

Schneedichtebestimmungen auf dem Hohen Sonnblick (3106 *m*)

von

Dr. A. Defant,

Assistent an der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie.

(Mit 4 Textfiguren.)

(Vorgelegt in der Sitzung am 19. November 1908.)

Einen vierwöchentlichen Aufenthalt im August dieses Jahres am Hohen Sonnblick benutzte ich, um Schneedichtebestimmungen in den verschiedenen Tiefen des großen Goldbergferners vorzunehmen. Gleichzeitig waren auch Temperaturmessungen in den entsprechenden Tiefen geplant, doch wollte der Zufall, daß am zweiten Tage nach dem Versenken der Platinthermometer in das Firnfeld bei einem fast den ganzen Nachmittag anhaltenden Gewitter der Blitz mehrere Male in die elektrische Leitung zwischen Thermometern und Observatorium einschlug und dieselbe an mehreren Stellen beschädigte, wodurch leider weitere Messungen unmöglich wurden. So beschränkte man sich auf die Schneedichtebestimmungen, die in den verschiedenen Tiefen des Firnfeldes ausgeführt wurden und trachtete, soweit als die etwas ungünstigen Witterungsverhältnisse es gestatteten, so viel Messungen als möglich vorzunehmen, um eine Vorstellung zu bekommen, wie die Dichte in den tieferen Lagen eines Firnfeldes sich zu den oberen verhält. Temperaturbeobachtungen wurden nur insoweit ausgeführt, als stündlich von früh bis abends an einem 5 *cm* tief im Schnee eingesenkten Quecksilberthermometer die Schneetemperaturen abgelesen wurden. Während der ganzen

Zeit der Messungen war das Wetter nicht besonders schön und für solche Messungen aus dem Grunde etwas ungünstig, als gerade vor dem Beginn derselben Regenfälle die oberen Schneeschichten vollständig durchnäßten, worauf intensive Schneefälle die vom Wasser durchtränkte obere Schneeschichte mit einer mächtigen Neuschneelage überdeckten.

Die Messungen erstrecken sich auf die Zeit vom 6. bis 21. August 1908, wobei wegen der etwas langen Zeit, die man zu einer Messungsreihe verwendet, täglich bloß zwei bis drei Beobachtungen ausgeführt werden konnten.

Folgende kleine Tabelle I gibt die meteorologischen Faktoren, die zu jener Zeit am Hohen Sonnblick-Observatorium herrschten, wieder.

Die Bestimmung der Schneedichte wurde folgendermaßen vorgenommen.

An einem 30 *cm* langen Hohlzylinder aus starkem Eisenblech mit einem inneren Durchmesser von 4·63 *cm* war an seinem oberen geschlossenen Ende ein kurzes, starkes Eisenrohr angebracht, an das wieder verschiedene längere oder kürzere Eisenrohre angeschraubt werden konnten. Im Hohlzylinder selbst war eine genau dem Durchmesser angepaßte, frei bewegliche Eisenplatte an einem starken Eisenstift befestigt, welcher gestattete, durch das am oberen Ende des Hohlzylinders befestigte Rohr hindurch die Eisenplatte frei im Hohlzylinder auf und

ab zu schieben. Diese Eisenplatte diente dazu, die im Hohlzylinder befindliche Schneemenge herauszuschieben.

Nebenstehende kleine Figur gibt eine kleine Zeichnung dieses einfachen Instruments.¹

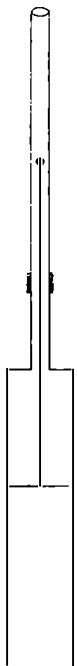


Fig. 1.

¹ Mittels dieses Instruments wurde bereits im Sommer 1907 am Hohen Sonnblick von Dr. W. Schmidt und mir Schneedichtebestimmungen vorgenommen.

Tabelle I.

Meteorologische Beobachtungen am Hohen Sonnblick vom 5. bis 21. August 1908.

Tag	Temperatur					Mittlere Be- wölkung	Niederschlags-		Bemerkungen
	7h a.	2h p.	9h p.	24 stünd. Mittel	Max. Min.		Menge	Form	
5	-0.8	+2.0	+0.6	0.1	2.0, -1.8	6	2.1	≡, Δ, *	2 ^h 30 p. R; 4 ^h p. Δ bis 4 ^h 42 R
6	-0.4	+1.4	+1.0	0.6	1.4, -0.5	10	6.4	≡; ●	● und ≡ fast den ganzen Tag.
7	+0.8	+2.4	-2.2	0.5	3.0, -2.6	8	30.0	≡ ² *	Nachmitt. zeitw. R mit ●, nachts *
8	-1.4	-1.8	-2.8	-1.7	-0.8, -2.4	10	10.2	≡ ⁰ *	*fall dauert fort. Sturm!
9	-2.4	-1.8	-2.6	-1.3	-1.8, -3.1	10	0.8	≡ ¹ *	Bis 7 ^h a. *; *treiben; 10 ^h 55 R ≡ ²
10	-4.7	-2.2	-0.8	-2.8	-0.8, -4.7	2	0.0		Schöner Tag, unten ≡
11	-2.4	0.0	-0.2	-1.1	0.0, -3.0	5	1.4	Δ	≡ ringsum; 4 ^h 28 p. R, in SE <
12	0.0	-2.2	-6.2	-2.4	0.0, -6.5	10	1.2	≡; ●	Nachmittags starkes ≡
13	-5.4	-1.2	-2.8	-3.5	-1.2, -6.5	10	14.2	≡ ⁰ *	5 ^h 7 p. *, dauert die Nacht an!
14	-5.2	-1.0	-0.8	-2.3	-0.6, -5.3	9	0.9	*	Langs. Aufh., tagsüber noch etwas *
15	-0.8	-0.2	-0.2	-0.3	-0.2, -0.8	8	0.2	*	1 ^h p. kurzer *fall, 7 ^h 45 Δ ≡
16	-1.8	-4.2	-5.6	-3.5	-0.7, -6.0	10	8.7	≡ ⁰ *	Den ganzen Tag leichter *fall.
17	-6.6	-5.2	-5.6	-5.8	-4.6, -6.6	7	0.2	*	Bis 9 ^h a. *fall, sehr fein.
18	-4.4	-0.8	-2.4	-3.0	-0.6, -5.6	6	3.1	* Δ ²	Mittags etwas *, 7 ^h 10 R und Δ
19	-4.4	-2.0	-1.4	-2.8	-0.8, -4.4	2	0.0		Schöner Tag.
20	-2.3	+1.0	+0.4	-0.6	1.0, -3.4	6	0.3	●	8 ^h p. etwas Regen.
21	+1.0	+3.0	+1.8	1.9	3.5, 0.6	4	1.0	● R	Bis 7 ^h a. ●, 5 ^h 15 p. R

Die Messungen wurden nun auf folgende Weise ausgeführt. Die Eisenplatte im Hohlzylinder wurde vollständig bis zum oberen Rande herausgezogen, der Hohlzylinder in den Schnee eingeschoben so weit, als man gerade beabsichtigte, ohne daß dabei jedoch der Schnee zusammengepreßt wurde. Die Strecke, um welche man den Zylinder in den Schnee einschob, durfte 30 *cm* nicht überschreiten und man konnte stets an den Griffstangen, die am Zylinder angeschraubt waren, abmessen, wie weit der Zylinder im Schnee steckte. Der Schnee bleibt im Hohlzylinder fest, letzterer wird von den Griffstangen abgeschraubt und die Schneemenge mittels der Eisenplatte aus dem Zylinder in passende Behälter aus Blech gesammelt. So wurden gewöhnlich zuerst die obersten 25 *cm* Schnee aus den Schneelagen herausgenommen, hierauf nach Entfernung des Hohlzylinders in demselben Loche weitergestochen und die nächsten 25 *cm* herausgenommen und wieder entleert. So ging es weiter, so lange, bis man entweder auf Eis oder Felsen kam oder die Länge der Griffstangen es nicht mehr erlaubte. Letztere besaßen insgesamt eine Länge von 3 *m* 50 *cm*, so daß leicht die Dichtebestimmung bis 3 *m* Tiefe ausgeführt werden konnte. Die im Zylinder enthaltenen Schneemengen wurden in besonderen Behältern gesammelt, sodann geschmolzen und die daraus sich ergebende Wassermenge gemessen.

Bei den Messungen wurde stets darauf geachtet, daß der Hohlzylinder nach jeder Bestimmung von Schnee frei war und daß beim Hinabsenken desselben in das bereits vorhandene Loch kein Schnee von den Seitenwänden mitgenommen wurde. Fehler, die dadurch entstehen, könnten nämlich ziemlich groß ausfallen, namentlich bei tieferen Schneeschichten, so daß bei der ganzen Messung eine gewisse Vorsicht nötig ist. Der Dichtebestimmung des Schnees und Firnes stellen sich an und für sich eigentümliche Schwierigkeiten entgegen, die in der leichten Zusammendrückbarkeit der Schneemasse liegen. Ein genau bestimmtes Volumen zu erhalten, ist immer schwer und man muß sich begnügen, durch häufig wiederholte Messungen und Mittelbildung die Beobachtungsfehler zu eliminieren, um die tatsächlichen Verhältnisse mit einem einigermaßen befriedigenden Ergebnis darzustellen.

Die Messungen wurden am großen Goldbergferner, der sich im Süden des Sonnblickgipfels ausdehnt, vorgenommen, und zwar an einer Stelle, die 150 *m* vom Hause entfernt war (Ort Nr. 1). Diese Stelle lag zirka 50 *m* unterhalb der oberen Schneegrenze des Firnfeldes und unterhalb einer mächtigen Gletscherspalte, die sich in einer Breite von $1\frac{1}{2}$ *m* durch das ganze Firnfeld hinzog. Durch Hineinwerfen von Steinen konnte man leicht konstatieren, daß die Spalte außerordentlich tief war.

Am Ort Nr. 1 wurden die meisten (sechs im ganzen) Beobachtungsreihen ausgeführt. Weitere Beobachtungen wurden an Stellen vorgenommen, die oberhalb der Spalte lagen und in der geraden Verbindungslinie des südlichsten Felsblockes und der Stelle Nr. 1 sich befanden. Sie waren (Nr. 2 bis 9) ungefähr zirka 10 Schritte voneinander entfernt. An jeder einzelnen wurden durchschnittlich drei Messungsreihen ausgeführt.

Als Nullpunkt für die Zählung der Tiefe wurde eine Marke an einem tief im Schnee eingeschlagenen Pfahle benützt.

Folgende Tabellen II und III geben die Resultate der Beobachtungen.

Wie diese Tabellen zeigen, wurden die ersten sechs Messungen am Ort Nr. 1 zu einem Mittelwert vereinigt, sowie die Messungsreihen an den Stellen Nr. 2 bis 8 zu einem zweiten; in beiden ist mit der Tiefe eine Zunahme der Schneedichte wahrzunehmen, und zwar steigt in beiden Fällen die Dichte bis zu einer Tiefe von 87·5 *cm*, in der sie ein Maximum erreicht; sodann nimmt die Dichte ein wenig wieder ab, worauf eine weitere Zunahme der Schneedichte erfolgt. Fig. 2 und 3 geben die graphischen Darstellungen dieser Mittelwerte wieder. Im ersten Mittelwert wird nach den Figuren das mittlere Dichtemaximum in einer Tiefe von 82 *cm*, beim zweiten in einer Tiefe von 70 *cm* erreicht. Die Ursache dieser mittleren dichteren Schneeschichte liegt in den Witterungsverhältnissen, die vor dem Zeitbeginn der Messungen liegen. Ziemlich intensive Regenfälle hatten bloß die obersten Schichten durchnäßt und beim Wiedergefrieren eine rauhe Eiskruste gebildet. Diese Eiskruste hatte höchstens eine Dicke von 10 *cm* erreicht, da das Regenwasser sicher nicht allzu tief in den Hochschnee eingesickert war.

Tabelle II.

Schneedichtebestimmungen an Ort Nr. 1.

(150 m in südl. Richtung vom Observatorium, unterhalb einer Gletscherspalte).

Tiefe in Zentimeter	Datum: August						Mittel
	7.	9.	10.	11.	11.	12.	
	Zahl:						
	1	2	3	4	5	6	
— 12·5	—	0·172	—	—	—	—	—
+ 12·5	—	0·324	0·317	0·303	0·248	0·205	0·280
37·5	0·369	0·500	0·320	0·391	0·406	0·361	0·388
62·5	0·460	0·579	0·477	0·506	0·525	0·423	0·515
87·5	0·518	0·632	0·594	0·639	0·690	0·535	0·632
112·5	0·542	0·516	0·774	0·618	0·797	0·597	0·608
137·5	0·524	0·558	0·575	0·606	0·475	0·497	0·536
162·5	0·518	0·566	0·537	0·637	0·532	0·512	0·534
187·5	0·516	0·522	0·525	0·647	0·493	0·508	0·542
212·5	0·542	0·561	0·566	0·626	0·527	0·501	0·556
237·5	0·553	0·597	0·582	0·649	0·519	0·481	0·556
262·5	0·560	0·586	0·537	0·650	0·594	0·581	0·583
287·5	0·562	0·574	—	0·599	0·584	0·571	0·578
312·5	0·621	0·573	0·575	0·669	0·604	0·580	0·607
337·5	—	—	0·595	—	—	—	—
362·5	—	—	0·661	—	—	—	—

Anmerkungen:

1. Bei ≡; * naß, bei 312 cm bereits körniges Firneis, grobkörnig bereits seit 250 cm; obere *schichte mit ● durchtränkt. Temp. in 5 cm Tiefe 0·0° C.
2. Neuschnee 41 cm; 8^h a. Kruste 4 cm, hart, bei 1^h p. Eisschichte, schwer zu durchstoßen, zirka 8 cm dick, dann körnig.
3. Neuschnee 38 cm, bei 110 cm Eisschicht, ziemlich tief, dann körnig. Temp. in 5 cm —0·1° C. 4^h p.
4. Neuschnee 35 cm, oberste Kruste 4 cm; 8^h a.
5. 4^h p. Neuschneeschichte 27·5 cm, Eisschichte bei 90 cm, ziemlich fest; dann körnig.
6. Neuschneehöhe 24·5 cm, den ganzen Tag ≡, Kruste etwas reifartig; Eisschichte bei 85 cm.

Tabelle III.

Schneedichtebestimmungen an den Stellen Nr. 2 bis 8.

Tiefe in Zenti- meter	Stelle Nr.							Mittel
	2	3	4	5	6	7	8	
	Datum: August							
	13.	13., 18.	14., 17.	14., 17., 18.	15., 17., 18., 19.	15., 17., 19.	17., 19.	
	Mittel aus Beobachtung Nr.							
1	2	2	3	5	3	3		
+12·5	0·379	0·274	0·213	0·165	0·189	0·208	0·235	0·236
37·5	0·462	0·471	0·312	0·235	0·262	0·309	0·346	0·344
62·5	0·477	0·500	0·551	0·575	0·509	0·540	0·485	0·505
87·5	0·572	0·570	0·573	0·596	0·567	0·505	(0·685)	0·564
112·5	0·544	0·590	0·511	0·572	0·557	0·496	—	0·545
137·5	0·598	0·626	0·630	0·610	0·547	0·555	—	0·594
162·5	0·675	0·732	0·808	0·606	0·579	0·647	—	0·674
187·5	0·823	—	—	0·813	0·750	—	—	0·795

Anmerkungen:

- Nr. 2. Bei 80 *cm* Eisschichte, bei 187 *cm* Eis, durchsichtig, klar, Neuschnee 19 *cm*, Rauhreif.
- Nr. 3. Bei 80 *cm* Eisschichte, bei 175 *cm* Eis, Neuschneelage 24 *cm*.
- Nr. 4. Bei 90 *cm* Eisschichte, bei 161 *cm* Eis, Neuschneelage 23·5 *cm*. Temp. 5 *cm* tief $-0\cdot3^{\circ}$ C.
- Nr. 5. Bei 75 *cm* Eisschichte, bei 185 *cm* Eis, Neuschnee 27 *cm*.
- Nr. 6. * naß! Neuschnee 27 *cm*; bei 194 *cm* Eis.
- Nr. 7. Neuschnee 23 *cm*; Eis bei 165 *cm*.
- Nr. 8. Neuschnee 36 *cm*; Eis bei 110 *cm*; oberste *schichte naß!

Auf die etwas wärmere Zeitperiode folgte sodann eine kältere und auf der Eiskruste sammelte sich der Schnee intensiver Schneefälle und begrub sie so in eine tiefere Lage, den alten Schnee vom neuen trennend.

Die Unterschiede beider Schneelagen konnte man bereits bei den Messungen deutlich konstatieren. Die oberen Schneeschichten bestanden aus einem leichten, blendendweißen Hoch-

schnee, der aus feinen, kleinen Eisnadelchen und Eissternchen bestand und so eine feinkörnige Mischung von Eis und Luft darstellt.

Unter der mittleren Eiskruste dagegen waren die Krystallnadeln zu immer größeren Körnern gruppiert. Der Schnee wird schwerer, körniger und ist nicht mehr so blendend weiß wie

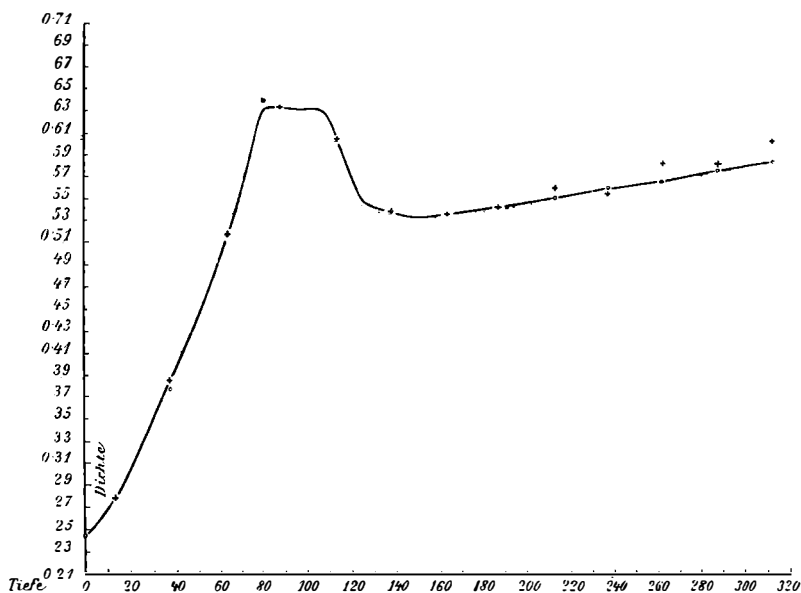


Fig. 2. Ort Nr. 1.

oben; wir haben echten Firnschnee vor uns. Die Körner nehmen an Größe mit der Tiefe zu und, genau betrachtet, erkennt man, daß sie aus vollständig durchsichtigem **Eise** bestehen, in das viele kleine Luftblasen eingeschlossen sind. Der Firnschnee hat seine **Krystallstruktur** vollständig verloren, indem durch häufiges **Schmelzen** und Wiedergefrieren die **Spitzen und Nadeln** der Krystalle abgeschmolzen sind und das **eindringende Schmelzwasser** um einzelne Kerne zu einem Kerne **zusammenfriert**. So konnten bei unseren Messungen gut die **Übergänge** von feinkörnigem **Hochfirn** unterhalb der Eiskruste bis zum grobkörnigen **Tieffirn** in zirka 3 m Tiefe übersehen werden.

In den Messungen oberhalb der Gletscherspalte, bei den Stellen Nr. 2 bis 8 konnte auch der scharfe Übergang von

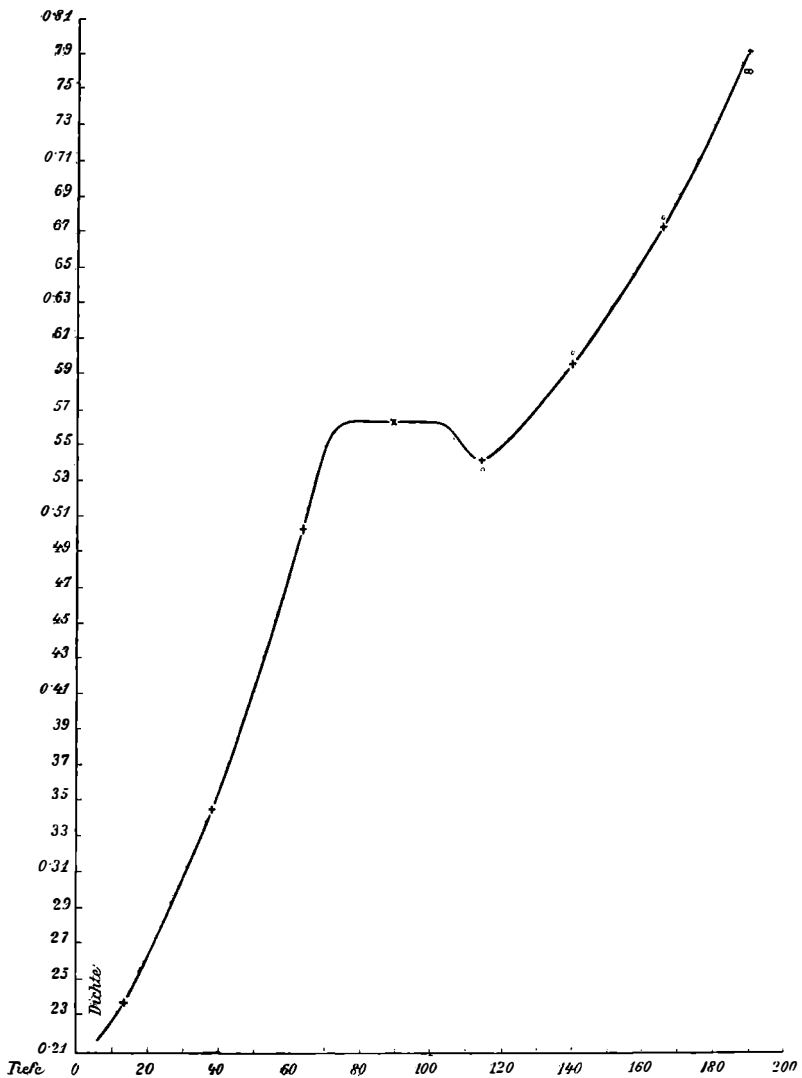


Fig. 3. Ort Nr. 2 bis 8.

Firnschnee zu Firneis beobachtet werden. Je tiefer man schreitet, desto größer werden die Firnkörner, jedoch ist der Übergang

von grobkörnigem Firn zu Firneis ein plötzlicher und unvermittelter. Das Firneis ist sehr fest und hart, jedoch nicht so dicht wie Gletschereis, ist von kleinen Blasen, die mit Luft erfüllt sind, durchzogen, bildet aber ein zusammenhängendes Ganzes. Mittels unseres Apparats konnte man von Firneis nur ganz dünne Scheiben herausbekommen, die aus sehr klarem Eise bestanden und eine Dichte von zirka 0·85 ergaben.

Was die Zunahme der Dichte mit der Tiefe bewirkt, ist mannigfaches. Frischgefallener Schnee drückt sich zu einem kleineren Volumen zusammen, wenn er einer höheren Temperatur ausgesetzt wird. Der Schnee besteht aus einem weiten Netz von Kapillarröhrchen, die das Wasser in sich wie ein Schwamm aufnehmen; die Luft, welche den größeren Teil eines bestimmten Schneevolumens ausmacht, wird durch die Poren ausgetrieben und die Dichte nimmt zu.

Bei dem Wärmeaustausch in den Oberflächenschichten der Schneelagen ist vor allem darauf zu achten, daß die Wärme vollständig dazu benützt wird, die obersten Schneeschichten zu schmelzen und nur insoweit mittelbar auf die unteren einen Einfluß ausübt, daß das Schmelzwasser langsam etwas einsickert, während dagegen die Kälte, wenn sie längere Zeit anhält, allmählich in immer tiefere Schichten bis in die tiefsten eindringt und nicht wie die Wärme, die an der Oberfläche vollständig verbraucht wird, für dieselben verloren geht. Eine weitere Ursache der zunehmenden Verdichtung des Schnees mit der Tiefe ist der Druck, den die oberen Schneelagen auf die unteren ausüben. Das Schneevolumen wird um so kleiner, je größer der Druck ist, der auf ihm lastet; die Luft wird ausgequetscht und die Dichte nimmt daher mit der Tiefe zu.

Zur analytischen Darstellung der Schneedichte mit der Tiefe wird von den meisten Autoren fast stets angenommen, daß die Dichte proportional der Tiefe zunehme und daß, wenn ρ die Dichte des Schnees, z die Tiefe, von der Oberfläche aus gerechnet, bedeutet, die Zunahme durch die Formel $\rho = \rho_0 + az$ dargestellt sein würde. Ein Blick auf unsere graphischen Darstellungen Fig. 2 und 3 zeigt uns sofort, daß diese Beziehung sicherlich für die oberen Schichten der Schneelagen nicht erfüllt ist. Die Zunahme erfolgt in einer gegen die Ordinaten-

achse schwach konkaven Kurve und kann somit durch eine lineare Beziehung nicht dargestellt werden.

Eine logarithmische Beziehung, von Abe¹ zuerst abgeleitet, gibt, wie wir sehen werden, viel besser mit den Tatsachen übereinstimmende Werte. Bezeichnet p den Druck der Schneedecke in der Tiefe z , so ist $\rho dz = dp$. Nimmt man weiters an, daß die Dichte des Schnees proportional dem Drucke der darüberlagernden Schneelagen ist, so ist $\rho = \rho_0 + Kp$, worin ρ_0 die Dichte an der Oberfläche und K eine Konstante bedeutet. Aus diesen zwei Gleichungen für ρ können wir p eliminieren und wir erhalten

$$Kdz = \frac{dp}{\rho}.$$

Ist ρ_0 die Dichte an der Oberfläche, so folgt

$$\log \rho = \log \rho_0 + Kz.$$

Diese Beziehung wurde auf unsere vier Kurvenzweige in Fig. 2 und 3 angewendet und ergab für die Zunahme der Schneedichte mit der Tiefe folgende Gleichungen:

Für Fig. 2, gültig von $z = 0$ bis $z = 80$:

$$\log \rho = \log 0.2404 + 0.00529z;$$

für Fig. 2, gültig von $z = 162.5$ bis $z = 312.5$:

$$\log \rho = \log 0.4863 + 0.00025z;$$

für Fig. 3, gültig von $z = 0$ bis $z = 70$:

$$\log \rho = \log 0.1946 + 0.00663z;$$

für Fig. 3, gültig von $z = 112.5$ bis $z = 187.5$:

$$\log \rho = \log 0.3198 + 0.00201z.$$

Diese vier Gleichungen stellen die Kurvenäste mit großer Genauigkeit dar, so daß die Abweichungen der beobachteten und berechneten Werte vollständig innerhalb der Beobachtungsfehler liegen. Folgende kleine Tabelle gibt diese Abweichungen für die einzelnen Kurven wieder.

¹ Meteorolog. Zeitschrift, Bd. 25, 1908, p. 461.

Tabelle IV.

Tiefe in Zentimeter	Berechnete Dichte (ρ)	Beobachtete Dichte (ρ)	Differenz
Fig. 2			
12·5	0·280	0·280	0·000
37·5	0·379	0·388	-0·009
62·5	0·515	0·515	0·000
80	0·637	0·635	-0·002
162·5	0·534	0·534	0·000
187·5	0·542	0·542	0·000
212·5	0·550	0·556	+0·006
237·5	0·557	0·556	-0·001
262·5	0·566	0·583	+0·017
287·5	0·574	0·578	+0·004
312·5	0·582	0·607	+0·025
Fig. 3			
12·5	0·236	0·236	0·000
37·5	0·345	0·344	-0·001
62·5	0·505	0·505	0·000
112·5	0·538	0·545	+0·007
137·5	0·604	0·594	-0·010
162·5	0·678	0·674	-0·004
187·5	0·762	0·795	+0·033

Betrachten wir nun die Werte K in den vier Gleichungen und die zugehörigen Werte von ρ_0 :

K	ρ_0
0·00663	0·1946
0·00529	0·2404
0·00201	0·3198
0·00025	0·4863

so finden wir die auffallende Tatsache, daß K regelmäßig abnimmt, wenn ρ_0 zunimmt, und zwar gehören diese Werte einer Kurve an, die Fig. 4 uns zeigt. Es besteht somit eine Beziehung zwischen ρ_0 und K , derart, daß wir eventuell in den obigen Gleichungen bloß mit einer Konstante auskommen könnten, während jetzt deren zwei, die gegenseitig voneinander abhängen, notwendig sind, um die Zunahme der Dichte mit der Tiefe analytisch darzustellen.

Da bereits Okada in »Journal of meteor. society of Japan, 1907, No 4« zur Bestimmung des Wärmeumsatzes in einer

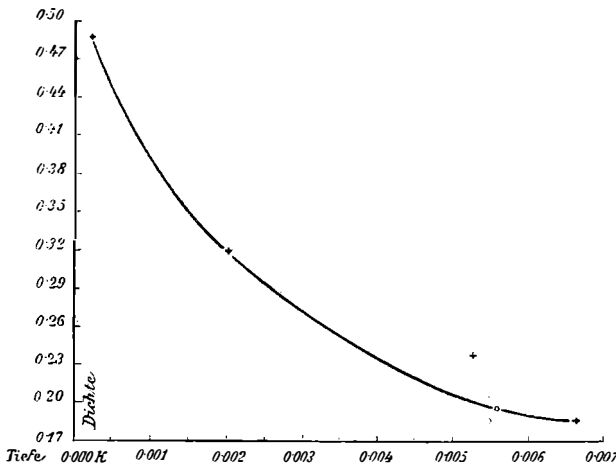


Fig. 4.

Schneedecke in Winterschneelagen die spezifische Dichte des Schnees in verschiedenen Tiefen gemessen, weiters Abe zu demselben Zwecke auch solche Bestimmungen gemacht hat, so wurde auch auf diese Beobachtungswerte die logarithmische Beziehung angewendet und man erhielt für die Zunahme der Dichte mit der Tiefe folgende Gleichungen:

$$\text{Okada. . . . } \log \rho = \log 0.1952 + 0.00558z,$$

$$\text{Abe } \log \rho = \log 0.1854 + 0.00545z.$$

Betrachten wir nun diese Werte von ρ_0 und K mit denen, die wir erhalten haben, so sehen wir, daß sie der Größenord-

nung zu unseren Werten sehr gut passen und die Beziehung zwischen ρ_0 und K nicht stören.

Die analytische Gleichung 1 gibt uns eigentlich keine Anhaltspunkte, wie man sich den Vorgang der Verdichtung der tieferen Schneeschichten vorstellen soll und gibt bloß eine Formel, die man eventuell dort benützen kann, wo man in die Rechnung die Zunahme der Dichte mit der Tiefe in geschlossener Form einführen muß, z. B. bei der Berechnung des Wärmeumsatzes in einer Schneedecke; sie besitzt keine weitere physikalische Bedeutung.

Denkt man sich nun vorerst überhaupt keine verdichtenden Kräfte in der Schneedecke vorhanden, so wird die Dichte überall in jeder Tiefe denselben Wert wie an der Oberfläche besitzen, da ein bestimmtes Schneevolumen keinen Veränderungen ausgesetzt ist. In diesem Falle würde in unserer früheren, die Zunahme der Dichte mit der Tiefe darstellenden Formel $\rho = \rho_0 + Kp$ die Konstante $K = 0$ sein.

Gehen wir nun zu dem der Wirklichkeit näher liegenden Falle über, daß das Schneevolumen durch den Druck, den die darüberliegenden Schichten ausüben, gewissen Veränderungen unterworfen ist, so können wir hier zwei voneinander verschiedene Fälle unterscheiden. Greifen wir irgendwo in der Tiefe z ein bestimmtes Volumen v Schnee heraus, so wird dieses Volumen zum Teil aus Wasser, zum Teil aus Luft bestehen, und zwar derart, daß, wenn man das Wasser von der Luft trennen könnte, $v_l \text{ cm}^3$ Luft und $v_w \text{ cm}^3$ Wasser darin enthalten wären.

Lassen wir nun auf dieses Volumen $v = v_w + v_l$ einen allseitigen Druck p wirken, so wird sich das Volumen v des Schnees verkleinern. Da sich nun das Volumen des Wassers v_w nicht ändern kann, so wird das Luftvolumen v_l Änderungen unterworfen sein. Diese Änderung des Luftvolumens v_l kann nun zweifach sein: Erstens kann v_l sich deshalb verkleinern, weil die Luft jetzt unter einem größeren Drucke p steht und komprimiert wird, ohne daß Luft entweicht, zweitens aber können wir annehmen, daß infolge des Druckes eine gewisse Luftmenge aus dem Schnee herausgetrieben wird und entweicht und die Verkleinerung von v_l davon herrührt.

Betrachten wir nun einmal den ersten Fall. An der Oberfläche des Schnees wirkt bloß der Luftdruck p_0 , in einer bestimmten Tiefe z dagegen neben dem Luftdruck p_0 noch das Gewicht der darüberliegenden Schneeschichten p , so daß hier der Schnee unter einem Drucke $p_0 + p$ steht. Ein Schneevolumen v_0 an der Oberfläche setzt sich aus $v_{0,\omega}$ cm^3 Wasser und aus $v_{0,l}$ cm^3 Luft zusammen und dementsprechend ein Schneevolumen v in der Tiefe z aus v_ω Wasser und v_l Luft. Nun wissen wir, daß $v_{0,\omega} = v_\omega$ ist und daß sich, wenn keine Luft entweicht, wie wir ja annehmen wollen, die Luftvolumina umgekehrt wie die Drucke, denen sie ausgesetzt sind, verhalten, also

$$\frac{v_l}{v_0} = \frac{p_0}{p_0 + p}.$$

Da nun $v = v_{0,\omega} + v_l$ ist, so wird

$$v = v_{0,\omega} + v_{0,l} \frac{p_0}{p_0 + p}$$

oder

$$\rho = \frac{1}{v} = \frac{p_0 + p}{v_{0,\omega}(p_0 + p) + v_0 p_0}.$$

Da p gegenüber p_0 eine sehr kleine Zahl ist, so können wir p gegen p_0 vernachlässigen und für $v_{0,\omega}(p_0 + p)$ den Ausdruck $v_{0,\omega} p_0$ nehmen. Führen wir diese Vereinfachung, die sicher erlaubt ist, ein, so erhalten wir

$$\rho = \rho_0 \left(1 + \frac{p}{p_0} \right)$$

oder

$$\rho = \rho_0 + \frac{\rho_0}{p_0} p.$$

Nach unseren früheren, empirisch die Abhängigkeit der Dichte vom Drucke wiedergebenden Gleichung $\rho = \rho_0 + Kp$ haben wir K als von ρ_0 abhängig erhalten. Nach diesen Überlegungen müßte dann $K = \frac{\rho_0}{p_0}$ sein, falls unsere Annahmen über den physikalischen Vorgang der Schneeverdichtung richtig wären. Unsere Gleichung gibt uns zwar eine Beziehung

zwischen ρ_0 und K , allein diese entspricht nicht im geringsten der empirisch gefundenen. Außerdem ergibt sich für K theoretisch ein viel zu kleiner Wert als jener, der den Beobachtungen entspricht; setzen wir rund $p_0 = 1033 \text{ g/cm}^3$ und ρ_0 im Mittel 0·27, so folgt $K = 0\cdot00026$, ein Wert, der im Mittel mehr als zehnmal kleiner als der empirisch gefundene ist. Ein kleiner Wert von K würde einer sehr geringen Zunahme der Schneedichte mit der Tiefe entsprechen, was schon daraus hervorgeht, daß die Volumsänderungen der Schneemasse infolge Kompression der in ihr enthaltenen Luft nur sehr geringfügig ausfallen können.

Wir kommen jetzt somit zum zweiten Falle, in welchem angenommen wird, daß die Kompression der Schneemasse durch den Druck der überlagernden Schichten Luft aus dem Schnee entweichen läßt, damit das Volumen der Schneemasse verkleinert und die Dichte derselben steigert. Sei an der Oberfläche das Schneesvolumen v_0 , in der Tiefe z dagegen v , so können wir stets $v = v_0 - \Delta v_0$ setzen, worin Δv_0 die Volumsverkleinerung von v_0 infolge des Entweichens einer bestimmten Menge Luft bedeutet. Diese Volumsverminderung v_0 ist nun sicherlich proportional dem Volumen v_0 selbst, da um so mehr Luft entweicht, je größer das Volumen v_0 ist; weiter ist Δv_0 auch dem Drucke p proportional, da unter denselben Verhältnissen bei einem größeren Drucke der Schnee stärker komprimiert wird, somit mehr Luft entweichen kann als bei einem geringeren Drucke. Wir können somit $\Delta v_0 = \gamma v_0 p$ setzen, worin uns dann γ die Volumsverkleinerung der Volumseinheit bei einem Drucke $p = 1$ angibt.

Führen wir nun Δv_0 in unsere frühere Beziehung ein, so wird

$$v = v_0(1 - \gamma p)$$

und somit

$$\frac{\rho_0}{\rho} = 1 - \gamma p.$$

Das empirische Gesetz der Dichtezunahme mit der Tiefe, das wir gefunden haben, lieferte die Gleichung

$$\log \frac{\rho_0}{\rho} = -Kz.$$

Der Zusammenhang zwischen γ und K wird dann erhalten, wenn wir diese beiden Gleichungen in Verbindung miteinander bringen. Es ergibt sich

$$\log(1 - \gamma p) = -Kz$$

oder schließlich

$$\gamma = \frac{1 - 10^{-Kz}}{p}$$

Sind unsere Annahmen über den Verdichtungsprozeß des Schnees in tieferen Lagen richtig, so muß diese Gleichung für zusammengehörige Werte von K , z und p stets dieselbe konstante Zahl γ liefern. An den früher mitgeteilten Beobachtungsergebnissen sind wir nun in der Lage, diese Bedingungsgleichung zu prüfen. Aus den Beobachtungen ergeben sich folgende Werte für γ :

		Tiefe <i>cm</i>					
		5	15	25	35	45	55
Okada							
$K = 0.00558$	p in g	1.00	3.22	5.75	8.62	11.89	15.60
	γ	0.062	0.054	0.048	0.042	0.037	0.032
Abe							
$K = 0.00545$	p	0.95	3.04	5.66	8.54	11.80	15.49
	γ	0.064	0.056	0.048	0.042	0.037	0.032
Ort Nr. 1							
$K = 0.00529$	z	12.5	37.5	62.5	87.5		
	p	3.2	11.4	22.6	37.0		
	γ	0.044	0.031	0.024	0.018		
Ort Nr. 2 bis 8							
$K = 0.00663$	p	2.7	9.9	20.5			
	γ	0.064	0.052	0.030			

Diese berechneten Werte von γ zeigen uns sofort, daß von einer Konstanz des Wertes γ nicht die Rede sein kann, da ja die Zahlen systematisch mit zunehmender Tiefe abnehmen. Tragen wir jedoch in ein Koordinatensystem die Tiefen als Ordinaten, die Werte γ als Abszissen ein, so ergibt sich die auffallende Tatsache, daß die Werte γ auf geraden Linien liegen, somit γ eine lineare Funktion der Tiefe z ist. Berechnen wir nun die Gleichungen dieser Geraden, so finden wir

für Okada	$\gamma = 0.063 - 0.000575 z$
für Abe	$\gamma = 0.064 - 0.000574 z$
<i>a</i> für Ort Nr. 1	$\gamma = 0.048 - 0.000375 z$
<i>b</i> für Ort Nr. 2 bis 8	$\gamma = 0.073 - 0.000625 z$
als Mittelwert $\frac{a+b}{2}$	$\gamma = 0.061 - 0.000500 z$

Man erhält somit für γ tatsächlich an der Oberfläche ($z = 0$), so verschieden auch die Anfangsbedingungen sind, von denen wir ausgegangen, einen konstanten Wert 0.062. Für jede tiefere Schichte bleibt in allen Fällen γ ebenfalls konstant, jedoch ist es etwas kleiner als an der Oberfläche und in jeder ihr überliegenden Schichte. Was bedeutet nun dies? Da γ die Volumsverkleinerung der Volumseinheit bei dem Drucke $p = 1$ infolge des Entweichens einer bestimmten Menge Luft, so würde dies heißen, daß diese Menge nicht für alle Tiefen dieselbe ist, sondern der Faktor, welcher angibt, eine wie große Menge Luft unter einem bestimmten Druck entweicht, hängt von der Tiefe ab. Daß diese Zahl γ für die Oberfläche und die tieferen Schichten nicht denselben Wert haben kann, ist leicht verständlich. Die Umstände, unter denen sich an der Erdoberfläche das Schneevolumen befindet, sind ganz andere als in einer bestimmten Tiefe. An der Oberfläche ist der Raum nach oben, wohin die Luft entweichen kann, vollständig frei, es wird dem Entweichen der Luft kein Hindernis gesetzt und der Prozeß kann ungestört vor sich gehen; in der Tiefe dagegen ist das Schneevolumen auf allen Seiten von fast gleich dichten Schneelagen umgeben und das Entweichen von Luft wird nicht so leicht vonstatten gehen wie an der Oberfläche, da sich unten die Luft erst durch die ganze Schichte hindurcharbeiten muß, bis sie frei wird. Diese Überlegung sagt uns aber nichts anderes, als daß γ mit der Tiefe abnehmen muß, und zwar je tiefer das Schneevolumen sich befindet, um so größer wird die Differenz zwischen dem γ an der Oberfläche und dem tatsächlichen sein. Der Faktor, der die Abnahme von γ mit der Tiefe angibt, zeigt sich in unseren Gleichungen ebenfalls als fast konstant, im Mittel 0.00055 und gibt so

ebenfalls einen Anhaltspunkt für Richtigkeit unserer Überlegungen.

Aus dieser letzten, den beobachteten Tatsachen am nächsten kommenden Darstellung der Schneedichte mit der Tiefe und deren Ursachen finden wir somit, daß der mächtigste Faktor der Verdichtung der unteren Schneelagen der Druck der überlagernden Schneeschichten ist, welcher die Luft aus dem Schnee austreibt und dadurch die Dichte desselben steigert. Andere Faktoren wirken störend auf eine regelmäßige Abnahme der Dichte mit der Tiefe, indem sie bloß die oberen Schneeschichten beeinflussen und erst mittelbar von Einfluß auf die unteren sein können.

Zusammenfassend können wir somit sagen:

Bei den am Hohen Sonnblickferner vorgenommenen Schneedichtebestimmungen ist eine regelmäßige Zunahme der Schneedichte mit der Tiefe wahrzunehmen, zu dessen Erklärung vollständig die Annahme hinreicht, daß der Druck der überlagernden Schneeflächen die unteren komprimiert, die Luft, die sich in den Poren des Schnees befindet, zum Teil austreibt und die Dichte desselben vergrößert. Andere verdichtende Faktoren bewirken eine Störung in der regelmäßigen Zunahme der Dichte mit der Tiefe, indem dieselben vorwiegend die Dichte der Oberflächenschichten vergrößern, die unteren jedoch fast intakt lassen. Bei den Messungen konnten gut die charakteristischen Unterschiede zwischen Hochschnee, Firnschnee und Firneis beobachtet werden. Hochschnee hat eine mittlere Dichte von 0·35, Firnschnee von 0·55 und Firneis eine Dichte von zirka 0·85. Der Übergang von Hochschnee in Firnschnee ist allmählich so wie jener von Hochfirn in Tieffirn, unvermittelt jedoch jener von Tieffirn in Firneis.
