

## Glaziologische und geologische Beobachtungen in Südisland (Der südwestliche Vatnajökull und das Flußgebiet der Djúpá)

Von KURT JAKSCH\*)

Mit 3 Abbildungen

*Island  
Südwestlicher Vatnajökull  
Djúpátal  
Pleistozäne Gesteinsserien  
Zentralisländischer Graben  
Bruchtektonik des Inselrandes  
Gletschervorfeld  
Historische Gletschervorstöße*

### Inhalt

Zusammenfassung, Summary .....	151
1. Grundzüge der Landschaft .....	152
2. Zur Stratigraphie und Verbreitung glazialer und interglazialer Gesteinsserien .....	152
3. Tektonische Gestaltung .....	153
3.1. Riftgeschehen und Bruchtektonik des Inselrandes .....	153
3.2. Der Verlauf tektonischer Strukturen in Südisland und das Driftmodell .....	154
4. Zur Bedeutung der Vatnajökull-Forschung .....	155
5. Das Gletschervorfeld des südwestlichen Vatnajökull .....	155
5.1. Verlauf und Begehbarkeit des Gletschervorfeldes, die Landzunge beim Schlackenkegel Eldgigur .....	155
5.2. Endmoränen und <i>Rhizocarpon</i> bewuchs .....	156
5.3. Die Eislapen auf der Landzunge beim Schlackenkegel Eldgigur im Jahre 1935 .....	157
6. Über die Anwendung der Lichenometrie in den sanderartigen Vorfeldern von Eiskappen .....	157
7. Versuch einer Datierung der Endmoränen (historische Gletschervorstöße) .....	157
Literatur .....	158

### Zusammenfassung

Der Verfasser hat das Gletschervorfeld des südwestlichen Vatnajökull, soweit es zugänglich ist, seit 1970 mehrfach be- gangen und versucht, dessen Moränen zu datieren. Die langen Anmarschwege boten auch Möglichkeit zu geologischen Beob- achtungen. Das zwischen dem Gletscher und den Sanderflä- chen der Küstenebene gelegene, aus pleistozänen Gesteins- serien bestehende Tafelland ist besonders östlich des Flusses Djúpá durch Täler und deren weitverzweigte, seitlich einmün- dende Schluchten stark aufgegliedert. Die Tektonik dieses Ge- bietes wird einerseits durch das Abtauchen isländischer Kruste am Inselrand bestimmt (wodurch die meisten morphologischen Großformen der Landschaft entstanden sind), andererseits durch Zerrvorgänge, die von der aktiven Vulkanzone, der Rift- zone, ausgehen. Ein starker, aufsteigender, in seiner Lage re- lativ stabiler Magmastrom ("hot spot") bedingt die Hochlage Islands. Wohl unter seinem Einfluß vollzieht sich die Bewe- gung der Kruste hier anders, als dies sonst bei den submari- nen Riftsystemen der Fall ist.

Das sanderartige Gletschervorfeld des Sidujökull, der den wesentlichen Teil des südwestlichen Vatnajökull darstellt, wird von einem doppelten Saum von Moränen durchzogen. Diese lassen sich jedoch an Hand des Flechtenbewuchses, durch Lichenometrie, nur schwer datieren. Der Anteil an Feinmaterial ist zu groß und die ungeschützte Lage der Moränenwälle hat zur Folge, daß die korradierende Wirkung des Windes zu einem entscheidenden, das Wachstum der Flechten hemmen- den Faktor wird.

Die „plötzlichen Vorstöße“ des Sidujökull machen sich im östlich anschließenden Bereich des Gletschers nicht mehr be-

merkbar. Dort erreichte ein östlich des roten Schlackenkegels Eldgigur gelegener Eislapen im Jahre 1934 oder kurz davor seine größte Ausdehnung in historischer Zeit.

### Summary

Since 1970 the author of this article has crossed the acces- sible pro-glacial area of the south-west Vatnajökull several times and tried to date its moraines. The long approach routes also offered possibilities for geological observations. The Plei- stocene table mountains between the glacier and the coastal outwash plains are, especially to the east of the Djúpá river, subdivided by valleys and their ramified side gullies. The tec- tonics of this area are determined on the one hand by the sub- sidence of Icelandic crust at the edge of the island (which caused most of the greater morphological formations of the landscape), on the other hand by stretching processes which originate in the active volcanic zone, the rift zone. A strong as- cendent relatively stable magma stream (hot spot) is the rea- son for Iceland's high altitude. Under its influence the move- ment of the crust takes place differently here than is usual in submarine rift system.

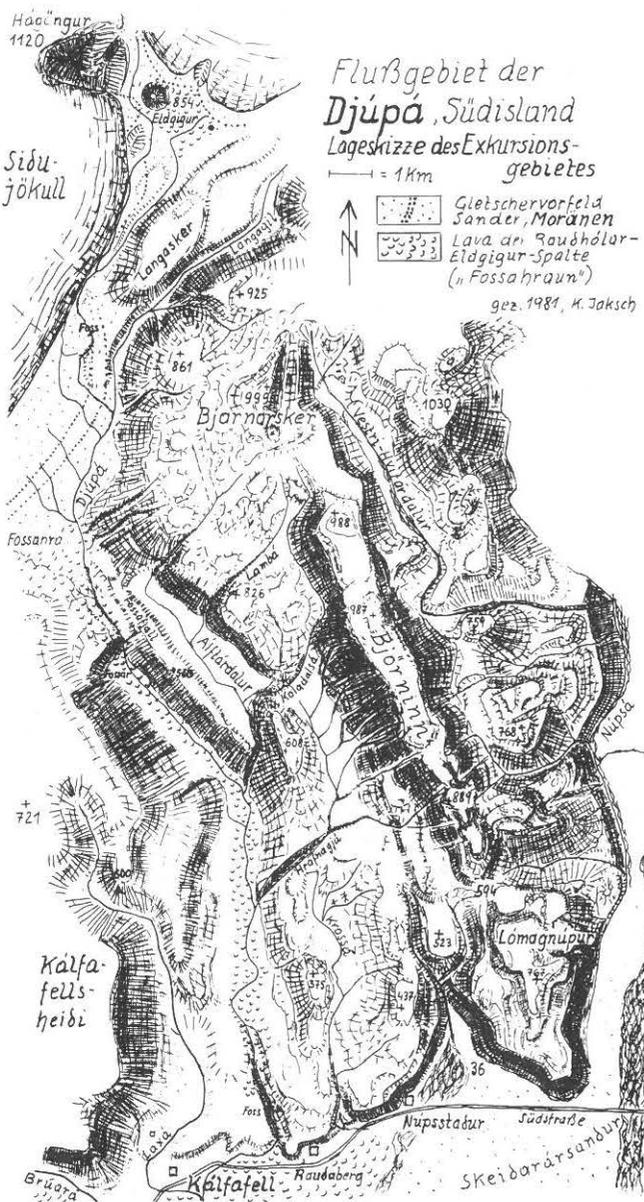
The sandy pro-glacial area of the Sidujökull which repre- sents most of the south-west Vatnajökull is divided by a dou- ble range of moraines. However, these are very difficult to date by lichenometry. There is too much muddy moraine mate- rial and the unprotected situation of the moraine ridges has caused the corrosive effect of the wind to act as a restrictive factor on the growth of the lichens.

The "sudden advance" of the Sidujökull are no longer to be observed in the adjoining eastern area of the glacier. There an ice-lobe east of the red slag cone reached its greatest advan- ce in historical time in, or shortly previous to, 1934.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. KURT JAKSCH, Fieberbrunner- straße 5 a, A-6380 St. Johann in Tirol.

## 1. Grundzüge der Landschaft

Ein 16 km breiter Gletscherlappen des südwestlichen Vatnajökull, Sidujökull genannt, breitet sich vorwiegend in einer rund 600 m hoch gelegenen Verebnung aus. Diese ist Teil einer SW–NE verlaufenden breiten Muldenzone, der weiter westlich die berühmten Lakikrater angehören. Der Fluß Djúpá (= Tieffluß, Tiefache – Aussprache *djupau*), der das Schmelzwasser des östlichen Sidujökull aufnimmt, folgt in seinem Oberlauf meist dem Rand des Eises, durchfließt das Gletschervorfeld und wendet sich schließlich nach Südosten. Eine rund 100 m hohe Talstufe überwindet er in Wasserfällen („Fossar“). Gegen den Gebirgsrand hin verläuft das Djúpátal in südlicher Richtung. Durch eine lange Mündungsschlucht, in der sich ebenfalls ein bemerkenswerter Wasserfall befindet, erreicht der Fluß – dessen Länge insgesamt 36 km beträgt – das weit verzweigte Gerinnesystem des Skeidarársandur. Den Weg durch dieses Tal hat auch ein bedeutender postglazialer Lavastrom („Fossahraun“) genommen. Er dürfte



noch vor der Landnahme Islands aus einer rund 30 km langen Spalte ausgeflossen sein, die heute zur Hälfte vom Sidujökull bedeckt ist. Außerhalb des Gletschers wird ihr Verlauf durch auffällige, rote Schlackenkegel (Raudhóll, Raudhólar und Eldgigur) gekennzeichnet.

Die Bergländer zu beiden Seiten des Djúpátales sind Tafelländer, wobei das östlich gelegene, das im plateauartig erweiterten Höhenzug Björninn fast 1000 m erreicht, viel stärker zertalt ist. Das zeigt sich besonders an den aufeinander folgenden, durch Felsschwellen getrennten Talstücken, die parallel zum Haupttal verlaufen und um durchschnittlich 200 m höher liegen. In diesen nehmen vor allem die kleinen Flüsse Lambá und Hrafná die zahlreichen Gerinne an der Westseite des Höhenzuges Björninn auf und fließen dann in langen, tief eingeschnittenen Schluchten (Lambagjá und Hrafnagjá) der Djúpá zu.

## 2. Zur Stratigraphie und Verbreitung glazialer und interglazialer Gesteinsserien

Anläßlich meiner Studien im Gletschervorfeld des südwestlichen Vatnajökull in den Jahren 1970, 1979 und 1981 konnte ich auf den langen und mitunter schwierigen Anmarschwegen zum Gletscher auch geologische Beobachtungen durchführen. Da diese in dem zwischen Sidujökull und dem Skeidarársandur gelegenen Gebiet auf interessante tektonische Beziehungen hinzuweisen schienen, unternahm ich im Jahre 1983 im Djúpátal eine weitere geologische Übersichtsbegehung.

Die geologische Karte 1 : 250.000 vermerkt hier (von postglazialen Lavaströmen abgesehen) einheitlich „Alte graue Basalte des späten Tertiär und (bzw. oder) des Pleistozän“. Im Nordwesten, im Wirkungsbereich der neovulkanischen Zone, schließt sich die pleistozäne „Palagonitformation“ an. Im Flußgebiet der Djúpá gehört laut geologischer Karte dazu nur der Berg Háögur. In Übersichtsarten, die einigen neueren geologischen Abhandlungen beigegeben sind, ist der ganze südöstlich an die neovulkanische Zone anschließende Bereich dem Pleistozän zugeordnet.

Der Versuch, pleistozäne Gesteine in diesem Gebiet zu parallelisieren, wird feldgeologisch deshalb erschwert, weil sich gleiche oder doch sehr ähnliche Gesteine im stratigraphischen Verband wiederholen, wobei Basalte, Tuffe und fluviatile Sedimente als interglazial, Hyaloklastite und Tillite als glazial anzusehen sind. Umgekehrt täuschen Staffelbrüche im Gelände oft eine stratigraphisch bedingte Serienwiederholung vor. Grundsätzlich ist natürlich auch hier zu beachten, daß nach dem erstellten geodynamischen Modell anstehendes Gestein mit wachsender Entfernung von der Spreading-Achse älter wird und gleichzeitig die Neigung der in Richtung auf die Riftzone einfallenden Gesteinsserien zunimmt.

Gute Aufschlüsse ergaben vor allem die zahlreichen, in die Talhänge eingeschnittenen Schluchten. Bei meiner geologischen Übersichtsbegehung konnte ich aber solche Stellen nur fallweise aufsuchen. In dieser vegetationsarmen (waldfreien) Landschaft kommt jedoch auch der Fernbeobachtung (mit dem Feldstecher) und der Luftbildauswertung erhöhte Bedeutung zu.

Zu den stratigraphisch höchsten Einheiten des pleistozänen Schichtverbandes gehören die horizontal gelagerten Gesteine des erwähnten 14 km langen NNW–SSE verlaufenden Höhenzuges Björninn samt

Abb. 1: Flußgebiet der Djúpá, Südisland; Lageskizze des Exkursionsgebietes.

seiner nördlichen, Bjarnarsker genannten Fortsetzung. Den scharfen Rand des Plateaus bewirken streckenweise Basaltkolonnaden, also Reihen von Basaltsäulen. Auf der Hochfläche ist dieser in das letzte Interglazial einzustufende Basalt glazial überformt, und die auch in der geologischen Karte 1 : 250.000 vermerkte Richtung der Gletscherschrammen stimmt annähernd mit der Richtung des Höhenzuges überein. Die selektive glaziale Erosion hat von der vertikal zweigeteilten Basaltdecke die (obere) „kubbabergartige“ (d. h. die wirr-kleinsäulige) stärker erfaßt als die säulige.

Im Liegenden dieser Basaltlagen dominieren mächtige vulkanische Klastite (mit Tilliten). Verglichen mit ähnlichen Gesteinsserien in der Tiefe des Djúpátales scheinen sie insgesamt weniger verfestigt zu sein.

Da es im Gelände nicht immer möglich ist, eine genaue Unterscheidung von Pyroklastika, dem Oberbegriff für Tuff und Tephra (S. THORARINSSON, 1944), und Hyaloklastiten (A. RITTMANN, 1958; 1960, 82–84), den in situ entstandenen Anhäufungen zerbröckelter Glaskrusten (von werdenden Pillows), vorzunehmen, ist hier als provisorischer Sammelbegriff die Bezeichnung „vulkanische Klastite“ verwendet. Mit dem Namen „Palagonittuff“ wurden, worauf schon N. NIELSEN hinwies, in Island früher alle möglichen klastischen Formationen, u. a. auch Tillite, bezeichnet. N. NIELSEN beklagt 1933 in seinen „Contributions to the Physiography of Iceland“: „A general stratigraphical treatment of the Icelandic series is an undertaking of the greatest difficulty, for it has not been possible to find even one continuous horizon that can be identified with certainty ... It is true, that the petrographic differences are considerable; we find eruptives of different types, glacial and volcano-glacial deposits, marine, aeolic and lacustrine sediments, and in so far one might presume that there was a possibility of a stratigraphy on a petrographic basis; but the characteristic feature of these deposits is that they are of purely local nature as a rule and that the country has been built up by the activity of innumerable locally-governed forces.“

Inzwischen sind in Island durch paläomagnetische Untersuchung und K-Ar-Datierung genaue stratigraphische Gliederungen vorgenommen worden. So z. B. in letzter Zeit nördlich von Reykjavík an einer 2100 m mächtigen Gesteinsfolge, die einem Zeitabschnitt von 4,2 bis 1,8 Mill. Jahren BP entspricht. Wobei in Südwestisland zwischen 3,1 und 1,8 Mill. Jahren BP 13 Vereisungen nachgewiesen sind (L. KRISTJANSSON et al., 1980).

In den tieferen stratigraphischen Horizonten des pleistozänen Gesteinsverbandes, die im Djúpátal aufgeschlossen sind, treten gleichfalls Basaltlagen – hier besonders kubbabergartige (oder scherbzig brechende) – in Verbindung mit vulkanischen Klastiten (insbesondere Hyaloklastiten) auf, wobei an der Grenzfläche mitunter beide Gesteine verzahnt sind. Die in Seitenschluchten aufgeschlossenen Hyaloklastite bilden braune, senkrechte Felswände. Der stark klüftige oder scherbzig brechende Basalt wittert am Hang viel stärker zurück als der Hyaloklastit. Das mehrfache Auftreten gleicher Gesteinslagen am Talhang, das bruchtektonisch bedingt ist, täuscht oft stratigraphische Serienwiederholung vor, doch ist auch solche vorhanden.

An der Westseite des unteren Djúpátales (etwa gegenüber der Schlucht Hrafnagjá) setzt am Hang der Erhebung Hjallar in ca. 300 m Höhe (vgl. die topographische Karte 1 : 100.000, Blatt Lómagnúpur) eine Lage sehr hoher Basaltsäulen ein. Dieser wichtige Leithorizont ist bis an den Talausgang am Hang der Hochfläche Kálfafellsheidi zu beobachten und setzt sich dann mit Unterbrechungen am Gebirgsrand bis weit nach Südwesten fort. Dort ist er an einer Stelle nahe der Südlandstraße infolge einer Verwerfung sogar in das angrenzende Tiefland abgesunken. Am felsigen Hang der Hochfläche Kálfafellsheidi ist die Kubbaberg-Über-

deckung der langsäuligen Kolonnade zu erkennen. Dazu kommen sowohl im Liegenden als auch im Hangenden dieser zweigeteilten Basalte deutlich geschichtete Gesteine. Nach oben zu folgen mehrere zum Teil kleinsäulig entwickelte Basaltlagen. Alle diese Gesteine sind horizontal gelagert und infolge ihrer Position tieferes Pleistozän. Am östlichen Talhang der Djúpá war langsäuliger Basalt nicht zu beobachten, doch zeigt ein Photo von einer Schlucht bei Raudaberg (eines am Gebirgsrand gelegenen Gehöftes) eine derartige Kolonnade.

Als ältestes Gestein ist in diesem Gebiet ein im unteren Djúpátal anstehender grobsäuliger (oder nur undeutliche Säulen bildender) Basalt aufzufassen. Er tritt vor allem am östlichen Talhang, etwa ab der Hrafnagjá, auf. Maßgebend für die zeitliche Einstufung ist aber nicht nur das tiefe stratigraphische Niveau, sondern vielmehr auch die Tatsache, daß dieses Gestein nicht horizontal gelagert ist. Es steigt nämlich flach gegen den Gebirgsrand an (bzw. fällt in Richtung auf die Riftzone ein).

Die bis zu 40 m hohe Mündungsstufe des Djúpátales besteht aus massigem Basalt, der oberhalb des Gehöftes Kálfafell, das westlich der Djúpá am Fuße des Gebirgsrandes liegt, von einer 2–3 m mächtigen lößartigen Ablagerung, von „Mohella“ bzw. „Moldlöß“ (R. GRAHMANN, 1939), bedeckt ist. An Stellen, wo der basaltische Untergrund zutage tritt, sind glaziale Schlipfsspuren zu sehen. In einem Fall konnten talaus gerichtete Gletscherschrammen beobachtet werden. Durch randliche Brüche, deren Richtung mit dem Verlauf des Gebirgsrandes übereinstimmt, sind Felsterrassen entstanden.

Es sei eigens darauf hingewiesen, daß die hier angeführten Ergebnisse stratigraphischer Beobachtung zwar einige wesentliche Züge erfassen, aber doch nur einen groben Überblick bieten können. Eine detaillierte Kartierung müßte vor allem die Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen einbeziehen.

### 3. Tektonische Gestaltung

#### 3.1. Riftgeschehen und Bruchtektonik des Inselrandes

Die landschaftliche Eigenheit der Fjordgebiete Ostlands findet sich bereits im Süden der Insel in der Landgemeinde Fjótshverfi. Freilich münden hier die fjordartigen Täler nicht an der Küste, sondern am Gebirgsrand (einem „fossilen“ Kliff), dem noch ein breiter Sander vorgelagert ist. Da der Abstand zwischen diesem WSW–ENE verlaufenden Gebirgsrand und der SW–NE streichenden neovulkanischen Zone hier verhältnismäßig klein ist, ergibt sich eine bemerkenswerte geologische Position. Hier überschneiden sich nämlich zwei Arten tektonischer Erscheinungsformen besonders deutlich: Strukturen, die auf Krustendehnung im Riftbereich zurückgehen, und Deformationsformen, die durch das Abtauchen der Lithosphärenplatten am Rande Islands bedingt sind.

Die Frage nach kompressiven Vorgängen im Bereich der Riftflanken, die an flachwinkelige Bewegungsbahnen gebunden sind, bleibt hier offen. K. SCHÄFER (1975), S. 223: „... The state of crustal stress changes from mainly tensional within the rift valley to predominantly compressive along the rift flanks.“

Schon Luftbilder oder die topographische Karte 1 : 100.000 lassen jene Geländekanten deutlich hervor-

treten, die sich an ihrer Geradlinigkeit, Länge und Schärfe als junge Bruchstufen zu erkennen geben. Bei der Auswertung solcher Formelemente können jedoch unter Umständen Denudationsterrassen, die in dieser Schichtstufenlandschaft ebenfalls auftreten, tektonische Linien vortäuschen. Gut zeigt sich am Verlauf des Gewässernetzes (besonders der Bäche und der kleineren Flüsse) die weiträumige Wirkung der Krustendehnung.

Das im folgenden von mir entworfene tektonische Konzept ist auf Grund von Übersichtsbegehungen, topographischen Karten und Luftbildern erstellt worden. Es macht nicht nur auf gewisse Besonderheiten lokaler Tektonik aufmerksam, sondern wirft auch weitere, grundsätzliche Fragen zur Krustendynamik Islands und ihrer Problematik auf.

Zu den jüngsten tektonischen Ereignissen dieses Gebietes, deren Strukturen auch morphologisch stärker hervortreten, zählen die Brüche am Rande der neovulkanischen Zone, des „Zentralisländischen Grabens“, und jene am Rande des Gebirges im Süden.

Der Höhenunterschied zwischen Bjarnarsker (mitsamt der vorgelagerten Scholle des Langasker) und der Sohle der hier als Mulde ausgebildeten neovulkanischen Zone beträgt ca. 300–400 m. Es liegt ein Staffelbruch vor, dessen Bruchflächen SW–NE streichen. (U. a. konnte eine lange Gangmauer mit einem großen, herausgewitterten Felsentor beobachtet werden). Starke, rückschreitende Erosion beginnt die Bruchstufen mehr und mehr zu zerschneiden. Hier zeigt sich also ein typischer Grabenbruch bzw. das Vorhandensein von Bruchstufen eines „Rift Valley“, und natürlich liegt die Annahme nahe, daß sich in diesem Fall Krustenteile senkrecht zur Grabenachse voneinander entfernen.

Durch das Abtauchen isländischer Kruste am Inselrand ist auch im Flußgebiet der Djúpá und in den angrenzenden Landschaften ein vielseitiges Bruchsystem entstanden. In diesem Rahmen können nur seine Grundzüge bzw. einige besonders markante Beispiele behandelt werden.

Auffallend ist eine über 15 km in NNE-Richtung verlaufende Störung, die u. a. das Absinken der Lómagnúpur bewirkt hat. (Die Erhebung „Lómagnúpur“ ist ein besonders auffallender, bastionartiger Vorsprung des Gebirgsrandes.) ENE–streichende Brüche bilden am Gebirgsrand vielfach Felswände.

Älter ist ein langes, NNW-streichendes Bruchsystem – es wird von den erwähnten jüngeren Störungen abgeschnitten – das in dem als Horst aufzufassenden Höhenzug Björninn gipfelt. Die Anlage des NW–SE gerichteten Áltárdalur (das ist der obere Teil der bereits erwähnten Folge höher gelegener Talstücke) oder des oberen Djúpátales (Bezeichnung „Fossabrekka“ in der Karte 1 : 100.000) dürfte noch älter sein. (Das Áltárdalur z. B. endet am NNW-streichenden Bruchsystem, das hier den Bergücken Hólmur gestaltet.)

Die mit dem Riftgeschehen zusammenhängende Krustendehnung hat weithin verhältnismäßig dicht angeordnete Scharen paralleler Dehnungsfugen erzeugt, die sich vor allem im Verlauf von Bächen und kleineren Flüssen bemerkbar machen. Dabei hat sich das Streichen dieser Spaltensysteme im Laufe der Krustenentwicklung etwas geändert. In den älteren Randgebieten verlaufen sie – wie übrigens auch der Gebirgsrand – von WSW nach ENE, in den grabennäheren, jüngeren folgen sie der SW–NE Richtung der neovulkanischen Zone.

Dagegen bewirkt die mit dem Abtauchen der Kruste am Inselrand verbundene Tektonik vorwiegend die Bildung des groben landschaftlichen Reliefs. Sie tritt am Gebirgsrand bei Kálfafell, Raudaberg und Núpsstadur morphologisch am stärksten hervor (z. B. Lómagnúpur-scholle). Ältere Brüche reichen bis in den Bereich des (jungen) Grabenbruches und werden durch diesen abgeschnitten.

### 3.2. Der Verlauf tektonischer Strukturen in Südisland und das Driftmodell

Man ist der Auffassung, daß die EW-gerichteten Transformstörungen (transform faults), die den mittellantischen Rücken in regelmäßigen Abständen queren, auch in seinem über dem Meeresspiegel liegenden Teil, also in Island, auftreten. Ihre Bewegungsbahnen lassen sich insbesondere an seismologischen Indizien und am lateralen Versatz tektonischer Strukturen bzw. des magnetischen Streifenmusters (soweit es auf Island nachweisbar ist) erkennen. Unterschiedliche Driftraten im Norden und Süden der Insel haben, so wird angenommen, eine solche von Snaefellsnes (einer bedeutenden Halbinsel im Westen Islands) bis an den Vatnajökull reichende Bewegungsbahn entstehen lassen. Die nach Süden zunehmende Westdriftgeschwindigkeit hätte nach diesem Bewegungsmodell die in Island so auffallende Richtungsänderung geologischer, insbesondere tektonischer Strukturen von N–S streichenden im Norden der Insel nach NE–SW verlaufenden im Süden verursacht.\*)

In Südisland sind solche Strukturen – was besonders gut im Verlauf der Gewässer zum Ausdruck kommt – über sehr lange Strecken geradlinig und parallel ausgebildet. Das setzt eine strenge kinematische Gültigkeit des Driftmodells voraus, also von Bewegungen, die imstande sind, über längere Zeit und in einem größeren Krustenteil derartige affine Verformungen zu bewirken. Andernfalls könnten Deformationen in der Art eines laminaren (einscharigen) Gleitvorganges entstehen (bei laufendem Versatz von Strukturelementen an zahlreichen Scherflächen) oder im Falle von guter Teilbeweglichkeit zu bogenförmigen Krustenverformungen führen. Hält man aber einerseits das erwähnte Driftverhalten in dieser Regelmäßigkeit eher für unwahrscheinlich und bedenkt man andererseits, daß geologisch nicht affine Strukturen in diesem Gebiet atypisch sind, empfiehlt es sich, auch andere Bewegungsmodelle in Betracht zu ziehen.

Ohne die generelle Bedeutung der Plattentektonik anzuzweifeln, kann jedoch nicht übersehen werden, daß sich in Island vor allem manche feldgeologisch gewonnenen Ergebnisse mit dem üblichen sea floor spreading-Konzept nicht oder nur schwer vereinbaren lassen.

W. ZEIL (1975, in: BRINKMANN's Abriß der Geologie, 11. Aufl., Stuttgart, Enke-Verlag): „Das heutige Modell der Plattentektonik – so großartig es sich darbietet – provoziert viel mehr Fragen, als sie es beantworten kann.“

\*) Islands Bedeutung für die Plattentektonik wird mehr und mehr beachtet. Deutschsprachige, zusammenfassende Darstellungen von K. SCHÄFER (1972, „Transform faults in Island“ und 1978, „Geodynamik an Europas Plattengrenzen“). Eine Einführung in die Problematik der neueren Forschung wird in der Zeitschrift für Geophysik 1980 (W. R. JACOBY et al.) gegeben.

Viele Unstimmigkeiten, so meint F. J. VINE (1977, in: "Natur", 266, S. 22) seien noch zu klären und zwar mehr durch geologische Beobachtungen als durch physikalische Argumente.

So stellt sich abschließend die Frage, wie weit die durch eine Stelle besonders starken Magmaaufstieges (hot spot) bedingte Hochlage Islands und die damit verbundenen eigenen Bewegungsweisen der gebildeten Kruste eine Deutung von Dehnungsmechanismen bzw. von Plattenbewegungen erlaubt, die mitunter anders orientiert sind als bisher angenommen wurde.

M. WYSS (1980, in: Journal of Geophysics, 47, 19–22): "...In Iceland the idea of sea floor spreading is apparently contradicted by the distribution of recent volcanism ... Hawaiian volcanoes have two to three major rift zones which radiate in three preferred azimuths of 82°, 201°, and 322° ... Interpreting the Icelandic recent volcanic zones ... as representing the three rift arms of a hot spot removes all contradiction with the sea floor spreading hypothesis in the area."

#### 4. Zur Bedeutung der Vatnajökull-Forschung

Europas größter (außerarktischer) Gletscher, der 8400 km<sup>2</sup> große Vatnajökull, ist in vieler Hinsicht ein interessantes Forschungsobjekt. Ausdehnung und Form des Gletschers sowie die Beschaffenheit seines Vorfeldes liefern schon seit langem vergleichbare Daten zur Beurteilung der eiszeitlichen Vergletscherung Norddeutschlands (K. KEILHACK, 1883; H. SPETHMANN, 1909; P. WOLDSTEDT, 1938; E. M. TODTMANN, 1960).\*)

Bemerkenswert sind die erheblichen klimatischen Unterschiede an ein und demselben Gletscher. Der Norden ist extrem trocken (kontinental), der Süden dagegen „subarktisch maritim“ mit hohem Umsatz an der Schneegrenze (H. AHLMANN & S. THORARINSSON, 1943). Vulkanismus unter dem Eis löst „Gletscherläufe“ (isländisch Jökulhlaups) aus, durch die besonders die im Süden gelegenen Sanderflächen überschwemmt werden.

Die im allgemeinen seit 1930/31 in Island an den wichtigsten Gletschern durchgeführten jährlichen Messungen sowie die Auswertung überlieferter Berichte von Gletschervorstößen (J. EYTHORSSON, 1931, 1963; G. BÁRDARSON, 1934) und auch die Ergebnisse der Lichenometrie (K. JAKSCH, 1970; 1975) erlauben den Vergleich mit alpinen Gletscherschwankungen. Darüberhinaus sind am Vatnajökull bei einzelnen Zungen fallweise „plötzliche Vorstöße“ bis zu 10 km Länge bekannt geworden (F. NUSSER, 1935, 1940; N. NIELSEN, 1937; S. THORARINSSON, 1964).

Dazu einige Beispiele: Brúarjökull (nördlicher Vatnajökull) 1890 ca. 10 km, 1963/64 ca. 8 km. Sidujökull 1934 ca. 600 m, 1963/64 ca. 500 m.

Die plötzlichen Vorstöße von Gletscherzungen des Vatnajökull führen F. NUSSER (1940) und N. NIELSEN (1937) auf vulkanische Vorgänge zurück, während S. THORARINSSON (1964) der Besonderheit des Verhaltens sehr flacher Gletscher sowie deren subglazialer Topographie entscheidende Bedeutung beimißt.

\*) In neuerer Zeit wurden von J. KRÜGER, O. HUMLUM und H. THOMSEN wichtige vergleichende (gefügekundlich orientierte) Studien im Gletschervorfeld des Mýrdalsjökull vorgenommen. Im Bericht über "The proglacial area of Mýrdalsjökull" (Folia Geographica Danica, XV, 1, S. 4) wird u. a. bemerkt: "... there exists a need for making comparative studies at the margin of present-day glaciers with the express purpose of attaining more reliable ideas on the past glacier behaviour within the Danish area". (Siehe auch Literaturverzeichnis.)

Der im zentralen Vatnajökull gelegene Vulkan Grimsvötn hatte 1934 seine letzte starke Eruption. Im Mai 1983 kam es zu einem kurzzeitigen, kleineren Ausbruch.

### 5. Das Gletschervorfeld des südwestlichen Vatnajökull

#### 5.1. Verlauf und Begehbarkeit des Gletschervorfeldes, die Landzunge beim Schlackenkegel Eldgigur

Das Gletschervorfeld des südwestlichen Vatnajökull, von dem im folgenden berichtet wird, ist über die rechte (westliche) Talseite der Djúpá noch relativ leicht zu erreichen, wobei vom Gehöft Kálfafell bis zum Gletscher 20 km, meist weglos, zurückzulegen sind. Hier am Sidujökull finden seit 1964 Gletschermessungen statt. Weder Lava (örtlich als „Fossahraun“ bezeichnet), die im gletschernäheren Teil des Vorfeldes von Moränen



Abb. 2: Blick vom Berg Hágöngur nach Südosten auf die Landzunge mit dem Eldgigur. Im Bild rechts die steile „Vorstoßfront“ des südlich der Hágöngur sich ausbreitenden Gletschers. Links die beiden an der Ostseite der Landzunge gelegenen Eislappen, die unmittelbar an die Endmoräne heranreichen. Weiter entfernte Moränen von historischen Gletscherständen fehlen. Vor dem südlichen Eislappen erhebt sich der ca. 15 m hohe „Pseudokrater“ aus dem Sander. Prof. Dr. FRANZ NUSSER, Teilnehmer der österreichischen Vatnajökull-Expedition, hat das Bild am 28. Juni 1935 aufgenommen und das Original freundlicherweise zur Verfügung gestellt.



Abb. 3: Blick vom NE-Ende des Langasker über den östlichen Quellfluß der Djúpá hinweg auf die Landzunge mit dem Schlackenkegel Eldgigur (in der Bildmitte). Im Hintergrund die Randgebiete des Vatnajökull (Photo K. JAKSCH, 22. Juli 1981).

und Schmelzwasserablagerungen bedeckt ist, noch Gletscherbäche bilden vor der südlichen und südöstlichen Eisfront ein nennenswertes Hindernis. Dagegen ist es sehr schwer oder überhaupt unmöglich, an die anderen Stellen des Eisrandes zu gelangen. So breitet sich z. B. vor dem südwestlichen Sidujökull ein dichtes Gewässernetz aus, die Gletscherflüsse erweitern sich oft zu lang gestreckten Seen, aber vor allem verhindert der stark durchfeuchtete Sander ein Vordringen. Im Osten des Sidujökull dagegen wäre das dem Gletscher vorgelagerte Land viel leichter zu begehen, würde nicht die reiße Djúpá, die dem Eisrand entlangfließt, eine Annäherung an die gletschernahen Gebiete verhindern. In ihrem Quellgebiet jedoch reicht das Gletschervorfeld als Landzunge, auf der sich der rötliche Schlackenkegel Eldgigur erhebt, in den Rand des Gletschers hinein. Nordwestlich des Eldgigur befindet sich auch der zu  $\frac{2}{3}$  vom Eis umflossene Berg Hágöngur. Diese Landzunge – eine ungewöhnliche Landschaft – wurde erstmals im Jahre 1919 durch eine schwedische Expedition (der auch die Entdeckung des im zentralen Vatnajökull gelegenen Vulkans Grimsvötn gelang) genauer bekannt und kartographisch erfaßt (H. WADELL, 1920).

An dieser Stelle verließ die österreichische Vatnajökull-Expedition 1935 (F. STEFAN, F. NUSSER, R. JONAS) nach einer schwierigen Nord-Süd-Querung den Gletscher.

Von den an der Südlandstraße gelegenen Gehöften ist die erwähnte Landzunge nur östlich der Djúpá zu erreichen. Es sind über 30 km zurückzulegen. Geländegängige Fahrzeuge kann man wegen der zahlreichen Schluchten und Geländestufen hier nicht einsetzen. Da unter Umständen das Durchwaten oder Durchreiten der Djúpázuflüsse in der Haupttalsohle gefährlich werden kann, ist es gegebenenfalls vorteilhafter, schon von Anfang in die höher gelegenen Talstrecken am Fuße des Höhenzuges Björninn auszuweichen. Dabei sind freilich vom Haupttal weit nach oben reichende Schluchtverzweigungen zu umgehen, ehe man das abgeschlossene, gut durchgängige Álfárdalur erreicht. 1979 war ich zusammen mit meiner Frau Gertrude in diesem östlich der Djúpá gelegenen unbesiedelten und weglosen Gebiet eine Woche zu Fuß unterwegs. Von einem nordwestlich des Álfárdalur gewählten Zeltplatz (Basisplatz) erreichten wir in einem Tagesmarsch das Gletschervorfeld beim Eldgigur. (Darüber auch ein kurzer isländischer Bericht in dem Reykjavíker „Morgunbladid“ vom 9. August 1979.) Im Jahre 1981 setzten wir Pferde ein. Mit Stefán Björnsson, dem Farmer von Kálfafell, ritten wir am 19. Juli zum gleichen Zeltplatz und ließen uns eine Woche später wieder mit Pferden abholen. Die Exkursionen zum Langasker und Eldgigur unternahmen wir jedoch nach wie vor zu Fuß. Dabei war die Überquerung des Abflusses aus dem Langagil das größte touristische Problem. Die starke Schneeschmelze an warmen Sommertagen ließ den Fluß am späten Nachmittag erheblich ansteigen. Daher bestand die Gefahr, daß auf dem Rückweg zum Zeltplatz dieser Fluß nicht mehr durchwaten werden konnte. Eine genaue Schilderung der beiden Expeditionen wurde von uns in den Island-Berichten der Gesellschaft der Freunde Islands in Hamburg 1980, 1982 und 1983 veröffentlicht.

## 5.2. Endmoränen und *Rhizocarpon*bewuchs

Der rund 600 m hoch gelegene „Fossahraun“-Bereich, also der sich vor allem im SSE des Eislappens ausbreitende Teil des Gletschervorfeldes, wird von einem doppelten Moränensaum durchzogen, der sich auch noch über den nordöstlich anschließenden Ausläufer des Langasker fortsetzt. (Langasker ist eine Scholle am Rande des erwähnten Grabenbruches.) Die beiden Moränenwälle haben an der Grenze der Flußgebiete von Djúpá und Brunná, nördlich der Hochfläche

Kálfafellsheidi, einen Abstand von ca. 100 m, wobei der innere im Jahre 1970 etwa  $\frac{1}{2}$  km vom Gletscherrand entfernt war. Die damals gemessenen maximalen *Rhizocarpon*-Durchmesser betragen auf dem inneren Moränenwall 1 cm, auf dem äußeren 2 cm (K. JAKSCH, 1970). Die äußere Endmoräne zeigt die größte Gletscherausdehnung in historischer Zeit an. Im Mündungsbereich des Langagil, einer tief eingeschnittenen Schlucht zwischen Langasker und Bjarnarsker, die einer Bruchlinie folgt, hatte sich dieser einst am weitesten vorstoßende Gletscher bis an den rechten Schluchtenrand vorgeschoben. Die Flechtendurchmesser weisen hier, wo der Gletscher nicht auf dem Sander, sondern auf einem verbreiterten Rücken mit anstehendem Gestein endete und die Moränen größere Gesteine enthalten, etwas höhere Werte auf, nämlich auf der äußeren Endmoräne bis zu  $2\frac{1}{2}$  cm, auf der inneren bis zu 2 cm. Der innere Moränenwall verläuft am linken Rand einer Schlucht, in der die Djúpá dem breiten zwischen Gletscher und dem Fuße des Bjarnarsker liegenden Sander, also dem „Fossahraunbereich“, zufließt. Der Gletscherfluß bildet im Hintergrund der Schlucht einen Wasserfall, dessen Fallkante aus einer Lage von Basaltsäulen besteht, die sich als Geländestufe auch noch weiter fortsetzt. Dort, wo sie von den Moränen gequert wird, sind Erosionsspuren eines ehemaligen Wasserfalles und ein anschließendes Trockental zu erkennen.

In der nördlich anschließenden Landschaft kommen die Endmoränen zwischen den beiden zum Teil tief eingeschnittenen Quellflüssen der Djúpá zu liegen und sind daher äußerst schwer zugänglich.

Das im Gebiet des Eldgigur (d. h. des „Feuerkraters“) in den Vatnajökull hineinragende Land wird im wesentlichen von drei breiten Gletscherzungen begrenzt, wenn man von dem nördlich des Berges Hágöngur herabreichenden Gletscher absieht, der den gegenüberliegenden Eisrand fast berührt.

Das Vorfeld der westlich des Eldgigur sich ausbreitenden Gletscherzunge, die dem Sidujökull angehört, wird von der verzweigten Djúpá durchflossen, und so sind hier nur Reste bogenförmig verlaufender Endmoränen erhalten geblieben. Immerhin kann man unter Einbeziehung von verschiedenen hoch an den Hängen des Berges Hágöngur angeordneten Ufermoränenstücken auf zwei bis drei Gletscherstände schließen. Photographien (Abb. 67, 69! und 73) von F. NUSSER und R. JONAS zeigen den 1934/35 gegen den Eldgigur vorstoßenden Gletscher (R. JONAS, 1948).

Weitere Photographien stellte mir der Leiter der österreichischen Vatnajökull-Expedition 1935, Herr Prof. Dr. FRANZ STEFAN, Wien, freundlicherweise zur Verfügung.

Die Endmoräne der zweiten, nördlich des Eldgigur gelegenen Gletscherzunge bedeckt gerade noch den Fuß des roten Schlackenkegels. Östlich davon hat die etwas weiter entfernte Endmoräne der dritten Zunge nach dem Zurückschmelzen des Gletschers einen 1 km breiten See aufgestaut, der noch im Luftbild der USAF aus dem Jahre 1960 und in der 1974 veröffentlichten Karte 1 : 100.000, Blatt Lómagnúpur, aufscheint. Der See ist jetzt nicht mehr vorhanden. 200 m vor dem am weitesten vorgeschobenen Teil dieser Endmoräne erhebt sich ein etwa 15 m hohes Lavagebilde aus dem Sander, das in der geologischen Karte 1 : 250.000 als „Pseudokrater“ vermerkt ist. Was bei der hier erwähnten, fast vegetationslosen Endmoräne auffällt, sind die für eine äußerste Moränenlage nur sehr kleinen, wenige

Millimeter messenden Durchmesser von *Rhizocarpon geographicum*. Zum Unterschied vom Gletschervorfeld des Sidujökull fehlt vor den beiden letztgenannten Gletscherzungen ein entsprechender zweiter (deutlich ausgeprägter) Moränenwall. Bemerkenswert ist ferner, daß sich der plötzliche Vorstoß des Sidujökull von 1963/64 in diesem Teil des Vatnajökull nicht ausgewirkt hat (S. THORARINSSON, 1964, S. 82, Fig. 8).

### 5.3. Die Eislappen auf der Landzunge beim Schlackenkegel Eldgigur im Jahre 1935

FRANZ NUSSER, Teilnehmer der österreichischen Vatnajökull-Expedition 1935, berichtet über die Eislappen des Vatnajökull auf der Landzunge: „Beim Eldgigur, einem roten Vulkankegel, der sich in einer Gletscherbucht erhebt, die den Skaptárjökull vom Sidujökull (damals wurde mit „Sidujökull“ nur der Gletscherteil östlich der Landzunge bezeichnet – Anm. d. Verf.) trennt, stiegen wir vom Gletscher ab. Dieser Teil des Vatnajökull ist für glaziologische Untersuchungen ungemein geeignet. Es stoßen hier drei Lappen zusammen, die sich ganz verschieden verhalten. Während der Sidujökull den Eindruck eines stationären Gletschers macht, ist der Lappen, der östlich von dem Jökullklettur kommt, augenfällig im Rückschreiten begriffen. Ganz anders verhält sich der Skaptárjökull. Einer unserer Teilnehmer, R. JONAS, war im Vorjahr mit E. HERRMANN an der gleichen Stelle. Damals mußten sie ihr Lager verlegen, weil der Gletscher sie sonst überrannt hätte. Sie stellten ein tägliches Vorrücken von 5 m fest. Seit diesem Besuch, es waren gerade 11 Monate her, ist der Gletscher um etwa ½ km vorgerückt.“ (F. NUSSER, 1935).

Früher wurde der südwestliche oder überhaupt ein Großteil des westlichen Vatnajökull als „Skaftárjökull“ bzw. Skaptárjökull“ bezeichnet und mit „Sidujökull“ der Eislappen östlich der Landzunge. In neueren Karten ist „Skaftárjökull“ nur eine relativ kleine Gletscherzunge im Westen, aus der der Fluß Skaftá hervorgeht. Mit „Sidujökull“ (= Gletscher in der Landschaft „Sida“) wird der südwestliche Vatnajökull benannt, und die Eislappen östlich der Landzunge sind nun überhaupt nicht bezeichnet.

Der hier genannte Berg „Jökullklettur“ entspricht in neueren Karten der Erhebung „Hágöngur“. Was in der Darstellung von H. WADELL (1920) als Hágöngur bezeichnet wird, ist der eindrucksvolle Nunatak „Geirvörtur“.

Das Lager von R. JONAS und E. HERRMANN befand sich 1934 am rechten Djúpáufer, etwa an der Stelle, wo der Fluß die beiden Moränenwälle durchbricht.

### 6. Über die Anwendung der Lichenometrie in den sanderartigen Vorfeldern von Eiskappen

In Island bewährt sich die Lichenometrie bei der Datierung von Moränen historischer Gletschervorstöße vorläufig nur in den Vorfeldern von Schreitgletschern, die in geschützte Täler oder in Einbuchtungen des Gebirgsrandes herabreichen. Das felsige Gelände trägt dazu bei, daß solche Moränen geschiebereicher sind, vor allem auch größere Felsblöcke enthalten und so dem Flechtenbewuchs ausreichende Substratflächen bieten. Auch besteht bei diesen Moränen die Aussicht, daß sie nach ihrer Ablagerung rascher zur Ruhe kommen als die an feinem Material reichen Moränen der Eiskappen. Dadurch wird ein ungestörtes Flechtenwachstum erleichtert (K. JAKSCH, 1975). Ferner ist in den Tälern die korradierende Wirkung des Windes auf die Substratflächen und deren Flechtenbewuchs gerin-

ger als auf den freien, ungeschützten Sanderflächen.

Unterschiedlich sind die Bedingungen für das Flechtenwachstum auch auf den Moränen des Sidujökull. So treten auf ein und demselben Moränenwall gebietsweise verschiedene Maximaldurchmesser von *Rhizocarpon* auf, je nachdem, ob die Moräne auf der Sanderfläche oder auf dem Bergrücken Langasker zu liegen kommt. Das anstehende Gestein des Langasker bewirkt eine für die lichenometrische Auswertung etwas günstigere Geschiebezusammensetzung und die Nähe des ca. 1000 m hohen Bjarnarsker obendrein mehr Windschutz.

### 7. Versuch einer Datierung der Endmoränen (historische Gletschervorstöße)

Die Datierung der Endmoränen im Gletschervorfeld des Sidujökull und auf der Landzunge beim Eldgigur mit Hilfe der Lichenometrie stößt also auf Schwierigkeiten. Man wird hier grundsätzlich mit viel geringeren Flechtendurchmessern rechnen müssen als auf den gleich alten Moränen der Schreitgletscher. Das Buch von R. JONAS „Fahrten in Island“ (1948) enthält auf Seite 166 zwei Querschnittsbilder vom Rand des Sidujökull (damals als Skaptárjökull bezeichnet) und zwar die steile Front des vorstoßenden Gletschers von 1934 und den bereits wieder flachen Eisrand vom Juni 1935. Vor dem Gletscher sind in beiden Skizzen zwei Moränenwälle vermerkt. Von den beiden heute im Gletschervorfeld beobachteten Endmoränen muß also wenigstens die äußere schon vor 1934 bestanden haben. Vom inneren Moränenwall wäre denkbar, daß er durch diesen Gletschervorstoß neu entstanden sein könnte. Das trifft jedoch nicht zu, denn das Ausmaß des Flechtenbewuchses läßt (auch bei Berücksichtigung der ungünstigen Wachstumsbedingungen) auf einen etwas früher erfolgten Vorstoß schließen. Und natürlich geht der innere Moränenwall erst recht nicht auf den letzten plötzlichen Vorstoß des Sidujökull von 1963/64 (S. THORARINSSON, 1964) zurück. Moränen dieses Alters sind hier flechtenfrei.

Es fällt auf, daß durch plötzliche Gletschervorstöße offenbar keine deutlichen und – wie man erwarten würde – mächtigen Stauchwälle gebildet werden. Von der ungewöhnlich hohen „Vorstoßfront“ eines solchen Gletschers fallen laufend Eisblöcke herab, die in den Moränen zu einem starken Anteil an Toteis führen. Das Fließen des breiigen Moränenmaterials läßt dann eine flachhügelige Moränenlandschaft entstehen. S. THORARINSSON (1964, S. 85) über die plötzlichen Gletschervorstöße: „It is interesting to note that the thrust moraines formed in front of the advancing glaciers are on the whole very small and on long stretches practically nonexistent.“

Über das absolute Alter der beiden Moränenwälle im Vorfeld des Sidujökull kann man also nur Vermutungen anstellen. Überträgt man die an isländischen Schreitgletschern gewonnenen Datierungsergebnisse auf dieses Gebiet, dann könnte die äußere Endmoräne um 1890, die innere in der Zeit zwischen 1920 und 1930 entstanden sein.

Das Flechtenwachstum im Vorfeld des Sólheimajökull, eines Schreitgletschers (des Mýrdalsjökull) in „geschützter“ Lage wurde an den seit 1890 entstandenen Moränen untersucht. Einer der höchsten Endmoränenwälle geht hier auf einen zwischen 1920 und 1930 erfolgten Gletschervorstoß zurück (K. JAKSCH, 1970; 1975). Vermutungen hat darüber auch G. BÄRDARSON (1934, S. 43) geäußert: „Als Eythorsson im Sommer 1930 den Gletscher untersuchte, scheint dessen Ausdehnung sehr ähnlich oder fast genau dieselbe wie die vom Jahre 1904

zu sein, und doch hatte es den Anschein, als sei der Gletscher im Rückschreiten begriffen gewesen.“

Besonders merkwürdig ist aber das Verhalten der beiden Gletscherzungen nördlich bzw. östlich des Eldgigur. Ihre Endmoränen wird man schon wegen ihres geringen Flechtenbewuchses als sehr jung ansehen müssen. In diesem Zusammenhang gewinnt eine Photographie von F. NUSSER – aufgenommen Ende Juni 1935 vom Gipfel des Berges Hágöngur – die einen ausgezeichneten Überblick vermittelt (Abb. 69 in R. JONAS, 1948), einen besonderen dokumentarischen Wert. Während auf diesem Bild die westlich des Eldgigur gelegene (dem Sidujökull zugehörige) Gletscherzunge noch eine hohe „Vorstoßfront“ besitzt, weisen die beiden anderen Zungen durch ihren mäßig steilen, aber unmittelbar an die Endmoränen heranreichenden Eisrand darauf hin, daß der Vorstoß in diesem Teil des Vatnajökull eben abgeklungen war. Wenn auch dieser Bereich des Vatnajökull wegen eines die Nährgebiete trennenden subglazialen Rückens nicht von den im Westen erfolgenden plötzlichen Vorstößen betroffen wird, dürfte es hier gleichfalls im Jahre 1934 oder kurz davor zum Vorrücken der Gletscherzungen gekommen sein. In den Jahrzehnten danach ist der Gletscher stark zurückgeschmolzen, was Anlaß zur Bildung von Moränenstauseen gegeben hat.

Die Endmoränen nördlich und östlich des Eldgigur sind also auf Grund ihres spärlichen Flechtenbewuchses und des Photos von 1935 der erwähnten jungen Vorstoßphase zuzuordnen. Andere Moränen gibt es auf dem vor ihnen gelegenen Sander nicht. Der festgestellte Gletschervorstoß ist daher hier als größter in historischer Zeit aufzufassen, wobei die Tatsache ungewöhnlich ist, daß dieses Ereignis nur ca. 50 Jahre zurückliegt.

#### Literatur

- AHLMANN, H. W. son & THORARINSSON, S.: Scientific results of the Swedish-Icelandic investigations, 1936–37–38, 1940. – Geografiska Annaler, Stockholm 1943.
- BÁRDARSON, G.: Islands Gletscher. – Soc. Scient. Islandica, XVI, Reykjavík 1934.
- EYTHORSSON, J.: On the present position of the glaciers in Iceland. Some preliminary studies and investigations in the summer 1930. – Soc. Scient. Islandica, X, Reykjavík 1934.
- EYTHORSSON, J.: Variation of Iceland glaciers 1931–1960. – Jökull, 13, 31–33, Reykjavík 1963.
- GRAHMANN, R.: Der isländische Moldlöß. – Forsch. u. Fortschr., 15, 161–162, Berlin 1939.
- JACOBY, W. R. et al.: Iceland: Evolution, active tectonics and structure, a preface. – J. Geophys., 47, 1–6, Berlin–Heidelberg–New York 1980.
- JAKSCH, K.: Beobachtungen in den Gletschervorfeldern des Sólheima- und Sidujökull im Sommer 1970. – Jökull, 20, 45–49, Reykjavík 1970.
- JAKSCH, K.: Das Gletschervorfeld des Sólheimajökull. – Jökull, 25, 34–38, Reykjavík 1975.
- JAKSCH, G. & JAKSCH, K.: Eine einwöchige Wanderung in das Quellgebiet der Djúpá, Süd-Island, im Juli 1979. – Islandberichte der Gesellschaft der Freunde Islands, Hamburg, Jg. 21, Hamburg 1980.
- JAKSCH, G. & JAKSCH, K.: Über unsere dritte Exkursion in das Djúpátal, Süd-Island, im Sommer 1981. – Islandberichte der Gesellschaft der Freunde Islands, Hamburg, Jg. 23, 24, Hamburg 1982, 1983.
- JONAS, R.: Fahrten in Island. – 197 S., 80 Abb., Wien (Seidel & Sohn) 1948.
- KEILHACK, K.: Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletschern und norddeutschen Diluvialablagerungen. – Jb. Preuß. Geol. L. A., Berlin 1883.
- KRISTJANSSON, L. et al.: Stratigraphy and paleomagnetism of the Esja, Eyrafjall and Akrafjall mountains, SW-Iceland. – J. Geophys., 47, 31–42, Berlin–Heidelberg–New York 1980.
- KRÜGER, J.: Processor og till fabric i et recent dødislandskab ved Höfdabrekkujökull, Island. – Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1981, 45–56, Kopenhagen 1982.
- KRÜGER, J. & HUMLUM, O.: Deformations- og erosionsstrukturer i bundmoraenelandskabet ved Mýrdalsjökull, Island. – Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1979, 31–39, Kopenhagen 1980.
- KRÜGER, J. & HUMLUM, O.: The proglacial area of Mýrdalsjökull with particular reference to Sléttjökull and Höfdabrekkujökull. – Folia Geographica Danica, XV, Kopenhagen 1981.
- KRÜGER, J. & THOMSEN, H. H.: Till fabric i et recent bundmoraenelandskab, Island. – Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1980, 19–28, Kopenhagen 1981.
- Morgunbladid: "Sérstakt dálaeti á Islandi". – S. 12, Reykjavík, 9. August 1979.
- NIELSEN, N.: Contributions to the physiography of Iceland. – Kong. Danske Vidensk. Selsk. Skr., Naturv. og Math. Afd., 9. Raekke, IV, 183–288, Kopenhagen 1933.
- NIELSEN, N.: A volcano under an ice-cap. Vatnajökull, Iceland, 1934–36. – Geogr. J., 20, 6–23, London 1937.
- NUSSER, F.: Bericht über die österreichische Island Vatnajökull-Expedition. – Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 78, 275–278, Wien 1935.
- NUSSER, F.: Der Dyngjújökull auf Island in den Jahren 1935 und 1939. – Arch. f. Polarforschung im Naturhist. Mus. Wien, 3. Jahresber., Wien 1940.
- PÁLMASON, G.: A continuum model of crustal generation in Iceland; kinematic aspects. – J. Geophys., 47, 7–18, Berlin–Heidelberg–New York 1980.
- RITTMANN, A.: Il meccanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosiddetti tufi pelagonitici. – Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat., 4, IV, Fasc. VI, Catania 1958.
- RITTMANN, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit. – 2. Auflage, 336 S., 113 Abb., Stuttgart (Enke) 1960.
- SCHÄFER, K.: Transform faults in Island. – Geol. Rdsch., 61, 942–960, Stuttgart 1972.
- SCHÄFER, K.: Horizontal and vertical crustal movements in Iceland. – Tectonophysics, 29, 223–231, Amsterdam 1975.
- SCHÄFER, K.: Geodynamik an Europas Plattengrenzen. – Friederician, H. 23, 30–46, Karlsruhe 1978.
- SPETHMANN, H.: Der Nordrand des isländischen Inlandeises Vatnajökull. – Ztschr. Gldke., 3, Berlin 1909.
- THORARINSSON, S.: Tefrokronologiska studier på Island. – Geogr. Ann., 26, 1–217, Stockholm 1944.
- THORARINSSON, S.: Sudden advance of Vatnajökull outlet glaciers 1930–1964. – Jökull, 14, 76–89, Reykjavík 1964.
- TODTMANN, E. M.: Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull). – Abh. Auslandskd. Univ. Hamburg, 65, Reihe C, 95 S., 70 Abb., Hamburg 1960.
- WADELL, H.: Vatnajökull. – Geografiska Annaler, Årg. II, Stockholm 1920.
- WOLDSTEDT, P.: Vergleichende Untersuchungen an isländischen Gletschern. – Jb. Preuß. Geol. L. A., 59, Berlin 1939.
- WYSS, M.: Hawaiian rifts and recent icelandic volcanism: Expressions of plume generated radial stress fields. – J. Geophys., 47, 19–22, Berlin–Heidelberg–New York 1980.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Jänner 1984.