

# Beobachtungen auf einer Studienreise nach Island. (Sommer 1929).

Von Dr. Josef Keindl.

## 1. Glaziologische Beobachtungen um und auf dem Langjökull.

Der Langjökull gehört mit dem Vatnajökull und dem Hofsjökull zu den größten Inlandeisfeldern Islands. Über die glazialen Probleme am Südostrand des Langjökull und seiner Nachbargebiete schrieb — abgesehen von den wenigen Bemerkungen bei Thoroddsen<sup>1</sup> und den Eintragungen auf seiner geologischen Karte — Walter v. Knebel, der 1905 diese Gegenden teilweise besuchte. Knebel<sup>2</sup> berichtet, daß zwischen der Südseite des Bláfell und den Jarlhetturbergen, die den Südostrand des Langjökull begleiten, zahlreiche Rundhöcker sich finden, die aber von Eisströmen aus der Gegend des Hofsjökull bearbeitet worden seien. Ebenso erwähnt Knebel, daß östlich vom Rand des Langjökull sich alte Laven finden mit glazialen Schrammen, die ebenfalls auf den Hofsjökull hinweisen. Ebenso sind nach W. v. Knebel<sup>3</sup> bei dem von ihm mit einem C bezeichneten diluvialen Lavavulkan in der Nähe des Hrutafell Schrammen, die auf den Hofsjökull hindeuten. Knebel meint, daß das Eis des Langjökull durch die Jarlhetturberge abgedämmt worden sei.

Ohne Zweifel wird der Langjökull mehrfach durch einzelne Berge begrenzt und in seiner Entwicklung gehemmt. Auf der Südwestseite wird aber auch der Hofsjökull durch die Kerlingarfjöll abgedämmt. Ferner ist zu bemerken, daß auf der erwähnten Arbeit beigegebenen kleinen Karte die Richtungen der Schrammen zwischen den Jarlhetturbergen und dem Bláfell auf den Hrutafell zeigen. Es ist daher schwer verständlich, wie Knebel dabei behaupten konnte, daß diese Schrammen die Herkunft des Eises vom Hofsjökull beweisen sollen. Es liegt übrigens in der Richtung auf den Hofsjökull der Bláfell dazwischen, der gewiß

<sup>1</sup> Th. Thoroddsen: Island. Grundriß der Geographie und Geologie. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft 152/53, 1906.

<sup>2</sup> W. v. Knebel: Island. Eine naturwissenschaftliche Studie, herausgegeben von H. Reck. Stuttgart, 1912, S. 83/84/85.

<sup>3</sup> W. v. Knebel: Nachweis verschiedener Eiszeiten in den Hochflächen des inneren Islands. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1905.

ein unmittelbares Zuströmen der Eismassen vom Hofsjökull verhindern mußte. Den morphologischen Verhältnissen nach ist es ganz ausgeschlossen, daß das Eis hier von anders wo als von Norden oder NNO gekommen sei. Knebel kannte die Gegend zwischen seiner Route am Südeude des Bláfell und dem Hvitárvatn nicht und konnte sich daher leichter täuschen.

Die eigentliche Paßhöhe südlich des Hvitárvatn, nordwestlich des Bláfell und östlich der nördlichsten Jarlhetturberge wurde bisher wissenschaftlich noch nicht begangen. Es wurden von mir am Fuße eines etwa 800 m hohen Berges, der nach der Versicherung von Isländern Sandfell heißen soll, auf Thoroddsen's Karte aber gar nicht verzeichnet ist, Gletscherschrammen aus der Richtung NNO festgestellt. Dieser Sandfell befindet sich NNW vom Gipfel des Bláfell in ziemlich geringer Entfernung von ihm. Die erwähnten Schrammen befinden sich NW vom Sandfell und sind auf den Einschnitt zwischen Hrutafell und Langjökull gerichtet. Solche Schrammen gibt es dann auch östlich von dem nördlichsten Jarlhetturberg schon ziemlich nahe am Krater des Geldingafell, wie Niels Nielsen<sup>1</sup> diesen Lavavulkan benennt. Diese Schrammen haben N-Richtung. Diese Eismassen dürften somit der Richtung nach vom Skridufell hergekommen sein, der zwischen den beiden in den Hvitárvatn kalbenden Schreitgletschern liegt und noch Eis vom Langjökull trägt. Nach diesen Beobachtungen ist es also klar, daß die eiszeitlichen Eismassen in dem Gebiet zwischen dem heutigen Langjökull, bzw. den Jarlhetturbergen und dem Bláfell tatsächlich aus der Gegend des Langjökull nördlich und nordwestlich des Hvitárvatn und des Hrutafell herkamen. Den ganzen morphologischen Verhältnissen entsprechend ist dies auch gar nicht anders möglich. Damit soll jedoch nicht bestritten werden, daß sonst der Hofsjökull bedeutend zur Vergletscherung des Gebietes östlich des Hvitárvatn und in der Gegend um den Gullfoss beigetragen habe. Da Knebel in der Nähe des Hrutafell Schrammen aus der Richtung des Hofsjökull beobachtete und Eis vom Langjökull zwischen Bláfell und Jarlhetturbergen floß, waren jedenfalls damals diese beiden Inlandeismassen, die heute getrennt sind, vereinigt.

Beim Gullfoß, dem großen Fall der Hvitá, konnte ich Schrammen aus der Richtung NNO beobachten. Sie weisen somit auf den Hofsjökull. Etwas weiter südlich zwischen Tungufljot und Hvitá bei dem Hof Gýgjarhóll gibt es ebenfalls Gletscherschrammen auf geschliffenem Dolerit, die nach NO weisen. Das ist hier die Richtung auf den Bláfell. Östlich der Hvitá bei Brúarhlöd gibt es Schrammen aus NNO. Die

<sup>1</sup> Niels Nielsen: Der Vulkanismus am Hvitárvatn und Hofsjökull auf Island. Meddelelser fra Dansk geologisk Forening Bd. 7. Kopenhagen 1927.

Schrammen bei der Minni Laxá in der Nähe von Hruni hatten Nordrichtung. Diese führt zum Langjökull.

Demnach kann festgestellt werden, daß die Inlandeismassen, als sie sich in den letzten Phasen der Eiszeit über die diluvialen Dolerite bewegten, aus der Gegend um den heutigen Hvitárvatn zwischen den Jarlhetturbergen und dem Bláfell ihren Weg nahmen, daß die vereinigten Eismassen des Lang- und Hofsjökull auch auf der Ostseite des Bláfell vorbeiflossen, wobei wahrscheinlich dem Hofsjökull der größere Anteil zukam. Diese Eismassen bewegten sich in der Richtung gegen SW, da sie auch dem Bláfell auszuweichen hatten. Südlich des Gullfoss wurde aber die Strömungsrichtung auch durch Eismassen, die aus der Gegend westlich des Bláfell herkamen, beeinflußt. Der Bláfell ragte als Nunatak aus dem Eis heraus. Das bezeugen die reichlich vertretenen Kare auf seiner N-, NO- und W-Seite. Auf der N-Seite bleibt auf einem kleinen Plateau unterhalb von zwei Karen auch im Sommer Schnee liegen.

Der südöstliche Teil des Langjökull führt den Namen Bláfellsjökull. Er wurde von Herrn Fritz Kümel und dem Verfasser zum erstenmal begangen. Etwas südlich von dem Schreitgletscher, der in den unteren Teil des Hvitárvatn kalbt, betraten wir den Gletscher und bewegten uns auf ihm westlich an den nördlichsten Jarlhetturbergen vorbei. Wir nahmen auf dem Inlandeis dann den Weg weiter nach Westen auf die konvex gewölbten höheren Teile des Gletschers und gingen dann auf dem Bláfellsjökull gegen SW bis zum Hagafall und Hagavatu.

Am Rande des Bláfellsjökull nördlich der Jarlhetturberge liegt Moränenschutt etwa bis zu 20 m Höhe auf ungeschmolzenem Eis. Die Schotterlage ist am oberen Rand nicht stark. Der Gletscher steigt von hier zunächst verhältnismäßig steil an, doch überschreitet die Neigung auch hier nicht  $6^{\circ}$ . Später wird die Neigung noch geringer. Es sind hier in diesem Randteil zahlreiche winzige Längs-, weniger Querspalten, die sich aber nur als Risse kundgeben und nicht aufgebrochen sind. Die Oberfläche ist hier noch sehr uneben, denn es gibt zahlreiche Hügel aus körnigem Firnschnee, die durch Rinnen getrennt sind, in denen manchmal auch Wasser fließt und steht. Von den Jarlhetturbergen strahlen zahlreiche, durch Schneebrücken überdeckte Querspalten aus. Von hier geht dann der Anstieg gegen Westen durchaus nicht so steil vor sich, wie auf der geologischen Karte von Thoroddsen eingezeichnet ist. Der obere Rand der vorhin erwähnten Moräne liegt in einer Höhe von etwa 830 m. Jedoch sind noch etwa 20 m Eis von der Moräne bedeckt. In einer Höhe von etwa 920—1000 m befindet sich der steilste Anstieg in der Richtung gegen W. Dieser steilere Hang ist zum Teil aper. Hier zeigen sich vielfach zahlreiche Querspalten. Nach

diesem steileren Anstieg folgt eine weite, sehr wenig geneigte Fläche, in deren Hintergrund das Eis zur höchsten Schwelle ansteigt, die etwa nördlich des Hagafell liegt. Wie bereits erwähnt, ist der Anstieg von O nach W lange nicht so steil, wie nach den Höhenlinien auf Thoroddsen's geologischer Karte anzunehmen wäre. Es wird aber auch die Höhe von 1500 m auf dem Bláfellsjökull, dem südöstlichen Teil des Langjökull, überhaupt nicht erreicht, schon gar nicht in der Nähe der Jarlhetturberge, wie die genannte Karte angibt. Eine Gipfelbildung ist auf dem Bláfellsjökull nicht vorhanden. Die höchsten Teile bestehen vielmehr in einer ausgedehnten, flachen Schwelle, die 1200 m kaum irgendwo übersteigt.

Auf der Südseite des Bláfellsjökull gibt es bei etwa 940 m wieder zahlreiche Spalten, viele Quer-, aber auch Längsspalten. Auf den höchsten Flächen des Gletschers sind auf weite Erstreckungen keine Spalten zu sehen, an manchen Stellen treten sie aber doch auf. Auf der Südseite des Bláfellsjökull scheint auch in einer Höhe von 940 m die Schneegrenze zu verlaufen, da in dieser Höhe der Gletscher schon allmählich aper wird. An drei Stellen schiebt sich das süd- und südwestwärts abfließende Eis sogar aufwärts und bildet hier Eishügel, wo das Eis radial tief auseinandergeborsten ist, so daß es aussieht, als ob hier geborstene Krater stünden.

Auf der Ostseite des Hagafell konnte ein etwa 12 m hoher Moränenwall gefunden werden, der unter dem Eis begraben war. Das Hagafell ist an drei Seiten vom Eis umschlossen. Auf der vierten Seite begrenzt es das Hagavatn. Man kann also das Hagafell nicht über eisfreies Land betreten, wie man nach Thoroddsen's geologischer und seiner Höhenschichten-Karte annehmen müßte. Das Hagafell besteht auch nicht, wie Thoroddsen auf seiner geologischen Karte eintrug, aus Palagonit, sondern aus eisgeschrammtem Dolerit, der schöne Fließerscheinungen zeigt und über dem an wenigen Stellen Blocklava liegt. Es muß also unter dem Bláfellsjökull ein diluvialer Lavavulkan liegen, der auch noch in postglazialer Zeit etwas tätig war.

Die beiden Schreitgletscher, die das Hagafell umschließen, sind meines Wissens bisher ohne Namen geblieben. Sie sollen einfach als Ost- und West-Hagafellgletscher bezeichnet werden. Beide Schreitgletscher kalben in den Hagavatn. Das Hagafell bricht zum Hagavatn beim Ost-Hagafellgletscher in einer Bruchstufe von 140 m Höhe ab. Eine neuerliche Stufe von 100 m führt vom Hagavatn zur nur 320 m hohen Ebene an dem Bach Far, der in den Sandvatn mündet. Wir haben es hier also mit Staffelbrüchen zu tun. Südlich des Hagavatn steht Palagonit an.

Den Ost-Hagafellgletscher begleitet, knapp bevor er in den Haga-

vatn kalbt, eine Seitenmoräne, die 30 m über den heutigen Seitenrand des Gletschers emporreicht. Das Gletscherbett ist hier seitlich etwas ausgebaucht, so daß diese Moräne ungestört liegen bleiben konnte. Der Moränenschutt selbst stellt aber nur eine ziemlich dünne Lage dar. Der größte Teil dieser Höhe wird durch Gletschereis gebildet, das hier unter dem Schutz des darüberlagernden Moränenschutttes nicht abgeschmolzen ist. Das Moränenmaterial besteht zu einem beträchtlichen Teil aus feinem Sand und Schlamm, der, von dem Schmelzwasser des darunterliegenden Eises aufgeweicht, unter dem Tritt sofort nachgibt und sich nach abwärts in Bewegung setzt. Da also im Gebiet des südöstlichen Langjökull festgestellt werden konnte, daß Eismassen, wo sie vor der abschmelzenden Wirkung der Sonnenstrahlen geschützt sind, bis 30 m über dem heutigen Eisrand erhalten geblieben sind, ist damit nachgewiesen, daß vor relativ sehr kurzer Zeit der Gletscher um wenigstens 30 m mächtiger war und er sich also jetzt in einer Abschmelzungs- und Rückzugsperiode befindet. Dies zeigen auch die großen Moränenwälle, die sich in den Hagavatn an einer Stelle vorschieben, wohin der Ost-Hagafellgletscher heute nicht mehr reicht.

Der Ost-Hagafellgletscher, der vor seinem Ende natürlich völlig aper ist, hat ebenfalls zahlreiche Spalten und viele Löcher, in denen Schmelzwasser steht oder verschwindet. Der Eisabbruch des Gletschers hat über dem Wasserspiegel etwa eine Höhe von 20 m.

Südlich des Hvitárvatn und nördlich der Jarlhetturberge, dann am Rand des nördlichsten Hagafell und auf dem Ost-Hagafellgletscher waren überall, wo der Gletscher an der Oberfläche kräftiger abschmilzt, eigenartige dunkle Kegel zu sehen. Es sind Eiskegel,<sup>1</sup> die meist über und über von schwarzem, auf dem Ost-Hagafellgletscher, der etwa 2.5 km breit ist, zuweilen auch von braunem Schlamm überdeckt sind. Auf dem Gipfel des Kegels liegt der hier schon etwas getrocknete Schlamm besonders dick. Die Schlamm- und Sandlage hat meist eine Mächtigkeit von einigen Zentimetern. Der Schlamm ist wegen seiner dunklen Farbe zwar stark wärmeabsorbtionsfähig. Aber er ist feucht, eine Wärmeleitung findet nicht statt und er hält auch die dazwischen befindliche, am Eis abgekühlte Luft fest und verhindert so den Zutritt warmer Luft. So schützt dieser Schlamm offenkundig das darunter befindliche Eis vor dem Abschmelzen. Es wachsen von kleinen Anfängen, während das ungeschützte Eis ringsum abschmilzt und an Mächtigkeit verliert, ansehnliche Kegel heran. Man kann auch alle Entwick-

<sup>1</sup> Vgl. die eingehende Beschreibung und Erklärung solcher Formen durch H. Spethmann vom Gebirgsstock der Dyngjufjöll und dem Kessel der Askja auf Island in der Zeitschr. f. Gletscherk. II. 1907/08, S. 296 ff.

lungsstadien beobachten. Man sieht, wie solcher Schlamm und Sand von dem Schmelzwasser aus dem Eis herausgeführt und in breiteren Rinnen, die ebenfalls das Schmelzwasser gebildet hat, zusammengeschlämmt wird. Wenn nun das Schmelzwasser an einer Stelle solchen Schlamm absetzt, wo er durch eine günstige Lage gegen weiteren Abtransport geschützt ist, sind die Bedingungen für die Bildung eines Eiskegels gegeben. Solche Kegel findet man denn auch schon in wahren Zwergformen mit einer Höhe von nur wenigen Zentimetern. Von der ziemlich breiten, kreisförmigen Basis steigt der Eiskegel ziemlich steil empor und endet mit einer ausgesprochenen Spitze. Solche Kegel stehen häufig auch auf kleinen Rissen. Solche kleine Rinnen fangen nämlich das Schmelzwasser ab, das den Schlamm führt, und so muß es gerade auf ihnen besonders häufig zur Bildung der Eiskegel kommen. Notwendig ist aber eine solche Miniaturspalte zur Bildung eines Eiskegels nicht und es gibt auch genug Beispiele, wo sie abseits von diesen Miniaturspalten entstanden sind. Man sieht auch Eiskegel, die auf einer Seite abgeschmolzen sind, so daß man sie ruinenhaft im Querschnitt sieht. Am Rande des nördlichsten Hagafell fand sich ein Eiskegel auf der Möräne mit einer Höhe von 1.40 m und einer Schlammbedeckung bis zu 30 cm. In dem Schlamm waren sogar einzelne Steinchen. Auch das Eis war ungemein schmutzig und enthielt sehr viel Schlamm. Dies ist ein etwas abweichender Typus, denn die sonstigen Eiskegel befinden sich unmittelbar auf dem meist aperen Gletschereis und bergen reines Eis. Bemerkenswert ist noch folgende Erscheinung, die auf dem Ost-Hagafellgletscher zu sehen ist. Besonders auf kleinen Spalten, aber auch sonst treten hier ganze Eiskegelgebirge auf. Der Schlamm hat sich hier in einer Linie abgesetzt und so kann sich ein förmliches Kettengebirge mit einer Anzahl von Spitzen entwickeln, die durch hochliegende Pässe getrennt sind. Auch diese Einzelgebirge sind in allen möglichen Längen und Höhen vorhanden. Das größte davon hatte eine Länge von etwa 15 m und eine Höhe von 3 m. Isolierte Eiskegel mit solcher Höhe konnte ich nicht beobachten. Sie erreichen aber immerhin auch eine Höhe von 1.50 m.

Worauf ist die Entstehung dieser Eiskegel zurückzuführen? Woher kommen die Schlamm- und Sandmengen, die die Bildung dieser Eiskegel verursachen? Wer durch die großen, viele km breiten Moränenfelder reist, die den Langjökull im großen Bogen von Süden nach Westen umschließen, behält die Staub- und Sandstürme, die dort zeitweise wehen, und die Sandhosen, die bei ruhigem Wetter ein prachtvolles Spiel bieten, in guter Erinnerung.

Der Moränenstaub liegt hier in ungeheuren Mengen und wird weithin vertragen, so daß an Sturmtagen, wenn der Wind beiläufig gegen

Süden weht, alles weithinein in das Tiefland in braunen Staubbunst eingehüllt ist. Dieser Moränenstaub ist es jedenfalls, der auf die Gletscher vertragen wird und unter der Schneegrenze infolge des raschen Abschmelzens der Eisoberfläche den Anlaß zur Bildung der beschriebenen Eiskegel gibt.

Schließlich sei erwähnt, daß auch auf dem Bláfellsjökull Eiskegel beobachtet wurden, und zwar auf Firn und auf aparam Eis, während H. Spethmann s. o.) solche Schmelzkegel in den Dyngjufjöll nur auf Schnee und Firn sah.

## 2. Über Talbildung in Südwest-Island.

Über Talbildung in Island finden sich hauptsächlich bei Th. Thordsson, Knebel-Reck und Helgi Pjetursson meist allgemeine Bemerkungen, manchmal auch speziellere Untersuchungen. Über die Verhältnisse im südwestlichen Island soll hier einiges mitgeteilt werden.

Eine deutliche Talbildung ist meistens gar nicht vorhanden, es gibt vielfach nur Ansätze dazu. Als Ursache dafür muß einerseits die von der glazialen Abtragung geschaffene Oberflächenform, andererseits die Bodenbeschaffenheit herangezogen werden. Das Gletschereis hat in der Eiszeit an der Gestaltung der Täler wenigstens in diesem Teil Islands nicht mitgewirkt. Trogtäler fehlen, da es auch keine längeren Gletscherzungen gab. Die breite Inlandeismasse ergoß sich geschlossen über das Tiefland. Gletscherschrammen und Rundhöcker sind weithin über das Tiefland verbreitet. Ich konnte sie z. B. bei Reykjavik und Hafnafjörður in der Nähe des Meeres beobachten. Über altdiluviale Gletschersedimente in der Umgebung von Reykjavik ist von K. Keilhack<sup>1</sup> berichtet worden. Auch ältere Nachweise einer die ganze Insel umfassenden Vereisung gibt es. Das Eis bedeckte also das Land in breiter Fläche und konnte daher keine Talbildungsarbeit leisten. Der Mangel an Tälern ist also in erster Linie darauf zurückzuführen, daß das Eis eine einheitliche Abtragungsfläche erzeugte, die allerdings stellenweise durch Horste, Grabenbrüche und Vulkane gestört ist, dennoch aber auf weite Erstreckungen hin besteht. Anzeichen einer interglazialen Erosion und Talbildung gibt es nur an einigen Stellen. Auf den übrigen weiten Flächen sind die Spuren einer interglazialen Talbildungsarbeit vollständig verwischt.

Nach dem endgültigen Rückzug des Inlandeises bildete sich in

<sup>1</sup> K. Keilhack: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Reykjavik. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Berlin. Bd. 77. 1925.

allgemeinen das Gewässernetz ganz neu aus. In den Fällen, wo sich von der Eiszeit her keinerlei Erosionsspuren finden, kam es durch die junge Erosion der Flüsse und Bäche nur zur Entstehung von Riedeln. Auf der Ebene zwischen dem Großen Geysir und der Hvitá strömen mehrere Flüsse und Bäche, unter ihnen der ziemlich wasserreiche Tungulljot. Nur unbedeutende Riedel erheben sich dazwischen. Die Flüsse ziehen ziemlich lang parallel zueinander und keiner vermochte hier die anderen in seinen Bereich zu zwingen. Man sieht hier auf der Ebene Biskupstungur, auf der sich auch der Große Geysir befindet, daß die Flüsse an der Gestaltung der Oberfläche des Landes fast gar nicht mitgewirkt haben. Die Rinnen zwischen den Riedeln sind offenkundig das Ergebnis einer sehr jungen Abtragung. Ganz ähnlich sind die Verhältnisse bei den Flüssen östlich des Bláfell und zwischen Hof- und Langjökull. Die Hänge, die unmittelbar aus dem Bach- oder Flußbett aufsteigen, sind gewöhnlich sehr niedrig. Ihre Höhe beträgt 5, 10, in seltenen Fällen 20 m. Auf dem Hochland wird auch leicht abtragbares Moränenmaterial durchflossen, dennoch sind die Hänge noch nicht höher angewachsen, was die junge Erosionstätigkeit beweist. Es kommt auch z. B. in der Nähe des Laugarvatn vor, daß Flüsse überhaupt noch nicht eingeschnitten haben und auf dem flachen Land dahineilen.

Dagegen sind von der Hvitá und der Mini Laxà eiszeitliche Erosionsspuren nachgewiesen. Helgi Pjetursson,<sup>1</sup> hat am Hestfjall bei Skálholt an der Hvitá Reste einer von der Erosion zernagten Grundmoräne nachgewiesen, die mit Dolerit bedeckt waren, welcher noch oben Schrammen aufwies. W. v. Knebel<sup>2</sup> führte den Nachweis für eine interglaziale Erosion im Tale der Mini Laxà.

Trotz des höheren Alters weisen auch die Täler der größten isländischen Flüsse stellenweise jugendliche Erosionsformen auf. Es kommen nämlich mitten in den breiten Flüssen Thorsà und Hvitá Wasserfälle vor. Der große Fall der Hvitá heißt Gullfoss. Er ist etwa 3 Gehstunden vom Großen Geysir entfernt. Unmittelbar vor dem Fall ist die Hvitá bei 200 m breit. Es gibt einen oberen und einen unteren Fall. Der obere ist etwa 20 m, der untere, der durch eine Insel geteilt ist, bei 30 m hoch. Das Wasser stürzt beim zweiten Mal in einen engen Canon hinunter, der 1½ Stunden weiter flußabwärts etwas breiter wird. Noch etwas weiter abwärts wird das Flußbett durch die nahe herantre-

<sup>1</sup> Pjetursson: Das Pleistozän Islands. Einige Bemerkungen zu den vorläufigen Mitteilungen W. v. Knebels. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1905.

<sup>2</sup> W. v. Knebel: Vorläufige Mitteilungen über die Lagerungsverhältnisse glazialer Bildungen auf Island und deren Bedeutung zur Kenntnis der diluvialen Vergletscherungen. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1905.

tenden Felsen außerordentlich eingengt. Viele isländische Flüsse haben einen sehr unregelmäßigen Lauf. Bald fließen sie in großer Breite dahin, bald durchströmen sie wieder Canons und enge Spalten, wobei das Land häufig zu beiden Seiten die gleiche Flachheit zeigt wie vorher. Die Hvitá hat schon bald nach dem Ausfluß aus dem Hvitárvatn eine Breite von mehr als 200 m bei einer Tiefe von mindestens 3 m. Aber südlich des Gullfoss hat die Hvitá an der vorhin genannten Stelle, wo eine Straße den Fluß überquert, nur eine Breite von etwa 20 m. Das Wasser schießt aber nicht durch diese Enge von Palagonitfelsen brausend hindurch, sondern durchzieht sie in ruhigem Strome. Es muß hier also das Flußbett sehr tief sein. Diese Enge läßt sich nicht durch die Härte des Gesteins erklären, weil solche Breccien wie hier auch weiter aufwärts an viel breiteren Stellen des Tales auftreten. Es hängt dieser Wechsel zwischen sehr breiten und sehr engen Stellen des Tales offenbar mit dessen tektonischer Anlage zusammen. Die Ölfusá hat knapp nach ihrer Entstehung durch die Vereinigung der Flüsse Hvitá und Sog eine Breite von 1 km. 6 km weiter abwärts fließt sie in einer kaum 80 m breiten Felsenenge dahin. Die Thorsá hat bei Thorsábrú auch bei 80 m Breite und ist 6 km flußaufwärts 1.5 km breit.

Am Gullfoss war folgendes Profil sehr schön aufgeschlossen:

1. Dolerit mit geschrammter Oberfläche und Rundhöckern. Etwa 3 oder 4 Ströme scheinen übereinandergelassen zu sein. Die untere Schicht des Dolerits besteht aus Fließwülsten. Diese Dolerite bilden die Oberfläche des umliegenden Geländes.
2. Breccien wechsellagernd mit dünnen, unregelmäßigen Basaltbänken. Im unteren Teil sind die Basaltströme seltener. In den Breccien glasartige und schlackenartige Bestandteile. Gesamtmächtigkeit 8—10 m.
3. Dolerit von plattigem, zerklüftetem Aussehen. Im Dolerit ist eine Terrasse von 25 m Breite erhalten. Mächtigkeit 5—6 m. Im Dolerit beginnt die Stufe des oberen Falles.
4. Sand und Kies wechsellagernd in geringer Mächtigkeit, 0.75 m.
5. Gerölle von Nußgröße bis zu Durchmessern von 12 cm. 3 m mächtig.
6. Sand, 75 cm mächtig.
7. Tonstein, blaugrau, mit feiner Schichtung. Kreuzschichtung ist vorhanden, geringes Fallen der Schichten gegen NW., 2 m mächtig.
8. Sand. 1.50 m mächtig.
9. Ton. 2.5—3 m mächtig.
10. Basalt. 30 m aufgeschlossen.

Es ist also aus diesem Profil zu ersehen, daß über rein fluviatile Ablagerungen und vermutliche Gletscherlaufsedimente (Breccien) Doleritströme geflossen sind. Die Ablagerung des Tonsteines mit Kreuzschich-

tung verlangt ruhige Sedimentierungsverhältnisse. Es ist zu beachten, daß auf gröbere Sedimente feinere folgen und beide in mehreren, ziemlich mächtigen Schichten wechsellagern. Es ist nun die Frage, ob alle die insgesamt mindestens 25 m mächtigen und sehr verschiedenartigen Sedimente von Gletscherläufen herrühren. Es ist zu bedenken, daß ein Gletscherlauf mit seinen riesigen Wassermassen, die sich doch mit großer Gewalt dahinwälzen müssen, hier soweit vom Meer entfernt unmöglich tonige Bestandteile niedersinken lassen kann. Daß ein Gletscherlauf wohlgerundete Gerölle, wie sie hier vorkommen, zu schaffen vermag, ist auch nicht wahrscheinlich. Tonige Absätze mit Kreuzschichtung bilden sich entweder im Delta von Flüssen oder unter Einwirkung des Windes. Beides verlangt einen Rückzug des Eises. Ein Altersnachweis durch Fossilien ist in den Sedimentschichten nicht möglich gewesen. Aber nach den anerkannten Ansichten über die Schichtenfolge in Island, können sie nicht älter als diluvial sein. Gleichwohl läßt sich eine interglaziale Bildung der besprochenen Sedimente nicht zwingend beweisen.

Zwischen dem Gullfoss und der ersten Brücke über die Hvitá liegt südlich von Brattholt eine Moräne auf einer breiten Terrasse des rechten Talhanges der Hvitá. Zur Moräne gehören auch viele gut gerollte Blöcke — unter ihnen auch Basaltblöcke — von 20—100 cm Durchmesser und darüber. Manche von ihnen zeigten unverkennbare Spuren der Schrammung. Man konnte auch einigemal sehen, daß die Schrammen der Wölbung des Gesteins folgten, sodaß also die Abrollung vor der Schrammung erfolgt sein muß. Die eiszeitlichen Sedimente vom Gullfoss wurden also von der später eisgeschrammten Doleritmasse überflossen und in diesen Schichten schuf die Flußerosion ein Tal, in dem ein späterer Gletscher seine Moräne ablagerte. Es muß somit hier im Eiszeitalter eine Rückzugs- und Erosionsphase gegeben haben. Da der Dolerit auf Island für ein Erzeugnis der jüngeren Eiszeit gehalten wird, fällt auch diese interglaziale Erosionsphase, auf die noch ein Vorstoß des Eises folgte, in die jüngere oder jüngste Eiszeit. Vermutlich wird sich durch weitere Untersuchungen die Existenz einer oder mehrerer, wenigstens kurzer Interglazialzeiten auch auf Island erhärten lassen.

Nicht nur die quartäre Eisbedeckung wirkte auf die Talbildung hemmend ein. Die Wasserdurchlässigkeit der Moränen und der porösen Lavafelder verhindert vielfach den oberirdischen Abfluß der Gewässer und damit auch eine Talbildung.

Ein Durchsickern des Wassers der Thorsá zur Ytri Rangá kann man in der Nähe der Hekla beobachten. Die Ytri Rangá kommt im

obersten Teil ihres Laufes der Thorsà bis auf 700 m nahe. Zwischen den beiden Flüssen befindet sich ein niedriger Moränenriedel. Offenbar ist der Lauf der Ranga auch tektonisch vorgezeichnet, denn auf breite Stellen folgen wieder ganz schmale. An einer Stelle ist der Fluß nur 3 m breit. Die Ytri Rangà liegt nun bei gleicher geographischer Breite — beide Flüsse wenden sich gegen Süden — um etwa 10 m tiefer als die Thorsà. In der Umgebung von Galtalaekur und noch besser östlich vom Burfell ist zu sehen, wie das Wasser durch das durchlässige Material durchsickert. Es kommen hier dicht nebeneinander starke Quellen zutage, die nach etwa 10 m langem Lauf in die Rangà münden. Das nur wenige 100 bis einige 1000 m breite Einzugsgebiet der Rangà auf ihrer rechten Seite könnte aus den Niederschlägen unmöglich so viele, wasserreiche Quellen speisen.

Ähnlich muß der große Wasserreichtum nördlich des Apavatn und am NW-Rand der Ebene Biskupstungur erklärt werden. Hier ziehen in geringen Entfernungen eine Reihe von Flüssen und Bächen südwärts. Ihr Wasser ist sehr kalt. Es ist vermutlich versickertes Gletscherwasser des Langjökull, das hier am Bruchrand gegen das Tiefland hervortritt. Vom Südrand des Langjökull fließt nämlich fast gar kein Wasser ab. So dürfte auch das Hagavatn, in das zwei mächtige Schreitgletscher kalben, nach keiner Seite einen Abfluß haben, der das Tiefland erreicht. Von dem Ost-Hagafellgletscher fließt zwar, bevor er das Hagavatn erreicht, der Bach Far ab, aber vom Hagavatn selbst führt kein Flußlauf zum Sandvatn, wie auf der Höhenschichtenkarte von Th. Thoroddsen irrtümlicher Weise eingezeichnet ist. Das Schmelzwasser des Langjökull muß also auf der Südseite zum größten Teil versickern und kommt erst weiter im Süden am Bruchrand gegen das Tiefland zutage.

Die Lavalandschaft hat in gewisser Hinsicht Ähnlichkeit mit einer Karstlandschaft. Es gibt auf Island zahlreiche oberirdisch abflußlose Seen, die manchmal nicht einmal Zuflüsse erlangen. Oberhalb Thorsàbrú liegt nur 800 m von der Thorsà entfernt 13 m über dem Flußufer ein 800 m breiter und 1.5 km langer oberflächlich abflußloser See mit dem Namen Vestra Gisholt. In manchen Teilen SW-Islands gibt es überhaupt keine Flüsse und Bäche wie auf der von junger Block- und Fladenlava bedeckten Halbinsel Reykjanes, weil alles Wasser in der Lava versickert und tiefere Schichten nicht angeschnitten werden. Es gibt auf der Halbinsel Reykjanes in den Palagonit-Tuffgegenden und am Rande der Lava wohl einige kleinere oder größere Seen, wie das Kleifarvatn, die ab und zu ein kleines Gerinne empfangen, das von einer nahen heißen oder kalten Quelle her stammt. Nur bei Krisuvik

findet eine kleine Wasserader zum Meer. Am Rand größerer Lavafelder liegen häufig Seen, die die erste Sammlung des Wassers darstellen. Von dort aus erfolgt erst ein Abfluß, wie am Rand des Mosfellsheidi und des Midalsheidi unweit von Reykjavik. Es sind aber hier auch Seen zu beobachten, die nur einen Zufluß haben oder auch das nicht. Sie stehen jedoch sicher mit den anderen Seen durch das Grundwasser in Verbindung.

Östlich des Bláfell konnte ich zwischen den beiden Nebenflüssen der Hvitá, nämlich der Sviná und der Orjótá, einen etwa 3 km langen, 2 m tiefen Flußlauf beobachten, der auf der Höhengichtenkarte von Th. Thoroddsen 1 : 750.000 nicht verzeichnet ist. Er versickert vollständig in der Moräne.

## **Morphologie der Berge um Innerkrems, (Gurktaler Alpen, Kärnten.)**

Von Dr. Andreas Thurner, Graz.

(Schluß).

### **2. Formenbildungen, die mit jungen Krustenbewegungen zusammenhängen.**

#### **a) Beziehungen der Tektonik zur Oberfläche.**

Die geologische Aufnahme hat gezeigt, daß die Lagerung der Gesteinsschichten von der O—W-Aufschiebung der weißen Dolomite und Rhätschichten, von der Aufschiebung des Karbons auf das Rhät und vom Kremsbachbruch beherrscht wird. Die ersten zwei Vorgänge sind typisch orogenetische Vorgänge und stehen mit den Oberflächenformen in gar keinem Zusammenhang. Die Verebnungen übersetzen die Überschiebungsränder ohne Unterbrechung. Nirgends konnten Verschiebungen oder Verstellungen der Ebenheiten infolge dieser Aufschiebungen festgestellt werden. Es kann daher als ziemlich sicher angenommen werden, daß die Oberflächenformen jünger als diese Tektonik sind.

Anders ist es jedoch mit dem Kremsbachbruch und dem NON-SWS verlaufenden Bruch am Altenberg-N-Abfall, die nicht nur strukturelle Veränderungen hervorriefen, sondern auch die obersten Verebnungssysteme (Verebnungen des Firnfeldniveaus bis incl. 1800 m-Niveau) zerschnitten und zum Absinken brachten. Der Kremsbachbruch durchschneidet sämtliche Schichten vom Kristallin bis zum Karbon, er ist daher auf jeden Fall jünger als die Aufschiebungen. Nachdem er auch noch das 1800 m-Niveau zerschneidet (siehe Kapitel „1800 m-Niveau“) fällt er also in die jüngsten Krustenbewegungen, die in Form der „He-

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1930

Band/Volume: [73](#)

Autor(en)/Author(s): Keindl Josef

Artikel/Article: [Beobachtungen auf einer Studienreise nach Island. \(Sommer 1929\). 163-174](#)