

# Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen.

Von †Norbert Lichtenecker, Wien.

(Mit 2 Kärtchen.)

Die Linie, an der sich auf einem Gletscher der Zutrag an schneeigem Niederschlag und die Abschmelzung (+Verdunstung) im Lauf eines bestimmten Jahres die Waage halten, wird als die Schneegrenze des betreffenden Gletschers in eben diesem Jahre bezeichnet. Diese Linie findet beiderseits des Gletschers keine Fortsetzung.

Oberhalb von ihr gibt es bei jedem Gletscher, vor allem bei solchen von stark gebuckelter Oberfläche, Inseln, wo die Abschmelzung überwiegt, unterhalb von ihr Inseln, wo der Zutrag größer ist als die Abschmelzung. Genau betrachtet, gewinnt dadurch die Schneegrenze den Charakter eines Saumes.

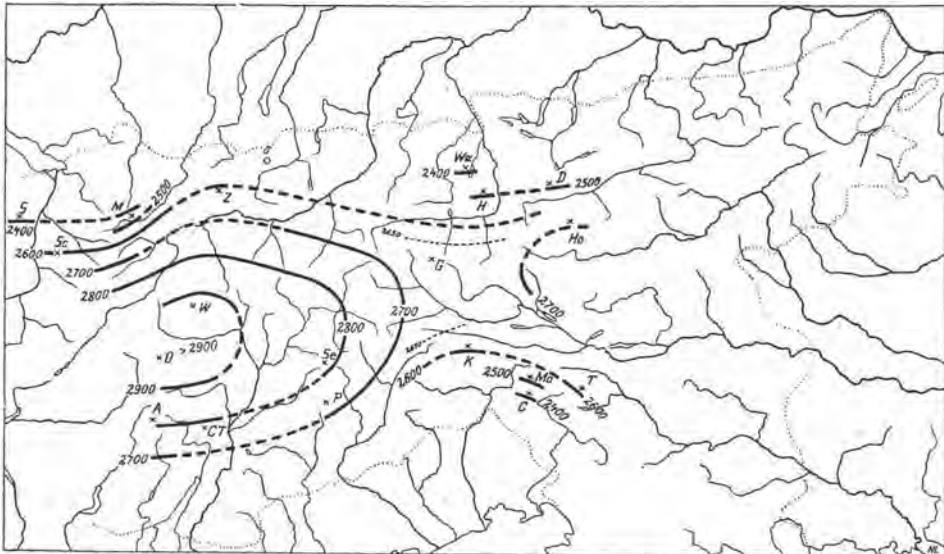
Von Jahr zu Jahr liegt die Schneegrenze verschieden hoch. Ihre Verschiebung ist vorzugsweise abhängig vom Ausmaß der winterlichen Niederschläge, von dem der sommerlichen Besonnung und von der Häufigkeit (und jahreszeitlichen Verteilung) warmer Fallwinde.

Eine genauere Feststellung der Schneegrenze durch unmittelbaren Augenschein ist nur sehr selten möglich. Ich habe deshalb im September 1935 auf dem Hallstätter Gletscher (Dachstein), dem Schmiedinger Kees (Kitzsteinhorn, nördliche Glocknergruppe), dann auf dem Hochköniggletscher und dem Ghiacciaio di Fradusta (Pala) jeweils in verschiedenen Höhen Stangen aufgestellt (auf dem Fradustagletscher wurden hohe Steine verwendet), an denen nun jährlich eine Ablesung und damit die Feststellung des Empor-, bzw. Tieferückens der Schneegrenze des betreffenden Gletschers möglich ist. Nach diesen Messungen konnte z. B. 1936 die Lage der Schneegrenze für das Schmiedinger Kees zu 2740 m bestimmt werden, während sich für die gleiche Zeit beim Hochköniggletscher ergab, daß er zur Gänze um ein bedeutendes unterhalb der Schneegrenze lag.

Diese jährlichen bei mehreren Alpengletschern durchgeführten Bestimmungen der Schneegrenze haben nicht nur bedeutenden Vergleichswert, sondern bieten — dauernd fortgesetzt — Aufschluß über die Ernährung der Firnfelder und damit den wichtigsten Fingerzeig für die Enträtselung der Ursachen der Gletscherschwankungen. Wenn die angeführten Stangenbeobachtungen durch genügend lange Zeit fortgesetzt werden, wird man brauchbare Gegenwartsmittelwerte der Schneegrenze zur Verfügung haben. Vorläufig ist es völlig unmöglich, etwa für die letzten 20, 30 oder 80 Jahre einen Durchschnittswert für die Schneegrenze bestimmter Gletscher zu geben.

Es gibt nun bekanntlich mehrere Methoden zur Errechnung der Schneegrenze, von denen aber nur diejenige Kurowskis Beachtung verdient. Sie geht bekanntlich von der Vorstellung aus, daß die Schneegrenze eines Gletschers gleich sein müsse seiner mittleren Höhe; dies würde aber nur dann zutreffen, wenn der Zutrag an Schnee genau proportional mit der Höhe zunähme und die Intensität der Abschmelzung ebenso abnähme; das ist nun keineswegs der Fall; die weiteren notwendigen Voraussetzungen, daß nämlich der Gletscher in seiner ganzen Längserstreckung gleich geböschet und gleich exponiert sei, werden kaum je anderwärts als bei kleinen Kargletschern zutreffen. Wenn Brückner

Die Höhe der Firnlinie am Hüfigletscher usw., Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges., Zürich 1906, S. 52) erklärt, der nach Kurowskis Methode für die Schneegrenze des Hüfigletschers (Berner Alpen) errechnete Wert weiche nur um 20 m vom direkt beobachteten ab, so ist darauf hinzuweisen, daß die direkte Beobachtung (ganz abgesehen davon, ob sie überhaupt einen richtigen Wert ergab) keineswegs einen Mittelwert geliefert hat, der allein ja mit dem berechneten verglichen werden könnte. Ich konnte übrigens vor kurzem feststellen (Neuere Gletscherstudien in der Sonnblickgruppe, 44. Jahresber. d. Sonnblickvereins, 1935, S. 28), daß beim Goldbergkees die Methode Kurowskis für 1856 eine nur um 30 m tiefer gelegene Schneegrenze ergäbe als für 1934, obwohl in diesen acht Dezennien der Gletscher ein Viertel seiner Oberfläche eingebüßt hat und die Hebung der Schneegrenze



Karte 1. Die Schneegrenze in den Ostalpen um die Mitte des 19. Jahrhunderts.

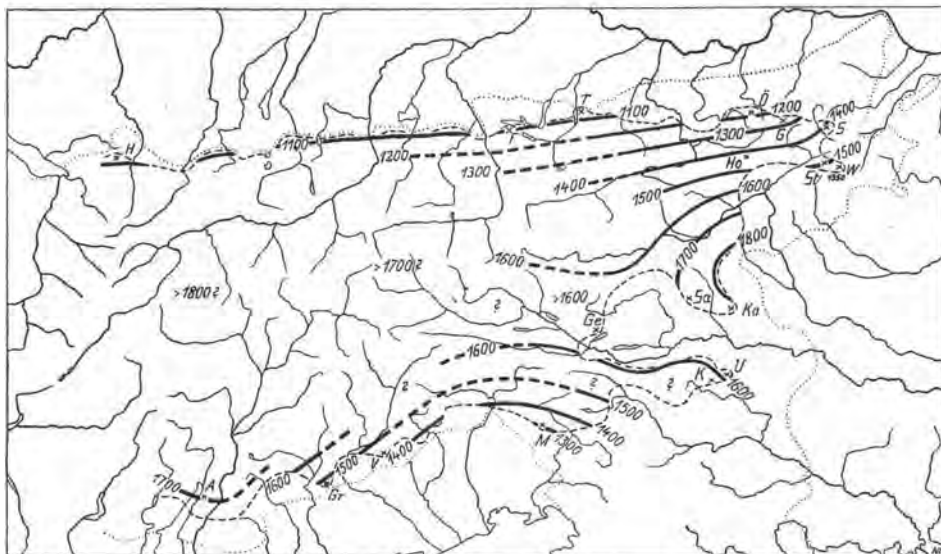
1 : 4·5 Millionen. Die gestrichelten Linien sollen lediglich den Zusammenhang der Linien gleicher Schneegrenzhöhe verdeutlichen. Punktiert: der Alpenrand. Nach eigenen Untersuchungen entworfen. A = Adamello 3554 m, C = Canin 2592 m, CT = Cima Tosa 3173 m, D = Dachstein 2993 m, G = Großglockner 3798 m, H = Hochkönig 2941 m, Ho = Hochgolling 2863 m, K = Kollinkofel 2731 m, M = Mädelegabel 2646 m, Mo = Montasch 2752 m, O = Ortler 3902 m, P = Cimone della Pala 3185 m, S = Sintis 2504 m, Sc = Scesaplana 2967 m, Se = Sella (Boeplitz) 3152 m, T = Triglav 2863 m, Wa = Watzmann 2713 m, Weißkugel 3746 m, Z = Zugspitze 2963 m.

um den angegebenen Betrag sich dort gerade im Bereich eines Steilabswunges des Gletschers ausgewirkt haben müßte, so daß eine auch nur einigermaßen ausschlaggebende Verkleinerung des Nährgebietes nach jener Berechnung nicht hätte eintreten können.

Die einzig sichere Methode zur Bestimmung der Schneegrenze ist jene, die an das Auftreten der Ufermoränen anknüpft. Der günstige Umstand, daß von rund 1800 bis 1870 im allgemeinen die Dimensionen der Alpengletscher recht stabil waren, führte zur Entwicklung sehr bedeutender Ufermoränen. Wo die Stromlinien am Eisrand auszutreten beginnen, dort zeigt der ausapernde Schutt die Schneegrenze des Gletschers an. Heute schlottern die tiefer gelegenen Gletscherteile in der Moränenhaut der Mitte des vorigen Jahrhunderts, so daß man die Ansatzpunkte der alten Ufermoränen gewöhnlich sehr gut sehen kann; bei den meisten größeren Alpengletschern läßt sich daher diese Methode der Schneegrenzenbestimmung ohne weiteres verwenden; dabei handelt es sich natürlich stets um die Schneegrenze von 1850. Auf sie müssen alle andern Schneegrenzbestimmungen bezogen werden. Man darf sagen, daß im letzten Dezennium die Schneegrenze

bei den Ostalpengletschern im allgemeinen gut 200 m höher lag als um 1850. Würden ihre augenblicklichen Areale stabil, so entspräche ihnen meiner Schätzung nach eine gegenüber 1850 um rund 70—80 m höher gelegene Schneegrenze.

Will man die Lage der Schneegrenze in einem größeren Raum verfolgen, so ist dabei die Verwendung eines brauchbaren Vergleichswertes die notwendige Voraussetzung. Louis hat darauf hingewiesen (Die eiszeitliche Schneegrenze auf der Balkanhalbinsel, Bull. d. l. Soc. Bulgare d. Géogr., I, 1933, S. 30), daß das, was man seit Richter praktisch unter klimatischer Schneegrenze versteht, nämlich das Mittel zwischen den realen Schneegrenzwerten aller verschiedenen Expositionen gegen Besonnung und Nieder-



Karte 2. Die Schneegrenze in den Ostalpen während der eiszeitlichen Größtvergletscherung.

(Ohne Berücksichtigung der Alpenhebung seit dem Diluvium und der Einbiegung des Alpenkörpers unter dem Einfluß eiszeitlicher Eisbelastung.) 1 : 4·5 Millionen. Grob gestrichelt: wahrscheinlicher Verlauf. Fein gestrichelt: der Rand des eigenvergletscherten Raumes. Punktiert: der Alpenrand. Nach eigenen Untersuchungen entworfen.

A = Altissimo 2079 m, F = Filbling 1306 m, Ge = Gerlitzen 1909 m, G = Göller 1761 m, Gr = Grappa 1775 m, H = Hauchenberg 1243 m, Ho = Hochschwab 2277 m, K = Kammeni vrh 1695 m, Ko = Koralm 2141 m, M = Matajur 1641 m, O = Ötscher 1892 m, Sa = Saualm 2081 m, S = Schneeberg 2075 m, St = Stuhleck 1783 m, T = Traunstein 1691 m, U = Ursulaberg 1696 m, V = Col Vicentin 1765 m, W = Wechsel 1738 m.

schlagswinde (unter Ausschaltung von solchen Werten, die auf ganz lokale Sonderumstände zurückzuführen sind), etwas anderes ist als die theoretische klimatische Schneegrenze Kurowskis, die bekanntlich als jene Höhe präzisiert wird, in der auf einer horizontalen Fläche der im Lauf eines Jahres gefallene Schnee nicht mehr, bzw. gerade noch geschmolzen wird. Den in jener Schrift vorgetragenen Ausführungen Louis' muß man durchaus beipflichten. Einen praktischen Wert könnte die Auffassung Kurowskis wohl erst dann haben, wenn es sich um überaus ausgedehnte Horizontalflächen handelte.<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Ich habe ursprünglich geglaubt, auf dem Hochköniggletscher, der in seinen obersten Partien ganz horizontal ist und dort von keinen oder nur ganz niedrigen Felsen überragt wird, eine Schneegrenzbestimmung im Sinne Kurowskis durchführen und darauf die Werte der übrigen Gruppen beziehen zu können (die beiden Karten zeigten zunächst höhere Werte, die relativen Werte und die Linienführung haben sich aber nicht geändert), bin aber davon wieder abgekommen.

Den eben angeführten Richterschen Vergleichswert, den auch Louis benützt, möchte ich aber nicht heranziehen; denn er ist zu sehr von der Zahl der Gletscher, die an den Flanken einer Erhebung auftreten, von den wechselnden Böschungsverhältnissen usw. abhängig.

Ich schlage nun vor, als Vergleichswert die Schneegrenze eines Gletschers von ganz bestimmtem Gepräge zu verwenden, u. zw. eines Gletschers, dessen Nährgebiet in NE-Exposition in einem im Querschnitt flachen Großkar liegt, von 0—250 *m* hohen Graten umgeben wird und flaches bis mittelsteiles Oberflächengefälle aufweist. Ein solches Firnfeld besitzt in den Nordalpen das schon genannte Hallstätter Kees; nach dem Auftreten der alten Ufermoränen liegt seine Schneegrenze wenig unter 2500 *m*. Man trachtet nun, in einer andern Gruppe einen Gletscher ausfindig zu machen, der ziemlich die gleichen Böschungs- und Expositionsverhältnisse hat, im Area' nicht zu sehr abweicht und durch ebenso hohe Karwände überragt wird. Die Differenz der beobachteten Schneegrenzhöhen muß dann gleich sein dem Höhenunterschied zwischen dem einen Gletscher, bzw. seiner Umrahmung, und dem andern. In der Glocknergruppe ist z. B. das Schmiedinger Kees mit dem Hallstätter Gletscher vergleichbar; seine Schneegrenze lag 1850 etwas über 2600 *m*.

Natürlich hat man nur selten gerade einen Gletscher dieses Habitus zu Vergleichszwecken zur Verfügung; ist aber einmal für ein paar Gruppen unser Schneegrenzwert bestimmt, so kann man sich ja mit dem Vergleich von Gletschern, die anders beschaffen sind, weiterhelfen. So lassen sich der südliche Torsteingletscher (Dachstein) mit dem Gh. della Pala und der Vedr. dei Brentei (Brenta) in Beziehung setzen, der Travniglogletscher (Pala) mit dem Blaueis (Hochkalter), der Montaschgletscher mit dem Eiskargletscher (Plöckengebiet), der Hochköniggletscher mit dem Gh. di Fradusta usf. Einen wichtigen Fingerzeig gibt auch der Vergleich zwischen vergletscherten Karen und unvergletscherten gleicher Prägung: so die vergletscherten Kare des Canin und die eisfreien der Skrlatica in den Julischen Alpen u. dgl. Freilich muß man oft berücksichtigen, daß dieses oder jenes der oben angeführten Vergleichsmomente nicht ganz stimmt. Aber je mehr Vergleichsmaterial zwischen den einzelnen Gruppen herangezogen wird, desto sicherer werden die Schlußfolgerungen; am leichtesten gestaltet sich die Arbeit natürlich in den Zentralalpen.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in Karte 1 zusammengefaßt; aus ihr geht hervor:

1. Die extremen Werte sind nahezu die gleichen wie in der Karte Richters (Tafel 4 der „Gletscher der Ostalpen“), obwohl bei beiden Untersuchungen verschiedene Vergleichswerte gewählt worden sind.

2. Die Schneegrenzwerte sind in der vorliegenden Karte wesentlich stärker gegliedert als in der Karte Richters; vor allem gilt dies für die Nord- und Südalpen.

3. Das stärkste Schneegrenzgefälle (500 *m*) tritt zwischen dem Allgäu und den Öztaler Alpen auf (die Tatsache geht bereits aus der Karte Richters hervor).

4. Dem Einfluß der Massenerhebung wirkt im östlichen Teil des Gebirges der Einfluß der Kontinentalität des anschließenden Tieflandes entgegen.

Der erste Hinweis auf die Möglichkeit, diluviale Schneegrenzwerte in den Ostalpen zu bestimmen, stammt von Simony (Gletscher und Felschutt, Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1872, S. 328); er erkannte, daß zunächst die Rekonstruktion relativ kleiner Lokalgletscher an den Außenrändern der Alpen die Voraussetzung für eine solche Bestimmung sei. Penck und Brückner haben in ihrem Werk über „Die Alpen im Eiszeitalter“ diesen von Simony gewiesenen Weg beschritten und eine stattliche Reihe von eiszeitlichen Schneegrenzwerten mitgeteilt; diese wurden zwar nicht ganz ohne Willkür gewonnen, aber mit großer Einfühlung in die Verhältnisse, die während der Vergletscherungen in den Alpen herrschten. In den vergangenen Jahren habe ich eine Neubestimmung durchgeführt, deren Ergebnisse in Karte 2 zusammengefaßt sind.

Der dabei verfolgte Vorgang ist der gleiche wie bei der Gewinnung der Werte der rezenten Schneegrenze. Als klimatische Schneegrenze wird wieder jener Schneegrenzenwert bezeichnet, der für den oben geschilderten Gletscher in NE-Exposition gilt. Einen Gletscher, der annähernd diesen Bedingungen entsprach, wengleich hier fünf eng benachbarte Kare ein gemeinsames Großkar vertreten, gab es z. B. auf der E-Abdachung der Koralm; er endete bei einer Schneegrenze von etwas unter 1800 *m* in einer Höhe von 1500 *m*. Ein ähnlicher Gletscher entwickelte sich im NE des Mte Altissimo, der bis 1340 — fast an das Ferneis — hinabreichte. Eine steilere Oberfläche als die beiden angeführten Gletscher hatte jener, der in NE-Exposition von der Gerlitzten herabstieg, um in rund 1500 *m* Höhe knapp 100 *m* über den Ferneismassen zu enden. Wie bei der Bestimmung der gegenwärtigen, muß man sich auch bei jener der eiszeitlichen Vergletscherung häufig mit dem Vergleich von Gletschern anderer Prägung behelfen und dann eine Reduktion auf den Bestimmungsgletscher durchführen: So läßt sich z. B. der nordwestexponierte Gletscher unter dem Col Vicentin, der, indem er allerdings über ein Joch aus dem Nachbarkar etwas Eis empfangt, bis rund 900 *m* hinabreichte, sehr gut mit jenem vergleichen, der sich vom Mte Grappa aus einem Großkar nach WNW bis unter 1200 *m* herabsenkte. An der S-Seite der Ostalpen lag die Schneegrenze am tiefsten im südlichen Friaul, wo am N-Hang des Matajur ein mehr als 2 *km* langer Gletscher unter 1000 *m* Höhe endete. Der Kammerlirrh, wo ein rudimentäres nordostexponiertes Kar hinter dem E-Gipfel ein winziges Gletscherchen barg (Ende bei 1450 *m*; eine noch geringere Eisentwicklung gab es an der N-Seite des benachbarten gleichhohen Ursulaberges), läßt sich vorzüglich in Beziehung setzen mit dem Göller in den Nordalpen, bei dem sogar an der S-Seite das Eis erst bei 900 *m* endete. Der — abgesehen von einem kleinen Eisfleck nordöstlich vom Niederwechsel — östlichste Gletscher der Ostalpen reichte am Wechselkamm aus einer flachen Karmulde beim Umschlußriegel in NE-Exposition immer noch bis 1370 *m* hinab, obwohl seine Umrahmung nur 1660—1710 *m* hoch war. Hier lag die klimatische Schneegrenze bei etwa 1550 *m*. Am benachbarten Stuhleck flossen die größten Gletscher in NW- und E-Exposition bis rund 1100 *m* hinab. Von hier sank die Schneegrenze rasch gegen die Kalkvorralpen.

Eine Menge Vergleichsmaterial bieten die vielen Lokalgletscher, die es am oder nächst dem N-Alpenrand gab. Am tiefsten wurzelten jene, die in den beiden Filblingkaren (südlich vom Fuschlsee) und in dem benachbarten, schon Simony bekannten Eibenseekar lagen; die Umrahmung dieser Kare reicht nur im westlichen Filblingkar über 1200 *m* (bis 1306 *m*) empor. Das Eibenseekar hat sich sogar in einer Zeit entwickelt, als die Schneegrenze noch nicht, bzw. nicht mehr ihre tiefste Lage erreichte, da zur Zeit ihrer stärksten Depression aus der Furche Wolfgangsee—Fuschlsee durch den Hintergrund des Kares Ferneis ein Stück nach N hinausquoll. Die Schneegrenzen dieser drei Gletscher lagen zwischen 1050 *m* (Eibenseekargletscher) und 1150 *m* (westlicher Filblinggletscher); noch tiefer lag die Schneegrenze des 4 *km* langen Laudachseegletschers unter den N-Abstürzen des Traunsteinzuges, nämlich nur 1000 *m* hoch. Die klimatische Schneegrenze ist am N-Saum des Salzkammergutes mit rund 1100 *m* zu bestimmen. Dieser Wert ist sehr konstant für den ganzen Alpenostrand. Am Hauchenberg bei Immenstadt läßt sich (nach Forster, vgl. Penck-Brückner, Alpen im Eiszeitalter, S. 198) ein Gletscher rekonstruieren, der dem der Filblingkare entsprach.

Es ist selbstverständlich, daß eine Bestimmung der hocheiszeitlichen Schneegrenze nur in den Randgebieten der Alpen möglich ist. Ein am meisten zusammenhängendes Bild ergibt sich darum im Raume beiderseits des Hochschwabzuges. Die Linien gleicher Schneegrenzhöhe laufen hier im Gebirgstreichen. Klar wird aus ihnen erkennbar, warum der N-Ast des Ennsgletschers so weit nach N reichte, während die Eismasse, die in die Palten-Liesingalfurche vorstieß, die Walder Höhe nicht mehr überschreiten konnte. Besonders groß ist der Unterschied in der Eisentwicklung der nord- und der südgerichteten Täler des Hochschwabs.

Weiter im W kann man für die gebirgsinneren Teile nur mehr selten etwas Genaueres aussagen; ist es zunächst noch ohne weiteres durch Lokalgletscher beweisbar, daß die Schneegrenze auf der Gerlitzten und nördlich des Metnitztales tiefer lag als weiter im E, im Bereich der Saualm und Koralm, so kann man im übrigen nur durch indirekte Schlußfolgerungen ein einigermaßen brauchbares Bild gewinnen. So wie etwa in den Kitzbüheler Alpen gab es auch auf der N-Seite der östlichen Karnischen Alpen, in Gruppen also, deren höchste Gipfel im allgemeinen um 2100 *m* hoch werden, nach Schwinden der Fernvereisung noch Gletscher, die bis oder ganz nahe an die Haupttäler herabreichten. Selbst wenn man in Rechnung stellt, daß der Alpenkörper nach dem Abflauen der Großvergletscherung durch Entlastung wieder emporstieg, nachdem er vorher eingedrückt worden war, ergibt sich für jene schon stadiale Zeit immer noch eine sehr tiefe Schneegrenze und so müssen diese Gebiete auch in der Zeit maximaler Vereisung eine relativ tiefe Schneegrenzlage besessen haben, was in der Linienführung auf Karte 2 berücksichtigt worden ist.

Die Ergebnisse der Karte 2 lauten:

1. Das Gefälle der Schneegrenze war am größten im Bereich der Nordalpen.
2. Während die Bestimmung des höchsten Wertes (Koralm, 1800 *m*) bei Penck-Brückner und mir der gleiche ist,<sup>1)</sup> differieren die Angaben für den tiefsten Wert (Alpen im Eiszeitalter, S. 255, Reißschneegrenze im Allgäu, Salzkammergut und Kremstal 900 *m*, bei mir für die Maximalvergletscherung ebendort 1100 *m*) um 200 *m*.
3. Die vorliegende Karte läßt entgegen den Berechnungen von Penck und Brückner (z. B. Semmering 1500 *m*, Schneeberg 1250 *m*; Gardaseeberge 1700 *m*, Berge bei Schio 1400 *m*) keine jähen Unterschiede in der Schneegrenzlage eng benachbarter Räume erkennen.
4. Entgegen der bisherigen Anschauung stieg die Schneegrenze auf der E-Abdachung gebirgsinwärts zunächst nicht an, sondern ab; auch zur Zeit maximaler Vergletscherung überwog also in diesem Gebiet der Einfluß der ostwärts rasch wachsenden Kontinentalität den der Massenerhebung.
5. Der Anstieg der Schneegrenze von der Zeit der Größtvergletscherung bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts betrug dort, wo dies unmittelbar aus dem Vergleich der beiden Karten hervorgeht, überall ziemlich gleichmäßig 1100 *m*.

Wie Punkt 5 erkennen läßt, war die Schräge der Schneegrenze, also der isothermischen Flächen zu Zeiten der Vergletscherung, die gleiche wie heute. Theoretisch müßte man erwarten, daß damals in dem Umstand, daß die inneren Alpentile fast völlig vereist waren, während an den Rändern größere, eisfreie Partien relativ stärker erwärmt werden konnten, dem Einfluß der Massenerhebung und damit der Schräge der Schneegrenze ein Gegengewicht erwachsen ist. Sehr wahrscheinlich war die Schräge in der Tat wesentlich geringer, als aus Karte 2 hervorgeht, denn die inneren Alpentile waren ja besonders stark mit Eis belastet und in den Eiszeiten vermutlich stärker als die Randgebiete eingedrückt, während sie in den Interglazialzeiten wieder emporquollen. Dazu kommt noch, daß höchstwahrscheinlich die absolute Hebung der Alpen seit dem Diluvium (und wohl schon geraume Zeit vorher) in der Form einer Aufwölbung längs der Gebirgsachse erfolgt ist, wodurch uns abermals eine zu große Schräge der Schneegrenze vorgetäuscht wird.

Die im und seit dem Diluvium erfolgte Hebung des Gebirges, die u. a. aus der immer tiefer greifenden Zerschneidung der fluvioglazialen Schotter des Alpenvorlandes hervorgeht, ist uns in ihrem Ausmaß noch weniger bekannt wie die einigermaßen berechenbare isostatische Eindrückung der Alpen zu Zeiten der Vergletscherung. Jedenfalls aber müssen wir im Hinblick auf diese Krustenbewegungen annehmen, daß sich die Schneegrenze von der Zeit der Größtvergletscherung bis 1850 um einige 100 *m* mehr als 1100 *m* gehoben hat, u. zw. in der Achse der Alpen um einen größeren Betrag als an den Rändern.

<sup>1)</sup> Dabei folgten aber Penck und Brückner (Alpen im Eiszeitalter, S. 1096) einer Angabe Böhms, nach der aus den N-Karen der Koralm Eis bis 1700 *m* gereicht habe; in Wirklichkeit floß dieser Eisstrom in einem allerdings sehr schmalen Talschlauch (Rasinggraben) bis 1200 *m* hinab.

Dies muß man sich vor Augen halten, wenn man nach der Methode von Penck und Brückner aus dem vertikalen Temperaturgradienten, den Trabert an der N-Seite der niederösterreichischen Alpen zu  $0.56^{\circ}\text{C}$  berechnet hat — an dem steileren Außenrand weiter im W und besonders in den Südalpen müßte man wohl eher  $0.60^{\circ}$  in Rechnung stellen —, die seit der Maximalvergletscherung eingetretene Temperaturerhöhung erfassen will. Bei einer Schneegrenzhebung von 1100 m ergäbe sich eine Zunahme um  $6-6\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$ ; nach dem eben Gesagten aber ist dieser Wert sicher zu klein und man wird mit mindestens  $7\frac{1}{2}$  bis  $8\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$  rechnen müssen.

Berücksichtigt man die Entwicklung in den Höhenverhältnissen der Alpen, dann weiß man, daß die Schätzung der Schneegrenzlagen der Würmeiszeit und vor allem der Stadien — es ist ja klar, daß es sich hierbei nur um Schätzungen und nicht um Berechnungen handeln kann — noch unsicherer erscheinen muß als bisher.

Die Studien, die die hier vorgetragenen Ergebnisse gezeitigt haben, wurden mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt, für die auch an dieser Stelle herzlichst gedankt sei.

### Diskussion.

Castiglioni (Padova) bringt eine Reihe von Bestätigungen und Abweichungen aus seinen eigenen Forschungsergebnissen über die Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze am Südrand der Ostalpen. Die heutige Schneegrenze zeigt eine deutliche Depression im Bereich der Brennerfurche, die auf der gezeigten Karte nicht zum Ausdruck kommt.

A. Penck (Berlin): Während die sogenannte klimatische Schneegrenze, die wir nirgends unmittelbar sehen können, den gefallen Niederschlag berücksichtigt, ist die sichtbare reale Schneegrenze eine Funktion des abgelagerten Niederschlags. Das sorgfältige Studium der temporären Schneegrenze kann uns zweifellos noch weiterführen. Die neuen Alpenvereinskarten enthalten ausgezeichnetes Material, dessen Verarbeitung wünschenswert ist. Er macht den Vorschlag, eine Entschließung abzufassen und dem Österreichischen Hydrographischen Zentralbureau einzureichen, in der dieses aufgefördert wird, die so überaus wichtigen Schneebeobachtungen fortzusetzen und wie vor dem Krieg in extenso zu veröffentlichen.

Kleb (Hydrographisches Zentralbureau): Es sind die finanziellen Verhältnisse, die gegenwärtig die Drucklegung verhindern. Die Schneebeobachtungen werden gegenwärtig handschriftlich niedergelegt und stehen in der Anstalt zur Einsicht und Benutzung zur Verfügung. Er würde eine solche Entschließung des Kongresses begrüßen, da sie seinen eigenen Bestrebungen in dieser Richtung noch besonderes Gewicht verleihen würde.

Castiglioni (Padova): Auch das Ufficio Idrografico di Venezia veröffentlicht einige Schneebeobachtungen.

Lichtenecker erwidert im Schlußwort namentlich auf Prof. Castiglioni und wünscht u. a. Auskunft, auf welchen Grundlagen sich eine Depression der heutigen Schneegrenze von den Öztaler Hochgipfeln gegen Meran konstruieren lasse.

### Resolution.

Über Vorschlag von A. Penck wurde nachstehende Resolution angenommen: „Die Anfang September 1936 in Wien abgehaltene Konferenz der Weltassoziation für das Studium des Quartärs hält die Vornahme von Beobachtungen über die Dauer der Schneedecke in den Alpen aus praktischen und wissenschaftlichen Gründen für sehr wichtig. Sie dankt dem Hydrographischen Zentralbureau in Wien und der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde für die Vornahme solcher Beobachtungen und gibt der Hoffnung Ausdruck, daß die Veröffentlichungen derselben auch in Zukunft in der gleichen Weise erfolgen möchten wie vor Einstellung der Schneepublikation. Ebenso hofft sie, daß die Ufficii Idrografici in Venedig und Parma die bereits begonnenen einschlägigen Beobachtungen ausdehnen und baldigst veröffentlichen möchten. Endlich hofft sie, daß das Eidgenössische Amt für Wasserwirtschaft Beobachtungen über die Schneedecke in das Bereich seiner Untersuchungen ziehen und veröffentlichen möchte.

Wien, den 4. September 1936.“

Die Resolution ging ab an:

An das Hydrographische Zentralbureau in Wien, III., Marxergasse 2.

An die Bayerische Landesstelle für Gewässerkunde in München.

An das Eidgenössische Amt für Gewässerkunde Bern.

Ufficio Idrografico dell R. Magistrato alle Acque Venezia.

R. Ufficio Idrografico del Po, Parma.