Briefliche Mitteilungen.

26. Über die Beziehungen der Kryokonitlöcher zu den Schmelzschalen und ihren Einfluß auf die Ablationsverhältnisse arktischer Gletscher.

Von Herrn H. Philipp.

(Mit 5 Textfiguren.)

Greifswald, den 10. August 1912.

Eine der auffallendsten Erscheinungen arktischer Gletscher sind die Kryokonitlöcher, die vor allem aus Grönland bekannt sind, in gleicher Weise aber auch in Spitzbergen und anderen hocharktischen Gebieten in größter Verbreitung vorkommen. Drygalski[1]) hat die Erscheinung mustergültig beschrieben. Es sind steil eingesenkte meist rund, selten oval zylindrische Vertiefungen, die dicht gedrängt den Gletscher wabenartig durchsetzen. Besser ist vielleicht der Vergleich mit einem gut durchlöcherten Schweizerkäse, wie die Photographie (Fig. 1) vom oberen v. Postgletscher zeigt, weil die Löcher nicht so regelmäßig und von so gleicher Größe sind, wie man dies mit der Vorstellung von Waben verbindet. Die Durchmesser der Löcher schwanken von wenigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern, indem mehrere kleinere Löcher zu einem größeren mit einander verschmelzen können. Die Tiefe der Löcher wechselt gleichfalls je nach der Lokalität; am v. Postgletscher in Spitzbergen[2]) habe ich 10—30 cm Tiefe beobachtet, in Grönland fand Drygalski eine durchschnittliche Tiefe von 40—50 cm; einige wenige erreichten aber dort Tiefen bis über 60 cm. Der Boden der Löcher ist mit feinem Schlamm bedeckt, über dem eine Wassersäule steht.

Diese Löcher entstehen durch Einschmelzen des feinen, über den Gletscher verteilten dunklen Staubes in das Eis

[1]) E. v. Drygalski: Die Grönlandexpedition der Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1891—1893, Berlin 1897, S. 93 ff.

[2]) Gelegentlich der Vorexpedition der „Deutschen antarktischen Expedition“ unter Leitung von W. Filchner im Sommer 1910.

bei Lufttemperaturen, die weit unter 0^0 liegen können, da der Staub die strahlende Wärme absorbiert und dann erst zur Schmelzung an das Eis abgibt; und zwar kann der Staub noch in der Tiefe der Kryokonitlöcher trotz des niedrigen Standes der arktischen Sonne, also durch das Eis hindurch die Wärmestrahlen absorbieren, weil das Eis ja bis zu einem gewissen Grade diatherman ist. Es findet also hier durch Insolation eine indirekte Schmelzung des Eises unabhängig von der

H. Philipp phot. 1910.

Fig. 1.

Kryokonitlöcher auf der Oberfläche des v. Postgletschers, Spitzbergen.

Lufterwärmung statt, ein Vorgang, der am besten als indirekte Ablation[1]) zu bezeichnen ist, und der, soweit die Insolation durch das Eis hindurch erfolgt, den von Hann[2]) be-

---

[1]) Ein vorzügliches Beispiel für die große praktische Bedeutung, die dieser „indirekten Ablation“ in gewissen Fällen zukommen kann, gibt Hobbs in seinen „Characteristics of existing glaciers“ S. 166: Beim Bau der Bergenbahn in Norwegen mußten zu Beginn des Sommers jedesmal erst die mächtigen winterlichen Schneemassen von einem Heer von Arbeitern fortgeschaufelt werden, später streute man einfach eine dünne Sandschicht auf den Schnee, wodurch dieser im Laufe eines Monats um 6 Fuß Tiefe niederschmolz. Außerdem sei an die „Schuttstraße“ der „Gauß“ erinnert (E. v. Drygalski: Zum Kontinent des eisigen Südens S. 444 Abbildungen S. 467), wo durch den Schiffsunrat innerhalb eines Monates eine Wasserrinne von 1—2 m Tiefe einschmolz.

[2]) J. Hann: Handbuch der Klimatologie, 2. Aufl., Bd. III, S 472.

schriebenen Fällen entspricht, wo in polaren Ländern durch den Schnee hindurch eine Erwärmung des darunter liegenden Bodens oder von Steinen stattfand, die dann ihrerseits auf den sie bedeckenden Schnee schmelzend einwirkten.

Über die Herkunft des Staubes ist man nicht mehr im Zweifel. Während A. E. v. NORDENSKIÖLD angenommen hatte, der Staub sei kosmischen Ursprungs, haben spätere Untersuchungen nachgewiesen, daß es sich um den feinen vom schneefreien Gelände abgeblasenen Staub handelt, dessen Transport infolge der Heftigkeit der arktischen Stürme auf weite Strecken hin erfolgen kann.

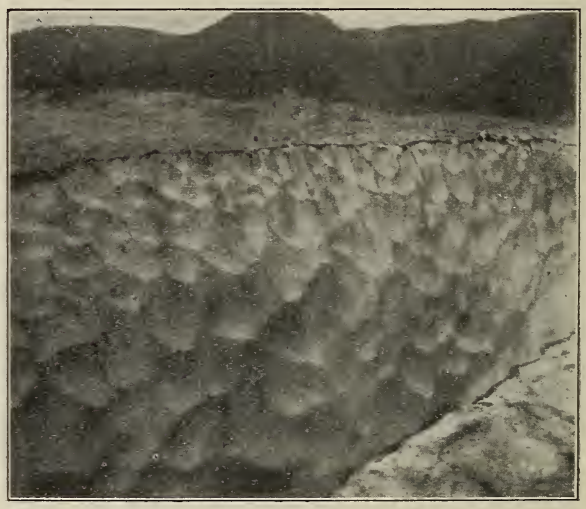
Es erscheint nun auffallend, daß der feine Staub nicht in der ganzen Fläche, sondern in einzelnen kreisrunden oder ovalen Partien einwirkt. Bei dem Versuch einer Erklärung dieser eigenartigen Tatsache wird man zunächst an eine andere Erscheinung, die Firnschalen erinnert, die man häufig in unseren Breiten auch an abschmelzenden Schneeflächen beobachtet und die in ihrem Auftreten auf den ersten Blick eine gewisse Ähnlichkeit mit den Kryokonitlöchern haben. SPETHMANN[1]) hat für diese Firnschalen mehrere Arten der Entstehung angenommen. Einmal mit AXEL HAMBERG[2]) infolge der undulatorischen Schmelzwirkung warmer Winde, zweitens durch die Modifizierung geschmolzener Rippelmarken und schließlich auf indirektem Wege durch eine zunächst stattfindende sehr dünne Staubbedeckung, die sich in Gestalt von Rippelmarken über das Firn- oder Schneefeld ausbreitet, wodurch eine ungleichmäßige Schmelzung der Schneeoberfläche stattfindet, je nachdem eine Stelle von Staub bedeckt oder unbedeckt ist. Da es sich bei den Kryokonitlöchern um Mitwirkung von Fremdkörpern handelt, so käme für deren Erklärung nur der letztere Fall in Frage. Daß es dabei tatsächlich zu einem ungleichmäßigen Abschmelzen kommen könnte, ist richtig, nur müßte sich der Vorgang gerade umgekehrt vollziehen, wie ihn SPETHMANN darstellt; nicht „die unbedeckten Partien sind der Insolation in höherem Maße zugänglich als die überkleideten, schmelzen schneller in die Tiefe und produzieren derart die kleinen Schalen“, sondern gerade dort, wo die Staubteilchen (denn nur um solche dünne Bedeckung handelt es sich hier) liegen, findet die Schmelzung indirekt durch Insolation statt. Würde

---

[1]) Überblick über die Ergebnisse der v. KNEBELschen Islandexpedition im Jahre 1907, GAEA **45**, 1909, S. 22 u. Entstehungsmöglichkeiten von Firnschalen, Zeitschr. f. Gletscherk. **4**, 1910, S. 139.

[2]) Die Eigenschaft der Schneedecke in den lappländischen Gebirgen, Stockholm 1907, S. 30.

man nun die Kryokonitlöcher als weiter vertiefte derartige Firnschalen auffassen, so müßte man andererseits erwarten, daß sie eine gewisse regelmäßige Verteilung in der Richtung ihrer ersten Anlage aus Rippelmarken und wohl auch eine gewisse Gleichmäßigkeit im Durchmesser aufweisen. Beides fehlt den Kryokonitlöchern; außerdem findet man unter ihnen ja häufig feine Löcher oder besser gesagt, vertikale Röhrchen von nur wenigen mm Durchmesser, die keinesfalls mit Firnschalen in Zusammenhang gebracht werden können.



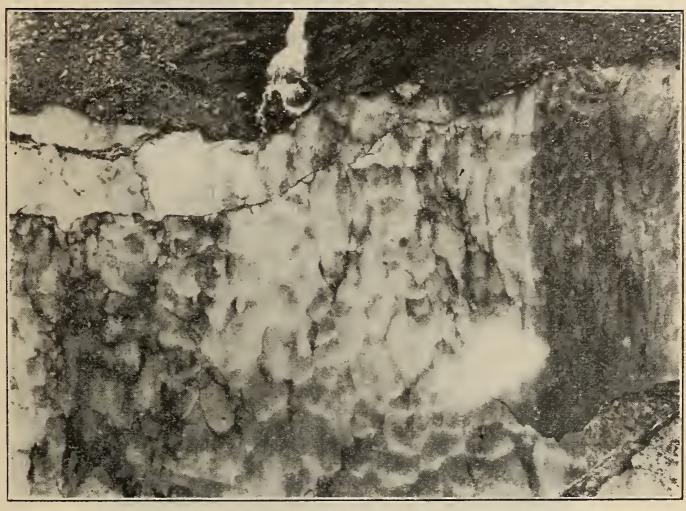
H. Philipp phot.

Fig. 2.
Schmelzschalen (Firnschalen). Oberer Grindelwaldgletscher.

In Wirklichkeit sind Kryokonitlöcher und Firnschalen völlig verschiedene Gebilde. Ich habe während des heißen vorigen Sommers (1911) Gelegenheit gehabt, an Schweizer Gletschern ausgezeichnete Firnschalen unter den verschiedensten Bedingungen zu studieren. Dabei ergab sich folgendes: Zunächst zeigte sich, daß die Bildung von Schalen im Eise ganz in der gleichen Weise erfolgt wie auf dem Firn, worauf auch Heim[1]) bereits hingewiesen hat. In beiden Fällen sind es die gleichen flachschaligen, glatten, in Kanten zusammen-

[1]) Gletscherkunde S. 243.

stoßenden Vertiefungen (vgl. Fig. 2, 3, 4).[2]) So sah ich an einer Spaltenwand am unteren Grindelwaldgletscher, die zum Teil mit Lawinenfirn ausgekleidet war, nebeneinander Eis- und Firnschalen von ganz der gleichen Entwickelung. Man spricht daher besser allgemein von Schmelzschalen. Hieraus ergibt sich von vornherein, daß bei dieser typischen Form an die zweite der von SPETHMANN gegebenen Erklärungen aus primär angelegten Rippelmarken des Schnees nicht zu denken ist. Solche Bildungen, wie sie SPETHMANN a. a. O. aus dem Riesengebirge



H. PHILIPP phot.

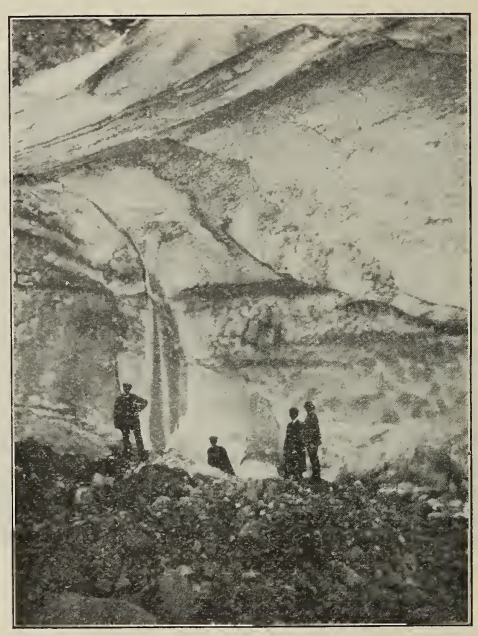
Fig. 3.
Schmelzschalen (Eisschalen). Unterer Grindelwaldgletscher.

beschreibt, mögen ja modifizierte Rippelmarkenfelder sein, müssen aber m. E. von den eigentlichen Schmelzschalen ganz abgetrennt werden, von denen sie sich nach der Abbildung in der Zeitschr. f. Gletscherk. zu urteilen, auch deutlich unterscheiden. Eine Abhängigkeit der Schmelzschalen von der Exposition konnte ich nicht nachweisen. Ich fand vielmehr die Schalen in Nord- und Süd-, Ost- und Westexposition auf Spaltenwänden sowohl wie auf den seitlichen Gletscher-

---

[2]) Die Abb. 4 verdanke ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Zimmermeister MATZDORFF in Frankfurt a. O.

gehängen in der gleichen Vollkommenheit ebenso in natürlichen Eishöhlungen unter dem Gletscher und in künstlichen Eisgrotten. Auch die Staubbedeckung, entsprechend dem dritten von SPETHMANN angenommenen Fall hat keinerlei Einfluß auf die Bildung, wie man auf den ersten Blick glauben möchte. So auffallend es ist, daß gerade die feinen Kämme zwischen benachbarten Schalen mit Staub oder feinem Detritus über-



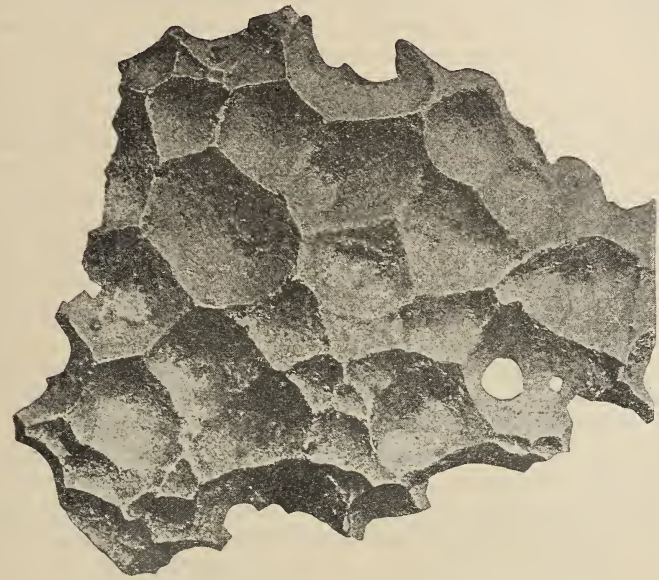
MATZDORFF phot.

Fig. 4.

Schmelzschalen (Eisschalen). Boiumsbraen, Norwegen.

zogen sind (vgl. z. B. die Photographie Fig. 2), so ließ sich doch stets nachweisen, daß diese Schmutzanreicherung mit der Schalenbildung selbst nichts zu tun hat, daß der Staub vielmehr entweder vom Winde erst nachträglich herbeigeführt wird und an den vorspringenden Kämmen hängen bleibt, oder bei steiler Lage der schalenbedeckten Wand von oben herab fällt und an den vom Schmelzwasser am wenigsten bespülten Stellen haften bleibt. Z. B. war bei dem erwähnten Nebeneinanderauftreten von Firn- und Eisschalen an der gleichen

Spalte sehr schön zu sehen, wie die Eisschalen fast ganz frei von Schmutz waren, während die Kämme der Firnschalen infolge ihrer größeren Rauhigkeit den Schmutz festhielten. Kann somit auch diese Erklärung, also durch Vermittlung von ursprünglich in feinen Rippelmarken verteiltem Staub, für die echten Schmelzschalen nicht herangezogen werden, so bleibt nur die Wirkung von Luftströmungen. HEIM[1]) und HAMBERG[2]) vergleichen den Einfluß des Windes auf die Schalenbildung direkt mit der Bildung der Dünen und HAMBERG speziell



TORNQUIST phot.

Fig. 5.
Lösungsschalen in silurischem Kalkstein. Ostsee.

weist auf die undulatorische Schmelzwirkung des Windes hin, die die ebene Schneeoberfläche „in eine Wellenfläche verwandelt". Gegen diesen direkten Zusammenhang der Schalen mit der undulatorischen Wirkung des Windes hat SPETHMANN[3]) mit Recht geltend gemacht, daß hier ein fundamentaler Unterschied besteht „zwischen dem Verlauf des Prozesses an Dünen

---

[1]) HEIM: a. a. O. S. 104.
[2]) A. a. O.
[3]) SPETHMANN: a. a. O. Zeitschr. f. Gletscherk. S. 140.

und auf Firnen", weil ja bei letzteren keinerlei reiL mechanische Verlagerung statt hat und daß, da die Windwellen keine stehenden, sondern fortschreitende sind, auch die Firnschalen sich ständig in der Richtung des Windes vorwärts bewegen müßten. Es dürfte also auch die undulatorische Wirkung des Windes bei der Erklärung der Schmelzschalen auszuschließen sein und demgemäß die Erscheinung unabhängig sein von irgend welcher Strömungsrichtung. M. E. handelt es sich bei den Schmelzschalen um reine Lösungsformen analog denen, wie man sie in anderen körnigen monomikten Gesteinen von leichter Löslichkeit findet. Wir kennen ganz die entsprechenden Lösungsformen aus körnigem Gips[1]), Salz und Kalken, und es war mir von besonderem Interesse in unmittelbarer Nachbarschaft der Schmelzschalen des oberen Grindelwaldgletschers auf den Kalkwänden des Milchbachloches diese Lösungsschalen nur in etwas kleinerem Maßstabe (im Durchmesser von 3—8 cm) anzutreffen. Am instruktivsten dürfte aber in dieser Hinsicht die Abb. 5 eines angelösten Kalkgeschiebes aus der Ostsee sein, das TORNQUIST[2]) beschrieben hat, und das ich mit der freundlichen Erlaubnis des Autors und der Verlagsanstalt BORNTRÄGER hier noch einmal abbilde[3]).

Eine Erklärung für diese schaligen Lösungsformen auf feinkörnigen Massen ist meines Wissens bisher nicht gegeben. Wie weit Analogien mit den Lösungsformen an Krystallen vorliegen[4]), soll hier nicht näher untersucht werden; es kam mir nur darauf an hinzuweisen, daß es sich bei den Schmelzschalen um reine Lösungsformen handelt, unabhängig vor allem von einer primären Staubbedeckung, also um Erscheinungen von ganz anderer Entstehung als die Kryokonitlöcher.

Was nun letztere betrifft, so nehme ich an, daß bei einer ersten schwachen Staubüberwehung des Gletschers zunächst die einzelnen getrennt voneinander liegenden Staubpartikel in feinen vertikalen Kanälchen jedes für sich einschmelzen, daß bei einem nächsten starken Winde neuer Staub in diese Löcher hineingeweht wird, wodurch die Schmelzung in jedem

---

[1]) Vgl. die Abbildung der Lösungsformen auf Gips bei RINNE: Praktische Gesteinskunde, 3. Aufl., Hannover 1908, S. 197, Fig. 297.

[2]) A. TORNQUIST: Geologie von Ostpreußen, Berlin 1910, S. 195 und Schriften d. phys.-ök. Ges. Königsberg **51**, 1910.

[3]) Vgl. auch die längsgestreckten flachen Lösungsschalen auf Malmkalk bei ARN. HEIM und P. ARBENZ in d. Geolog. Charakterbildern, Heft 10, Taf. 7b in der Mitte.

[4]) Vgl. V. GOLDSCHMIDT: Zur Mechanik des Lösungsprozesses, Zeitschr. f. Kristallographie, Bd. **38**, S. 656—673.

Loche eine intensivere wird, das Loch sich also seitlich vergrößert bis mehrere benachbarte Löcher schließlich zu einem größeren Loche mit einander verschmelzen. Für diese Art der Entstehung spricht auch das Nebeneinandervorkommen von größeren und kleineren Löchern bis zu den feinsten Dimensionen herunter.

Es wurde schon erwähnt, daß DRYGALSKI wesentlich tiefere Schmelzlöcher in Grönland gefunden hat, als ich sie in Spitzbergen beobachten konnte; ich glaube, daß dieser Unterschied nicht zufällig ist. Die Tiefe wird, abgesehen von der jeweiligen Stärke der Insolation von zwei Faktoren abhängig sein, von der Absorptionskonstante des Eises gegenüber der Insolation und von der mittleren Neigung, mit der die Strahlen auffallen. Da nun die Absorptionskonstante des Eises, wenn man dessen untergeordnete Temperaturschwankungen vernachlässigt, invariabel ist, so wird bei gleicher Intensität der Insolation die Tiefe der Schmelzlöcher abnehmen müssen in höheren geographischen Breiten in dem Maße, wie der Einfallswinkel der Sonnenstrahlen abnimmt. Also es wäre unter Vernachlässigung des Brechungsquotienten beim Eintritt der Wärmestrahlen in das Eis die Tiefe des Schmelzloches $p = \sin(90 - i) \cdot c$, wenn c die Dicke einer noch wärmedurchlässigen Eisschicht bedeutet. Eine Modifizierung in der wirklichen Tiefe der Schmelzlöcher muß natürlich eintreten, wenn die normale direkte Ablation der Gletscheroberfläche gleichzeitig wirkt. So hat DRYGALSKI darauf hingewiesen, daß gegen den Herbst die Lochtiefe in Grönland sich verringert, weil die Schmelzung der Oberfläche durch die Luftwärme länger andauert als die Vertiefung der Löcher. Auf dem gleichen Umstande dürfte es beruhen, daß nach den Beobachtungen von DRYGALSKI die Tiefe der Löcher mit der Entfernung vom Rande des Inlandeises in Grönland zunimmt. Sieht man von dieser Reduktion der Tiefe ab, so wird man für eine bestimmte geographische Breite eine bestimmte mittlere Tiefe der Kryokonitlöcher annehmen dürfen[1]). Hiermit stimmt überein, daß DRYGALSKI empirisch festgestellt hat, daß der Kryokonit „einen festen Horizont für die Oberfläche des Eises bildet“, daß also tatsächlich eine gemeinsame Einschmelztiefe

---

[1]) So dürfte wohl auch die S. *490* erwähnte tiefgehende Einschmelzung der „Schmutzstraße“ bei der eingefrorenen „Gauss“ auf die geringere Breite (etwa 60° südl. Br.), zurückzuführen sein. In den wärmeren Zonen wird die direkte Ablation in den meisten Fällen über die indirekte überwiegen, so daß es nicht zur Entwicklung tieferer Löcher kommen wird.

existiert, nur schwankt diese in Grönland infolge des Hinzutretens der direkten Ablation beträchtlich je nach der Jahreszeit. Er wird aber auch hier über eine mathematisch bestimmbare Tiefe nicht hinausgehen können. Empirisch wird die Normaltiefe festzustellen sein, wenn wir Höhen aufsuchen, in denen die direkte Ablation durch die Luftwärme nicht mehr wirksam ist.

Dieser indirekten Ablation durch Kryokonitlöcher oder Insolationsablation, wie man sie nennen könnte (im Gegensatz zur direkten Ablation infolge erhöhter Lufttemperatur) kommt nun in Spitzbergen und folglich wohl in allen arktischen Ländern mit ähnlichen klimatischen Verhältnissen eine sehr große Bedeutung zu, die m. E. bisher nicht genügend gewürdigt worden ist. Ich konnte in Spitzbergen zunächst beobachten, daß die Wirkung der indirekten Ablation wächst mit zunehmender Höhe. In den unteren Teilen der Gletscher treten die Kryokonitlöcher meist nur vereinzelt und mit geringem Durchmesser auf. Je weiter man vorwärts dringt, um so größer werden die Löcher. Mehr und mehr vereinigen sie sich, so daß, wie Nansen es auch aus Grönland beschreibt[1]), man vergeblich einen Platz für den Fuß geschweige denn für den Schlafsack sucht. Schließlich entwickelt sich aus diesem wassererfüllten Eisschwamm der Gletschersumpf, der das unangenehmste Hindernis für spitzbergische Gletscheruntersuchungen bildet. Bei unserer Durchquerung der Insel haben wir sowohl beim Anstieg von der Westseite auf dem v. Postgletscher wie beim Abstieg zur Ostküste auf dem Hayesgletscher die gleiche Beobachtung gemacht, daß wesentlich in den oberen Partien der Gletscher die starke Durchlöcherung und Versumpfung herrscht. Conway[2]) hat ebenfalls die Erfahrung gesammelt, daß die Kryokonitlöcher sich erst in größerer Höhe einstellen, und daß in deren Region sich die Gletscherseen und Bäche bilden. Diese Gletschersümpfe und flachen Seen bedecken oft weithin die Gletscher, und ihre Entwässerung findet durch steil eingeschnittene, zum Teil sehr wasserreiche und reißende Bäche statt.

Dieses Vorherrschen der Wirkung der indirekten Ablation wird erklärlich, wenn man die klimatischen Faktoren berücksichtigt. Nur in den Monaten Juli—August beträgt die Temperatur im mittleren Spitzbergen über 0 Grad. Hann[3]) hat

---

[1]) Fr. Nansen: Auf Schneeschuhen durch Grönland, Hamburg. 1891, Bd. 2, S. 47.

[2]) M. Conway: With ski and sledge over arctic glaciers, London 1898. S. 19 und 81.

[3]) J. Hann: Handbuch d. Klimatologie. 3. Aufl., 1911, S. 623.

folgende mittlere Temperatur für eine Breite von 78° 3′ in Spitzbergen berechnet: Juni 1,4, Juli 4,3, August 2,8. Die Temperaturschwankungen sind nur gering. Auch die während unserer Expedition beobachteten Temperaturen zeigen im August niedrige Werte, die im Niveau des Meeres nur einmal den Betrag von 5 überstiegen, dagegen verschiedentlich unter 0 lagen. Bei solchen niedrigen Temperaturen kann es naturgemäß auch in den tiefsten Teilen der Gletscher nur zu einer geringen direkten Ablation kommen. Vergleichen wir dagegen die Messungen der Insolation. Die während unserer Expedition von Herrn BARKOW angestellten Beobachtungen zeigten:

Datum	Lufttemp.	Insolation
5. VIII.	3,2	22,6
8. VIII.	2,5	22,2
8. VIII.	2,3	24,0
11. VIII.	1,0	15,5
17. VIII.	— 3,3	25,5

Es stimmen also die Folgerungen aus den meteorologischen Beobachtungen überein mit dem tatsächlichen Befund, daß die Abschmelzung der Gletscher hier wesentlich durch Insolation und zwar auf indirektem Wege erfolgt. Denn daß die Strahlung allein, auf direktem Wege, ohne Vermittlung eines absorbierenden Mediums nicht imstande ist, in nennenswerter Weise eine Schmelzung zu erzeugen, geht aus der eingangs besprochenen Durchlässigkeit des Eises gegenüber der Strahlung hervor. Wir besitzen außerdem durch die Resultate der NANSENschen Gröndlanddurchquerung einen klassischen Beleg hierfür. NANSEN fand im Inneren des Landes auf dem Inlandeise bei außerordentlich tiefen Lufttemperaturen sehr starke Insolation[1]). So zeigte am 3. September ein Spiritusthermometer in der Sonne eine Temperatur von + 31,15, während die Lufttemperatur — 11 betrug. Trotz dieser starken Insolation kann nach NANSENs Beobachtungen[2]) die Sonne nur mitten im Sommer eine dünne Schneeschicht feucht machen und „das Schmelzen des Schnees kann folglich die Schneemenge in dieser Höhe nicht im geringsten vermindern“. Hier im staubfreien Innern findet also keine nennenswerte Einwirkung der Insolation statt. Geht man dagegen in die Randbezirke des Inlandeises, so stellt sich eine intensive Ablation ein. Nach NANSENs Bericht

---

[1]) NANSEN: Auf Schneeschuhen durch Grönland II, S. 101, 110, 114.

[2]) Ebenda S. 117.

machen sich die Schmelzbäche erst in einer Entfernung von 20—30 km vom westlichen Rande des Inlandeises bemerkbar[1]), und auf der nächsten Seite findet sich die Bemerkung, daß der Kryokonit sich bis zu 30 km Entfernung vom Eisrande findet. Dies Zusammenfallen intensiverer Abschmelzung und Staubbedeckung ist sicher nicht zufällig, sondern die erstere ist eben abhängig von der zweiten. NANSEN beschreibt ausführlich, wie sie am 21. September das erste Schmelzwasser antrafen. Nach der Karte[2]) stimmt dies mit der Entfernung von ca. 30 km vom Inlandeisrand überein. Vergleicht man außerdem die Temperaturangabe dieses und des nächsten Tages[3]), so finden sich hier in einer Höhe von über 1000 m solche von — 5 und — 9 als mittlere Tagestemperatur, also Lufttemperaturen, die unmöglich zur Schmelzung des Eises geführt haben können.

Es ist also bei niederen Lufttemperaturen nicht die Strahlung an und für sich der ausgiebigste Faktor der Ablation, sondern nur, wenn ein Medium an der Gletscheroberfläche vorhanden ist, das die Strahlung absorbiert und als Schmelzwärme wieder abgibt. Fehlt ein solches Medium, so ist die Strahlung allein fast wirkungslos. Ähnliche Verhältnisse wie in Spitzbergen und Grönland müssen auch in anderen arktischen Gletschergebieten höherer Breiten herrschen, es liegt also hier ein prinzipieller Unterschied in der Ablation arktischer Gletscher gegenüber denen der gemäßigten Zone vor. Letztere schmelzen in erster Linie durch direkte, erstere durch indirekte Ablation.

Noch in einem weiteren Punkt scheint mir die indirekte Ablation für die arktischen Gletscher von Bedeutung zu sein. Bei Gletschern mit direkter Ablation nimmt die Ablation gegen das Gletscherende zu. HESS[4]) gibt eine mittlere Zunahme von 50 Proz. pro 100 m an, da ein Temperaturanstieg von 1° C auf ca. 140 m im Sommer stattfindet. Diese Zunahme bewirkt, daß die Mächtigkeit des Gletschers in gemäßigten Zonen beim Abwärtssteigen stetig abnimmt, ein Längsprofil durch einen Gletscher also einen wesentlich keilförmigen Durchschnitt zeigt, namentlich wenn der Gletscher stationär oder im Rückzug begriffen ist[5]).

---

[1]) Ebenda S. 441.

[2]) MOHN und NANSEN: Durchquerung von Grönland. Taf. Ia, Anm. 2.

[3]) Ebendort S. 42.

[4]) H. HESS: Die Gletscher, S. 211.

[5]) Vgl. z. B. das Längsprofil des Vernagtferners ebenda S. 299.

Anders bei arktischen Gletschern hoher Breiten mit wesentlich indirekter Ablation. Es wurde ja schon gezeigt, daß im Innern von Spitzbergen die Schmelzlöcher an Zahl und Größe zunehmen, je höher man kommt, und daß wir intensivere Abschmelzung, die Entwicklung von Sümpfen und Oberflächenbächen wesentlich nur in der höheren Gletscherregion gefunden haben. Das entspricht der Tatsache, daß infolge der Absorption durch die Atmosphäre die Intensität der Strahlung nach oben wächst, und zwar macht sich ein Unterschied in der Strahlungsintensität mit zunehmender Höhe vor allem in höheren Breiten geltend. Zunächst ist während des Sommers „die Luft der polaren Gegenden in geringer Höhe über dem Meere viel weniger für die Sonnenstrahlung durchlässig als die über den Alpen und den skandinavischen Bergen lagernde“ [1]), d. h. mit der vertikalen Entfernung vom Meere, in dessen Nähe die meisten arktischen Gletscher münden, nimmt die Intensität der Strahlung zu. Vor allem aber beruht der größere Einfluß der Höhenunterschiede auf dem niedrigen Sonnenstande der polaren Regionen, da bei großen Einfallswinkeln die Strahlen größere Weglängen durch die Atmosphäre zurücklegen. Diese Abhängigkeit der Strahlungsabsorption von der geographischen Breite kommt scharf in der bei HANN [2]) nach ANGOT zitierten Tabelle zum Ausdruck. So ist am Nordpol zur Zeit des Sommersolstitiums die Absorption durch die Atmosphäre an der Erdoberfläche um die Hälfte größer als am Äquator, während die Intensität der Strahlung an der oberen Grenze der Atmosphäre am Nordpol viel höher als an der entsprechenden Grenze am Äquator ist. Folglich muß die Höhendifferenz eine gesteigerte Wirkung während des polaren Sommers ausüben.

Somit ergibt sich aus theoretischen Gründen ebenso wie aus der Beobachtung die Zunahme der indirekten Ablation mit der Höhe. Also müssen wir auch zu einem prinzipiell anderen Längsprofil der Gletscher kommen, je nachdem die direkte oder indirekte Ablation überwiegt bzw. eine von beiden allein wirksam ist. In Gletschergebieten mit vorwiegend direkter Ablation und folglich zunehmender Ablation gegen die Tiefe muß die Form des Längsschnitts sich einem spitzwinkligen Dreieck nähern, eine Form, die dadurch noch akzentuierter wird, daß ja in der Höhe die stärkste Akkumulation stattfindet. Bei arktischen Gletschern dagegen wird im Bereich

---

[1]) HESS: a. a. O. S. 218.
[2]) HANN: Handbuch der Klimatologie, Bd. I, S. 107.

der indirekten Ablation, also so weit eine Überwehung mit Staub noch stattfindet, sich die Form des Längsschnitts dem Rechteck nähern müssen, in dem Maße, als die mit der Höhe zunehmende Ablation der Akkumulation des Nährgebietes das Gleichgewicht hält. Eine Kontrolle hierüber ist bisher nicht möglich, da Dickemessungen an arktischen Gletschern wohl kaum vorliegen. Ein indirekter Beweis aber für die geringe Abnahme der Dicke in der Gletscherzunge arktischer Gletscher ergibt sich aus der Lage der Blaublätter. Nimmt man mit HESS u. a. an, daß diese trog- oder löffelartig ineinander ruhen, eine Auffassung, die mit meinen eigenen Beobachtungen in Spitzbergen und den Alpen übereinstimmt, so werden bei zunehmender Ablation gegen unten und demgemäß Abnahme der Gletscherdicke die Blaublätter in der Gletscherzunge im Bogen schräg abwärts gegen die Mitte laufen, eine Erscheinung, die ja auch tatsächlich vielfach beobachtet wurde, und die früher als besondere Struktur (Randstruktur) galt. Bei den Spitzbergischen Gletschern dagegen laufen die Blaublätter auch in den tiefsten Regionen mit den Seiten des Gletschers parallel, und ebenso hat DRYGALSKI[1]) beobachtet, daß in Grönland die Bänder dem Verlauf des seitlichen Landrandes folgen, und er hebt den Gegensatz zwischen dieser Art des Verlaufes und dem bei alpinen Gletschern, wo die Bänderung den Gletscher in talabwärts konvexem Bogen durchquert, scharf hervor. Dieser Verlauf der Bänder in der arktischen Region ist aber nur erklärlich durch annähernd gleichmäßige Dicke des Gletschers.

Eine andere Tatsache noch scheint hiermit in Einklang zu stehen. Ein Charakteristikum vieler hocharktischer Gletscher und wie GARWOOD und GREGORY[2]) betonen, ein Hauptunterschied gegen die alpinen Gletscher ist, daß diese auch dort, wo sie nicht das Meer erreichen, mit einem vertikalen Eiskliff endigen. Diese Eiskliffe oder „chinesische Mauern", wie sie von LOCKWOOD genannt wurden, sind von GREELY[3]) aus Grinnelland, von GARWOOD und GREGORY[4]), CONWAY[5]),

---

[1]) E. v. DRYGALSKI: a. a. O., S. 78.

[2]) GARWOOD und GREGORY: Contributions to the glacial geology of Spitsbergen. Qu. J. 1898, S. 202.

[3]) GREELY: Three years of arctic service. London 1886, Bd. 2, S. 34.

[4]) A. a. O.

[5]) CONWAY: First crossing of Spitzbergen. London 1897.

C. Fox-Strangways[1]) und Hamberg[2]) aus Spitzbergen, von Chamberlin[3]) aus West-Grönland, Koch und Wegener[4]) aus Nordostgrönland beschrieben worden. Chamberlin unterscheidet unter den grönländischen Gletschern direkt einen „Northern type“ mit Steilabfall am Ende und an den Seiten. Diesen Typus zeigen in Grönland die Mehrzahl der Gletscher nördlich des 76. Breitegrades. Die Entstehung dieses Eiskliffes ist verschieden gedeutet worden. Chamberlin sieht hier in erster Linie die Wirkung der niedrig stehenden Sonne, deren Strahlen den Gletscher mit so flacher Inzidenz treffen, daß sie keine große Wirkung mehr auf die Oberfläche ausüben können; dagegen treffen sie auf die vordere Kante mit viel steilerer Inzidenz und wirken hier besonders stark schmelzend. Hamberg, Garwood und Gregory dagegen legen das Hauptgewicht auf eine Erscheinung, die Chamberlin erst in zweiter Linie anführt. Sie erklären den Steilabfall wesentlich durch die Bewegung des Gletschers. Infolge der Unebenheit des Bodens und der Grundmoräne werden die unteren Partien der Gletscher in der Vorwärtsbewegung aufgehalten gegenüber der schneller gleitenden Oberschicht. Hierdurch kommen die unteren Schichten eher zum Abschmelzen, als wenn sie gleich schnell mit den oberen Lagen wanderten. Garwood und Gregory nehmen außerdem noch an, daß die oberen Schichten so schnell vorwärts wandern, daß sie über die unteren hinausragen und abbrechen. Diese abgebrochenen Stücke bilden einen Talus am Fuße des Gletschers, den die unteren Schichten beim Vorwärtsgehen überwinden müssen. Die Folge dieses „Überrollens“ ist dann eine Hebung der Gletscherzunge an ihrem äußeren Ende. Man wird ohne weiteres zugeben müssen, daß vor allem die schnellere Bewegung der oberen Gletscherlagen die Bildung eines Eiskliffs begünstigt, da aber die gleichen Erscheinungen auch an den Gletschern gemäßigter Zone[5]) auftreten, so erklären sie nicht, daß diese Kliffe in so ausgesprochener Weise nur in den hocharktischen Regionen angetroffen werden. Dagegen lassen sie sich leicht erklären, wenn man annimmt, daß die arktischen Gletscher keinen keil-

---

[1]) Fox-Strangways: Notes on Spitzbergen and Iceland. Transact. Leic. Lit. and Philos. soc. Vol. V. Part. 8. S. 4.

[2]) Hamberg: S. geol. Fören. Förh. **15**, 1893, S. 73—75 u. Ymer **14** 1894, S. 43—44.

[3]) Chamberlin: Journ. of geology Vol. III. 1895. S. 565 und 887.

[4]) Koch und Wegener: Die glaciologischen Beobachtungen der Danmark-Expedition, Kopenhagen 1911.

[5]) H. Philipp: Über ein rezentes alpines Os. Diese Zeitschr. **64**, 1912, Monatsber. 2, S. *94*, Anm.

förmigen, sondern einen rechteckigen Längsschnitt zeigen, sich also anders verhalten als die geringerer Breiten, wie ich dies zu beweisen versucht habe. Es mag nebenbei erwähnt werden, daß sich dieses Kliff sowohl beim Inlandeis gefunden hat (Grinnelland), wo es eben wie eine chinesische Mauer über Berg und Tal geht als auch bei normalen arktischen Tal- und Firngletschern.

Es ist selbstverständlich, daß ähnliche Verhältnisse wie bei den Gletschern polarer Gegenden sich in sehr hoch gelegenen Gletscherregionen gemäßigter Zonen wiederfinden müssen. So zeigt der Semenowgletscher im Khan-Tengrimassiv, dessen Gletscherzunge bei 3600 m endigt nach einer Photographie[1]) von FRIEDERICHSEN einen terminalen Steilabsturz, der ganz an die CHAMBERLINsche Abbildung des Bryantgletschers in Grönland erinnert, und wir finden in diesen Höhen eine ähnlich starke Wirkung der indirekten Ablation in dem von FRIEDERICHSEN[2]) beschriebenen pockennarbigen Aussehen der Gletscher, das durch kleine Tonschieferbrocken bewirkt wird, die in ebensoviele kleine Schmelzlöcher der Gletscheroberfläche eingebettet sind.

Auch an hochgelegenen alpinen Gletschern lassen sich zahlreiche Beobachtungen über die Wirkung der indirekten Ablation machen, im großen und ganzen aber sind diese Erscheinungen in gemäßigten Zonen nur untergeordnet; eine ausschlaggebende Bedeutung für die Ablation der Gletscher erlangen sie erst in den arktischen Gebieten.

Daß wir umgekehrt in arktischen Gegenden dort, wo infolge warmer Meeresströmungen eine starke Lufterwärmung in den Küstenregionen stattfindet, Ablationsverhältnisse antreffen, die denen der gemäßigten Zone angenähert sind, bedarf keiner weiteren Ausführungen.

Fassen wir die im vorstehenden dargelegten Betrachtungen noch einmal kurz zusammen, so ergibt sich, daß in den Ablationsverhältnissen der Gletschergebiete gemäßigter Zonen gegenüber denen der arktischen Zone ein wesentlicher Unterschied besteht. In gemäßigten Zonen erfolgt die Schmelzung der Gletscher in erster Linie auf direktem Wege durch die Luftwärme; sie nimmt zu, in je tiefere Regionen der Gletscher hinabsteigt. In arktischen Regionen erfolgt die Schmelzung der Gletscher dagegen wesentlich auf indirektem

---

[1]) Zeitschr. f. Gletscherkunde 1907/08, Abb. 3.
[2]) Ebenda S. 250.

Wege durch Mitwirkung des überwehten Staubes in den Kryokonitlöchern, und die Ablation nimmt mit steigender Höhe zu. Hiermit im Zusammenhang stehen die Unterschiede im Längsprofil der Gletscher arktischer und gemäßigter Zonen sowie der klippförmige Steilabfall der arktischen Gletscherzungen.

---

27. Über Meeresschwankungen an der Küste von Kalifornien.

Von Herrn Ernst Wittich.

Mexiko, 1912.

Wie ich in dieser Zeitschr. 1911, Monatsber. 12, mitgeteilt habe, läßt sich am Südrande der kalifornischen Halbinsel überall ein starker Rückzug des Meeres in sehr junger Zeit deutlich beobachten, ebenso dessen Fortsetzung und Folgeerscheinungen weit ins Land hinein verfolgen[1]). Dieselben Beobachtungen, nur in noch viel größerem Maßstabe und tiefer ins Innere des Landes hinein, habe ich nun auch im Norden der Halbinsel entlang der pazifischen Küste machen können, und zwar von Los Angeles, Cal., hinunter bis in die Bucht Sebastian Vizcaino etwa am 28° n. Br. Diese junge Meeresbedeckung reichte im Innern der Halbinsel bis über die Wasserscheide zwischen dem Golf und dem offenen Meere, so daß von einem Golf im eigentlichen Sinne für die jungdiluviale Zeit keine Rede sein kann.

In der zitierten Arbeit habe ich S. *582* von einer festgestellten Niveaudifferenz von 100 m im Süden berichten können; jetzt zeigte es sich, daß im Innern des Landes im Norden ganz junge Meeresbildungen bis über **1000 m** heraufreichen; der höchste beobachtete und gemessene Punkt liegt direkt auf der Hauptwasserscheide in der enormen Höhe von **1052 m** über dem Stillen Ozean. (Paß bei San Borja.)

Die ungeheure Zahl, tausend Meter Meeressenkung in junger Zeit, war so frappierend, daß nichts unterlassen wurde,

---

[1]) E. Wittich: Strandlinien an der Südküste von Niederkalifornien. Globus **97**, 1910, S. 379.

— Emersion modernos de la costa occidental de la Baja California Boletin Soc. Geol. Mexic. 1912 IX. 1a.

— Acta asambea gener. Julio 1912.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1912

Band/Volume: 64

Autor(en)/Author(s): Philipp H.

Artikel/Article: 26. Über die Beziehungen der Kryokonitlöcher zu den Schmelzschalen und ihren Einfluß auf die Ablationsverhältnisse arktischer Gletscher. 489-505