

Zeitschrift: Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen = Swiss forestry journal = Journal forestier suisse
Herausgeber: Schweizerischer Forstverein
Band: 88 (1937)
Heft: 1

Artikel: Schneetemperaturen, Schneekriechen und Schneekohäsion
Autor: Oechslin, Max
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-767789>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 05.05.2025

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

Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen

Organ des Schweizerischen Forstvereins

88. Jahrgang

Januar 1937

Nummer 1

Schneetemperaturen, Schneekriechen und Schneekohäsion. Von Kantonsoberröster Dr. h. c. Max Oechlin, Altdorf-Uri.

Im Rahmen der Arbeiten der Schweizerischen Schnee- und Lawinenforschungskommission wurden im Gebiet des Gotthards in den verflossenen drei Wintern neben allgemeinen Schnee- und Lawinenbeobachtungen im besondern Untersuchungen über die Schneetemperaturen, das Schneekriechen und die Schneekohäsion durchgeführt, über die im folgenden berichtet werden soll, unabhängig der zahlreichen Schneeforschungsarbeiten, die anderweitig unternommen worden oder im Gang sind. Wir wollen hier lediglich dem Forstpraktiker einen Einblick in das « interne Gebiet des Schnees » geben, um ihm zu zeigen, wie *lebendig* der Schnee ist und ganz und gar nicht als eine tote Masse bezeichnet werden darf.

Schneeprofiltemperaturen.

Eduard Rübel hat in seiner Arbeit « Alpine und arktische Flora und Vegetation » (Veröffentlichung des Geobotanischen Institutes Rübel, Zürich, 3. Heft, 1925, Festschrift Carl Schröter) darauf hingewiesen, dass in der Schneedecke die Temperaturen im allgemeinen wenige Zentimeter unter der Schneeoberfläche oft bedeutend tiefer als die Lufttemperatur sind, gegen die Bodenoberfläche zu aber steigen und über dem Boden um null Grad C herum sich bewegen.

F. Levi und U. Chorus, Davos, haben anlässlich der Jahresversammlung der S. N. G. Thun, 1932, eine Mitteilung über « Wintertemperaturen in und unter der Schneedecke » bekanntgegeben (vide Verhandlungen der S. N. G. 1932). Sie fanden ebenfalls bei ihren in Davos durchgeführten Untersuchungen, dass die Schneetemperaturen direkt über dem Erdboden mehr oder weniger um null Grad C sich bewegen und der Schnee « nur während und kurz nach dem Einschneien Temperaturen zeigt, die wenige Zehntelgrade unter dem Gefrierpunkt liegen, dann aber auf etwa $+ \frac{1}{2}^{\circ}$ steigen und so während des ganzen Winters bleiben. Nur sehr starke Kälteperioden, die eine Erniedrigung der Lufttemperatur um etwa 10° bringen, wirken sich an der Bodenoberfläche als kleine Temperaturerniedrigung aus von wenig Zehntelgraden, und zwar mit einer erheblichen Verzögerung ».

Rudolf Geiger, München, hat auf dem Flugplatz von München ebenfalls Temperaturmessungen im und über dem Schnee vorgenommen und schon für ganz geringe Schneeschichten von kaum Schuhhöhe erkannt, dass die Bodenwärme auf die Schneeschichttemperatur

erhöhend wirkt und die Schwankungen, die von der Luft her in die Schneeschicht getragen werden, in den bodennahen Schneeschichten ausgeglichen oder fast ganz behoben werden (vide « Forstwirtschaftliches Zentralblatt », 2. Februarheft 1936).

Gegenwärtig ist die Forschungsstation Davos der Schneeforschungskommission unter Leitung von Dr. Mörikofer (Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos) daran, mit Hilfe von besondern

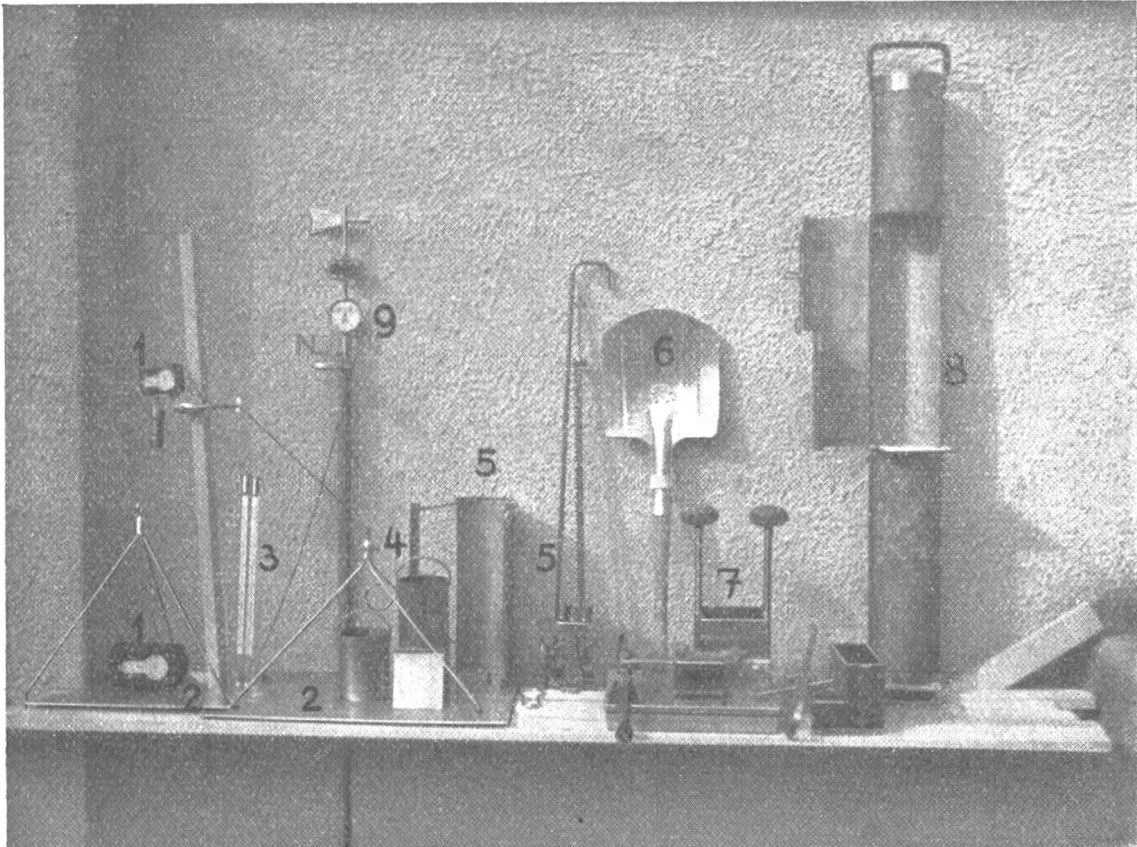


Abb. 1. Schneemessinstrumente.

Photo Oechslin.

1. Kryokinometer;
2. „ „, Schubplatte, drei- und viereckig, System Oechslin;
3. Thermometer mit Zehntelsgradteilung;
4. Gefässe zur Bestimmung des spezifischen Gewichts $\frac{1}{2}$ und 1 dm^3 ;
5. Stangenwaage zur Bestimmung des spezifischen Gewichts;
6. Schneeschaukel;
7. Schneekohäsionsmessinstrument Oechslin;
8. Schneeröhre;
9. Windmesser.

Einrichtungen für den ganzen Winter ununterbrochene Schneeprofiltemperaturen aufzunehmen, die uns für ein besonderes Schneeprofil eingehenden Einblick in das Temperaturleben des Schnees geben werden.

Es dürfte allgemein bekannt sein, dass eine auf dem Boden liegende *Schneelage*, von zum Beispiel 100 cm Höhe, nicht aus einer einheitlichen, homogenen Schneemasse besteht, sondern aus verschiedenen *Schneesichten*, die auf die einzelnen Schneefälle und Schneeverwehungen zurückzuführen sind. Chemisch ist es immer H_2O , diese Wasserstoff-Sauerstoff-Vereinigung, die in den verschiedenartigsten

Formen vor unsere Augen treten kann, die im Grunde genommen alle im Schnee vereinigt sind, ist Schnee doch ein Gemenge von Eis (Schneekristallen), Wasser, Wasserdampf und Luft. So ist die gesamte Schneemasse nichts Einheitliches, sondern jede Schneesicht weist ihre eigene Struktur auf, abhängig vom Mengezustand des « H_2O -Aggregates», vom feinkristallinen, pulverigen Neuschnee und in der steten Umwandlung zu körniger Masse geänderten Schnee bis zum eisigen Harsch, der nur wenige Millimeter, aber auch einige Zentimeter stark als Regen-, Wind- oder Sonnharsch zwischen den Schneeschichten liegen kann, ein Umwandlungsprodukt der Schneekristalle, die geschmolzen zu Wasser wurden und wieder gefroren. So ist wohl verständlich, dass die Schneelage keine einheitlichen Temperaturen aufweisen kann, sondern nach oben eine Angleichung an die Lufttemperaturen und nach unten eine solche an die Bodentemperatur aufweist. Der grosse Wechsel, der in der Lufttemperatur im Verlauf des Winters und ganz besonders während der Tag- und Nachtzeiten zu verzeichnen ist, wird deshalb in den oberen Schichten einer Schneelage ebenfalls zum Ausdruck kommen, während die Gleichmässigkeit der Bodentemperatur sich entsprechend in den untersten Schneelagenschichten äussert und hier die Schneetemperaturen im Bereich um $\pm 0^\circ$ hält. Erst bei Eintritt der Schneeschmelze, sei es im Frühjahr oder im Föhngebiet bei Föhn, tritt mit dem Vorgang der Schneeschmelze, der endgültigen Umwandlung des Eises in Wasser und Wasserdampf, ein durchgehender Temperatenausgleich statt, das heisst die Erhöhung der Schneetemperaturen auf $\pm 0^\circ \text{C}$ im ganzen Schneeprofil. Unsere an den verschiedensten Orten im St. Gotthardgebiet und unter den verschiedensten Witterungsverhältnissen durchgeführten Schneeprofiluntersuchungen haben gezeigt, dass die bodennahen Schneeschichten die geringsten Temperaturschwankungen, die luftnahen obersten Schneeschichten dagegen die grössten Schwankungen in der Temperatur zeigen.

Ein typisches winterliches Schneeprofil finden wir in folgender Aufnahme :

Gurschen ob Andermatt, zirka 1790 m ü. M.

Nordhang :

Windstärke im Mittel 2,7 m/sec.;

Lufttemperatur $-5,4^\circ \text{C}$, nachmittags 15 Uhr;

Schneelage 157 cm;

Temperatur des Schnees in

15 cm Tiefe	$-7,2^\circ \text{C}$
35 » »	$-6,9^\circ \text{C}$
55 » »	$-5,6^\circ \text{C}$
75 » »	$-4,1^\circ \text{C}$
95 » »	$-3,6^\circ \text{C}$
115 » »	$-2,6^\circ \text{C}$
135 » »	$-1,4^\circ \text{C}$
155 » »	$-0,2^\circ \text{C}$
157 » » (Boden) . . .	$-0,2^\circ \text{C}$

Bis 55 cm Tiefe haben wir hier somit eine Temperatur, die unter derjenigen der Luft steht. Dann steigt die Temperatur, bis sie in Bodennähe nahe null Grad ist. Die luftgleiche Temperatur dürfte bei zirka 60 cm Schneetiefe liegen, was uns einen Hinweis gibt, dass die Bodentemperatur sich weiter hinauf temperaturerhöhend im Schnee zu äussern vermag, als die Lufttemperatur abwärts temperaturerniedrigend. Bei unsern Messungen auf verschiedenen Höhenlagen und zu verschiedenen Zeiten haben wir beobachten können, dass bis zu durchschnittlich -8° Lufttemperatur die Schneetemperaturen der obersten Schichten tiefer stehen können, dass aber bei grossen Tieftemperaturen der Luft von -10° und mehr der Schnee diese Temperaturen nur erreicht, wenn die Kälte von längerer Dauer ist. Die Bodenwärme wirkt sich dank ihrer Konstanz stärker aus und vermag so Lufttiefemperaturen im Schnee bis in die obersten Schichten zu verkleinern. Geiger fand in selber Weise, dass die Schneedecke die Temperatur-extreme mildert, weshalb zum Beispiel vom Schnee bedeckte Pflanzen nicht erfrieren. Im Januar und Februar 1935 konnte Geiger als absolute Tiefsttemperatur auf dem Münchener Flugplatz $-23,9^{\circ}$ zwischen 10 und 50 cm über der Schneeoberfläche beobachten, während innerhalb der Schneedecke $-8,4^{\circ}$ das tiefste Minimum waren, wobei der Boden in 1 cm Tiefe $-4,7^{\circ}$ aufwies. Die mittlere tiefste Lufttemperatur erreichte $-12,2^{\circ}$, diejenige der 8 cm starken Schneelage $-4,2^{\circ}$ und diejenige des Bodens $-2,1^{\circ}$, während die entsprechenden mittleren Höchsttemperaturen $-0,5^{\circ}$, $+0,1^{\circ}$ und $-1,1^{\circ}$ erreichten. Der ausgleichende Einfluss einer selbst sehr geringen Schneelage ergibt sich besonders aus den Vergleichen der mittleren Tagesschwankungen, die 20 cm über der Schneeoberfläche $11,7^{\circ}$ und im Schnee nur $4,3^{\circ}$ betrugen.

Neben der Temperatur der Luft ist auf die Temperatur der obersten Schneesicht die Luftströmung von Einfluss, wobei nach unsern Beobachtungen die Stärke nicht von Wichtigkeit ist, sondern weit mehr der Feuchtigkeitsgrad der bewegten Luft. Setzt trockener Wind ein, so vermag derselbe die Temperatur der obersten Schneesicht durch die Steigerung der Wasserverdunstung zu erniedrigen. Es bildet sich Verdunstungskälte. Doch konnten wir diesen Zustand nur beobachten, solange die Luftfeuchtigkeit unter 60% blieb. Bei einer Luftfeuchtigkeit von über 60% war keine Temperaturbeeinflussung durch den Wind mehr zu konstatieren, wie dies auch bei anhaltendem Föhn der Fall ist. Luft- und Schneetemperaturen verlaufen dann mehr oder weniger parallel, wobei Temperaturzunahme oder -abnahme im Schneeprofil verzögert sich zeigen, wie dies aus der nachfolgenden Tabelle deutlich hervorgeht, die eine Schneeprofilbeobachtung ob Hospenthal festhält, vom 13. Februar 1936, 16.30 Uhr, bis 16. Februar, 18.30 Uhr, mit Ablesung der Instrumente alle zwei Stunden. Höhenlage zirka 1500 m ü. M.; Mulde am Nordwesthang des St. Annaberges. Windstärke mit Schalenkreuzanemometer 50 cm über der Schneeoberfläche gemessen, je Durchschnitt in fünf Minuten; Lufttemperatur 30 cm über der Schneeoberfläche; Luftfeuchtigkeit 30 cm über der S. O.; Schneetemperaturen in 10, 40, 57, 75 und 90 cm (1 cm über Boden) Tiefe

(entsprechend der fünf Hauptschneesichten). Wir erkennen in der Tabelle mit aller Deutlichkeit, wie die Lufttemperatur in den ersten 16 Stunden der Beobachtungsperiode sank und den Tiefstand innehielt, der Südwestwind sehr schwach war und die Luftfeuchtigkeit sank und die Schneetemperatur der obersten Schneesicht unter der Lufttemperatur blieb. Dann setzte Föhn ein, der die Lufttemperatur über null Grad brachte, der die Temperatur der obersten Schneesicht bis zur Schmelztemperatur erst folgte, als nach weitem 48 Stunden die vorerst bis 21% gesunkene Luftfeuchtigkeit durch Aufnahme von Wasserdampf aus der Schneesicht auf über 60% gesteigert wurde. In den tiefern Schichten blieb die Temperatur unter null Grad, es trat keine Schmelzung der Schneelage ein. In den einzelnen Schichten erkennt man den nach unten mehr und mehr verzögerten Eintritt der Temperaturerhöhungen, die in der obersten Schicht um Mittag des zweiten Beobachtungstages eintrat, in der zweiten Schicht nach Mitternacht, um 3 Uhr des dritten Tages, in der dritten Schicht im Verlauf des Morgens, in der vierten Schicht erst gegen Morgen des vierten Tages und in der Bodennahenschicht im Verlauf des Nachmittages des vierten Tages. Am 17. Februar folgte nebliges Wetter mit leichtem lokalen Schneefall.

Der Zusammenhang zwischen Windstärke, Luftfeuchtigkeit, Lufttemperatur und Schneetemperatur in 15 cm Schneetiefe ergibt sich aus nachfolgender Zusammenstellung von einigen Hauptdaten :

Messung	Windstärke in m/sec	Luftfeuchtigkeit in %	Temperatur	
			der Luft	des Schnees
1.	2,7	41	— 5,4°	— 7,2°
2.	14,7	28	— 4,8°	— 9,5°
3.	4,5—7,8	44	— 4,0°	— 6,2°
4.	4,0	37	— 1,7°	— 3,0°
5.	6,2	62	— 3,4°	— 3,2°
6.	1,6	52	— 16,3°	— 10,4°
7.	1,8	45	— 14,4°	— 10,9°
8.	0,1	55	— 8,0°	— 7,8°
9.	3,7	26	+ 3,7°	— 9,0°
10.	3,1	24	+ 3,2°	— 6,2°
11.	3,9	27	+ 4,6°	— 2,4°
12.	2,1	64	+ 3,4°	± 0°
13.	3,1	76	+ 1,6°	± 0°
14.	2,8	80	+ 0,2°	± 0°
15.	5,9	73	+ 1,4°	± 0°
16.	4,3	70	+ 0,9°	— 0,1°

Bleibt die Lufttemperatur über null Grad, so findet im ganzen Schneeprofil ein Ausgleich der Temperaturen um den Schmelzpunkt statt. Wir treffen ein solches Profil im Spätwinter und Frühjahr, wenn die Schneeschmelze eintritt, aber auch bei andauerndem Föhn mitten im Winter. Dabei vermag aber vorhandener Oberflächenharsch den

Datum und Ablesungszeit	Windstärke	Luft- feuchtigkeit	Luft- temperatur	Sneetemperaturen in				
				10	40	57	75	90
				cm Sneetiefe				
13. II. 16 ³⁰	mm/sec	%						
	1,7	31	— 2,4	— 4,4	— 3,8	— 2,6	— 1,4	— 0,4
18 ³⁰	0,4	45	— 4,8	— 8,6	— 3,8	— 3,0	— 1,6	— 0,4
20 ³⁰	0,1	55	— 8,0	— 9,3	— 4,6	— 2,8	— 1,5	— 0,4
22 ³⁰	0,2	51	— 8,2	— 9,8	— 4,4	— 3,1	— 1,6	— 0,5
14. II. 24 ³⁰	0,4	54	— 8,6	— 9,9	— 4,4	— 3,0	— 1,5	— 0,4
2 ³⁰	0,0	40	— 8,5	— 10,0	— 4,5	— 2,9	— 1,5	— 0,4
4 ³⁰	0,1	28	— 8,5	— 10,1	— 4,5	— 3,0	— 1,5	— 0,5
6 ³⁰	0,0	34	— 8,9	— 10,0	— 4,6	— 3,1	— 1,6	— 0,6
8 ³⁰	0,0	32	— 8,4	— 9,7	— 4,6	— 3,1	— 1,6	— 0,5
10 ³⁰	1,5	30	— 2,3	— 10,2	— 4,6	— 3,1	— 1,5	— 0,5
12 ³⁰	3,7	26	+ 3,7	— 9,7	— 4,4	— 3,0	— 1,6	— 0,5
14 ³⁰	3,1	21	{ + 4,8 } { + 4,4 }	— 8,4	— 4,0	— 3,0	— 1,6	— 0,4
16 ³⁰	3,1	24	+ 3,2	— 6,9	— 4,1	— 3,1	— 1,5	— 0,4
18 ³⁰	3,0	34	— 1,0	— 5,0	— 4,1	— 3,0	— 1,6	— 0,5
20 ³⁰	3,3	30	{ — 3,2 } { — 0,8 }	— 5,1	— 4,0	— 3,0	— 1,5	— 0,4
22 ³⁰	2,7	36	— 0,8	— 4,8	— 4,1	— 3,1	— 1,5	— 0,4
15. II. 24 ³⁰	3,0	34	— 1,3	— 4,7	— 4,0	— 2,9	— 1,5	— 0,5
2 ³⁰	1,7	34	— 0,9	— 4,8	— 4,0	— 3,0	— 1,6	— 0,5
4 ³⁰	2,1	36	+ 0,5	— 4,4	— 3,4	— 3,1	— 1,6	— 0,5
6 ³⁰	2,2	35	+ 2,0	— 4,2	— 3,6	— 3,0	— 1,6	— 0,5
8 ³⁰	1,7	34	+ 2,2	— 4,2	— 3,4	— 3,0	— 1,5	— 0,4
10 ³⁰	2,9	32	+ 3,6	— 3,9	— 3,2	— 2,9	— 1,5	— 0,4
12 ³⁰	3,9	27	+ 4,6	— 2,0	— 2,9	— 2,8	— 1,5	— 0,5
14 ³⁰	3,1	34	+ 4,3	— 2,1	— 2,8	— 2,9	— 1,6	— 0,4
16 ³⁰	2,6	41	+ 2,9	— 1,9	— 2,6	— 2,5	— 1,5	— 0,5
18 ³⁰	3,4	48	+ 2,1	— 2,3	— 2,4	— 2,5	— 1,5	— 0,4
20 ³⁰	3,7	54	+ 2,6	— 2,1	— 2,5	— 2,6	— 1,6	— 0,4
22 ³⁰	3,5	56	+ 3,1	— 1,0	— 2,0	— 2,4	— 1,6	— 0,4
16. II. 24 ³⁰	2,4	56	+ 2,6	— 0,9	— 1,4	— 1,8	— 1,5	— 0,5
2 ³⁰	2,6	57	+ 3,5	— 1,5	— 1,6	— 1,7	— 1,5	— 0,5
4 ³⁰	1,9	61	+ 3,1	— 0,4	— 1,0	— 1,2	— 1,4	— 0,4
6 ³⁰	2,3	60	+ 3,3	— 0,1	— 0,5	— 0,8	— 1,0	— 0,4
8 ³⁰	2,1	64	+ 3,4	0	— 0,4	— 0,6	— 0,8	— 0,4
10 ³⁰	2,9	65	+ 3,4	0	— 0,2	— 0,3	— 0,4	— 0,4
12 ³⁰	2,8	71	+ 3,1	— 0,1	— 0,2	— 0,4	— 0,4	— 0,3
14 ³⁰	3,4	68	+ 3,3	0	— 0,1	— 0,3	— 0,2	— 0,2
16 ³⁰	3,1	66	+ 2,3	0	0	— 0,1	— 0,1	— 0,1
18 ³⁰	3,1	76	+ 1,6	0	— 0,1	— 0,1	— 0,1	— 0,1
50 cm 30 cm über der Schneeoberfläche				Hospenthal, zirka 1500 m ü. M.				

Schnee gegen aussen zu isolieren, so dass die Temperaturen in den tiefern Schneeschichten um einige Zehntelgrade unter null Grad bestehen bleiben, ein Umstand, auf den der Widerstand, des Firnschnees und im Winter an der Oberfläche stark verharschteter Schnee gegen Sonne und Regen zurückzuführen ist. Auch Harschschichten, die mitten in der Schneelage liegen, vermögen vorübergehend eine Isolierung zu verursachen, so dass über der Harschschicht die Temperaturen die Schmelze erreichen, unter derselben aber Temperaturen unter null Grad so lange erhalten bleiben, bis das Schmelzwasser, langsam durch die Schneeschichten tiefersickernd, den Harsch auflösend, die Schmelztemperatur durch die ganze Schneelage verteilt. Föhnschmelze ist wohl auch die Ursache, die Tieftemperaturen in den untersten Schneeschichten, die auf starkgefrorenen Boden vor dem Einschneien zurückzuführen sind, zu heben vermag und die Bodentemperatur bis um null Grad hebt. Nur da, wo keine Föhnschmelze während des Winters eintrat, konnten wir unter einer Schneelage Temperaturen konstatieren, die nennenswert unter dem Gefrierpunkt lagen und den gefrorenen Boden, wie er vor dem Einschneien bestand, erhielten. Während die oberste Schneeschicht allgemein starkem Temperaturwechsel ausgesetzt bleibt, konstatieren wir, dass, je tiefer wir im Schnee steigen, um so gleichmässiger die Temperaturkurve verläuft. Der « normale Temperaturstand » bleibt erhalten.

Es wäre nun aber irrig, zu glauben, dass in einer Schneelage lediglich in der vertikalen Richtung grosse Temperaturdifferenzen bestehen und in der horizontalen eine Temperaturgleichheit in jeder einzelnen Schicht vorhanden sei. Wir treffen im Gegenteil auch in der horizontalen Richtung Temperaturgefälle, die auf die im Schnee vorhandene Luftzirkulation zurückzuführen sind. Bei einer homogenen Schneeschicht sind die Differenzen allerdings klein, wie dies aus folgendem Profil entnommen werden kann :

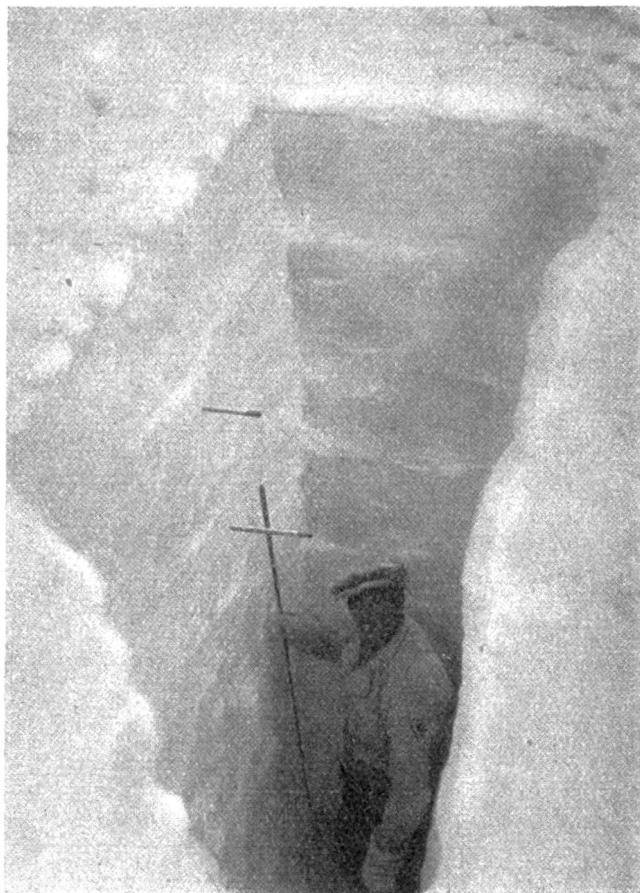


Abb. 2. Photo Oechslin.

Ausstechen eines Schneeprofiles, 315 cm Tiefe, Schichtaufnahme und Temperaturmessung.

Gotthard-Brügglochboden, Februar 1936.

Fort Bätzberg, Andermatt, 1760 m ü. M.

Mulde am Nordosthang :

Windstärke im Mittel 14,7 m/sec.;

Lufttemperatur — 4,6°, nachmittags 13 Uhr;

Schneelage durch Wind gehäuft, 125 cm;

Schneetemperaturen

im Ostprofil	in cm Tiefe	im Westprofil
— 9,6°	10	— 9,4°
— 9,4°	25	— 9,2°
— 7,0°	35	— 6,6°
— 6,0°	55	— 5,4°
— 4,2°	75	— 3,5°
— 2,4°	100	— 2,2°
— 0,6°	120	— 0,6°
— 0,6°	125	— 0,6°

(Boden)

Distanz 100 cm

Wir erkennen hier, dass im östlichen Profil ein absteigender Luftstrom die Temperaturen erniedrigte oder im westlichen Profil ein aufsteigender Luftstrom eine Erhöhung der Temperaturen brachte.

Ganz verschiedenartig werden nun in der Horizontalen die Temperaturverhältnisse, wenn die Schneelage nicht mehr aus einer gleichmässigen Schneemasse, sondern aus verschiedenen Schneesichten besteht. Die Temperaturdifferenzen können hier auf kurze Distanzen von wenig Metern mehrere Grade erreichen. Eine Schneelage von 55 cm Mächtigkeit, aus einer körnigen Schneesicht von 20 cm Mächtigkeit über dem Boden liegend bestehend, darüber ein Harsch von 1 cm, weiter eine Schneesicht von 10 cm von festkörniger Struktur und darauf eine solche von 24 cm von loser, flockiger Form, ergab folgende Temperaturprofile, je in 50 cm Abstand gemessen :

Fort Bätzberg, 1840 m ü. M., Andermatt.

Südhang, Geröllgand :

Windstärken 4,5 bis 7,8 m/sec.;

Lufttemperatur — 1,6 bis — 4,2° C, von 10 bis 11.30 Uhr;

Schneetemperatur in							
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
15 cm . . .	— 6,0	— 6,2	— 5,6	— 5,4	— 5,6	— 5,5	— 5,6
30 cm . . .	— 3,4	— 3,4	— 3,0	— 2,8	— 3,1	— 3,4	— 4,6
50 cm . . .	— 2,5	— 2,5	— 2,2	— 2,0	— 2,3	— 2,3	— 2,5
	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
15 cm . . .	— 3,8	— 4,5	— 4,4	— 4,7	— 5,6	— 5,8	— 7,0
30 cm . . .	— 2,5	— 2,7	— 2,8	— 3,0	— 4,0	— 3,9	— 4,4
50 cm . . .	— 2,0	— 2,0	— 2,1	— 2,2	— 2,3	— 2,3	— 2,5

Im Bereich der Profile 8 bis 11 tritt ein deutlicher « Warmluftstrom » aufwärts hervor, der die Temperaturen der obersten Schnee-

schichten nennenswert zu erhöhen und die Abkühlung, die infolge der Windzunahme und des Sinkens der Lufttemperatur, wie sie im Profil 14 zum Ausdruck kommt, völlig zu beheben vermochte. Der Boden besass in 1 cm Tiefe $-1,8^{\circ}$.

Besitzt die Schneelage eine wechselnde Mächtigkeit, so ändern sich die Temperaturprofile noch stärker, weil hier bei der geringern Schneetiefe die Bodenwärme stärker zum Ausdruck kommt als beim höhern Schneeprofil: die Grenze, wo sich die Temperaturbeeinflussung vom Boden her und diejenige von der Luft her im Schnee treffen, wird verschoben.

Gurschen ob Andermatt, 1790 m ü. M. (wie Profil Nr. 1):

Östliches Profil	Schneetiefe	Westliches Profil
$-7,2^{\circ}$	15 cm	$-6,4^{\circ}$
$-6,9^{\circ}$	35 »	$-5,2^{\circ}$
$-5,6^{\circ}$	55 »	$-3,8^{\circ}$
$-4,1^{\circ}$	75 »	$-2,0^{\circ}$
$-3,6^{\circ}$	95 »	$-0,6^{\circ}$
$-2,6^{\circ}$	115 »	$-0,2^{\circ}$ (Boden 100 cm)
$-1,4^{\circ}$	135 »	
$-0,2^{\circ}$	155 »	
$-0,2^{\circ}$ (Boden)	157 »	
Distanz 170 cm		

Die Lufttemperatur betrug an beiden Orten 30 cm über der Schneeoberfläche, $-5,5^{\circ}$ C, bei gleichen Windstärken von 2,5 bis 3,1 m/sec. und einer durchschnittlichen Luftfeuchtigkeit von 48%, so dass in der obersten Schneeschicht Verdunstungskälte sich bildete. Im westlichen Profil liegt die Temperatur der obersten Schneeschicht $0,8^{\circ}$ höher als im östlichen. In 75 cm Tiefe beträgt die Differenz $2,1^{\circ}$ und in 95 cm Tiefe sogar 3° , da im westlichen Profil bei 100 cm Tiefe der Boden, der $-0,2^{\circ}$ aufweist, bereits erreicht ist. Bei der geringern Schneehöhe hat offensichtlich der aufsteigende Luftstrom eine stärkere Beeinflussung der Schneetemperatur gebracht als im östlichen Profil mit grösserer Schneehöhe. Die Umkehrung tritt bei anhaltenden Tieftemperaturen der Luft ein, so dass eine stärkere Beeinflussung von aussen her im Schneeprofil von geringerer Mächtigkeit eintritt, sobald keine Verdunstung mehr die Luftzirkulation von unten nach oben fördert. Bei geringerer Schneemächtigkeit ist das Temperaturprofil zwischen Schneeoberfläche und Boden rascher ausgeglichen als bei grösserer Schneehöhe, und es ist klar, dass die Schneenumformung in den einzelnen Schichten sowohl von aussen her, als auch vom Boden her beeinflusst wird.

Schneekriechen.

Für die Lawinenkunde ist von grosser Wichtigkeit, dass wir nicht nur die Grossbewegungen des Schnees kennen, die sich direkt als Abriss einer Schneelage oder Schneeschicht, als Lawine oder Schneebrett, äussern, sondern ganz besonders auch die Kleinbewegungen, die

zu sehen für uns schwieriger sind. Allgemein bekannt sind uns aber die Erscheinungen in der Natur, die uns von der langsamen Kriechbewegung der Schnees erzählen. Wenn die Berner vom Sueggischnee, die Urner vom Schlämschnee und die Glarner vom Märtschenschnee sprechen, so bezeichnen sie damit im besondern den langsam hangabwärts kriechenden Schnee, der den Baumstämmen die hangabwärts gerichtete Sichelform gibt, Sträucher und Gras glatt über den Boden legt und in der Richtung des grössten Hanggefälles wie gekämmt ausbreitet, Gräben aufstösst, den Boden des Rasens beraubt und im Boden halbeingegrabene Blöcke löst und tiefer drückt. In Geröllhalden und Mulden wird durch den Kriechschnee das Steinmaterial ausgelegt und sogar so sortiert, dass in der Hang- und Muldentiefe das grösste Material liegt, Plattensteine flachgelegt, als seien sie von Menschenhand verlegt worden. Wo auf dem Steilhang viel Geröllmaterial kiesiger und sandiger Zusammensetzung liegt, wird es durch den Kriechschnee in Maden gestossen und wird so dadurch zur Gefahr, dass hinter solchen « Geröllmaden » (Wällen, Wülsten) bei Hagelwettern Wasseransammlungen stattfinden, die plötzlich ausbrechen und Geschiebe mitreissen, sich mit andern vereinigen und zum Anfang von Rüfi-(Ribi)-Niederängen werden. (Diese Erscheinung ist im Kalkgeröllgebiet der Windgellen ob Silenen recht schön zu sehen!) Diese vom Kriechschnee aufgestossenen Geröllmaden haben die Form von Halbmondsicheln. Anfänglich ist der Schnees Schub im Hang mehr oder weniger gleichmässig, das Material wird in der Horizontalen aufgewellt. Sobald aber eine einzelne Geröllpartie oder gar ein einzelner, faustgrosser Stein leichter nachgibt und rutscht, entsteht eine Bresche in der Made, gegen die sich nicht mehr nur der Schnees Schubdruck in der Richtung des grössten Hanggefälles äussert, sondern sofort auch von links und rechts schief einsetzender Schnees Schub; es entsteht eine lokale Erhöhung des Schnees Schubes, die sich mit der darauffolgenden Verbreiterung der Bresche steigert. So bilden sich hier tiefergreifende Geröllaufschube und grössere Maden, die seitlich aufwärts auslaufen, oder der Druck wird so gross, dass der Schnee durchbricht.

Diese Erscheinungen verschiedenster Art treffen wir im Gebirge überall. Sie sagen uns, dass Schnee nie ruhig, sondern eine stets lebendige Masse ist, in der die Schneebestandteile einer steten Umbildung und Umlagerung unterworfen sind, was sich für eine Schneeschicht und Schneelage auch in einer « Gesamtbewegung » gegen aussen äussert.

Bentley und Scoresby haben uns eingehenden Aufschluss über die äussere Form der Schneekristalle gegeben, und Alfred Wegener hat 1911 und 1912 mit Robitzsch bei Ballonfahrten die Vorgänge der Kristallisation bei Schnee bildung untersucht. (Vide: Prof. Dr. M. Robitzsch und M. Deckart « Schneekristalle », Der Naturforscher. Heft 9, Jahrgang 11, Dezember 1934.) Auf mikrophotographischem Wege wurden in den verschiedensten Höhenlagen Schneekristalle festgehalten und gefunden, dass der Schneekristall sich nicht nur « durch einen rein molekularen Austausch der Baustoffe zwischen Lösung

(wassergesättigter Luft) und Kristall, sagen wir durch reine Diffusionsvorgänge, ausschlaggebend bestimmt, sondern es tritt vielmehr, als Folge der durch die Fallbewegung bewirkten Durchmischungsvorgänge, ein vermehrter Austausch der Nährstoffe an den der Ventilation exponierte Stellen des Kristalls auf. Jede Kristallform besitzt hierbei eine ihr eigentümliche Aerodynamik», so dass der im Luftraum fallende Schneekristall von der wassergesättigten Luft umspült ist und an seinen Spitzen und Ecken die « H_2O -Ausscheidung der Luft in Form von Eis» am stärksten erleidet und wächst. Die einzelnen Schneekristalle, vorerst in Reinform, stossen beim Fallen zusammen, bleiben gegenseitig haften und bilden das Neugebilde «Schneeflocke» oder zertrümmern sich gegenseitig und fallen als Stücke weiter und wachsen wieder neu aus; die Fallaxe wechselt stetig, der Aerodynamik des Kristalles entsprechend; die Luftschichten zeigen ebenfalls steten Wechsel in Temperatur und Wassersättigung, so dass wir hier die Erklärung für die verschiedensten Formen der Schneeflocken finden. So schreibt Robitzsch: «In der Formung der Schneekristalle spiegelt sich so, als notwendige Folge ihres Ernährungsvorganges, der Zustand der vom Schneestern durchfallenen Luftschichten wider, allerdings verzerrt durch den Einfluss der sich stetig ändernden, auch von der jeweiligen Form des Kristalls abhängigen Fallgeschwindigkeit des Schneesterns. In stark wasserdampfhaltiger Luft wächst der Schneestern schnell... Ist die Wasserdampfübersättigung dagegen gering, so entstehen im äussersten Grenzfalle sechskantige Plättchen aus Eis ohne irgendwelche Fortsätze, bei denen die den Kanten parallelen Linien die Grösse des Kristalls in einem früheren Zustand andeuten. Zwischen diesen Formen (Stern und Plättchen) gibt es alle möglichen Übergänge.» — Auch ist zu beachten, dass fallende Schneekristalle wieder in wasserdampfuntersättigte Luftschichten gelangen können, so dass nicht mehr ein «Wachstumsgefälle» von der Luft zum Kristall, sondern umgekehrt vom Kristall zur Luft besteht und der Kristall «verdunstet».

So wie der Schneekristall nun in der Luft bei seiner Bildung steter Veränderung unterworfen ist, so ist auch die gefallene Schneelage fortgesetzter Veränderung ausgesetzt. Die Schneekristalle werden zu Schneekörner verschiedenster Form und Grösse, der Schnee verfirnt. Diese Veränderung drückt sich am deutlichsten im spezifischen Gewicht aus und in der innern Festigkeit. E. Hess hat in klarer Darstellung diesen Vorgang in der Zusammenstellung festgehalten (Erfahrungen über Lawinenverbauungen, Bern 1936), s. Seite 12.

Die Schneeuumlagerung, diese stete Veränderung der Schneekristalle und des Aggregates Schnee lässt sich kristallographisch untersuchen, eine Aufgabe, die gegenwärtig durch die Schneeforschungsstation Davos besonders in die Hand genommen worden ist.

Die Erforschung der Kleinbewegung der Schneelage versuchten wir mit Hilfe des Kryokinometers, wie wir ihn für die Schweizerische Gletscherkommission der S. N. G. in Verbindung mit den Zenitwerken Le Locle konstruierten. De Quervain hatte mit Hilfe einer einfachen

Uhrskala und Gewichttrommel die Bewegung der Gletscherzunge festgehalten. Wir bauten nun die Messuhr in der Weise um, dass mit ihr Bewegungen bis zu $\frac{1}{20}$ mm gemessen werden können. Den über die Zeigertrommel gelegten Draht brachten wir mit einer 50×30 cm grossen viereckigen oder dreieckigen Aluminiumblechplatte von 40 cm Seitenlänge in Verbindung, die senkrecht zum Hang in den Schnee vollständig eingedeckt wird. Die mit der Schneelage oder Schneeschicht abwärts wandernde Platte überträgt nun die Schneekriechbewegung auf den Draht und über diesen auf die Messuhr. Auf diese Weise konnten wir die Schneekriechbewegung verfolgen. (Vgl. P. L. Mercanton, « Le cryocinémètre de la Commission helvétique des Glaciers », Zeitschrift für Gletscherkunde, Band XXII, Heft 1/5, 1935.)

	Spez. Gewicht	Innere Festigkeit
Wilder Schnee	0,01—0,05	0 Gramm
Pulverschnee	0,05—0,1	300 »
Gesetzter Schnee	0,2 —0,3	1.000 »
Firnschnee	0,4 —0,5	7.000 »
Vereisung	0,9	10.000 »
Durchnässung	0,6— 0,8	200 »
Schläsmenschnee		

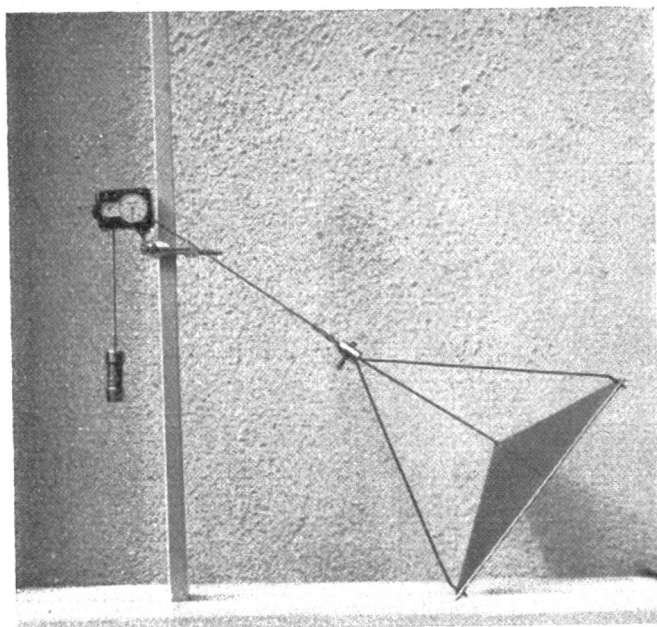


Abb. 3. Photo Oechslin.
Kryokinometer mit Schneeschubplatte
(Oechslin).

Liegt eine Schneelage auf einer völlig ebenen, horizontalen Fläche, so sinkt der Schnee in der Vertikalen zusammen, er sintert zusammen, infolge der unter den Temperatureinflüssen und dem Druck der obern Schneeschichten stattfindenden Umlagerung (Verkörnung) der Schneekristalle. Sobald die Grundlage geneigt ist, geht die Bewegung nach dem Gesetz des Parallelogramms der Kräfte auch in eine Gleitbewegung in der Richtung des grössten Gefälles über. Schon Fankhauser konstatierte an Hand «wandernder Pfähle», dass eine Schneelage im

Verlauf des Winters wandert (« Über Lawinen und Lawinenverbau », Beihefte zu den Zeitschriften des S. F., Nr. 2, 1928). Auch hat man in

Festungsgebieten und bei während dem vergangenen Weltkrieg im Hochgebirge erstellten Drahtverhauen beobachtet, dass der kriechende Schnee selbst fussbreite Eisen niederkrümmt, was uns die enorme Kraft kundgibt, die im kriechenden Schnee vorhanden ist. (Vide : R. v. Klebelsberg, « Schneedruckwirkungen auf Drahtverhaue », Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. XVII, Heft 4/5, 1929.)

Die Schneekriechbewegung ist in wohlverständlicher Weise von den meteorologischen Verhältnissen, von Temperatur, Wind, Sonnenschein, und von den Verhältnissen der Schneelage, wie Temperatur, Höhe, sowie weiter von der Bodenfläche, deren Neigung und Oberflächenform, abhängig. Sie ist keine kontinuierliche, sondern sie ist stark wechselnd; es treten Verzögerungen und wieder Beschleunigungen ein, wobei erstere zu Stauungen in der bewegten Schneemasse und sogar zu « Faltungen einer Schneeschicht » führen können. Diese Störungen in der Kriechbewegung sind auf Druckveränderungen und Reibungsänderungen im Schnee zurückzuführen, bedingt durch den Wechsel der meteorologischen Einflüsse usw. Die Kriechbewegung führt zu Zugwirkungen in den Schneelagen. (Vide : M. Ö., « Schneekriechen », Berichte der Naturforschenden Gesellschaft Uri, Heft 4, 1933—1935, Altdorf, und Gotthard-Post, Altdorf, 2. September 1933.) Geht die Beschleunigung der Bewegung in ein Grössenmoment über, das höher als der innere Zusammenhang, die Kohäsion des Schnees ist, so erhalten wir das Abreißen der Schneeschicht oder ganzen Schneelage, was zur Lawinenbildung führt, wenn die abgerissene Schneemasse nicht auf tieferliegenden Schneelagen aufsitzen kann.

Den Verlauf einer solchen Schneekriechbewegung gibt die nachfolgende Zusammenstellung :

Fort Bätzberg ob Andermatt, 1830 m ü. M.

95 cm Altschneelage auf 41 % geneigtem Südhang,

30. Dezember 1928, 8.15 Uhr bis 1. Januar 1929, 12.45 Uhr.

Ablesungszeit	Zeigerstand	Spez. Gewicht des Schnees	Lufttemperatur	Barometer
30.XII. 8.15	80	0,23	— 6,5°	595,8
9.35	75	0,23	— 5,0°	

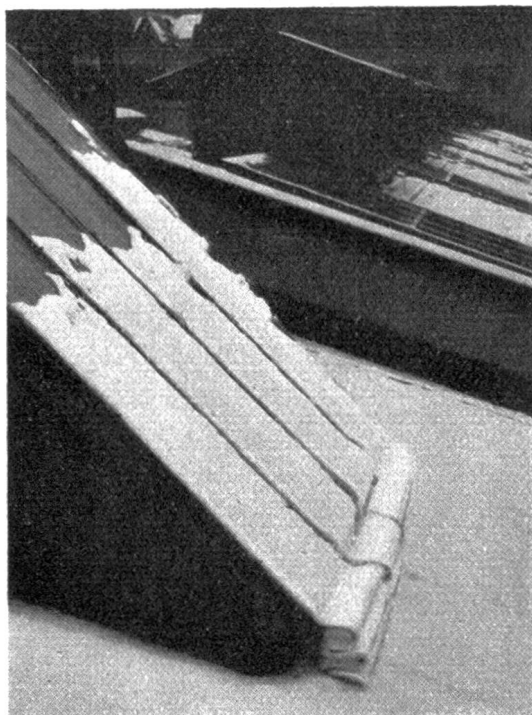


Photo Hans Fülcher, Winterthur.

Abb. 4.

Auf einem Oberlichtfenster langsam abgleitender Schnee, der sich am Fensterfuss staut und gleich einem Läufer faltet.

Ablesungszeit	Zeigerstand	Spez. Gewicht des Schnees	Lufttemperatur	Barometer
30.XII. 10.35	71	0,23	— 3,0°	
12.35	51	0,23	— 4,0°	
13.35	48	0,23	— 4,0°	
14.35	47	0,23	— 4,0°	593,4
16.35	47	0,23	— 4,5°	
18.35	47	0,23	— 5,5°	
20.35	42	0,23	— 7,0°	
22.35	41	0,23	— 7,5°	
31.XII. 0.35	41	0,23	— 8,5°	
2.35	40	0,23	— 9,0°	
4.35	38	0,23	— 10,0°	
6.35	36	0,23	— 11,0°	591,4
8.35	35	0,23	— 10,5°	
10.35	33	0,23	— 8,5°	
12.35	28	0,24	— 7,0°	
14.35	21	0,24	— 6,5°	
16.35	15	0,24	— 10,0°	
18.35	9	0,23	— 10,5°	
20.35	1	0,23	— 11,0°	
22.35	350	0,23	— 11,0°	595,0
1.I. 0.35	343	0,23	— 10,5°	
2.35	335	0,23	— 10,5°	
4.35	328	0,23	— 9,0°	
6.35	325	0,23	— 9,0°	
8.35	316	0,24	— 8,0°	
10.35	302	0,24	— 6,0°	
12.35	288	0,24	— 6,0°	596,8

Zu Beginn der Beobachtung herrschte starker Südwestwind, der bis zum Mittag zum Sturm von 21 m/sec. anwuchs. Abends, des 30. Dezember, setzte Schneetreiben ein, dem über Nacht Aufhellung folgte. Am 31. Dezember wechselten Sonne und leichte Bewölkung, am 1. Januar folgten Westwind und Bewölkung. In den 54 Beobachtungsstunden ergab sich durchschnittlich eine Schneekriechbewegung von 7,6 mm in 24 Stunden. Die Gesamtbewegung betrug in den 54 Stunden 17,27 mm. In den ersten fünf Stunden von 8.35 bis 13.35 Uhr beträgt die Bewegung total 0,36 mm, wird dann in den nachfolgenden zwanzig Stunden ganz erheblich kleiner, bis 9.35 Uhr des zweiten Tages, und erreicht 0,1 mm, um dann aber bis Ende der Beobachtung rasch anzusteigen und in 39 Stunden 12,67 mm zu erreichen. Betrug demnach die Bewegungsgeschwindigkeit in der ersten Spanne durchschnittlich 0,072 mm in der Stunde, so sank diese in der zweiten Spanne auf nur 0,0045 mm, um dann auf 0,3249 mm anzusteigen. Die Lufttemperatur wechselte zwischen — 3,0° und — 11,5°, das spezifische Gewicht der Schneesicht blieb mit 0,23 bis 0,24 ziemlich konstant, die Schneetemperatur bewegte sich um — 3,0°, so dass bei dieser

Schneekriechbewegung die innern Spannungen wohl in der gegenseitigen Reibung der Schneekristalle zu suchen sind.

Weitere Messungen ergaben Bewegungen von 7,65 bis 22,75 mm in 24 Stunden oder von 0,956, 0,906 und 0,650 mm pro Stunde, wobei während 32 Stunden die Bewegung ziemlich gleich blieb, um dann in den weitem 16 Stunden infolge einer Bewegungsstauung bis auf 0,2 mm pro Stunde abzusinken, trotzdem das spezifische Gewicht des Schnees von 0,22 auf 0,33 stieg. Es handelte sich um eine auf verharschtem Altschnee (von 79 cm Höhe) liegende Neuschneesicht von 56 cm Mächtigkeit bei 28% Hangneigung.

Auf 30% geneigtem Hang aufliegender Schnee zeigte eine mittlere Bewegung von 0,604 mm pro Stunde; in eine Mulde einrutschender Schnee bei 40 bis 70% Neigung 0,558 mm, wobei die Schwankungen zwischen 0,007 und 1,020 mm lagen.

Am 25. bis 28. Januar 1934 konnten wir auf Fort Bätz mittelst zwei Kryokinemetern und Platten zufällig das Abreissen einer Schneegwächte verfolgen. Östlich des Wachthauses hatte der Westwind eine grosse Gwächte über den felsigen und steil abfallenden Hang hinausgelegt. Die beiden Tafeln wurden in 20 m Abstand in die oberste Schneesicht der Gwächte eingelassen (zirka 80 cm tief), so dass die Gwächte nördlich und südlich erfasst war. Schon in der Nacht vom 25. Januar konnte im nördlichen Profil eine sehr starke Bewegung beobachtet werden; eine innere Stauung oder das teilweise Aufsitzen des Schnees auf einer Felsstufe brachte dann während 42 Stunden eine Verzögerung der Bewegung, der dann eine rasch zunehmende Bewegung folgte, bis nach 68 Stunden, seit Beginn der Beobachtung, der Abriss der Gwächte stattfand und die Messdrähte zerrissen wurden. Die Gwächte hockte auf einer tieferliegenden Felsterrasse auf und hatte sich oben so gelöst, dass ein keilförmiger Riss sich öffnete, nördlich 60 cm breit, südlich 15 cm. Die Bewegungen betrugen:

Nördliches Profil			Südliches Profil		
Stunden	Total	pro Std. in mm	Stunden	Total	pro Std. in mm.
0—6	1,0	0,166	0—2	0,7	0,035
6—10	23,4	5,850	2—4	1,4	0,700
10—17	10,4	1,486	4—65	7,6	0,124
17—52	9,1	0,260	65—68	4,25	1,416
52—65	9,6	0,738			
65—68	4,0	1,333			
68	57,5	0,845	68	13,95	0,205

Im nördlichen Profil waren somit die Bewegungsänderungen grösser als im südlichen, wo gegen Ende der Bewegung ein völliger Ausgleich in den letzten drei Stunden stattfand, die Geschwindigkeit sogar überboten wurde.

Steife, weniger steife und sogar lose Schneepartien vermögen sehr starke Änderungen im Schneekriechen zu verursachen. Steife Schichten erleiden eine langsame, gehemmte Bewegung, Stauungen, welche, gehen

sie in eine Auslösung über, z. B. durch kleineren « innern Bruch », wenn eine losere Schicht erfasst wird, wieder zur beschleunigten Bewegung wird. Lose Schichten weisen eine mehr fließende Kriechbewegung auf. Ist eine Stauung gross und auf breiter Fläche vorhanden, so kann eine Lösung, der Bruch, zum Lawinenabriss führen, wobei der Abbruch « schussartig » erfolgt, als lösten sich explosionsartig gefesselte Kräfte.

Die Kriechbewegung des Schnees hilft im Gebiet von Lawinenverbauungen mit, neben Windwirkung, dass Terrassen und Mauern rasch so aufgefüllt sind, dass ihre Wirkung schon nach den ersten Schneefällen gegenüber Oberlawinen, d. h. gegenüber dem Abbrechen der obern Schneeschichten, auf ein Minimum herabsinkt und die Verbauung lediglich noch ein Zubodengreifen des Abrisses, die Bildung einer Grundlawine verhindern. Profilaufnahmen im Gebiet der Verbauungen Gurschen ob Andermatt und St. Annaberg-Wannelen ob Hospenthal in den Wintern 1934/1935 und 1935/1936 haben dies einwandfrei gezeigt. Kann die Schneelage während Tagen und Wochen in langsamer Kriechbewegung bleiben, so zeigt sich, dass unter den Verbauungswerken die Schneehöhe mehr oder weniger am kleinsten ist und hangabwärts zunimmt und auf den Terrassen und hinter den Mauern, wo eine Stauung der Schneeschichten stattfindet, am grössten wird. Es ist deshalb notwendig, dass Terrassen mit stärker Rückwärtsneigung, bis senkrecht zum Hanggefälle, angelegt werden, damit sie grösstmögliche Stauwirkung ergeben. Horizontalliegende Terrassen werden vom Schnee überkrochen. (Vergleiche Profil in Dr. E. Hess « Erfahrungen über Lawinenverbauungen », Bern, 1936, Seite 83).

Schneekohäsion.

Die innere Reibung des Schnees zu untersuchen, stösst auf besondere Schwierigkeiten. Das Institut für Wasserbau der E. T. H. Zürich (Prof. Dr. Meyer-Peter und Ing. Häfeli) und das Physikalisch-Meteorologische Observatorium in Davos (Dir. Dr. Mörikofer) haben diese Aufgabe gleichfalls synthetisch zu lösen in die Hand genommen, während wir suchten, die Frage empirisch zu beantworten, indem wir die Scherfestigkeit der Schneeschichten in einer Schneesäule von 50 und 100 cm² Grundfläche zu ermitteln suchten, wobei wir die Schneesäule möglichst unverändert der Schneeschicht entheben und durch Gewichtzug scheren und das notwendige Schergewicht den Schneedaten, wie Temperatur, spezifisches Gewicht und Struktur, gegenüberstellen.

Ein erstes Schneekohäsionsinstrument konstruierten wir in Verbindung mit der Firma Eisenwerke A. Öhler AG., Aarau, bei dem eine Schneeröhre von 10 cm² Kreisfläche geschert und das Schergewicht mit Schrotgewicht erzielt wurde. Da aber dabei die Abscherung in Drehrichtung erfolgte und eine Drehstörung und Zugstörung in der Scherfläche eintrat, gingen wir zur Konstruktion eines Instrumentes über, bei dem eine rechteckige Schneesäule von 50 und 100 cm² Fläche im geraden Zug geschert wird. Die Firma Kern & Co., Aarau, stellte das Instrument gemäss unsern Angaben her.



Abb. 5

Photo Oechslin.

Schneekohäsions-Messinstrument Oechslin.
Mit der Schneeröhre wird der Schnee ausgestochen.

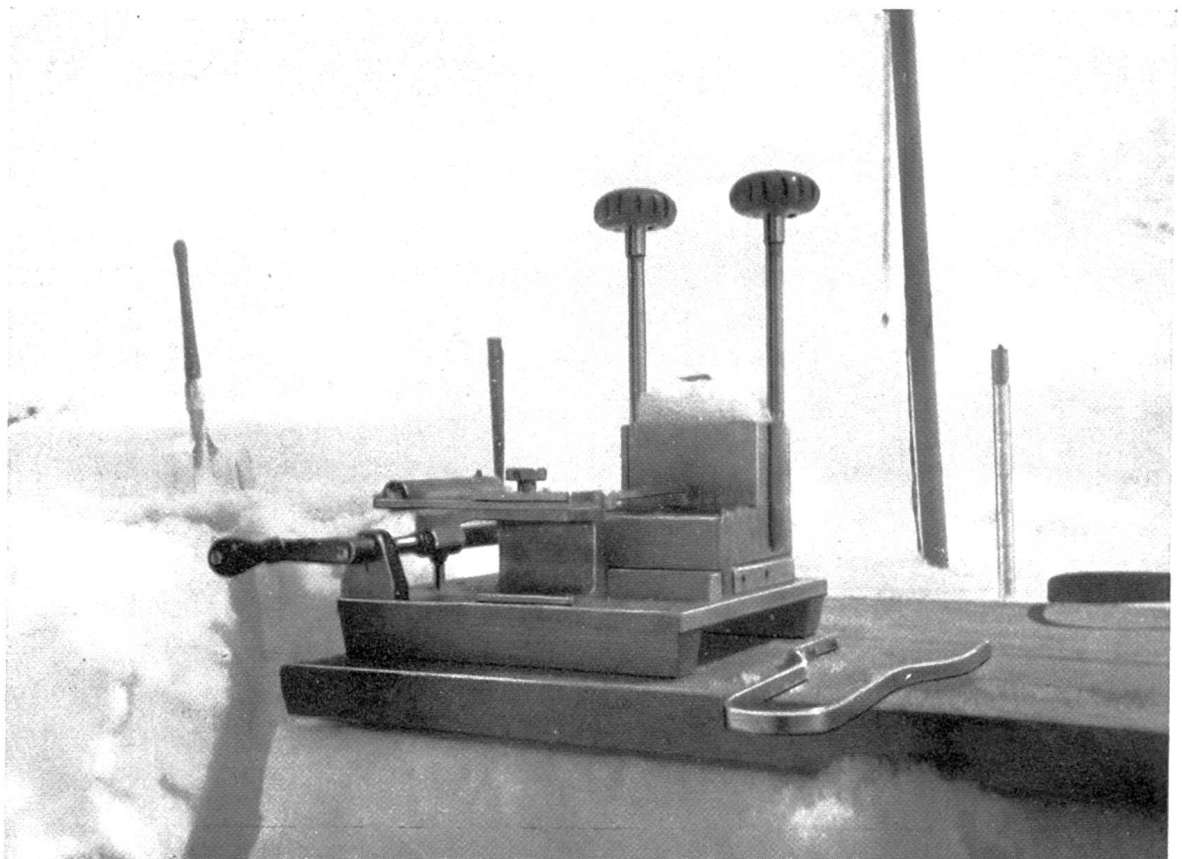


Abb. 6.

Photo Oechslin.

Die Schneeröhre wird im Klemmtisch festgemacht und mit der Waage verbunden.

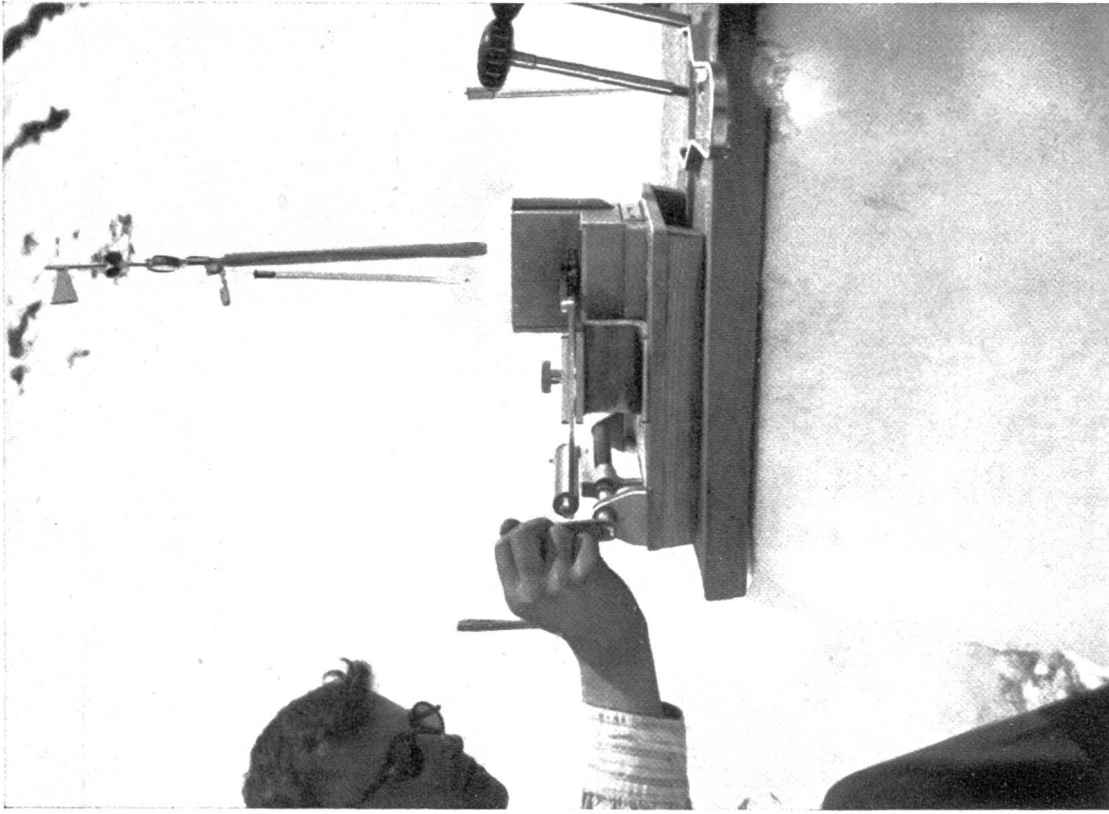


Abb. 7. Photo Oechslin.
Die Handgriffe sind entfernt, der untere Schneeröhrenteil ist festgeklemmt, der obere Schneeröhrenteil ist nur noch durch die Schneesäule der Schneeröhre festgehalten und wird durch die Kurbelbewegung und den Federwaagenzug weggezogen, die Schneesäule gesichert.



Abb. 8. Photo Oechslin.
Die Scherfläche wird vermittelst dem Aufsatzmikroskop (mit Millimeternetz) untersucht.

Das Schneekohäsions-Messinstrument besteht im wesentlichen aus folgenden Bestandteilen :

1. Die *zweiteilige Schneeröhre*, deren Teile durch zwei *Handgriffschrauben* zusammengehalten werden. Der untere Röhrenteil besitzt eine schneidende Kante, so dass die Schneesäule von 10×10 oder 5×10 cm² Fläche leicht ausgestochen werden kann. Zudem ist eine seitliche Rille angebracht, so dass nach Schneeausstich die Röhre unten vermittelt einer *Platte* abgeschlossen und die Schneesäule ungestört mit der Röhre ausgehoben werden kann.

2. Im *Klemmtisch* kann die Schneeröhre eingesetzt und der untere Röhrenteil festgeklemmt und der obere Röhrenteil mit einem Hebel mit der Federwaage verbunden werden. Ist die Röhre festgeklemmt, so werden die Handgriffschrauben so gelöst, dass die Schneesäule keine Störung erfährt und der obere Röhrenteil nur noch durch die Schneesäule gehalten wird.

3. Mit einer *Kurbel* wird nun die *Federwaage* angezogen, bis der Abriss der Schneesäule erfolgt. Die Federwaage besitzt eine horizontalgelegte *Skala*, auf der bis zu 27.000 g mit 50 g Genauigkeit Ablesungen gemacht werden können und im Moment des Abrisses der Schneeröhre ein *Zeiger* das Schergewicht markiert.

4. Ist der Abriss erfolgt, so können vermittelt einem aufsetzbaren *Mikroskop* mit eingebautem *Millimeter-Quadratnetz* die Struktur der Schneeabrissfläche untersucht und rohe Kristallmessungen durchgeführt werden.

Das Instrument ist aus Stahl gebaut, damit es die Schneetemperatur rasch annimmt und die zu scherende Schneesäule möglichst wenig beeinflusst. Es muss aber immer im Schneeschaten gearbeitet werden, am besten in einem Schneeegraben, da sonst durch die Strahlenwirkung der Sonne zu starke Störungen eintreten.

Wir haben bisher zirka 150 Messungen, zu mindestens je fünf Scherungen für die ein und selbe Schneesicht, nebeneinander ausgestochen, durchgeführt, wie dies drei Beispiele zeigen mögen :

I. Lufttemperatur $+ 5,4^{\circ}$

Schneelage :

8 cm Neuschnee,

22 » a) Altschnee, $- 0,1$ bis $+ 0,3^{\circ}$, Spez. Gewicht 0,325,
Harsch

12 » b) Altschnee, $- 0,6^{\circ}$, Spez. Gewicht 0,380,

18 » Altschnee, $- 0,4$ bis $- 0,7^{\circ}$.

Schergewicht, Schicht a) :

2850, 2400, 4250, 3300, 3100 g. im Mittel 3180 g;

Schergewicht, Schicht b) :

7900, 5800, 6100, 6100, 5700 g. im Mittel 6320 g.

II. Lufttemperatur $2,4$ bis $7,2^{\circ}$

Schneelage :

4 cm Neuschnee, $+ 0,3^{\circ}$,

21 » a) Altschnee, $+ 0,1$ bis $0,4^{\circ}$, Spez. Gew. 0,400—0,405,

7 cm *b)* div. Schichten Altschnee, — 0,2°, Spez. Gew. 0,380,
 14 » *c)* Altschnee, — 0,2 bis — 0,3°, Spez. Gewicht 0,4200,
 3 » Bodenschnee, — 0,1°.

Schergewicht, Schicht *a)*, oben :

1350, 2300, 1700, 1850, 1300, 1400 g, im Mittel 1650 g;

Schergewicht, Schicht *a)*, unten :

1750, 1850, 1750, 1350, 2050, 1900, 1500 g, im Mittel 1720 g;

Schergewicht, Schicht *b)* :

2950, 2450, 2950, 3200, 2800 g, im Mittel 2870 g;

Schergewicht, Schicht *c)* :

4500, 4600, 5200, 5100, 4950 g, im Mittel 4880 g.

III. Lufttemperatur — 10,5 bis — 14,4°

Schneelage :

70 cm	<i>a)</i> Neuschnee,	— 9,6°,	Spez. Gewicht	0,12,
20 »	<i>b)</i> Altschnee,	— 6,2°,	»	0,23,
23 »	<i>c)</i> »	— 3,2°,	»	0,305,
13 + 7 cm	<i>d)</i> »	— 1,2°,	»	0,34,
7 cm	<i>e)</i> »	— 1,1°,	»	0,35.

(Bodenschnee)

Schergewicht, Schicht *a)* :

170, 130, 160, 150, 140 g, im Mittel 150 g,

180, 190, 190, 160, 180 g, im Mittel 180 g;

Schergewicht, Schicht *b)*, oben :

1100, 800, 1200, 1000, 900 g, im Mittel 1000 g;

Schergewicht, Schicht *b)*, unten :

1600, 1200, 1450, 1350, 1400 g, im Mittel 1400 g;

Schergewicht, Schicht *c)*, oben :

4750, 4350, 4700, 4500, 4700 g, im Mittel 4600 g;

Schergewicht, Schicht *c)*, unten :

4200, 4500, 4050, 4300, 4450 g, im Mittel 4300 g;

Schergewicht, Schicht *d)*, oben :

5950, 6600, 6450, 6150, 6350 g, im Mittel 6300 g;

Schergewicht, Schicht *d)*, unten :

5700, 5550, 5950, 6200, 5600 g, im Mittel 6900 g;

Schergewicht, Schicht *e)* :

10.500, 10.100, 10.200, 10.050, 10.150 g, im Mittel 10.200 g,

11.000, 10.850, 11.500, 11.550, 11.100 g, im Mittel 11.200 g.

An Hand aller gefundenen Resultate ergibt sich die nachfolgende Zusammenstellung für eine Schneesäule von je 50 cm² :

Schneeart		Spez. Gewicht	Temperatur in ° C	Schergewicht in Gramm
(NS = Neuschnee, AS = Altschnee)				
körnig luftig	NS	0,140	± 0,0	270
körnig luftig	»	0,300	+ 0,2	310
flockig luftig	»	0,280	+ 0,2	920
körnig luftig	AS	0,175	— 0.1	1.630

Schneecart		Spez. Gewicht	Temperatur in °C	Schergewicht in Gramm
körnig fest	AS	0,405	+ 0,1 bis + 0,4	1.650
körnig fest	»	0,400	+ 0,3	1.720
grobkörnig fest	»	0,420	— 0,3	2.870
körnig fest	»	0,325	— 0,1 bis + 0,3	3.180
grobkörnig fest	»	0,460	± 0,0 bis — 0,1	4.000
grobkörnig fest	»	0,390	— 0,3	4.200
feinkörnig	»	0,340	± 0,0 bis + 0,1	4.880
feinkörnig	»	0,380	— 0,2	4.880
feinkörnig fest	»	0,435	— 0,1 bis — 0,3	6.150
feinkörnig	»	0,380	— 0,6	6.320
feinkörnig fest	»	0,460	— 0,3	6.880
feinkörnig fest	»	0,465	— 0,2 bis — 0,3	7.020
feinkörnig fest, windgeweht . .		0,340	— 1,1	10.700
körnig-salzig, Schwimmschnee .		0,410	+ 0,1	760
körnig-salzig, Schwimmschnee .		0,320	— 0,1	1.330
flockig, pulverig NS		0,120	— 9,6	150
flockig pulverig »		0,130	— 9,6	180
körnig luftig »		0,230	— 6,2	1.200
körnig luftig AS		0,305	— 3,2	4.450
körnig fest »		0,340	— 1,2	6.100

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich, dass die Schneestruktur auf die Kohäsion von grösstem Einfluss ist. Neuschnee besitzt eine geringe Kohäsion, ebenso Pulverschnee mit tiefen Temperaturen, sowie der salzkörnige Schwimmschnee, der wie Sand zwischen den Fingern durchrinnt. Das spezifische Gewicht gibt allein keinen Maßstab für die Grösse des innern Schnees zusammenhangs. Bei Neuschnee, Pulverschnee und Schwimmschnee liegt das Schergewicht für 50 cm² unter 2000 Gramm; bei Altschnee, d. h. bei Schnee, der sich setzen konnte, durch neue Schneesichten überdeckt wurde und bereits einige Tage lang eine Umlagerung der Schneekristalle erlitt, spielt die Schneetemperatur eine ganz bedeutende Rolle. Sinkt die Temperatur unter —0,1 Grad, so gefriert das zwischen den Schneekristallen liegende Schmelzwasser gleichfalls zur Kittmasse, die Kohäsion nimmt zu und erreicht Werte, die über 4000 g pro 50 cm² liegen. Ist die Temperatur sehr tief, so scheint sich diese Kittmasse wieder aufzulösen (Änderung der Molekularverbindung des Aggregats — ? —) und die Kohäsion sinkt, weil hier wie beim Pulverschnee und Schwimmschnee das « Kitt-eis » fehlt.

MITTEILUNGEN

† Alt Kantonsforstinspektor Florian Enderlin, Chur.

Florian Enderlin wurde geboren am 29. September 1859 als ein Sprosse der bekannten Familie Enderlin in Maienfeld. Seine Jugendzeit verbrachte er indessen in Ilanz, wo sein Vater Kreisoberförster