukasus.

²⁾ Lehrbuch der Klimatologie, Wien 1874.

³⁾ Klimatologie, Stuttgart 1883.

Heftigkeit und ihre mechanischen Wirkungen durch das unstäte Gleichgewicht der Luftschichten zwischen der erwärmten Küste und dem kalten Inneren erklärt.

Der Schnee hat eine Rolle in der Entstehung der Bora, dieselbe ist häufig und heftig in den Monaten, wenn in den Gebirgen Schnee liegt, nicht in den anderen Monaten.

In der folgenden Tabelle sind die Wintertemperaturen von 4 Orten, wohin die Bora bläst, und eines (Gospič), woher sie bläst, gegeben.¹⁾ Es ist leicht zu sehen, wie niedrig die Temperatur an letzterem ist.

N. Breite	E. Länge	Höhe		Dec.	Jan.	Febr.
45° 39'	13° 46'	} am Adriat. Meere.	Triest . . .	5.6°	4.7°	5.6°
45 19	14 27		Fiume . . .	6.7	5.9	6.7
45 —	14 54		Zengg . . .	6.2	5.4	6.4
44 7	15 15		Zara . . .	7.5	6.4	7.1
44 45	15 50		Zavalje . . .	0	-1.0	0.6
44 33	15 22		560 Gospič . . .	-1.4	-2.5	-0.8

An der Ostküste des Schwarzen Meeres, dort wo die Passhöhe der Gebirge nicht höher (oder nur wenig höher) als 1000 Meter ist, ist auch eine ähnliche Bora zu finden, welche in Noworossijsk noch heftiger auftritt als die adriatische. Auch hier ist nach Baron F. Wrangel²⁾ ein »Luftfall«, ein gestörtes Gleichgewicht der Luftschichten in verticaler Richtung vorhanden, auch hier wüthet die Bora namentlich vom December bis Anfang April, wenn im nahen Gebirge Schnee liegt und in den Thälern jenseits desselben eine intensive Abkühlung der Luft stattfindet. Der Unterschied der Temperatur gegen die Ufer des warmen, nie gefrierenden Meeres ist dann sehr groß.

Der Schnee in den Gebirgen und der aus ihm sich bildende Firn sind aus anderen Standpunkten Gegenstand sehr eingehender Untersuchungen geworden, welche namentlich in den letzten Jahren zu glänzenden Resultaten geführt haben, ich meine die Untersuchungen der Glacialgeologen. Das klimatologische Problem der Gletscher und Eiszeiten wurde erst etwas roh und ungeschickt aufgefasst, jetzt aber gibt es auch in dieser Frage gediegene Untersuchungen.

Es ist also ganz natürlich, dass ich hier auf die so häufig erörterten Fragen nicht näher eingehe und mich damit begnüge, die Resultate zweier anderer Untersuchungen über den Gebirgsschnee mitzutheilen und ihre Tragweite zu beleuchten.

Der Gebirgsschnee und die aus ihm entstehenden Firne und Gletscher sind wichtig als Magazine, wo der in der kalten Jahreszeit gefallene Niederschlag bis zum Frühling oder Sommer in fester Form bewahrt wird, um dann zu schmelzen und die Flüsse zu füllen.

Den Bewohnern Central-Europas ist die Wichtigkeit des Gebirgsschnees vielleicht nicht so einleuchtend, als es in trockeneren Gegenden der Fall ist, wo nur durch künstliche Bewässerung aus Flüssen, welche im Sommer durch die Schneeschmelze Hochwasser haben, eine Bodencultur überhaupt möglich wird. Am großartigsten ist dies in dem Gebiete des Aralsees der Fall, dessen beide Zuflüsse aus den hohen, im Westen des Pamir liegenden Ketten stammen. Ohne den Schnee der Gebirge würden es höchst winzige Flüsschen sein, in ihrem Mittel- und Unterlaufe haben sie keine Zuflüsse und verlieren Wasser durch Verdunstung

¹⁾ Hann l. c.

²⁾ Über die Ursachen der Bora in Noworossijsk. Repert. f. Meteorologie, Bd. V.

In solchen Gegenden erhält das Problem des Gebirgsschnees ein eminent practisches Interesse. Sollte sich dessen Menge stetig vermindern, so wäre dies mit der Zeit mit einer Abnahme der Bodencultur verbunden.

Wo im Gebirge kein beständiger Schnee fällt, dort ist das Problem in dieser Fassung ein ziemlich einfaches, es wird das Wasser des in der kalten Jahreszeit gefallenen Schnees vor Jahresfrist die Flüsse speisen, und zwar die ganze Menge mit Ausnahme der Verdunstung und Filtration.

Wo beständiger Schnee liegt, dort ist die Sache verschieden, dort schmilzt nicht jedes Jahr die gefallene Schneemenge, sondern bald mehr, bald weniger.

Wir wissen jetzt, dass lange, wenn auch ungleichmäßige Perioden der Zu- und Abnahme von Firn und Gletschern mit einander wechseln. Die ersten folgen Jahren mit reichlichem Niederschlag in Form von Schnee, die letzteren Jahren mit wenig Schnee.

Es ist auch den Schwankungen der Seen und Mittelmeere (Schwarzes, Baltisches) im Zusammenhange mit den Schwankungen der Gletscher Aufmerksamkeit geschenkt worden. Jedoch ist es bis vor Kurzem übersehen worden, dass in Jahren kleinen Schneefalles im Gebirge und darauf folgenden die Flüsse, Seen und Meere ebensoviel Wasser erhalten können, wie gewöhnlich, wenn der Ausfall, welcher von der zu kleinen Menge frischen Schnees entsteht, durch größere Schmelze früherer Ansammlungen von Schnee gedeckt wird. (Firn und Gletscher.)

Dies erkannt und bewiesen zu haben, ist das Verdienst von Michelier.¹⁾

Der Verfasser, ein Ingenieur des ponts et des chaussées, hatte die Aufsicht über die Regulierung der Neste, eines aus den Pyrenäen stammenden Flüsschens, welches in seinem Unterlaufe viele Felder und Gärten bewässert. Die Neste fließt aus dem, von Firn und Gletschern umringten Bergsee Orédon. Durch Erniedrigung der Sohle des Abflusses und Bau eines Wehres konnte in dem See Wasser nach Belieben aufgespeichert und abgelassen werden. Da außerdem der See und seine Ufer sorgfältig vermessen und die Menge des Ausflusses bekannt war, so konnte auch die Menge des durch ober- und unterirdische Zuflüsse von dem See erhaltenen Wassers ziemlich genau geschätzt werden.

Ein Vergleich mit dem, als Niederschlag auf dem Seegebiete gefallenen Wassers schien besonders interessant. Obgleich am Seeufer ein Regenmesser stand, fand es Herr Michelier besser, die Messungen am nahen Pic du Midi zu benutzen, weil der größere Theil des Seegebietes hoch liegt und dessen Niederschlagsverhältnisse mehr jenen des Berges ähnlich seien. Das Jahr wurde vom 20. October an gezählt, weil etwa von da an der Niederschlag als nicht mehr schmelzender Schnee erfolgt.

Jahr	Niederschlag cm.	Wasser in Millionen Kubikmeter.		Differenz
		Auf das See- gebiet gefallen	Vom See erhalten	
1881—82	135	41.0	28.2	—12.8
1882—83	199	60.4	38.2	—22.2
1883—84	105	31.9	36.2	4.3
1884—85	203	61.6	46.5	—15.1

Also in dem dritten Jahre erhielt der See mehr Wasser, als auf dessen Gebiet im selben Jahre gefallen war.

¹⁾ Etudes sur les variations des glaciers des Pyrénées. Annales du Bureau Central Meteorologique de France. 1885, Tome I.

Der Verfasser bemerkt, er habe seit 30 Jahren die Gletscher beobachtet und ihre Abnahme bemerkt. Es gibt eine Photographie des Gletschers Néouvielle am 3. September 1882, als Firm und Eis so eingeschumpft waren, wie nie zuvor. Eine zweite Ansicht, den 13. September 1883 aufgenommen, zeigt die Berglehnen mit einer Menge Schnee bedeckt, welcher im vorigen Winter gefallen und noch nicht geschmolzen war. Eine dritte Ansicht am 10. September 1885 zeigte der Gletscher und Firm etwa in derselben Lage wie in 1882.

Im Winter 1884—85 war auch viel Schnee gefallen, doch er schmolz bis zum September, wozu die reichlichen Sommerregen sehr viel beitrugen.

Während drei Winter wurden auch Beobachtungen über die Schneehöhe in der Nähe des Sees gemacht, ich gebe die Tabelle des Originals abgekürzt wieder. Es ist leicht zu bemerken, wie veränderlich die Schneemenge ist.

Schneehöhe in Centimetern.

		Winter		
		1882—83	1883—84	1884—85.
December,	erstes Drittel	1)	12	4
	zweites »	1)	85	1)
	drittes »	1)	35	70
Januar,	erstes »	145	30	1)
	zweites »	145	47	1)
	drittes »	160	27	120
Februar,	erstes »	150	25	145
	zweites »	150	24	130
	drittes »	170	50	115
März,	erstes »	160	45	90
	zweites »	160	90	103
	drittes »	190	50	160
April,	erstes »	150		115

Interessant sind auch einige Beobachtungen über den Zustand des Bodens unter Schnee und ohne Schnee. Ende 1883 fiel erst Schnee, dann schmolz er, es folgten einige Tage ohne Schnee, am 20. November war der Boden 10 *cm* tief gefroren. An diesem Tage fiel Schnee, jedoch keine bedeutende Menge.

Am 19. März 1884 wurde an einem Orte, von der Sonne geschützt, wo der Wind den Schnee weggeblasen hatte, der Boden 10 *cm* tief hart gefroren gefunden. An einem Orte, auch von der Sonne geschützt, wo der Schnee 30 *cm* hoch lag, war der Boden nur auf 4 *cm* gefroren und zwischen dem gefrorenen Boden und dem Schnee war 3 *cm* ungefrorener Boden, durch welchen das Wasser von der Schneeschmelze gedrungen war.

Am 2. April wurde der vom Schnee entblöbte Boden auch 10 *cm* tief gefroren gefunden, unter 30 *cm* Schnee wieder 3 *cm* ungefrorener Boden oben, dann 4 *cm* halbgefrorener. An einem Orte, wohin die Sonnenstrahlen drangen, war kein Schnee und der Boden nicht nur ungefroren, sondern auch trocken.

An der Neste in Sarrancoulin wurde die Höhe des Wassers beständig beobachtet und häufige Bestimmungen der Menge des durchfließenden Wassers gemacht. Dies erlaubte Herrn Michelièr eine Zusammenstellung der Wassermenge des Flusses mit den gefallenem Niederschlägen für 30 Jahre zu machen.

1) Schnee auf dem Boden vorhanden, doch nicht gemessen.

Am Anfange der Periode waren wenig Regenmesser in den Pyrenäen und er musste sich mit der langen Reihe von Bagnères de Bigorre begnügen.

Ich gebe diese Tabelle abgekürzt wieder. Das Jahr wird vom 1. November gerechnet, das Jahr 1884 der Tabelle begreift also die Zeit vom 1. November 1883 bis inclusive den 31. October 1884. Nach der Hypothese Michelier's sollen den Fluss erreichen die Niederschläge der fünf kalten Monate November bis März, die stärkeren Regen des Sommers und ein Drittel der anderen. Die Summe dieser 3 Factoren auf das Flussgebiet vertheilt und in Millionen Kubikmeter gegeben, steht bei mir unter der Colonne »Berechnet« und die wirkliche Wassermenge unter »Beobachtet« und weiter das Verhältnis des letzteren zum ersteren.

Jahr	Niederschlag <i>cm</i>		Wassermenge, Millionen Ku- bikmeter		Ver- hält- nis	Jahr	Niederschlag <i>cm</i>		Wassermenge, Millionen Ku- bikmeter		Ver- hält- nis
	Jahr	Nov.— März	Berech- net	Beob.			Jahr	Nov.— März	Berech- net	Beob.	
1855	188	84	910	1113	1.22	1871	56	19	191	596	3.12
56	138	32	736	997	1.36	72	59	21	271	635	2.35
57	135	53	633	737	1.16	73	59	36	265	774	2.95
58	100	29	358	428	1.20	74	72	32	273	592	2.18
59	142	62	562	683	1.21	75	150	30	566	775	1.37
60	157	70	654	721	1.10	76	111	36	406	607	1.50
61	122	70	547	563	1.01	77	135	59	549	826	1.51
62	128	52	528	509	0.93	78	121	63	504	631	1.25 ¹⁾
63	130	58	515	734	1.40	79	201	109	897	997	1.11
64	125	71	568	544	0.94	80	117	25	387	722	1.91
65	182	106	871	744	0.65 ¹⁾	81	107	40	460	658	1.43
66	117	37	384	572	1.51	82	97	27	364	449	1.24
67	146	44	516	683	1.31	83	145	77	643	720	1.12
68	134	60	556	762	1.37	84	108	36	404	403	1.10
69	139	65	583	777	1.34						
70	72	32	275	436	1.59	Mittel	123	51	512	679	1.53

Die Niederschlagsmenge in Bagnères ist jedenfalls kleiner, als die im Flussgebiete der Neste fallende, jedoch es ist keine Ursache vorhanden, eine verschiedene Vertheilung auf die Monate anzunehmen und die schönen Untersuchungen von Hann²⁾ haben gezeigt, dass sich kurze Reihen Beobachtungen des Niederschlages unter solchen Verhältnissen auf längere, durch das System gleichzeitiger Abweichungen reducieren lassen, selbst wenn die Menge des Niederschlages sehr verschieden ist an den Stationen.

Seit 1856 wurden die Winter wärmer und Schnee erschien nicht mehr, wo er früher jeden Winter lag. Von 1855—1864 verminderten sich die Firne sehr wenig und das Verhältnis der beiden letzten Columnen ist in den einzelnen Jahren wenig verschieden von dem Mittel der Periode 1.16.

Von 1864 schmolzen die Firne und Gletscher rasch und das Verhältnis erhob sich im Mittel der Jahre 1866—1870 auf 1.46. Der Fluss erhielt also mehr Wasser, als nach den in den betreffenden Jahren gefallenen Niederschlägen zu erwarten war.

Von 1871—1874 ist das Verhältnis noch größer, nämlich im Mittel 2.82. Die ersten drei sind sehr arm an Niederschlägen und doch

¹⁾ Die große Menge Schnee des Winters 1865 schmolz nur in 1866.

²⁾ Die große Menge Schnee im Winter 1879 hielt sich theilweise bis 1881.

³⁾ Untersuchungen über die Regenverhältnisse von Oesterreich-Ungarn, Sitzb. der k. Akad. der Wissensch. in Wien, II. Th., October 1879, Januar 1880.

ist der Fluss keineswegs so wasserarm, wie zu erwarten war. In 1873 führte er sogar mehr Wasser als im Mittel, in 1871 und 1872 doch mehr als in den Jahren 1858, 1862, 1864, 1882 und 1884, welche viel reicher an Niederschlägen waren. Im Anfange der 1870er Jahre ging die Schmelze der Firne und Gletscher in raschem Tempo und das Schmelzwasser füllte die Flüsse.

Später wurde das Verhältnis wieder kleiner, es war schon so viel Gletschereis und Firn abgeschmolzen, dass der Rest wenig zur Wassermenge der Flüsse beitragen konnte.

Herr Michelier endet das zweite Capitel seiner Abhandlung mit folgenden richtigen Bemerkungen: »Die merkwürdige Entwicklung, welche wir untersucht haben und welche dazu führte, dass die Neste in den fünf trockenen Jahren 1870—1876 viel Wasser führte, als die Schneemengen in den Gebirgen schmolzen, welche vor 1856 fielen, ist keine isolierte Erscheinung. Sie beweist noch einmal, dass die Gebirge und ihre Gletscher die natürlichen Speicher (Reservoirs) sind, welche die Vertheilung der aus der Atmosphäre fallenden Gewässer regulieren.«

Bekanntlich wurde von schweizerischen Gelehrten in den 1870er Jahren gefunden, dass die Abflussmenge der Rhone oberhalb des Genfersees viel bedeutender war, als nach den Niederschlägen zu erwarten. Da dies auch in der Schweiz eine Zeit großen Abschmelzens der Gletscher war, so scheint mir die Erklärung dieselbe zu sein, wie für die relativ große Wassermenge der Neste in 1870—1874.

Nur ist der große Unterschied zwischen Alpen und Pyrenäen, dass in den letzteren der Firn und Gletscher eine sehr kleine Fläche einnehmen, sodass schon etwa zehn Jahre mit wenig Niederschlägen ihre Menge verhältnismäßig sehr viel vermindern konnte. In den Alpen sind ganz andere Massen Firn und Gletschereis und ein energisches Abschmelzen derselben, genügend, um den Ausfall der Niederschläge zu decken, konnte viel länger dauern. Da jetzt die Gletscher wieder zunehmen, wäre ein Vergleich der Niederschläge und der Wassermenge der Flüsse und Seen für die letzten Jahre und die Jahre des größten Abschmelzens der Firne und Gletscher besonders interessant. In der Schweiz, wie den österreichischen und bayerischen Alpen sind die meteorologischen Stationen so dicht, Messungen des Pegelstandes und der Menge des durchfließenden Wassers werden an so vielen Orten gemacht, dass das Material zu diesen interessanten Untersuchungen jedenfalls vorhanden ist. Wir sind also zu der Hoffnung berechtigt, dass die Gelehrten der betreffenden Länder uns bald solche Untersuchungen geben werden.

Die Frage über den Einfluss des Gebirgsschnees auf Temperatur, Luftdruck, Winde und Regen der Ebenen am Fuße der Gebirge ist von Blanford kürzlich behandelt, nach den Beobachtungen im Himalaya und in Indien.¹⁾

Bekanntlich ist im Norden dieses Landes, außer der Hauptregenzeit im Sommer, welche kurzweg »der Monsun« genannt wird, eine andere, viel schwächere, jedoch für die Bodencultur wichtige Regenzeit von Januar bis März, welche gewöhnlich »Winterregen« genannt wird.

Archibald²⁾ und Hill³⁾ kamen gleichzeitig zu dem Schlusse, dass ein gewisser Gegensatz zwischen den beiden Regenzeiten existiert,

¹⁾ On the connexion of the Himalaya Snowfall with dry winds in India. Proceed. Royal Soc., N. 232, 1884.

²⁾ Nature (engl.) v. XVI. p. 339.

³⁾ Indian. Meteor. Memoirs, v. I. p. 3.

sodass, wenn die Winterregen ergiebig sind, »der Monsun« ungenügend Regen bringt und umgekehrt. Hill fand, dass von 34 betrachteten Jahren 25 für seine Hypothese günstig sind.

Es handelte sich, von dieser empirischen Regel ausgehend, eine rationelle Erklärung zu finden und dies hat Blandford gethan. Da in den Jahren, wo im Winter viel Regen fällt, im Himalaya großer Schneefall ist, und nach großen Schneefällen wurde die Luft abgekühlt und es entstanden trockene W- und NW-Winde, welche die Condensation der Dämpfe hinderten.

Wenn zur Basis der Berechnung nicht die Winterregen auf der Ebene, sondern der Schneefall im Gebirge genommen wird, so trifft ein später Anfang des Regenmonsun und eine unbedeutende Regenmenge desselben noch häufiger ein. Die Niederschläge des Mai müssen noch zu solchen gerechnet werden, welche den Charakter der Winterregen haben, weil in diesem Monate im Gebirge häufig Schnee fällt.

In folgender Tabelle wird eine Vergleichung der Niederschläge in den Vorbergen des Himalaya vom Januar bis Mai, mit den Monsunregen Juni bis September, in den NW-Provinzen Indiens gegeben, in procentischen Abweichungen vom 18jährigen Mittel. Ohne Zeichen mehr, — weniger als das Mittel in Procenten.

1864	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81
Niederschläge Januar bis Mai Vorberge:																	
10	62	-11	-13	31	1	-34	-12	20	-25	-10	-1	-16	71	68	-46	-26	12
Monsunregen NW Provinzen.																	
-31	-5	-8	35	-34	-3	21	31	11	1	31	14	-7	-55	-10	34	-31	-2

Von den 18 Jahren sind 14 der Hypothese günstig, am meisten 1877, ein Jahr ausgiebigen Schneefalles und einer außerordentlichen Dürre in den Monaten, wo gewöhnlich der Sommermonsun am meisten Regen gibt. Dann folgen 1865 und 1878, an welchen Jahren auch im Winter und Frühling sehr viel Niederschlag fiel, die Monsunregen jedoch nur etwas weniger Wasser gaben als gewöhnlich. Jedoch in 1878 fiengen die Regen spät an, am 6. und 7. Juli und nach einigen Regentagen war es wieder trocken bis Ende des Juli.

Die Jahre kleinsten Niederschlages in den Vorbergen, 1870 und 1879, waren besonders regenreich im Sommer.

Das Jahr 1880 verdient eine besondere Erwähnung, weil dann beide Perioden arm an Niederschlägen waren. Der Schneefall in den Gebirgen war indess in diesem Jahre bedeutend. So bemerkt Sir Henry Ramsey über Almora in Kamaon: Der Schnee ist im Februar bis zu solchen Höhen gefallen, wo er schon lange nicht gesehen wurde. Ebenso fiel Schnee in Srinagar, Palinda, wo er auch lange Zeit fehlte.¹⁾ März und April waren sehr trocken im Pendschab, den NW-Provinzen, Radschputana. Im Juni und Juli waren sehr ergiebige Regen im Pendschab und dem NW Himalaya. Im Juli waren die Regen im Gebirge fast ununterbrochen, in Dharmsala nur ein Tag ohne Regen. Im Gebirge fiel zu dieser Zeit Schnee, so in Gilgit nach Major Biddulph. Missionär Heyde schrieb aus Kailong in Lahoul (über 10.000' hoch) am 1. Juli sei Regen gefallen, welcher sich bald in Schnee verwandelte und bis am 6. fiel. Eine Menge Pferde, Hornvieh, Schafe und Ziegen giengen

¹⁾ Report on the Meteorology of India 1880.

auf den Bergweiden zu Grunde. Diesen Schneefällen im Gebirge folgte eine große Trockenheit in der Ebene im NW von Indien im August. Es wehten trockene NW-Winde wie in den Hungerjahren 1876 und 1877. Die Trockenheit erstreckte sich weit nach Süd, selbst in den Centralprovinzen fiel wenig Regen. Das Jahr 1880 beweist also auch den Einfluss des Schneefalles im Gebirge auf die Regen in der Ebene.

In 1882 war der Winter sehr warm und in den Gebirgen fiel wenig Schnee. Der Regenmonsun fing früh an und gab viel Regen bis Ende Juli.

Januar, Februar und März 1883 waren sehr kalt im nördlichen Indien ¹⁾, im April wurde es wärmer, der Mai war besonders warm und trocken im NW-Himalaya. Jedoch fiel Schnee in Ladak, am Ende des Monats auch in der äußeren Kette des Himalaya bis 11.000' Höhe.

Am 2. Juni erschien ein Aufsatz von Blanford in der »Gazette of India«, wo er auf Grund des in den Gebirgen gefallenen Schnees eine lange Trockenheit und einen späten Eintritt des Regenmonsuns im nördlichen Indien vorhersagte.

Wirklich war der Juni sehr trocken im Pendschab, den NW-Provinzen und Radschputana, in letzterer Gegend auch die Temperatur niedriger als das Mittel. Auch in Bombay fiengen die Monsunregen später als gewöhnlich an (24. Juni) und der Juni war kühl.

Blanford bemerkt weiter: ¹⁾ In der ersten Hälfte Juli waren die Regen im NW-Himalaya ergiebig, jedoch nach meinen Beobachtungen in Simla war das Wetter ein ungewöhnliches: Tag für Tag Gewitter, mit häufigem Hagel, was gewöhnlich vor Eintritt des Monsun oder nach Ende desselben beobachtet wird und auf eine obere trockene Luftströmung über den Regenwolken deutet.

Am 19. Juli endeten die Regen, einige wenige Gewitter ausgenommen, und bis zum Ende August reichten die NW-Winde bis auf 7000'. Dieselbe Luftströmung war in dem trockenen Sommer 1877 und während der Trockenheit im August 1880.

Auf der Gangesebene war wenig Regen im Anfang Juli und fast kein Regen vom 19. Juli bis Ende August; in Radschputana vom 18. Juli bis zum 29. August. Die Trockenheit reichte weit nach Süd, sogar in den Ghats fiel wenig Regen. Die Trockenheit herrschte überall dort, wo im Frühling gewöhnlich trockene Winde aus dem Inneren vorwalten, und es herrschten Winde derselben Richtung und mit derselben Eigenschaft vor, als die gewöhnlich im Frühling beobachteten.

Die Hauptschlüsse der Abhandlung Blanford's sind folgende:

1. In den letzten Jahren ist es häufig beobachtet worden, dass nach ergiebigen und namentlich späten Schneefällen im NW-Himalaya eine lange Dürre auf den Ebenen im W und NW-Indiens beobachtet wurde.

2. Ergiebigen winterlichen Niederschlägen auf den Vorbergen folgt ein trockener Sommer auf den benachbarten Ebenen und umgekehrt. Von den vier scheinbaren Ausnahmen waren zwei Jahre, welche eigentlich dem Gesetz folgten.

3. Die ungewöhnlichen NW- und W-Winde, welche während einer Sommerdürre wehen, haben denselben Charakter, wie die gewöhnlichen trockenen Winde des Frühjahrs.

¹⁾ Report on the Meteorology of India 1883.

4. Sehr gewöhnlich ist, nach einem Schneefalle im Himalaya, eine Ostwärtsbewegung von Gebieten hohen Luftdruckes, der kühle, trockene Winde folgen.

5. Daher der Schluss, dass eine ungewöhnliche Schneeanammlung im NW-Himalaya, ob sie einem Rückstande des winterlichen Schnees entstammt oder von späten Frühlingsfällen, im Sommer ebenso in höheren Regionen wirkt, wie Schneefall auf den Vorbergen im Winter, d. h. NW-Winde erzeugt.

6. Dass die Abhängigkeit der trockenen Winde vom Schneefalle die Möglichkeit gibt, den Eintritt von Dürren im W und NW Indiens vorherzusagen.

Die meteorologischen Verhältnisse Indiens sind großartig einfach. Daher manche Naturgesetze in diesem Lande schneller entziffert werden können, als in anderen Gegenden, weil das Resultat scharf entgegentritt, ohne mit so vielen Nebenumständen verwickelt zu sein, wie in mehr veränderlichen Klimaten.

Jedoch was in Indien klar zu Tage tritt, muss auch anderwärts existieren und die Arbeit wird durch den gefundenen Leitfaden erleichtert. Der Gebirgsschnee muss auch an dem Fuße der Alpen, des Kaukasus und der hohen Gebirge Centralasiens auf die Ebenen wirken, nur wird diese Wirkung zuweilen durch mächtigere Ursachen verdeckt. Je weiter in's Innere des Continentes, desto weniger verwickelt sind jedoch die Verhältnisse und nach Indien wird es vielleicht Centralasien sein, wo dieser Einfluss sich am leichtesten beweisen lässt.

Jedenfalls ist die Arbeit des berühmten anglo-indischen Meteorologen eine Ursache mehr, dem Gebirgsschnee auch von Seiten der Meteorologen die größte Aufmerksamkeit zu widmen.