Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 11 (1891)

Artikel: Die Schneegrenze im Triftgebiet
Autor: Zeller, H.R.
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-321844

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 15.07.2025

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

XVI.

Die Schneegrenze im Triftgebiet.

Von *H. R. Zeller* in Bern.

Inhalt: Begriff der Schneegrenze. Die Methoden ihrer Bestimmung. Die Höhe der Schneegrenze eines Gletschers ist gleich der mittleren Höhe seiner Oberfläche. Kartenmaterial des Triftgebietes. Messung der Flächen und Bestimmung der mittleren Höhe. Orographie des Triftgebietes. Schneegrenze im Triftgebiet 2750 m. Vergleich mit der Finsteraarhorngruppe. Einfluss der Exposition. Als Ursache des tiefen Standes im Triftgebiet die geringere Massigkeit der Erhebung. Einfluss der Gletschergrösse auf die Höhe der Schneegrenze. Kleine Gletscher extrem. Schluss: Rückblick auf die Ergebnisse.

Die Schneegrenze ist die untere Grenze der dauernden Schneebedeckung oder die durchschnittliche äusserste Meereshöhe, bis zu welcher im Sommer die zusammenhängende Schneedecke zurückweicht. Im engern Sinne verstehen wir darunter die klimatische Schneegrenze, d. h. jene Linie, welche uns die untere Grenze der dauernden Schneebedeckung unabhängig von der orographischen Begünstigung oder Benachteiligung angibt. Das ist, wie *Richter** zuerst hervorgehoben hat, nur auf horizontalen Flächen der Fall; daher definiert er die klimatische Schneegrenze als diejenige Isohypse, an der auf *horizontalen* Flächen der im Laufe eines Jahres fallende Schnee gerade geschmolzen oder gerade nicht mehr geschmolzen wird. Infolge des Fehlens von horizontalen Flächen in den Gebirgen und des ausserordentlich wechselnden Gebirgsbaues lässt sich freilich die klimatische Schneegrenze in der Natur nur selten, in den Alpen überhaupt nicht direkt beobachten. Daher ist es sehr schwer einen von den orographischen Verhältnissen möglichst unabhängigen Wert für die klimatische Schneelinie zu gewinnen.

Die ersten Versuche die Schneegrenze zu bestimmen reichen in das 18. Jahrhundert zurück. Der französische Physiker *Bouguer***

* E. Richter, die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1888. pag. 278.

** A. v. Humboldt, Centralasien. Berlin 1844. II. Bd. pag. 160. Vergleiche für die früheren Zeiten Fr. Klengel, Die histor. Entwicklung des Begriffs der Schneegrenze von Bouguer bis auf A. v. Humboldt, 1736—1820. Mitt. des Ver. f. Erdkunde zu Leipzig, 1889.

führte den Begriff der Schneegrenze in die Wissenschaft ein als jener Linie, welche die überwiegend mit Schnee bedeckten Teile der Erdoberfläche von den überwiegend schneefreien trennt. Seine Beobachtungen, die er stets am Fusse der Gebirge anstellte, führten ihn zu dem Schluss, dass die Schneegrenze mit der Isotherme von 0° zusammenfalle und daher von der geographischen Breite abhängig sei. Noch in diesem Jahrhundert (1864) wurde ein Zusammenhang der Schneelinie und der Lufttemperatur von *Renou** vertreten, eine Anschauung, die in neuerer Zeit *Stapf*** dahin modifizierte, dass die Schneegrenze nicht mit einer bestimmten Isotherme der Luft, sondern mit der Geoisotherme von 0° zusammenfalle. In Beobachtungen an 3 Gletschern des Gotthards glaubte er für seine Ansicht Beweise gefunden zu haben.

Gegen die Verwendung von Jahresisothermen zur Bestimmung der Schneegrenze wandten sich schon früh *H. B. de Saussure*,*** *A. v. Humboldt***** und *L. v. Buch.*† Sie wiesen darauf hin, dass nur die Sommertemperatur für die Schneeschmelzung in Betracht komme, die Wintertemperatur aber gleichgültig sei. Als neuen Faktor führten sie die Menge des Niederschlages ein, dessen Einfluss *Wahlenberg*†† und *v. Buch*††† in Norwegen, *Humboldt*†††† im Himalaya hatten kennen lernen. Sie hatten hier beobachtet, dass auf der niederschlagsreichen Gebirgsseite die Schneegrenze tiefer lag, als auf der niederschlagsärmern.

Eine eingehendere Anwendung zur Bestimmung der Schneegrenze erfuhren diese klimatischen Faktoren — Temperatur und Niederschlagsmenge resp. Schneemenge — durch *K. v. Sonklar.*§ Er ging dabei von dem Satze aus, dass an der Schneegrenze Wärmemenge und Niederschlag einander proportional sein müssen. In verschiedenen Teilen des Gebirges wurde die jährliche Schneemenge gemessen, an einigen Orten auch die Jahrestemperatur an der Schneegrenze. Mit den hieraus abgeleiteten empirischen Formeln glaubte er dann die Temperatur für die Schneegrenze anderer Orte, deren Schneemenge

---

* Renou, Comptes rendues. 58. (1864. I.) pag. 370.

** Zeitschrift der deutsch. geolog. Gesellschaft. 34. pag. 516.

*** H. B. de Saussure, Voyages dans les Alpes. § 937 u. ff.

**** A. von Humboldt, Centralasien. II. 149.

† L. v. Buch, Schneegrenze in Norwegen, in Gilberts Annalen der Physik. XLI. Bd. 1812.

†† Gilbert, Annalen der Physik. B. XLI. 1812.

††† L. v. Buch, loc. cit.

†††† A. v. Humboldt, Centralasien.

§ K. v. Sonklar, die Gebirgsgruppe der Hohen Tauern. Wien 1866. pag. 336 u. ff.

bekannt war, berechnen zu können; hatte er in dieser Weise die Temperatur an der Schneegrenze gefunden, so konnte er aus dem schon vorher für das betreffende Gebirge festgesetzten Gesetz der Temperaturabnahme mit der Höhe die Höhe, in der jene Temperatur herrschte, und damit die Höhe der Schneegrenze bestimmen. Die Anzahl der meteorologischen Daten, welche K. v. Sonklar damals zu Gebote standen (1864), war aber viel zu klein, um zuverlässige Resultate zu ergeben, ganz abgesehen von den Einwürfen, die sich gegen seine Methode erheben lassen.

Den Einfluss des Gebirgsbaues auf den Verlauf der Schneelinie, also des dritten Faktors, der neben der Temperatur und der Niederschlagsmenge die Lage der Schneegrenze bedingt, haben schon ältere Forscher, wie *de Saussure*, *Wahlenberg*, und *A. v. Humboldt** beobachtet. In der That fällt ja sofort der Unterschied in der Höhe der Schneelinie bei Nord- und bei Südexposition auf. Zugleich ermöglicht es der Gebirgsbau stellenweise auch, dass kleinere Schneeflecke weit unter der dauernden Schneebedeckung den Sommer über in schattigen Runsen oder Mulden liegen bleiben, da die sommerliche Wärme hier nicht hinreicht, sie zu schmelzen. Diese Firnflecke veranlassten *Hegetschweiler*** eine besondere „Linie des geschützten Schnees“ aufzustellen (1825). Später (1886) kam *Fr. Ratzel**** wieder darauf zurück und bezeichnete Hegetschweilers Linie als „orographische Firngrenze“. Von dieser wollte er die klimatische Schneegrenze streng unterschieden wissen als diejenige Linie, „oberhalb deren Firn vermöge der niedrigen Lufttemperatur und seiner Masse auch ohne den Schutz orographischer und geologischer Begünstigung nicht mehr wegschmilzt“. Damit eliminiert *Ratzel* aber nicht den Einfluss der verschiedenen Exposition und seine klimatische Schneegrenze fällt daher nicht mit dem zusammen, was wir nach *Richter* gleich im Anfang als solche definiert haben.

Der scheinbar nächstliegende Weg, die Schneegrenze zu bestimmen, ist die direkte Beobachtung in der Natur und wir sehen schon früh mehrere Forscher ihn einschlagen. Man suchte zunächst, die Schneegrenze auf dem Gletscher direkt festzustellen. Dies führte zur Aufstellung des Begriffs der „Firnlinie“, die von *Hugi******* als jene Höhenlinie definiert wurde, „bei welcher über dem Gletscher der jährliche Schnee nicht mehr ganz wegschmilzt“. Sie wäre also die Grenze

---

* Loc. citat

** J. Hegetschweiler, Reisen in den Gebirgsstock zwischen Glarus und Graubünden in den Jahren 1819, 1820 und 1822. Zürich 1825 pag. 26.

*** Zur Kritik der natürlichen Schneegrenze. Leopoldina. XXII. 1886, pag. 212.

**** Ueber die Wesen der Gletscher. Pag. 69.

zwischen Abschmelzungs- und Sammelgebiet auf dem Gletscher; da aber die Eisunterlage für die Erhaltung einer Schneedecke sehr günstig ist, so liegt diese Linie tiefer als die eigentliche Schneegrenze an den den Gletscher einschliessenden Gehängen, wo die Schneedecke auf Fels ruht.

Auch *Payer**, der wegen des unregelmässigen Verlaufes der Schneegrenze die Existenz einer allgemeinen Schneegrenze überhaupt leugnete, verlegte sie auf den Gletschern dahin, wo das Eis aus dem Firn hervortritt.

*K. v. Sonklar*** wandte dann die Firnlinie zur Berechnung der Schneegrenze für die Oetzthaler-Alpen an und setzte dabei voraus, dass die eigentliche Schneelinie 200 m höher liege, als die Firnlinie auf den Gletschern.

Diese Methode der Bestimmung der Schneegrenze mittest der Firnlinie leidet an zwei grossen Uebelständen. Einmal ist das Verhältnis der Firnlinie zur Schneegrenze kein konstantes und zweitens ist erstere in der Natur viel seltener zu beobachten, als es den Anschein hat. In warmen Sommern wird oft oberhalb der Firnlinie das blanke Gletschereis sichtbar, so dass diese nicht mehr die Grenze zwischen Sammlungs- und Abschmelzungsgebiet darstellt, oder aber es lassen uns die häufigen Schneefälle in jenen Regionen die Firnlinie nur als den momentanen untern Rand der Schneebedeckung auf dem Gletscher, nicht aber als das Maximum der Höhe auffassen, bis zu der die Abschmelzung im betreffenden Jahre emporgriff.

Ein anderes Verfahren, die Schneegrenze zu bestimmen besteht in der Vergleichung „der eben noch vergletscherten und eben nicht mehr vergletscherten Gebiete“, wobei man zwei Grenzwerte erhält, zwischen denen die wahre Schneegrenze liegen muss. Diese Methode wurde von *Simony, Partsch, Penck* und *Brückner* angewandt. „Ueberall,“ sagt letzterer,*** „wo wir einen Gletscher in freier Lage auf dem „Gehänge eines Berges antreffen, müssen wir schliessen, dass Teile „seiner Umgebung in das Reich des ewigen Schnees emporreichen. „Hieraus folgt, dass die Lage der Schneelinie tiefer ist als die Höhe „der den Gletscher umgebenden Gipfel; es ergibt sich für die „Bestimmung der Schneelinie eine obere Grenze. Stellt man „andrerseits fest, dass trotz günstiger Gestalt zahlreiche andere Berge „von geringerer Höhe der Gletscher entbehren, so darf die Höhe

---

* Ueber die Firnlinie und die sog. Schneelinie. Mitteil. der Geogr. Gesellschaft in Wien 1869, pag. 432 u. ff.

** K. v. Sonklar, Hohe Tauern. § 429

*** Meteorologische Zeitschrift 1887, pag. 31.

„dieser Berge" als untere Grenze der Schneelinie betrachtet werden." Angewandt wurde diese Methode von den oben erwähnten Forschern namentlich zur Ermittlung der diluvialen, dann aber auch der recenten Schneelinie.

Einen anderen Ausgangspunkt für die Bestimmung der Schneegrenze bietet die Höhenentwicklung der Gletscher. Ein Versuch von *Höfer**, die Höhe der Schneegrenze als Mittel aus der Höhe des Gletscherendes und der mittleren Höhe der Umrahmung eines Gletschers zu berechnen, ergab unbefriedigende Resultate. Immerhin wurde hier zum ersten Mal das Prinzip der Höhenentwicklung angewandt, welches dann in den spätern Methoden von *Brückner*, *Richter*, und *Kurowski* stets beibehalten wurde.

Zunächst stellte *Brückner*** eine Methode auf, deren Grundprinzip den neuen Arbeiten zu Grunde liegt. Dieses Prinzip besteht in der Anwendung der orometrischen Messung auf der Karte.

Man unterscheidet bei jedem Gletscher das oberhalb der Schneelinie gelegene Sammelgebiet und das unterhalb derselben gelegene Abschmelzungsgebiet. Brückner nimmt nun an, dass diese sich im Mittel verhalten wie 3 : 1. Er misst das vergletscherte Areal einer Gebirgsgruppe und teilt es im Verhältnis von 3 : 1. So erhält er die Grösse des oberhalb der Schneelinie gelegenen Gebietes. Er untersucht nun, welche Isohypsenfläche des Gebirges demselben an Areal gleichkommt. Die Höhe dieser Isohypse ist dann ein Maximalwert für die Höhe der Schneegrenze des betreffenden Gebietes. Ein Maximalwert ist sie, weil das Verhältnis 3 : 1 ein Minimalwert ist und weil die oberhalb der Schneelinie gelegenen schneefreien Felspartien in das Gletscherareal einbezogen sind. In dieser Weise bestimmte Brückner die Höhe der Schneegrenze in den Hohen Tauern. Doch lassen die erwähnten beiden Fehlerquellen, wie *Richter**** zeigte, die Anwendung der Brücknerschen Methode nur für die grossen Thalgletscher rätlich erscheinen, da bei diesen Sammel- und Abschmelzungsgebiet sich wirklich ungefähr wie 3 : 1 verhalten und andrerseits das Gletscherareal mit Ausschluss der Felspartien gemessen werden kann. Ed. Richter wandte daher die Methode Brückners in seinen Untersuchungen über die Gletscher der Ostalpen***** nur bei den grossen Thalgletschern an, während er bei den kleinen Gletschern die Schnee-

---

* H. Höfer, Gletscher- u. Eiszeitstudien. Sitz.-Ber. d. Kais. Akademie der Wiss. Wien. LXXIX. Bd. 1879.

** Ed. Brückner, die Hohen Tauern und ihre Eisbedeckung. Zeitschrift des D. u. Oe. A.-V. 1886.

*** Ed. Richter, die Gletscher der Ostalpen, Stuttgart 1888, pag. 41 u ff.

**** Daselbst.

grenze schätzungs- und vergleichsweise zu bestimmen suchte und hiebei gute Resultate erhielt.

Auf dem gleichen Prinzip, nämlich der orometrischen Messung auf der Karte, beruht die neueste Methode von *Kurowski.** Er fand gelegentlich einer Untersuchung über das Areal der Oetzthaler Gletscher, dass die mittlere Höhe derselben mit der Schneegrenze beinahe zusammenfällt. Es gelang ihm, sowohl diese merkwürdige Uebereinstimmung theoretisch zu begründen, als auch an einem Gletschergebiet ersten Ranges, der Finsteraarhorngruppe in den Berner Alpen, ihre Richtigkeit nachzuweisen. *Kurowski* geht von dem Gedanken aus, dass auf einem Gletscher genau soviel Schnee fällt als auf ihm geschmolzen wird, dass also auf seiner gesamten Oberfläche dasselbe Gleichgewicht zwischen Schneefall und Abschmelzung herrscht wie längs der Schneegrenze. Dies weist, wie er richtig bemerkt, auf eine Beziehung zwischen der Höhe der Gletscheroberfläche und derjenigen der Schneegrenze hin.

Da in den verschiedenen Höhenlagen Niederschlag und Ablation verschieden sind, so lassen sich die diese beiden Faktoren als Funktionen der Höhe auffassen. Der schneeige Niederschlag n lässt sich als Funktion der Höhe h ausdrücken durch $f_n\,[h]$ und ebenso die Ablation durch $f_a\,[h]$. Da an der Schneegrenze in der Höhe h_s Alation und Niederschlag gleich gross sind, so haben wir als Bedingungsgleichung für die Höhe der Schneegrenze.

$$f_n\,[h_s] = f_a\,[h_s]$$

oder $f_n[h_s] - f_a[h_s] = 0$ und mit einer positiven endlichen Grösse m multipliziert:

$$m\,f_n\,[h_s] - m\,f_a\,[h_s] = 0 \qquad 1.$$

Wie oben gesagt, sind auch auf dem ganzen Gletscher schneeiger Niederschlag und Ablation einander gleich. Der Gesamtniederschlag auf dem Gletscher ist gleich der Summe der in den einzelnen Höhenstufen fallenden Niederschlagsmengen. Zerlegen wir die Gletscheroberfläche in m Einheiten, so ist der Gesamtniederschlag

$$N = \sum_{x=1}^{x=m} f_n\,[h_x]$$

* L. Kurowski, die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe. Pencks geograph. Abhandlungen. Bd. V, Heft 1. 1891.

und analog die Gesamtablation

$$A = \sum_{x=1}^{x=m} f_n\,[h_x]$$

Für den ganzen Gletscher gilt die Gleichung

$N = A$ oder $N - A = 0$ und obige Werte eingesetzt:

$$\sum_{x=m}^{x=1} f_n\,[h_x] - \sum_{x=m}^{x=1} f_a\,[h_x] = 0 \qquad 2.$$

Kombinieren wir Gleichung 1) und 2) so erhalten wir:

$$m\,(f_n\,[h_s] - f_a\,[h_s]) = \sum_{x=1}^{x=m} (f_n\,[h_x] - f_a\,[h_x]) \qquad 3.$$

Daraus können wir h_s, die Höhe der Schneegrenze, berechnen, sobald wir wissen, was für Funktionen der Höhe der schneeige Niederschlag und die Ablation sind. Meteorologische Beobachtungen haben erwiesen, dass Ablation wie fester Niederschlag im allgemeinen der Höhenabnahme resp. Höhenzunahme proportional sind, so dass sich die Ablation als Funktion der Höhe $f_a\,[h]$ darstellen lässt durch die Gleichung

$a = t + uh$ und ebenso der Niederschlag durch:
$n = o + ph$

t, u, o und p sind konstante Grössen. Setzen wir diese Werte in Gleichung 3) ein, so lautet sie:

$$m\,([t + uh_s] - [o + ph_s]) = \sum_{x=1}^{x=m} ([t + uh_x] - [o + ph_x])$$

Durch Umordnen fallen t, o, u und p fort und wir erhalten den Ausdruck:

$$h_s = \frac{1}{m} \sum_{x=m}^{x=1} h_x$$

$\frac{1}{m} \sum_{x=1}^{x=m} h_x$ ist aber die mittlere Höhe der Gletscheroberfläche und diese

ist also gleich h_s, der Höhe der Schneegrenze, vorausgesetzt, dass der schneeige Niederschlag und die Ablation genau proportional der Höhezunahme resp. Höheabnahme sind. Ganz genau genommen wächst nun allerdings der feste Niederschlag etwas langsamer als die Höhe und die Ablation nimmt rascher ab, als die Höhe zunimmt; daher gibt die mittlere Höhe eines Gletschers nur einen Maximalwert für die Schneegrenze; doch kommt dieser der Wirklichkeit ausserordentlich nahe, wie Kurowski zeigt. Die Einführung eines quadratischen Gliedes in die obigen Gleichungen verändert nämlich die Höhe der Schneegrenze für einen Gletscher, dessen Ende in 2000 m und dessen Wurzeln in 3900 m liegen nur um 23 m.

Man erhält also für jeden einzelnen Gletscher durch Bestimmung seiner mittlern Höhe einen Näherungswert für die Schneegrenze, in welchem der orographische Einfluss berücksichtigt ist. Die auf diese Weise gewonnene Schneegrenze ist aber nicht die klimatische, sondern die *örtliche Schneegrenze*, wie sie *Brückner** genannt hat. Bei einem grossen Gletschergebiet wird dagegen das Mittel aus den Werten der einzelnen Gletscher der klimatischen Schneegrenze ziemlich entsprechen, weil bei den verschiedenen Lagen der Gletscher die Nachteile und Begünstigungen des Gebirgsbaues und der Exposition einander aufheben dürften.

So ist es Kurowski gelungen, eine Methode aufzustellen, welche die Individualität eines jeden Gletschers genugsam zum Ausdruck bringt und uns eine grosse Anzahl ziemlich genauer Werte an die Hand gibt, aus denen wir das Gemeinsame leicht ableiten können. Während die frühern Methoden sich meist auf sporadische Einzelbeobachtungen stützten, basiert die vorliegende auf dem Schatz von Massenbeobachtungen, der in den topographischen Kartenwerken enthalten ist, also auf einer Grundlage, die an Genauigkeit und Grossartigkeit nichts zu wünschen übrig lässt. Die hieraus abgeleiteten Resultate übertreffen daher die aus einzelnen Beobachtungen gewonnenen in dem gleichen Mass an Zuverlässigkeit, wie etwa eine Angabe der mittleren Regenhöhe für ein Land, die sich auf die Beobachtungen von Hunderten von Stationen mit langjährigen Beobachtungen stützt, einen aus nur zwei oder drei Stationen mit ganz kurzer Beobachtungszeit berechneten Wert übertrifft.

* * *

Als unmittelbare Fortsetzung der von Kurowski untersuchten Finsteraarhorngruppe treffen wir im Osten, von dieser nur durch

* Ed. Brückner, Referat über Kurowskis Arbeit in der Meteorologischen Zeitschrift 1891, pag. 46 u. ff.

das tief eingeschnittene Haslithal getrennt, ein anderes vergletschertes Gebiet, die Gruppe des Dammastockes oder, wie es gewöhnlich nach einem seiner grössten Gletscher genannt wird, das *Triftgebiet.*

Die Begrenzung dieses Gletschergebietes ist eine sehr scharfe. Von der Grimsel durch das Haslithal hinab bis nach Innertkirchen, wo die Gadmer-Aare einmündet, bildet die junge Aare die Grenze; der tiefe Einschnitt des Gadmenthales, der Sustenpass und das urnerische Meienthal scheiden unser Gebiet von der vorgelagerten Gruppe des Titlis und der Spannörter. Bei Wassen, wo das Thalwasser des Meienthales sich mit der Reuss vereinigt, folgt die Grenze der letztern hinauf nach Andermatt und weiter durch das liebliche Ursernthal zur Passhöhe der Furka. Von dieser jäh absinkend zum Gletscherboden des Rhonegletschers, steigt die Grenze ebenso steil wieder hinauf zur Passhöhe der Grimsel. Das so begrenzte Gebiet hat die Form eines unregelmässigen Viereckes, dessen Eckpunkte in den Ortschaften Innertkirchen, Wassen, Andermatt und Gletsch liegen.

Im topographischen Atlas der Schweiz im Massstab 1 : 50000 wird das Gebiet dargestellt auf den Blättern:

	Aufnahme im Jahre *	Publikation im Jahre
Nr. 393 Meiringen	1861	1873
„ 394 Wassen	1861	1875
„ 397 Guttannen	1872	1874
„ 398 Andermatt	1860	1871
„ 490 Obergestelen	1879 **	1881

Die Aufgabe bestand nun darin, für jeden Gletscher dieses Gebietes die mittlere Höhe zu berechnen, dadurch die Höhe der Schneegrenze eines jeden zu erhalten und aus diesen Werten das Mittel zu bestimmen, welches die klimatische Schneegrenze der ganzen Gruppe darstellen musste. Das Verfahren war folgendes: Alle Messungen wurden mit einem Amslerschen Polarplanimeter von Kern & Cie. in Aarau (Nr. 14,021) ausgeführt. Dabei musste die Kontraktion des Papieres des betreffenden Kartenblattes berücksichtigt werden. Das geschah in der Weise, dass für jeden Gletscher die Konstante des Instrumentes neu bestimmt wurde. Hiezu waren die in die Blätter des Siegfriedatlasses eingezeichneten Quadrate von je 9 km² Fläche vortreflich zu gebrauchen. Für jeden Gletscher wurden die Quadrate,

* Ich verdanke diese Zahlen einer gütigen Mitteilung des Herrn Ingenieur Held vom eidgenössischen topographischen Bureau in Bern.

** Die Rohnegletscherzunge wurde in diesem Jahr revidiert.

in denen er liegt, mit dem Planimeter ausgemessen und hieraus dann für den Gletscher die Konstante des Instrumentes berechnet. Es war wichtig, in dieser Weise die einzelnen Quadrate und nicht gleich das ganze Kartenblatt zur Bestimmung der Kontraktion heranzuziehen, weil es sich herausstellte, dass die Kontraktion in verschiedenen Teilen desselben Blattes eine sehr wechselnde war. Eine Planimetereinheit ist gleich 10 mm², sollte also im Massstab 1 : 50,000 gleich 2500 Hektaren sein; sie schwankte aber in den einzelnen Quadraten der von mir benutzten Blätter:

Guttannen	von	2,545	bis	2,551	ha,
Wassen	„	2,507	„	2,535	ha,
Andermatt	„	2,514	„	2,542	ha,
Meiringen	„	2,494	„	2,500	ha.

Nach Bestimmung der Kontraktion mass ich das Gesamtareal des betreffenden Gletschers mit Ausschluss der schneefreien Felspartien. Ebenso wurden die Areale der einzelnen Höhenschichten von 150 zu 150 m bestimmt und zwar, da das tiefste Gletscherende bei 1350 m, der höchste Punkt aber 3633 m hoch lag, die Jsohypsenflächen von 1350, 1500, 1650, 1800, 1950, 2100, 2250, 2400, 2550, 2700, 2850, 3000, 3150, 3300, 3450 und 3600 m. Durch Subtraktion des Areals zweier benachbarten Isohypsenflächen wurde dann das Areal der zwischen den betreffenden Isohypsen liegenden Höhenstufen gefunden. Diese Zahlen sind in der beistehenden Tabelle zusammengestellt.

Mit diesem Material konnte die sogenannte hypsographische Kurve konstruiert werden.

Der Entwurf der Kurve geschah auf Millimeterpapier, dessen Kontraktion ebenfalls genau bestimmt und in Rechnung gebracht wurde. Auf einer Abscissenaxe trug ich die Höhen der verschiedenen ausgemesenen Höhenstufen vom Gletscherende weg bis zum höchsten Punkte des betreffenden Gletschers auf; über diesen Höhen wurden senkrecht darauf die entsprechenden Areale aufgetragen, so dass über dem höchsten Punkte die Ordinate den Wert Null besass, über dem Gletscherende dagegen das Gesamtareal des Gletschers als Ordinate stand. Die Verbindung all dieser Ordinatenendpunkte gab die hypsographische Kurve, welche die Höhenentwicklung des Gletschers graphisch darstellte. Der von der Kurve und dem Axensystem umschlossene Raum ist proportional dem Volum des durch das Profil dargestellten Gletschers. Dieses Areal wurde mit dem Planimeter gemessen und, um die mittlere Höhe des Gletschers zu erhalten, durch das Gesamtareal des Gletschers, also durch die Länge der

Tabelle der Gletscher des Triftgebietes.

№	Name des Gletschers	Unteres Gletscherende in m	Areale der Höhenstufen in Hektaren																Gesamtareale der Gletscher in Hektaren	Mittlere Höhe = Schneegrenze in m. Auf 10 m abgerundet
			1350 bis 1500	1500 bis 1650	1650 bis 1800	1800 bis 1950	1950 bis 2100	2100 bis 2250	2250 bis 2400	2400 bis 2550	2550 bis 2700	2700 bis 2850	2850 bis 3000	3000 bis 3150	3150 bis 3300	3300 bis 3450	3450 bis 3600	3600 bis 3750		
1	Dammafirn und Wintergl.	1841	—	—	—	2.5	25.2	85.8	55.5	75.7	80.8	99.7	106.0	74.5	42.9	3.8	2.5	—	654.9	2670
2	Tiefengletscher	2360	—	—	—	—	—	—	2.5	47.8	96.9	129.6	74.2	84 3	42.8	2.5	—	—	480.6	2860
3	Siedelengletscher . . .	2530	—	—	—	—	—	—	—	7.6	76.9	113.6	56.8	20.2	2.5	—	—	—	277.6	2780
4	Gl. westl. des Furkahorns	2640	—	—	—	—	—	—	—	—	1.2	18.8	30.0	10.0	—	—	—	—	60.0	2890
5	Rothfirn	2040	—	—	—	—	5.0	5.0	19.0	36.8	32.9	41.8	50.7	16.5	2.5	—	—	—	210.2	2700
6	Stockgletscher	2430	—	—	—	—	—	—	—	5.0	12.6	27.6	17.6	5.0	—	—	—	—	67.8	2780
7	Alpiglengletscher . . .	2371	—	—	—	—	—	—	2.0	3.0	52.8	50.3	43.9	8.8	—	—	—	—	160.8	2770
8	Spitzbergfirn	2280	—	—	—	—	—	—	7.6	45.7	53.4	30.5	8.4	1.8	—	—	—	—	147.4	2630
9	Lipfersteingletscher . .	2540	—	—	—	—	—	—	—	—	13.0	8.1	0.7	—	—	—	—	—	21.8	2700
10	Schneeflecke E. d. Mütterlishorn	2540	—	—	—	—	—	—	—	1.3	17.6	8.8	5.0	—	—	—	—	—	32.7	2740
11	Rhonegletscher	1770	—	—	—	29.2	40.6	13.9	68.9	118.9	221.9	304.4	587.9	414.9	219.5	104.5	37.8	5.0	2167.4	2900
12	Gl. SE. d. Gerstenhörner	2700	—	—	—	—	—	—	—	—	—	61.0	29.3	6.4	—	—	—	—	96.7	2830
13	Gerstengletscher	2430	—	—	—	—	—	—	—	3.8	10.2	50.9	48.3	11.4	—	—	—	—	124.6	2840
14	Gelmergletscher	2520	—	—	—	—	—	—	—	2.5	64.9	44.5	40.7	5.0	—	—	—	—	157.6	2760
15	Alpligletscher	2327	—	—	—	—	—	—	5.1	7.6	14.0	29.4	28.1	24.2	25.8	21.9	—	—	156.1	2950
16	Diechtergletscher . . .	2430	—	—	—	—	—	—	—	15.3	43.4	113.6	95.7	42.1	17.6	11.3	—	—	339.0	2870
17	Hohmadgletscher . . .	2370	—	—	—	—	—	—	0.8	18.0	2.5	—	—	—	—	—	—	—	21.3	2480
18	Gl. SE. d. Mährenhorns .	2660	—	—	—	—	—	—	—	—	2.5	21.2	12.5	—	—	—	—	—	36.2	2820
19	Schneeflecke NE. desselben	1970	—	—	—	—	12.5	7.5	7.5	2.5	—	—	—	—	—	—	—	—	30.0	2190
20	Wangletscher	2300	—	—	—	—	—	—	8.8	28.7	22.5	5.0	—	—	—	—	—	—	65.0	2530
21	Gigligletscher	2170	—	—	—	—	—	7.5	10.0	12.5	12.5	10.0	—	—	—	—	—	—	52.5	2490
22	Drosigletscher	2370	—	—	—	—	—	—	—	10.0	22.5	20.0	—	—	—	—	—	—	52.5	2710
23	Triftgletscher	1350	12.5	15.0	5.0	55.0	230.0	31.6	54.4	166.5	251.8	309.9	492.2	383.0	152.4	58.4	7.6	—	2225.3	2740
24	Steinengletscher	1880	—	—	—	10.0	70.0	140.0	146.3	82.5	127.5	156.3	165.0	142.5	123.7	61.2	7.5	—	1232.5	2700
25	Thaleggligletscher . . .	2250	—	—	—	—	—	—	7.5	25.0	20.0	—	—	—	—	—	—	—	52.5	2520
26	Kalchthalfirn	1940	—	—	—	—	24.0	26.6	24.0	11.3	2.5	—	—	—	—	—	—	—	88.4	2220
27	Massplankfirn und Kehlegletscher	1924	—	—	—	—	30.2	100.7	50.3	82.8	79.0	91.6	81.6	45.3	20.1	5.0	—	—	586.6	2520
28	Gl. SE. der Sustenlimmi	2520	—	—	—	—	—	—	—	2.5	26.3	45.0	46.2	48.8	13.7	—	—	—	182.5	2900
29	Firnfeld E. d. vorigen (28)	2640	—	—	—	—	—	—	—	—	3.8	26.5	37.8	5.0	—	—	—	—	73.1	2870
30	Brunnenfirn-Wallenbühlgletscher	2100	—	—	—	—	—	25.2	50.3	169.9	186.3	132.1	88.1	47.8	2.5	—	—	—	702.2	2650
31	Gl. w. des Stucklistock .	2580	—	—	—	—	—	—	—	—	3.8	18.9	15.2	7.6	2.5	—	—	—	48.0	2870
32	Firnflecke w. d. Fleckist.	2580	—	—	—	—	—	—	—	—	10.1	22.8	22.8	—	—	—	—	—	55.7	2820
33	Griessenfirn	2200	—	—	—	—	—	—	2.5	40.5	15.2	10.1	2.5	—	—	—	—	—	70.8	2590
34	Rütifirn	2040	—	—	—	—	2.5	10.1	20.3	35.4	37.9	63.3	68.1	32.9	5.0	—	—	—	275.5	2740
35	Kartigelfirn	2181	—	—	—	—	—	5.0	30.2	69.3	201.7	84.5	35.3	6.3	—	—	—	—	432.3	2630
36	Rohrfirn	2530	—	—	—	—	—	—	—	1.3	45.4	46.6	27.8	7.5	—	—	—	—	128.6	2770
			12.5	15.0	5.0	96.7	440.0	458.9	573.5	1129.7	1866.3	2196.4	2318.4	1451.8	673.5	268.6	55.4	5.0	11566.7	2750

Ordinate, die dasselbe darstellte, dividiert. So bekam ich die mittlere Höhe des Gletschers über dem Gletscherende und brauchte nur diese Zahl zu der Meereshöhe des Gletscherendes zu addieren, um die absolute mittlere Höhe zu erhalten.

Jede Fläche wurde zweimal gemessen. Wenn der Unterschied der beiden Messungen 2 Planimetereinheiten nicht überstieg, so wurde das Mittel aus beiden genommen, andernfalls die Messung mehrfach wiederholt. Um ein Mass für die Zuverlässigkeit der Messungen zu erhalten wurde die mittlere Abweichung derselben bestimmt, indem die Summe aller gemessenen Areale durch die Summe der einzelnen Abweichungen von den Mittelwerten dividiert wurde. Es ergab sich, dass die mittlere Abweichung 0,3 % betrug. Um mich auch davon zu überzeugen, dass meine Methode der Messung die gleichen Resultate liefert, wie die Kurowskis, und dadurch die Vergleichbarkeit meiner und Kurowskis Zahlen darzuthun, mass ich auch einen Gletscher der Finsteraarhorngruppe, den Oberaargletscher, und bestimmte seine mittlere Höhe. Meine Bestimmung differierte nur um 3 m von derjenigen Kurowskis. Meine und Kurowskis Zahlen sind also durchweg vergleichbar.

Die *Kammgliederung* des Triftgebietes ist verhältnismässig einfach. Wie im östlichen Teile der Finsteraarhorngruppe treffen wir hier zunächst hohe Hauptkämme, die im allgemeinen von N nach S verlaufen. Ein erster solcher Kamm beginnt im Benzlauistock 2531 m ob Innertkirchen, steigt allmählich an zum Thieralpistock 3406 m, um dann langsam an Höhe wieder abzunehmen und im Nägelisgrätli an der Grimsel aufzuhören. Nebenkämme entsendet er bedeutendere nur im Grat der Gelmerhörner einerseits und dem Schaubhorngrat andererseits, welche zusammen das einsame Becken des Gelmersees und das Diechterthal einschliessen. Durch einen östlichen Querkamm, der in der Triftlimmi (3100) seine tiefste Erniedrigung hat, ist dieser erste Hauptkamm mit einem zweiten verbunden, der parallel dem Thieralpikamm ebenfalls N–S verläuft. Von der Passhöhe der Furka ausgehend, erhebt er sich bald zum Furkahorn 3028 m, bildet die schöne Kuppe des Galenstockes 3597 m und kulminiert im Dammastock 3633 m, dem höchsten Gipfel des Triftgebietes. Im Schnee- und Eggstock behauptet der Kamm noch eine ziemliche Höhe, um dann allmälich gegen den Massplankstock 3400 m und die Thierberge 3343 und 3001 m abzusinken. Nach einer kleinen Biegung gegen W erreicht er im Radlefshorn 2604 m sein Ende.

Der Ausgangspunkt eines dritten N—S verlaufenden Kammes ist die Passhöhe des Susten 2262 m. Schnell erhebt sich der Grat über den Sustenspitz zum Sustenhorn 3492 m; etwas weiter südlich,

bei Punkt 3339 m steht der Kamm durch die Einsattelung der Sustenlimmi und den Quergrat des Gwächtenhorns mit den Thierbergen in Verbindung. Zugleich ändert er an jenem Punkte seine Richtung, indem er noch eine kurze Strecke weit gegen SE verläuft. Die Neigung, aus der N-S Richtung allmählich in die NO-SE Richtung überzugehen, ist noch deutlicher ausgeprägt in dem folgenden vierten und letzten Hauptkamm, der vom vorigen durch das Voralpthal und den Wallenbühlgletscher getrennt ist und nur im Sustenjoch mit ihm zusammenhängt. Im Griesenhörnli 2853 m erhebt er sich aus dem obern Meienthal, kulminiert in der prächtigen Pyramide des Fleckistockes 3418 m, sinkt aber bald im Winterberge und Kühplankenstock auf 3200 m hinab und endigt im Salbitschyn bei 2889 m. Nach dem Meienthal entsendet er mehrere Querkämme, die zwar kaum selbständige Bedeutung erlangen, aber die Gletscherbildung sehr begünstigen, indem sie den Abhang der Hauptkette in tiefe Mulden und schattenspendende Kämme gliedern.

Quer vor die beiden letzterwähnten Ketten lagert sich endlich als fünfter Hauptkamm im Süden der Grat der Spitzberge, der in der wilden Schlucht der Schöllenen beginnt und im Bätzberg und im Spitzberg bis zur Winterlücke nie 3000 m erreicht. Erst von da weg erhebt er sich im Winterstock 3231 m und im Gletschhorn 3307 m zu grösserer Höhe, um sich bald im Tiefenstock 3512 m der zweiten N-S verlaufenden Hauptkette anzuschliessen.

Ueberblicken wir das ganze Gebiet, so überrascht uns die ausserordentlich starke Gliederung in der Nord-Süd-Richtung, ungefähr senkrecht auf das Streichen der Alpen. Ein eigentlicher Haupt- oder Centralkamm, wie wir ihn im westlichen und südöstlichen Teile der Finsteraarhorngruppe antreffen, fehlt hier vollständig. Wir haben unabhängige N-S streichende Kämme und dazwischen entsprechende Thäler, die wegen ihrer Höhe meist stark vergletschert sind. Die Kämme sind ausserordentlich scharf und gleichförmig, liegt doch das ganze Gebiet in der krystallinischen Mittelzone des Aarmassivs, das sich vom Lötschenpass bis zum Tödi erstreckt. Die Gleichförmigkeit des Materials, bestehend aus Protogin, Gneissen und krystallinischen Schiefern, alles dazu steil aufgerichtet, erklärt uns den einförmigen Charakter der Gebirgsformen. Der Kalk fehlt beinahe vollständig; der grosse Berneroberländer Gebirgswall, der seine Mächtigkeit den eingefalteten jurassischen Sedimenten verdankt, hört hier auf, da die Kalkfalten gleich in der ersten Hauptkette am Pfaffenkopf ob Innertkirchen auskeilen. Dafür haben wir unserem Gebiet vorgelagert die Pultformen der Gadmerflühe und der Titliskette, eines

geologischen und orographischen Analogons der Blümlisalp am westlichen Ende des Aarmassivs.

Eine weitere Eigentümlichkeit der Hauptkämme des Triftgebietes ist der Mangel an tiefern Einschnitten, obschon die Gräte, der krystallinischen Natur ihrer Gesteine entsprechend, sehr stark zersägt sind. Eigentliche Gletscherpässe aber, die dem Alpinisten erlauben, die Ketten zu traversieren und die tiefere Einsenkungen voraussetzen, sind selten. Der erste Kamm, Mährenhorn-Gelmenhorn, besitzt einen einzigen im Furtwangsattel 2593 m. Im Hauptkamm des Dammastockes erreicht der Tiefensattel die Höhe von zirka 3300 m, der Dammapass 3500 m, der Zwischenbergpass 3000 m. Die Steinlimmi liegt analog dem Furtwangsattel schon mehr da, wo die Kette gegen das Gadmenthal zu absinkt. Der dritte und vierte Hauptkamm haben gar keine eigentlichen Uebergänge.

Entsprechend diesen steilen, scharfen, wenig tief eingeschnittenen Gräten dürfen wir zwischen denselben lange, tief ausgebuchtete Firnmulden erwarten, die durch niedrige Querkämme und bequem zu begehende Joche mit einander in Verbindung stehen. Dies ist auch in der Tat der Fall. Die grossen Querthäler zwischen den Hauptkämmen sind für die Firnanhäufung äusserst günstig und bergen deshalb auch die grossen Thalgletscher unseres Gebietes. Daneben haben wir in den kleinen Nischen, welche die Erosion an den Abhängen der Hauptketten herausmodelliert hat, eine Menge kleiner Mulden, die je nach Grösse, Höhe und Exposition eigentliche Gehängegletscher enthalten oder bloss mit Firn ausgefüllt sind.

Zwei der grössten Thäler sind diejenigen des Rhone- und des Triftgletschers, beide zwischen der ersten und zweiten Hauptkette gelegen. Durch die Einsattelung der untern und obern Triftlimmi, 2900 und 3177 m, stehen beide Firnmulden in Verbindung. Zwischen der zweiten und dritten Hauptkette verhindert der schräg hinübergehende Querkamm des Gwächtenhorns eine so schöne, regelmässige Muldenbildung. Verbunden werden die beiden Firnmulden des Stein- und Kehlegletschers auf beiden Seiten des Gwächtenhorns durch die Thierberglimmi 3180 m westlich und die Sustenlimmi 3118 m östlich des Gwächtenhorns. Zwischen dem dritten und vierten Hauptkamm endlich ist die Wasserscheide im Sustenjoch 2657 m soweit nach Norden vorgeschoben, dass nur das südliche Querthal einen Thalgletscher beherbergt, während die nördliche Nische bloss einem kleinen Kargletscher Raum gibt.

Das Thal des Kehlegletschers sowie dasjenige des Wallenbühlgletschers (Voralpthal), welches im Sustenjoch beginnt, münden nicht direkt ausserhalb unserer Gruppe wie die bisher betrachteten Thäler,

sondern sie vereinigen sich im Göschenenthal, dem grössten Thal des Triftgebietes. Tief eingeschnitten weist es auf energische Erosion hin und erklärt uns, warum die Wasserscheiden des Gwächtenhorns nnd des Sustenjochs so weit nach Norden vorgeschoben sind. Das Thal hat entgegen den im Westen und Norden unseres Gebietes herrschenden Verhältnissen ungefähr W-E-Richtung, bis es an die Kette des Dammastockes anstösst und gegen NW umbiegt. Im Süden lehnt es sich an die Kette der Spitzberge und steht durch die Einschnitte der Alpiglenlücke 2778 m und der Winterlücke 2880 m mit dem Urserenthal in Verbindung. Vermöge seiner tiefen Lage (Thalsohle bei Wicki 1326 m) liegt es zu einem grossen Teil unter der Schneegrenze. Herrliche Weiden bedecken die untern Hänge wie die Sohle und der Mensch hat sich dauernd auch für den strengen Winter hier niedergelassen.

Dass bei der geschilderten Bodengestaltung und der bedeutenden Höhe das ganze Gebiet verhältnismässig stark vergletschert ist, darf uns nicht wundern. Die Anzahl der Gletscher beträgt 36; davon sind 5 Gletscher erster Ordnung oder Talgletscher und zwar sind es, der Grösse nach geordnet, folgende:

	Flächeninhalt in Hektar.
Triftgletscher	2225,0
Rhonegletscher	2167,2
Steinengletscher	1232,5
Wallenbühlgletscher	702,0
Kehlegletscher	586,6

Die übrigen sind Gletscher zweiter Ordnung, wenn sie auch manchmal bedeutende Dimensionen annehmen, wie der Wintergletscher mit 654,9 ha und der Tiefengletscher mit 480,6 ha. Weitaus die meisten aber sind kleine Kargletscher.

Das gesamte Gletscherareal beträgt 116 km², ist also nur so gross wie im Finsteraargebiet der grosse Aletschgletscher allein. Die Höhe der Gletscherenden schwankt zwischen 1350 m (Triftgletscher) und 2700 m (Gletscher im SE der Gerstenhörner), also um volle 1350 m.

Die mittlere Schneegrenze des ganzen Gebietes wurde auf zwei Arten bestimmt. Einmal zog ich das Mittel aus den für die einzelnen Gletscher gefundenen Werten; diese Methode ergab als Höhe der Schneegrenze 2710 m*. Bei dieser Mittelbildung erhielt jeder kleine

* Diese wie alle folgenden Höhenzahlen für die Schneegrenze wurden nach der Berechnung auf 10 m abgerundet.

Gletscher das gleiche Gewicht wie jeder grosse. Eine andere, offenbar bessere Art der Mittelbildung ist die, dass man jedem Gletscher ein Gewicht proportional seinem Areal gibt und hieraus dann das Mittel ableitet. Auf das gleiche kommt es heraus, wenn man die Areale der Höhenstufen für alle Gletscher addiert, wie das am Fuss der Tabelle geschehen ist, hierauf die hypsographische Kurve konstruiert und aus dieser die mittlere Schneegrenze für das ganze Gebiet bestimmt. Diese Methode ergab 2750 m als Höhe der klimatischen Schneegrenze des ganzen Gebietes. Dieser Wert ist beträchtlich höher, als der auf die erste Art gewonnene. Das deutet darauf, dass die Grösse der Gletscher auf die Höhe der Schneegrenze einen gewissen Einfluss hat. Im folgenden ist unter der Höhe der Schneelinie im Triftgebiet immer der Wert 2750 verstanden.

Es überrascht, dass die Schneegrenze in der Trift so bedeutend — um volle 200 m — niedriger verläuft, als in der benachbarten Finsteraarhorngruppe, wo sie nach Kurowski bei 2950 m liegt. An der Realität dieser Differenz kann man jedoch nicht zweifeln; denn sie kehrt auch im Einzelnen wieder, wie wir gleich sehen werden.

Auch in unserem Gebiet spiegelt der Verlauf der Schneegrenze den Einfluss der Exposition auf das deutlichste wieder. Gletscher mit Nordexposition haben die tiefste Schneegrenze.

	Höhe der Schneegrenze.
Triftgletscher	2740 m
Wanggletscher	2530 m
Gigligletscher	2490 m
Thaleggligletscher	2520 m
Steinengletscher	2700 m
Alpiglengletscher	2740 m
Spitzberggletscher	2630 m

Als Mittel für die Nordlage erhalten wir, wenn wir einfach aus obigen Werten das Mittel bilden, den Wert 2630 m, mit Berücksichtigung des Areals der Gletscher aber 2710 m, also fast 100 m mehr. Die Amplitude beträgt 250 m. Auch hier ist der Einfluss der Grösse der Gletscher unverkennbar; bei den kleinen, eingesenkten Gletschern liegt die Schneegrenze tief. Ja der Kalchthalgletscher, ein von hohen Felswänden eingeschlossener Kargletscher, zeigt so abnorme Verhältnisse (Schneegrenze bei 2220 m), dass er bei der Bildung des Mittels ausgeschlossen werden musste.

Gletscher mit Nord-West-Exposition sind keine vorhanden, wohl aber solche mit Nord-Ost-Exposition.

	Höhe der Schneegrenze.
Griessenfirn	2600 m
Rütifirn	2740 m
Kartigelfirn	2630 m
Rothfirn	2700 m
Dammafirn (Wintergletscher)	2670 m

Das Mittel beträgt auf beide Weisen berechnet 2670 m. Der Dammafirn hat allerdings auch Ostexposition und kann deshalb bei dieser nochmals in Rechnung gebracht werden wie folgt:

	Höhe der Schneegrenze.
Dammafirn (Wintergletscher)	2670 m
Rohrfirn	2770 m
Stockgletscher	2780 m

Der Mittelwert für Ost-Exposition ist 2740 m, mit Berücksichtigung der Areale 2720 m, wobei jetzt der grosse Dammafirn das Mittel herabdrückt.

Süd-Ost-Lage haben folgende Gletscher:

	Höhe der Schneegrenze.
Gletscher S-E des Gerstenhorns	2830 m
Gletscher S-E des Mütterlishorns	2740 m
Tiefengletscher	2860 m
Gl. S-E des Mährenhorns (Weiss-Schyngl.)	2820 m

Bei Süd-Ost-Lage liegt also die Schneegrenze im Durchschnitt bei 2820 m beziehungsweise 2840 m.

Für Südexposition haben wir nur wenige Beispiele, nämlich:

	Höhe der Schneegrenze.
Rhonegletscher	2900 m,
Siedelengletscher	2780 m,
Lipfersteingletscher	2700 m,
Gletscher S-E der Sustenlimmi	2900 m.

Hier gehen die beiden Mittelwerte infolge der stark wechselnden Grössenverhältnisse (Rhonegletscher 2167 ha, Lipfersteingletscher 21,8 ha) weit auseinander, da das einfache Mittel 2820 m, das mit Berücksichtigung der Areale gewonnene aber 2890 m ergibt.

Folgende Gletscher haben hauptsächlich Süd-West-Exposition:

	Höhe der Schneegrenze.
Firnfleck S des Fleckistock	2820 m,
Gletscher W des Furkahorns	2890 m,
Alpligletscher	2960 m,
Drosigletscher	2710 m.

Die Mittelwerte sind 2790 m und bei Einbeziehung des Areals 2880 m. Wenn wir den Drosigletscher, der in einem tiefen Kar eingebettet ist und eine sehr niedrige Schneegrenze besitzt, ausser Spiel lassen, so erhalten wir als Mittelwert 2890 m.

Verhältnismässig hoch liegt die Schneegrenze bei West-Exposition, wie wir aus folgenden Beispielen ersehen:

	Höhe der Schneegrenze.
Firnfleck W. des Stuebelistock	2870 m,
Gerstengletscher	2840 m,
Gelmergletscher	2760 m,
Diechtergletscher	2870 m,
Hohmadgletscher.	2480 m.

Den kleinen Hohmadgletscher mit seiner abnorm tiefen Schneegrenze schliessen wir bei der Berechnung der Mittelwerte aus. Hingelagert in eine Nische am Fuss der schneefreien Steilwände des Kilchlistockes und des Gwächtenhorns, scheint er eher ein grosser Lawinenrest zu sein. Die erste Mittelbildung ergibt 2840, die zweite gleichfalls 2840 m.

Die gewonnenen Mittelwerte für die verschiedenen Expositionen sind aus zwei Gründen nicht sehr zuverlässig. Erstens ist jeweilen die Anzahl der Gletscher etwas zu klein, um daraus eine so wichtige Zahl wie die Schneegrenze bei gewisser Exposition zu berechnen. Andererseits entspricht diese Einteilung nach 8 Richtungen der Natur wenig; denn selten ist ein Gletscher nur nach einer Richtung hin exponiert, so dass man oft unschlüssig ist, welcher Exposition man ihn zuteilen soll. Zwei Beispiele aus unserm Gebiet illustrieren dies deutlich. Im Voralpthal liegt der Wallenbühlgletscher in typischer Süd-Ost-Exposition; sein Firnfeld aber, der Brunnenfirn, der an den Abhängen der Sustenhornkette liegt, hat ebenso ausschliesslich Nord-Ost-Exposition. Genau im gleichen Verhältnis stehen der Kehlegletscher und sein Firnfeld, der Massplankfirn. Dennoch ging es nicht an Firnfeld und Gletscher zu trennen. Die Höhe der Schneegrenze ist folgende:

Massplankfirn-Kehlegletscher	2540 m,
Brunnenfirn-Wallenbühlgletscher	2650 m.

Diese Höhen sind niedriger als die Mittel der Nord-Ost-, Ost- und Süd-Ost-Exposition, was bei der Grösse der Gletscher — es sind beides Thalgletscher — sehr auffallend ist.

Um nun jene beiden Uebelstände, die zu kleine Anzahl der Gletscher und die Einseitigkeit der Exposition zu eliminieren, habe

ich Mittelwerte für die vier Himmelsrichtungen bestimmt und dabei die benachbarten Richtungen jeweilen zur Berechnung herbeigezogen. Um z. B. das Mittel für die Nord-Exposition zu erhalten, fasste ich alle Gletscher mit Nord-, Nord-Ost-, und Nord-West-Exposition zusammen. Auch hier wurde der Mittelwert sowohl einfach mit Hülfe der Einzelwerte der Gletscher gebildet (Mittelwert II), als auch mit Berücksichtigung der Grösse der einzelnen Gletscher (Mittelwert I). Die Mittelwerte I. sind die massgebenden. Zur Vergleichung setzen wir gleich die Mittelwerte der Finsteraarhorngruppe nach Kurowski dazu (nach Art von II. gebildet).

	Triftgebiet.		**Finsteraarhorngruppe.**	**Differenz.**
	Mittelwert I.	Mittelwert II.	Mittelwert II.	
Nordlage (12 Gl.)	2740 m	2620 m	2850 m	230 m
Ostlage (12 Gl.)	2780 m	2740 m	2860 m	120 m
Südlage (12 Gl.)	2870 m	2810 m	3010 m	200 m
Westlage (8 Gl.)	2860 m	2820 m	2900 m	80 m

Aus dieser Zusammenstellung ersehen wir zunächst, dass in beiden Gebieten übereinstimmend die verschiedenen Expositionen in Bezug auf die Höhe der Schneegrenze eine bestimmte Reihenfolge einnehmen. Bei Süd-Exposition steht die Schneegrenze am höchsten; die Westlage ist für die Abschmelzung günstiger als die Ostlage und hat daher höhern Stand der Schneegrenze. Nordlage bedingt in beiden Gebieten den tiefsten Stand. Ueberall aber sind im Triftgebiet die Höhen bedeutend niedriger als in der Finsteraarhorngruppe und zwar wechselnd um 80—230 m.

Gehen wir noch mehr ins Einzelne in unserm Vergleich mit der Finsteraarhorngruppe. Da orographisch das Triftgebiet einfach die östliche Fortsetzung der Finsteraarhorngruppe ist und, von der geringeren Erhebung abgesehen, ganz ähnliche Verhältnisse aufweist, so erwartet man schon im östlichen Teile der Finsteraarhorngruppe ein Sinken der Schneegrenze und eine Annäherung an diejenige des Triftgebietes. Die Gletscher an der Grenze beider Massive, also diejenigen rechts und links des Haslithals, lassen sich aber leider nicht vergleichen, da die zum Finsteraarhorngebiet gehörigen typische Ost-Exposition mit relativ tiefem Stand der Schneegrenze (circa 2800 m) haben und die entsprechenden Gletscher des Triftgebietes bei ebenso typischer West-Exposition relativ hohe Zahlen für die Lage der Schneegrenze aufweisen. Immerhin ist bemerkenswert, dass die Höhe der Schneegrenze dieser letztern Gletscher mit circa 2860 m immer noch 100 m unter dem Mittel für die Finsteraarhorngruppe zurückbleibt. Suchen wir nach vergleichbaren Gletschern in ähnlicher Exposition, so bieten sich uns solche in den

Südketten beider Gruppen. Da weist zunächst im Triftgebiet der Kamm Spitzberg-Tiefenstock eine Anzahl kleinerer und grösserer Gletscher auf, deren Schneegrenze trotz ausgezeichneter Süd-Exposition durchgehend sehr tief ist, wie man aus folgenden Zahlen ersieht:

	Höhe der Schneegrenze.
Schneefleck am Mütterlishorn	2740 m,
Lipfersteingletscher	2700 m,
Tiefengletscher	2860 m,
Siedelengletscher	2780 m,
Gletscher W des Furkahorns	2890 m.

In der Finsteraarhorngruppe dagegen finden wir an der südlichen Kette Siedelhorn-Wasenhorn (vgl. Blatt Obergestelen) bei gleicher Exposition folgende Werte:

	Höhe der Schneegrenze.
Schneefleck E des Löffelhorns	2900 m,
Münstergletscher	3020 m,
Bächigletscher	3010 m,
Gl. zw. Wasenhorn und Vorder-Galmihorn .	2980 m.

Auf der Nordseite desselben Kammes geht der Gratfirn bis auf 2500 m hinab, der Spitzbergfirn und der Alpigengletscher im Triftgebiet auf 2280 bezw. 2370 m bei gleicher Lage. Auf der Südseite der beiden Massive ist also vorerst kein allmähliches Sinken der Schneelinie gegen Osten resp. ein Ineinanderübergehen zu konstatieren.

Aehnlich sind die Verhältnisse auf der Nordseite der beiden Gebirgsgruppen, wie sich aus der Vergleichung folgender, gegen Nord exponierter Gletscher ergibt:

	Höhe der Schneegrenze.
Oberer Grindelwaldgletscher	2810 m
Rosenlauigletscher	2910 m
Gauligletscher (NE-Exposition)	2780 m

Im Triftgebiet dagegen haben der

	Höhe der Schneelinie.
Triftgletscher	2740 m
Steinengletscher	2700 m

Also auch hier bedeutend tieferer Stand der Schneegrenze ohne Uebergang, da der Gauligletscher mit NE-Exposition nicht streng vergleichbar ist.

Während im Triftgebiet eine Höhe der Schneelinie von 2900 m nur bei einem Gletscher auftritt und zwar in der an sich schon eine hohe Lage aufweisenden Süd-Westexposition, treffen wir im Finsteraarhorngebiet eine Anzahl Gletscher in Nord- und Nordwestexposition, deren Schneegrenze über 3000, ja selbst über 3100 m liegt. Ich nenne den Roththalgletscher (Silberlaui von Kurowski) mit 3030 m; ferner den Giessengletscher am Nordabhang der Jungfrau mit 3030 m; den Eigergletscher mit 3080 m. Dann finden wir im Lötschenthal am Nordabhang der Bietschhornkette den innern und äussern Standbachgletscher mit 3020 bezw. 3120 m Höhe der Schneelinie.

Durchgreifend ist auch der Unterschied beider Gebiete in Bezug auf Südexposition, wie wir schon bei Vergleichung der beiden Gruppenmittel gesehen haben. Die Ketten, welche das Finsteraarhorngebiet gegen das Rhonethal abschliessen, sind teilweise sehr hoch, wie die Bietschhornkette, bald erreichen sie bloss 2900 m wie der Kamm Riederhorn-Eggischhorn. Oestlich des Vieschergletschers ist die südliche Randkette wieder sehr hoch und erhebt sich im Wasenhorn und den Galmihörnern bis über 3500 m; dann senkt sie sich langsam gegen die Grimsel bis auf 2766 m im kleinen Siedelhorn. Diese Ketten tragen nur in ihren höchsten Teilen Gletscher, deren Schneegrenze sehr hoch, immer über 3000 m liegt; die niedrigen Teile wie die Ketten Riederhorn-Eggischhorn und Löffelhorn-Grimsel weisen gar keinen ewigen Schnee auf. Im Gegensatz dazu finden wir im Triftgebiet an der südlichen Randkette Furkahorn-Bätzberg eine Menge grösserer und kleinerer Gletscher mit teilweise sehr niederer Schneegrenze. Ich erwähne nur:

	Areal in ha	Höhe der Schneegrenze.
Schneefleck am Mütterlishorn	32,7	2740 m
Lipfersteingletscher	21,8	2700 m
Tiefengletscher	460,8	2860 m
Siedelengletscher	277,4	2780 m
Gletscher W. des Furkahorns	60,0	2890 m
Rhonegletscher	2167,4	2900 m

Alle diese Gletscher weisen eine abnorm tiefe Schneegrenze für Südexposition auf im Vergleich zur Finsteraarhorngruppe. Der Grund dieses Verhaltens ist nicht recht klar; man wäre eher geneigt, anzunehmen, dass das relativ hohe Urserenthal (Thalsole bei Realp circa 1500 m) in Verbindung mit dem südlich vorliegenden Gotthardmassiv gerade als Plateau wirken und also die Schneegrenze am Südrande des Triftgebietes in die Höhe treiben würde, während das umgekehrte der Fall ist.

Vielleicht lässt sich die ausserordentlich hohe Lage der Schneelinie am Südrande der Finsteraarhorngruppe durch eine Eigentümlichkeit des begrenzenden Thales erklären. Das sehr tief eingeschnittene Rhonethal ist ein intensives Wärmecentrum. Diese Wärme wird durch die täglichen Thalwinde, den Gehängen entlang hinaufgeführt, so dass diese aufsteigende warme Luft, die sich wegen ihres Feuchtigkeitsgehaltes nur langsam abkühlt, vielleicht schon für sich allein ein Zurückweichen der Schneegrenze bewirken kann. Ein zweiter, nicht zu unterschätzender Faktor ist jedenfalls der Föhn, der als heisser und trockener Wind aus den zahlreichen N-S verlaufenden Querthälern des Wallis hervorstürzt und an die südlichen Randketten der Finsteraarhorngruppe anprallt. Diese beiden Faktoren fehlen am Südrande des Triftgebietes; das Urserenthal ist eher ein Kälte- und kein Wärmecentrum und die relative Erhebung des Hauptkammes der Gotthardgruppe ist zu gering, um schon im Urserenthal heftigen und wirksamen Föhn veranlassen zu können Der Südwind gewinnt seinen Föhncharakter hauptsächlich erst beim Fall von Andermatt nach Göschenen. Vielleicht sind das die Gründe, warum wir hier eine Anzahl Gletscher und Firnflecke treffen, deren Existenz in gleicher Höhe am Südrande der Finsteraarhorngruppe eine reine Unmöglichkeit wäre.

Mögen diese Ursachen auch vielleicht zum Teil die Differenz in der Höhenlage der Schneegrenze am Südabhang des Triftgebietes und der Finsteraarhorngruppe erklären, so dürfen wir doch nicht vergessen, dass die tiefere Lage der Schneegrenze keineswegs auf die Südhänge beschränkt, sondern eine ganz allgemeine Erscheinung ist. Es muss daher auch eine allgemeine Ursache wirksam sein. Diese allgemeine Ursache dürfte die geringere Erhebung des Triftgebietes im Vergleich zum Finsterarhorngebiet sein. Richter hat zuerst darauf aufmerksam gemacht, dass die Gebiete hohen Schneegrenzstandes mit den grossen Massenerhebungen der Gebirge zusammenfallen und dass Gebirge wie die Alpen sich ähnlich verhalten, wie Plateauländer, in denen die Schneegrenze von aussen gegen innen ansteigt. Für die Ostalpen hat er dieses Verhältnis sicher gestellt. Die Westalpen und speziell die Schweizeralpen sind daraufhin noch nicht untersucht. Gerade das Sinken der Schneegrenze im Triftgebiet gegenüber der Finsteraarhorngruppe dürfte mit den Resultaten Richters vortrefflich stimmen; denn das Triftgebiet ist bedeutend niedriger als die Finsteraarhorngruppe. Der höchste Gipfel, der Dammastock, erreicht nur 3639 m; im ganzen Gebiet ist kein einziger Viertausender und nur wenige Spitzen gehen über 3500 m hinaus. Das Finsteraargebiet dagegen kulminiert im Finster-

aarhorn mit 4275 m, hat an 10 Viertausender und schier unzählige Gipfel, die den Dammastock an Höhe übertreffen. Unser Schluss bestätigt sich, wenn wir weiter nach Norden gehen; hier treffen wir auf die noch niedrigere, aber doch verhältnismässig stark vergletscherte Titlisgruppe und ein Blick auf die Karte genügt, um uns zu zeigen, dass die Schneegrenze hier noch beträchtlich niedriger liegt, als im Triftgebiet.

Im Finsteraarhorn- wie im Triftgebiet sind die örtlichen Abweichungen von der klimatischen Schneegrenze sehr gross und zwar in letzterem 200 m nach oben (Alpligletscher 2950 m) und 560 m nach untenhin (Schneefleck NE des Mährenhorns 2190 m). Die Amplitude beträgt also 760 m und ist trotz der verhältnismässig geringen Anzahl von Gletschern (36) noch um 50 m grösser als in der Finsteraarhorngruppe mit 101 Gletschern. Die gewaltigen Schwankungen der Schneelinie rühren allerdings zum Teil davon her, dass Firnflecke berücksichtigt wurden, die nur der orographischen Begünstigung ihre Existenz verdanken.

Schon mehrfach, namentlich aber bei der Bildung der Mittelwerte, hat sich deutlich gezeigt, dass die Höhe der Schneegrenze und die Grösse der Gletscher miteinander in Zusammenhang stehen. Die Berechnung der Amplitude, also der Grösse der Schwankung des Schneegrenzenstandes, gibt uns Gelegenheit, die Art und Weise dieser Abhängigkeit zu untersuchen. Wir haben gesehen, dass grosse Gletscher eine relativ hohe Schneegrenze besitzen; also sollten wir bei Weglassung der kleinern Gletscher eine Verminderung der Amplitude erhalten. Dies ist auch der Fall, wie folgende Zahlen beweisen:

Amplitude sämtlicher Gletscher	. .	760 m
„ der Gletscher über	50 ha	730 m
„ „ „ „	100 „	430 m
„ „ „ „	200 „	380 m

Lassen wir bei den Gletschern über 200 ha den Massenplankfirn weg, der mit der Schneegrenze bei 2520 m weit unter den übrigen bleibt, so nimmt die Amplitude noch um 100 m ab und reduziert sich auf 270 m. Die Schneegrenze der Gletscher über 500 ha, wieder mit Fortlassung des Massplankfirns, schwankt um 250 m und die der Gletscher über 1000 ha nur um 200 m.

Das gleiche Verfahren auf die Finsteraarhorngruppe angewandt ergibt noch bessere Resultate; der Einfluss der Grösse lässt sich viel genauer verfolgen, als im Triftgebiet, weil die Zahl der Gletscher grösser ist. Wir haben hier als

Amplitude	sämtlicher	Gletscher	. . . .			720 m
„	„	„	über	50	ha	720 m
„	„	„	„	100	„	670 m
„	„	„	„	200	„	640 m
„	„	„	„	400	„	510 m
„	„	„	„	800	„	430 m

Von 800 ha an ist keine Abnahme mehr zu konstatieren, da einzelne sehr grosse Gletscher (Gauligletscher z. B.) von da an die Amplitude immer auf 430 m erhalten.

Diese Abnahme der Amplitude ist in beiden Gebieten sehr bedeutend und erfolgt fast ausschliesslich von unten her durch das Wegfallen kleiner Gletscher; sie weist daher ohne weiteres auf einen Zusammenhang zwischen der Gletschergrösse und der Höhe der Schneegrenze hin.

Es könnte hieraus zunächst hervorzugehen scheinen, dass die Zunahme der Gletschergrösse ein Ansteigen der Schneelinie bewirke. Doch ist das keineswegs der Fall; nur bei einem Teil der kleinen Gletscher liegt die Schneegrenze sehr tief, bei einem andern Teil dagegen sehr hoch (Alpligletscher im Triftgebiet 2950 m, Triestgletscher im Finsteraarhorngebiet 3210 m.)

Die kleinen Gletscher stellen die Extreme in Bezug auf die Höhe der Schneelinie dar, während die grossen Gletscher mittlere Verhältnisse aufweisen. Die Ursache der ausserordentlich grossen Schwankung der Höhe der Schneegrenze bei den kleinen Gletschern liegt in den abnormen Verhältnissen, unter denen sie sich oft befinden.

Ein sehr hoher Stand der Schneelinie bei einem kleinen Gletscher wird durch eine Lage auf einem steilen Gehänge verursacht, wo der Schnee sich nur zum Teil halten kann, zum Teil durch den Wind herabgeweht oder von den Lawinen zu Thal gefördert wird.

Der Nordabhang der Bietschhornkette mit den zahlreichen kleinen Gletschern, die trotz der für Abschmelzung ungünstigen Exposition eine sehr hohe Schneelinie besitzen, ist ein typisches Beispiel für den Einfluss der Lawinen auf die Höhe der Schneegrenze. Die Gehänge sind sehr steil und zwar gleichmässig von der Kammhöhe bis hinab ins Lötschenthal. Die Gliederung ist nicht sehr stark. In gleichen Abständen folgen sich einfache Runsen; eigentliche Nischen, wo der Schnee sich ansammeln könnte, sind selten (Distelberggletscher). Die mächtige winterliche Schneedecke vermag sich nicht zu halten und stürzt zu einem grossen Teil als Lawine zu Thal, wo sie bald geschmolzen wird. Dadurch wird die Dicke der Schneedecke in der

Höhe vermindert; die sommerliche Wärme kann daher das Gehänge in Höhen ganz von Schnee befreien, wo das bei einer normalen Dicke der Schneedecke nicht möglich war: Die Schneelinie rückt in die Höhe.

Auch anderwärts finden wir genugsam Belege dafür, dass die Lawinen die Schneegrenze in die Höhe zu treiben vermögen. Wohl am schönsten zeigt sich dies beim Bristenstock (3075 m) im Kanton Uri. Derselbe ist der Typus einer Pyramide; die Neigung seiner Hänge beträgt vom Fuss bis zur Spitze stets zirka 30°. Das Material ist äusserst homogen, die Flanken des Berges nicht tief durchfurcht; dafür begegnen wir typischen Lawinenzügen. So kommt es, dass der Berg trotz seiner Höhe beinahe schneefrei ist; der meiste Schnee geht als Lawinen zu Thal. Nur ganz oben zwischen den Gipfelgräten vermögen sich in kleinen Nischen einige Schneeflecke zu erhalten. Desgleichen dürfte auch die hohe Schneegrenze der bereits erwähnten Gletscher am Nordabhang des Berneroberländer Gebirgswalles (Roththalgletscher 3030 m, Giessengletscher 3030 m, Eigergletscher 3080 m) durch die Abtragung der Schneedecke durch Lawinen (zum Teil auch Gletscherlawinen) zu erklären sein. Bei den kleinen Gletschern mit hoher Schneelinie überwiegen also die die Schneeanhäufung hindernden Faktoren.

Bei den kleinen Gletschern mit tiefer Schneegrenze sind die Verhältnisse gerade umgekehrt; bei ihnen findet nicht eine abnorme Verdünnung der Schneedecke, sondern eine ausserordentliche Verdickung derselben statt, so dass die sommerliche Wärme nicht mehr hinreicht, die Schneemasse zu schmelzen und dadurch die Schneelinie herabsteigt. Diese Gletscher finden sich nur in tiefen Mulden, in eigentlichen Karen; diese sind für die Ansammlung des Schnees ausserordentlich günstig. Der Schnee gelangt von den umgebenden Gehängen durch den Wind oder als Lawine in die Mulde und trifft dann dort bei der starken Beschattung durch die einschliessenden Felswände für seine Erhaltung ausserordentlich günstige Umstände an.

Kleine Gletscher sind meist zu klein, als dass sich auf ihrer Fläche die begünstigenden und die benachteiligenden Faktoren ausgleichen könnten. Das gilt selbst noch von Gletschern von 3—500 ha Fläche. Ganz anders ist es bei grossen Gletschern. Hier findet mehr oder weniger eine Ausgleichung jener Verhältnisse statt, die einen sehr hohen und einen sehr tiefen Schneegrenzenstand zu veranlassen streben. Die obersten Gehänge eines grossen Gletschers sind allerdings meist auch so steil, dass der Schnee nicht haften bleibt und durch den Wind weggeweht wird oder als Lawine zur

Tiefe geht, aber er geht in diesem Fall nicht zu Thal, sondern fällt auf den Gletscher selbst, dessen Masse vermehrend. Was dem einen Teil des Gletschers genommen wird, wird dem andern zugeführt. Zu einer einseitigen Schwächung oder Verstärkung der Schneedecke kommt es nicht. Andrerseits wird durch einen grossen Gletscher eine Mulde oder ein Thal derart ausgefüllt, dass die Beschattung durch die umgebenden Gräte, die die Abschmelzung hemmt und die Schneegrenze deprimiert, durch die freie Lage der centralen Partien des Gletschers, die hier für die Abschmelzung in der Regel sehr günstig exponiert sind, wieder wett gemacht wird.

Wegen dieser Ausgleichung stellen die grossen Gletscher mehr die normalen Verhältnisse dar als die kleinen und darum muss ihre Schneegrenze sich der klimatischen Schneegrenze des ganzen Gebietes mehr nähern. Dies lässt sich direkt nachweisen, wenn wir die Gletscher von bestimmter Grösse zusammenfassen und das Mittel ihrer Schneegrenze mit demjenigen des ganzen Gebietes vergleichen, wie folgende Tabelle zeigt, in der wieder der Wert I. das mit Berücksichtigung der Areale gewonnene, der Wert II. das arithmetische Mittel darstellt.

				Höhe der Schneegrenze.	
			Gesamtareal.	Mittelwert I.	Mittelwert II.
3	Gletscher	über 1000 ha	2624 ha	2790 m	2780 m
6	„	„ 500 ha	7568 ha	2750 m	2700 m
9	„	„ 300 ha	8820 ha	2750 m	2810 m
12	„	„ 200 ha	9584 ha	2750 m	2730 m
19	„	„ 100 ha	10 642 ha	2750 m	2760 m
36	„		11 567 ha	2750 m	2710 m

Diese Zahlen zeigen sehr deutlich, dass die aus den grossen Gletschern allein abgeleitete Schneegrenze mit der klimatischen Schneegrenze des ganzen Gebietes übereinstimmt, ist doch die Differenz gegen den Wert aus allen Gletschern bei Berücksichtigung der Gletscher über 500 ha Fläche nur 3 m, so dass sie in den abgerundeten Zahlen gar nicht zur Geltung kommt. Man könnte das dadurch erklären wollen, dass auf die 6 grossen Gletscher der grösste Teil des Gletscherareals des Triftgebietes entfällt und dass diesem gegenüber das Areal der kleinen Gletscher verschwindet. Das ist aber nicht der Fall; denn auf die Gletscher mit mehr als 500 ha Fläche entfallen nur 65 % des gesamten Gletscherareals, also nicht ganz zwei Drittel.

Genau das gleiche gilt vom Finsteraarhorngebiet. Ich habe aus den 10 Gletschern, die ein Areal von über 1000 ha besitzen und zusammen doch nur etwa 71 % des Gletscherareals der Gruppe

bilden, die Schneegrenze zu 2950 m bestimmt, also genau den gleichen Wert gefunden, wie Kurowski aus allen Gletschern. Dies beweist, dass man zur Bestimmung der klimatischen Schneegrenze eines Gebietes nicht alle Gletscher herbeizuziehen braucht, sondern sich auf die grössern beschränken kann, ohne grosse Fehler befürchten zu müssen. Ferner zeigt die Vergleichung der Mittelwerte I. und II., dass es absolut notwendig ist das Areal der Gletscher zu berücksichtigen um bei der Mittelbildung jedem Gletscher den Einfluss zu sichern, welcher ihm seiner Grösse nach zukommt. Denn die Mittelwerte II. als die einfachen arithmetischen Mittel zeigen weit grössere Abweichungen von der klimatischen Schneegrenze als die Mittelwerte I.

* * *

Fassen wir zum Schluss unsere Resultate kurz zusammen!

Die klimatische Schneegrenze liegt im Triftgebiet bei 2750 m. Die Lage der örtlichen Schneegrenze ist abhängig von der Exposition. Für das Triftgebiet liegt sie bei den verschiedenen Expositionen in folgenden Höhen:

Nordexposition	2740 m
Ostexposition	2780 m
Südexposition	2870 m
Westexposition	2860 m

Von Einfluss ist auf die Höhenlage der örtlichen Schneegrenze auch die Grösse des Gletschers. Bei den grossen Gletschern entfernt sich die örtliche Schneegrenze viel weniger von der klimatischen als bei den kleinen. Die kleinen Gletscher sind die extremen. Der Grund hiefür liegt darin, dass bei grossen Gletschern die Gebiete mit abnorm verdickter und abnorm verdünnter Schneedecke einander ungefähr die Wage halten und daher ihren Einfluss auf die Höhe der Schneegrenze gegenseitig mehr oder minder aufheben, was bei kleinen Gletschern nicht der Fall ist. Hier überwiegen vielmehr entweder die die Schneeanhäufung begünstigenden Faktoren wie z. B. bei ausgesprochener Muldenform des Bettes, oder aber die die Schneeanhäufung hemmenden Faktoren wie z. B. bei der Lage an steilen Gehängen, wo durch Wind und Lawinen die normale Schneedecke geschwächt wird. Je nachdem rückt die Schneegrenze tief herab oder hoch hinauf.

Unsere Resultate bestätigen die Ergebnisse Kurowskis für das Finsteraarhorngebiet, zum Teil ergänzen sie sie. Als durchgreifender

Unterschied zeigt sich, dass die Schneegrenze im Mittel für das ganze Gebiet wie auch für die einzelnen Expositionen im Triftgebiet 200 m tiefer liegt als im Finsteraarhorngebiet. Die Ursache dieser Differenz dürfte in der geringeren Massenerhebung des Triftgebietes im Vergleich zur Finsteraarhorngruppe zu suchen sein.

Diese Abweichung ist ebenso unerwartet wie interessant. Zu ihrem vollen Verständnis wird es freilich nötig sein, die Untersuchung auch auf die benachbarten Gletschergebiete des Titlis, des Tödi und des Gotthardt auszudehnen.

Bern, Geographisches Institut der Universität.

Dezember 1892.