

## Vulcane im nordöstlichen Island.

Von Th. Thoroddsen in Reykjavik.

(Schluss.)

Der südlichste Vulcan in der Ketillreihe ist der Vulcan Kerling, eine breite Lavakuppel mit einer emporragenden Felspitze aus Breccie; sie scheint einen grossen Krater zu haben, doch war ich nicht dort oben. Die Neigung dieser Lavakuppel ist nur gering (2—3°). Von hier aus sind grosse Lavamassen hinab zum Odáðhraun nördlich der Dyngjufjöll geströmt, besonders nach Südwesten zu den Hvammfjöll, einigen Reihen von Tuftspitzen am südlichen Rande des Vulcans. Gerade nördlich von diesem Vulcan findet sich eine Lavakuppel mit einer ähnlichen Neigung wie die Kerling; diese schwachgekrümmte Lavawölbung wird von einem mächtigen Krater, dem Ketill, gekrönt, welcher aus losen Massen aufgebaut ist und eine Höhe von 950 *m* über dem Meere hat. Dieser Krater ist von schwefelsauren Dämpfen durchkocht; hier finden sich nicht unbedeutende Schwefellager, aus denen in früheren Zeiten von den Bauern am Mývatn Schwefel geholt wurde, welchen man auf Pferden nach Húsavik transportirte, dort reinigte und nach Dänemark ausführte. Der Ketill ist von Professor Johnstrup vermessen und beschrieben worden.<sup>1)</sup> Nördlich dicht am Ketill findet sich ein anderer bedeutender Krater, wenn auch von kleineren Dimensionen. Von hier aus setzt sich der Höhenrücken nach Norden zu den Skógamannafjöll fort, an deren südlichem Ende ich auch eine kleinere Lavakuppel sehen konnte, welche den Namen Skuggadyngja erhielt. Auf einer parallelen Spalte westlich vom Ketill, südlich vom Búrfellsfjallgardur, befindet sich auch eine kleinere Lavakuppel mit Krater, die den Namen Skjaldbaka erhielt. Im Norden der Skógamannafjöll, wahrscheinlich als eine Fortsetzung der Ketill-Reihe, findet sich eine Reihe alter Krater, welche Kræduborgir genannt werden; nördlich von ihnen ist eine  $\frac{1}{4}$  *km* breite Senkung, die sich

<sup>1)</sup> Om de vulkanske Udbrud og Solfatarerne i den nordøstlige Del af Island. 1886.

etwa 15 *km* weit nach Norden erstreckt; die Ränder dieser Senkung heissen Eystri- und Vestribrekka und haben eine Höhe von 40 bis 50 Fuss.

Nordöstlich von den Skógamannafjöll finden sich drei getrennte Reihen Krater: Rauduborgir, Sveinar und die neuen Krater von 1875. Alle diese Krater haben bedeutende Lavaströme ausgegossen und ihre Ausbrüche sind von Senkungen und Spaltenbildungen mit der Richtung Süd—Nord und Südsüdwest—Nordnordost begleitet gewesen. Das System, zu dem diese Kraterreihen gehören, ist ein Senkungsfeld, welches über die Niederung zwischen Kerling und Herdubreidarfjöll nach den Vulcanen in der Askja hindeutet. Am nördlichen Ende der Herdubreidarfjöll ist die Erde von gewaltigen Spalten durchklüftet, welche im Ganzen genommen dieselbe Richtung wie die vorerwähnten Kraterreihen haben. Die grösste der hier befindlichen Senkungen hat eine Breite von ca. 1 *km* und eine Länge von ca. 15 *km*; die lothrechten Wände auf beiden Seiten haben eine Höhe von 30—50 *m*. Weiter nach Nordosten finden sich auch viele Spalten. Dicht an der Jökulsá ist ein einzelner grosser Krater, Hrossaborg, und südlich von diesem eine lange Senkung, die Fjallagjá. Die ganze Wüste Mývatnsöræfi fällt schwach nach Norden ab und hat eine Höhe von 500—300 *m* ü. M. Die Unterlage der Fläche besteht aus Lava, die breiten, schwarzen und bläulichen Lavaplatten, deren Oberfläche von verfilzten Lavaseilen bedeckt ist, stehen überall aus dem Flugsande, der auf grossen Strecken einen beweglichen Teppich über dem Ganzen bildet, heraus; hier und dort hat einiger Sandhafer Wurzel schlagen können und im nördlichsten Theile findet sich etwas Erdreich mit Heidekrautpflanzen und anderer Vegetation. Es kann sehr wohl sein, dass auf Mývatnsöræfi mehr Kraterreihen vorhanden sind, als die ich bereits besprochen habe, allein ich hatte auf meinen Reisen nie so klares Wetter, dass ich die ganze Strecke auf einmal übersehen konnte.

Im Süden der Kraterreihe Sveinar fand sich vor 1875 eine ziemlich lange, doch nur ein paar hundert Faden breite Senkung zwischen zwei Spalten von Nordnordost—Südsüdwest, die Sveinagjá genannt wurde. Die Spaltenwände hatten auf beiden Seiten eine Höhe von 10—20 *m*. Am 18. Februar 1875 fand an der westlichen Spaltenwand ein Ausbruch statt und die Ausbrüche setzten sich mit kurzen Zwischenräumen bis zum Schlusse des August fort. Der bei diesen Ausbrüchen hervorgebrachte Lavastrom, der von drei Kratergruppen erzeugt ist, ist von Johnstrup beschrieben und von

Caroc vermessen worden. Johnstrup nimmt an, dass der Lavaström eine durchschnittliche Mächtigkeit von 25 Fuss und ein Volumen von ca. 10 Milliarden Kubikfuss hat; Helland veranschlagt die Mächtigkeit auf 10 Millionen und das Volumen auf 276 Millionen Kubikmeter. Die Mächtigkeit ist sicher nicht zu hoch veranschlagt, da die alte Senkung Sveinagjá ausgefüllt werden musste, bevor der Lavaström seine jetzige Form erhielt. Das nördlichste Ende des Lavaströmes liegt nach meiner Messung 374 m über dem Meere. Schlacken und Lava vom Ausbruche sind mikroskopisch von Helland und chemisch von Johnstrup, der in der Lava 49, 6 $\frac{1}{2}$ % Si O<sub>2</sub> fand, untersucht worden. Beim Ausbruche am 18. Februar bildete sich nur ein kleiner Lavaström mit einer Länge von ungefähr einer Viertelstunde und einer Breite von 300—400 Faden. Den 10. März erneuerten sich die Ausbrüche. Ich erlaube mir, da ich diese Ausbrüche in meiner »Oversigt over de islandske Vulkaners Historie« nicht näher beschrieben habe, hier in der Uebersetzung einen Auszug aus einem Berichte zu geben, den ich im Manuscript von einem Augenzeugen, einem meiner Schüler, einem äusserst zuverlässigen Manne (Hallgrímur Jónasson, † 1882) habe. Früh am Morgen des 12. März reiste Hallgrímur Jónasson mit zwei Anderen nach dem Orte des Ausbruches und langte dort um 11 Uhr Vormittags an. Schon in weiter Entfernung konnte man die Eruption wie eine schwere Brandung gegen eine felsige Küste hören. Die Lava hätte da schon die Länge einer dänischen Meile und eine Breite von  $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{8}$  Meile. Der Ausbruch wüthete an der östlichen Seite eines ungefähr 200 Faden langen und 40 Fuss hohen Schlackenrückens entlang, und 16 Feuersäulen erhoben sich dicht nebeneinander aus der Spalte. Die Lava floss nach Osten, aus der Spalte selbst aber wurde ein dichter Regen von Lavaklumpen auf und nieder geworfen. Der grösste Theil der Lava strömte, der Neigung des Landes folgend, nach Norden, doch hatte ein 300 Faden langer Lava-Arm sich nach Süden auf der schwach geneigten Fläche mit einer Schnelligkeit von 5—6 Faden in der Stunde bergan vorwärts gearbeitet. Die fortschreitende Bewegung zeigte sich darin, dass der Lavarand unter der halb erstarrten Kruste anschwell und eine glühende Lavakugel sich über die andere herauswälzte. Die Lava war so zähe, dass, wenn man einen Alpenstock in die glühende Masse steckte, man dieselbe in lange Fäden ausziehen konnte, die so spröde waren, dass sie auseinanderfielen, wenn sie sich abkühlten. Die emporgeworfenen Lavatropfen, die nicht grösser waren,

als eine geballte Hand, kühlten sich in der Luft so schnell ab, dass sie nach dem Herabfallen ihre Kugelform behielten, während die grösseren als Kleckse oder flache Kuchen zur Erde fielen. Wo die Lava über Schneehaufen floss, stiegen hohe Dampfsäulen in die Höhe und auf der halb abgekühlten Oberfläche der Lava bildeten sich Schlackenhaufen. Am Lavastrome entlang fanden sich eine Menge Spalten mit der Richtung Südsüdwest—Nordnordost, die grössten waren im Süden desselben; keine dieser Spalten war jedoch so breit, dass man nicht hätte hinüberspringen können. Die Spaltenwände bestanden überall aus Tuff und Breccie, so weit man sehen konnte; beim westlichen Theil des Lavastromes war die östliche Seite der Spalten niedriger als die westliche, und Herr Jónasson konnte, während er sich dort aufhielt, an einer der Spalten die Beobachtung machen, dass ihre östliche Seite sich in zwölf Stunden um etwas über zwei Fuss senkte. Die Luft über dem Lavastrome schien vollständig rein und ohne Wolken, nur zitternd von den warmen Wasserdämpfen; erst ungefähr 3000—4000 Fuss über der Lava bildeten sich gewaltige Wolken. Wo die Lava über die kürzlich entstandenen Spalten strömte, füllten sich diese mit Lava, also eine Art Gangbildung von oben. Am 4. April begannen die Ausbrüche auf Mývatnsöræfi von Neuem, wodurch die südlichste Kratergruppe entstand; hierauf verhielt der Vulcan sich ruhig, bis am 15. August der südliche Krater noch einen neuen Ausbruch hatte. Die Oberfläche der Lava war bei Professor Johnstrup's Besuch 1876 so weit abgekühlt, dass nur den Spalten warme Luft entströmte.<sup>1)</sup> Die Temperatur war in einer Spalte dicht am Gipfel eines der nördlichsten Krater in der Tiefe von 6 Fuss noch 300° aber in den Lavaklüften ausserhalb der Krater im Verhältnis zum Abstände von diesen nur 200—130°. Ein ganzes Theil Salmiak hatte sich an den Spaltenrändern in schönen, 5 mm grossen, wasserhellen oder citronengelben Krystallen abgesetzt; die häufigste Form war 3 O 3, seltener ∞ O ∞. Die citronengelbe Farbe war durch eingemischtes Fe<sub>2</sub> Cl<sub>6</sub> hervorgebracht.

Als ich am 28. Juli 1884 durch den damals vollständig unbekanntesten südlichsten Theil der Wüste Mývatnsöræfi reiste, stiess ich östlich vom Ketill auf einen Lavastrom, der auf derselben Spalte und wahrscheinlich gleichzeitig mit den Ausbrüchen in der Sveinagjá,

---

<sup>1)</sup> Om de vulkanske Udbrud og Solfatarerne i den nordøstlige Del of Island. Kbh. 1886. S. 32—35.

doch ein ganzes Theil südlicher, entstanden ist; da man in den nächsten bewohnten Gegenden diese Landstriche gar nicht kannte, so hat man jene Ausbrüche nicht beobachtet. Die Ebene hat hier eine Höhe von 560 *m* über dem Meere, während der südlichste Krater in dem von Johnstrup untersuchten Lavastrom eine Höhe von 442 *m* hat. Dieser südliche Lavastrom ist ziemlich schmal, sehr uneben und hat viele Arme nach allen Seiten hinaus; an ihm entlang finden sich eine Menge parallele Spalten dicht bei einander. Vom Südende der Lava aus erstreckt sich eine mächtige Spalte nach Süden am östlichen Abhange des Vulcans Kerling entlang. Ein wenig südlich vom Lavastrome findet sich ein Miniatur-Vulcan; hier hat sich eine Reihe von zwölf kleinen Kratern auf einer 10 *m* langen Spalte gebildet, die nur 10—12 *cm* breit ist. Diese Krater waren äusserst regelmässig gestaltet, doch hatte der grösste einen Durchmesser von nur 1 *m*, die anderen von 12—16 *cm*; kleine Lavaklumpen waren 15—20 *m* weit fortgeschleudert worden. Eine ähnliche vulcanische Spalte mit einem kleinen Lavastrom, aber ohne Krater, fand ich 1883 bei Helgafell auf der Halbinsel Reykjanes.<sup>1)</sup>

Der Vulcan Trölladyngja ist eine der grössten Lavakuppeln, die in Island zu finden sind; sie hat eine Höhe von 1491 *m* über dem Meere und einen Durchmesser von ca. 15 *km*, aber nur eine durchschnittliche Neigung von etwa 1 : 12. Zu unterst nach Nordosten ist die Neigung 3—4<sup>0</sup>, zu oberst 6—7<sup>0</sup>, nach Südwesten jedoch scheint sie etwas grösser zu sein. Der Vulcan ist ganz aus Lava aufgebaut, der darunter liegende Palagonit-Tuff kommt nur in einzelnen kleinen Bergen nahe am Rande des Vulcans, von denen der Thrihyrningur der grösste ist, zum Vorschein, doch finden sich auch einige kleine Tuffspitzen im Westen und Süden des Vulcans. Im Gipfel der Trölladyngja befindet sich ein elliptischer Krater von 1100 *m* Länge und 380 *m* Breite; der Krater ist mit Eis und Schnee ausgefüllt, aber durch den Schnee hindurch steht ein Lavarücken in die Höhe, der ihn in zwei Abtheilungen theilt. Einen Seitenkrater konnte ich nicht entdecken, wenn sich auch bei genauerer Nachforschung vielleicht solche finden. In den Seiten des Vulcans sind jedoch, ebenso wie auf der Kollotta Dyngja, viele Hornitos, Schlackenkegel, Lavaröhren und Höhlen. Von diesem Vulcan ist nach allen Seiten eine Masse Lava ausgeflossen. Nach Südwesten hin sind die Lavaströme der Trölladyngja und des Dyngjuháls so zusammen-

<sup>1)</sup> Geol. Fören. Förh. VII. S. 172—173.

gemischt, dass man nicht leicht herausfinden kann, woher die einzelnen stammen. Der Lavastrom Kvíahraun, der von der Hrauná entlang in das Bett des Skjálfandafljót hinabgeflossen ist, scheint ebensogut vom Dyngjuháls wie von der Trölladyngja stammen zu können; dieser Lavastrom ist ziemlich schmal und an den Quellen der Hrauná findet sich ein wenig Erdreich mit kleinen Weiden, obgleich die Laven hier sonst beinahe ohne Vegetation sind. Im Thale des Skjálfandafljót reicht dieser Lavastrom bis an Illagil vorbei abwärts. Eine bedeutende Masse Lava erstreckt sich von der Trölladyngja hinab zur Krossá, aber die grössten Lavaströme haben sich nach Norden zwischen Thríhyrningur und Dyngjufljöll ergossen und werden Frambruni genannt. Auf dem Wege zu den Dyngjufljöll kann man diese breite Lavafluth deutlich verfolgen, die sich wegen ihrer dunklen Farbe von den östlicheren helleren Lavaflächen abhebt. Der Frambruni theilt sich in zwei Arme, von denen der eine bei Skafhólar hinab zum Skjalfandafljót bis gegen das Gehöft Mýri geflossen ist; hier hat sich der Strom einen Weg durch die Lavabahnen müssen, wodurch unter Anderem der Wasserfall Eldeyjarfoss entstanden ist. Dieser Wasserfall gehört zu den schönsten in Island. Der Strom stürzt an den lothrechten Lavaklippen, die aus gewaltigen regelmässigen Basaltsäulen bestehen, hinab in ein Felsenbecken. Im Jahre 1884 hatte ich nicht Gelegenheit, diesen Wasserfall zu sehen, aber 1876 war ich dort. Der nördliche Arm wird Sudrárhraun genannt, da er die Sudrá begleitet, bis sie in das Skjálfandafljót mündet. Alte Lavaströme, wahrscheinlich von der Trölladyngja, vielleicht eine Fortsetzung des Sudrárhraun, können durch das Thal Bárdardalur abwärts bis hinunter zum Ullarfoss verfolgt werden. Dieser Lavastrom hat also von der Trölladyngja aus eine Länge von etwa 110 *km*. Oben am Vulcane selbst ist die Lava vollständig ohne Vegetation, weiter unten von den Dyngjufljöll bis zum Bárdardalur nimmt der Pflanzenwuchs Schritt für Schritt zu, der Flugsand, der sich in den Vertiefungen gesammelt hat, ist hier und da mit Sandhafer bewachsen und bald folgen einige kleine Weiden und Heidekrautpflanzen. Unten im Bárdardalur ist die Lava ganz mit Rasen und Flusskies bedeckt, so dass nur einzelne emporstehende Lavaspitzen zum Vorschein kommen; bei Lundabrekka hat sich eine ziemlich dicke Lage Torf oben auf der Lava gebildet. In der Nähe des Ljósavatn tritt die Lava jedoch mehr zu Tage, hier hat der Wasserfall Godatoss die mächtigen porphyritischen Lavaströme durchbrochen und der Fluss hat mehrere Rinnen mit

Riesenkesseln u. s. w. ausgehöhlt. Die Lava besteht hier aus mehreren durch verschiedene Lavaausflüsse vom Vulcane hervorbrachten Decken; hier finden sich an den Grenzen zwischen den verschiedenen Lavabänken oft grosse Höhlen, die von den Einwohnern zuweilen als Schafställe gebraucht werden. Bei dem Binnensee Ljósavatn ist eine Gruppe von alten Kratern und Schlackenhöhen, die zum Theil von der aus dem See kommenden Djúpá durchschnitten sind; die Krater bestehen hauptsächlich aus Schlacken mit einzelnen unregelmässigen Lavaschichten. Diese Krater haben vielleicht ein wenig zur Bildung der Lavaströme beigetragen, die sich im Thale des Skjálfafljót finden. Die Neigung der Lava von der Trölladyngja zu den Sudurárbotnar beträgt ungefähr  $0^{\circ} 41'$  und im Bárdardalur von Halldórsstadir zum Ljósavatn kaum  $\frac{1}{2}^{\circ}$ . Die Trölladyngja scheint in historischer Zeit keine Ausbrüche gehabt zu haben, sie muss aber einst in der Vorzeit heftige Eruptionen gehabt haben. Die Ausbrüche, die in den Annalen auf die Trölladyngja zurückgeführt werden in den Jahren 1151, 1188, 1340, 1360, 1389 und 1510, sind auf den Vulcan desselben Namens auf Reykjanes zu beziehen, was ich in meiner »Oversigt over de islandske Vulkaners Historie« (S. 21 und 22) nachzuweisen gesucht habe. Die Trölladyngja ist mit den Dyngjufjöll durch mehrere kleine Tuffelsen und Krater verbunden, welche die Richtung Südwesten—Nordosten haben und auf die Vulcane im südöstlichen Winkel der Askja hindeuten.

Die Dyngjufjöll haben eine Höhe von ca. 1400 m; es ist die mächtigste Gebirgsgruppe im Odáðahraun und legt an zahlreichen Stellen Zeugnis ab von grossartigen vulcanischen Umwälzungen. Die Felsen bestehen zum grössten Theil aus Tuff und Breccie mit eingelagerten Basalthöckern und Basaltdecken von untergeordneter Bedeutung. Die Palagonitbreccie in den Dyngjufjöll enthält nach Johnstrup gut entwickelte Krystalle von Anorthit; in den in die Breccie eingelagerten porphyritischen Doleritblöcken finden sich ähnliche Krystalle. Die Dyngjufjöll sind im Anfang ein grosses Plateaustück von Palagonitbreccie gewesen, welches seine jetzige Gestalt durch mehrere Senkungen und besonders durch die Bildung des kesselförmigen Thales Askja erhalten hat. Die Hauptmasse der Dyngjufjöll wird nach Westen durch ein schmales Thal von den niedrigeren, noch nicht untersuchten Dyngjufjöll »vestri« getrennt; diese Berge scheinen auch aus Palagonitbreccie zu bestehen und haben, so viel man weiss, keine Ausbrüche gehabt. Dagegen finden sich bei den eigentlichen Dyngjufjöll Hunderte von Kratern, sowohl

ausserhalb der Berge als an den inneren Rändern des Thales Askja entlang. Die Dyngjufjöll erheben sich im Norden und Westen in zwei Terrassen aus der umgebenden Lavaebene; diese Lavaebene zwischen Dyngjufjöll und Bláfjall ist zum Theil durch Ausbrüche der Dyngjufjöll, zum Theil von den östlichen Vulcanen Herdubreidarfjöll, Kollóttá Dyngja und Kerling gebildet. Die Neigung dieser grossen Lavafläche beträgt von Norden—Süden (von den Dyngjufjöll zur Sudurá) nur  $0^{\circ} 20' 38''$ , aber von Ost—West (von der Kollóttá Dyngja zur Sudurá) ein wenig mehr,  $0^{\circ} 44' 50''$ . Leider hatte ich nicht Gelegenheit, diese Berge näher zu untersuchen; man hat nur wenig Zeit zu genaueren Nachforschungen, wenn man wegen des vollständigen Mangels an Gras in diesen Einöden nicht länger als durchaus nothwendig ist, verweilen kann, um nicht zu sehr das Leben der Pferde und dadurch sein eigenes zu riskiren. Ich bezweifle nicht, dass mit hinreichender Zeit und Geduld ein künftiger Forscher eine ausgezeichnete Ausbeute hätte, wenn er diese Vulcanberge — vielleicht die grossartigsten in Island — untersuchte.<sup>1)</sup> Auf der Terrasse, die sich in einer Höhe von 800—900 m am Nordrande der Berge entlang erstreckt, finden sich eine Menge Krater, Schlackenhöhen, wild zerrissene Lavaströme und Lavafälle zwischen den vielen emporstehenden, eigenthümlich geformten Tuffrücken und Spitzen; von hier aus haben sich mehrere ziemlich neue Lavaströme nach Norden ergossen und dehnen sich über die ältere Lavafläche beinahe bis zu den südlichen Ausläufern des Bláfjall aus. Von der nordöstlichen Ecke der Berge erstreckt sich eine Reihe Krater nach Nordosten zur Kollóttá Dyngja; diese Krater stehen auf einem breiten Rücken, der nach beiden Seiten — nach Ost und West — geneigt ist. Eine niedrigere Bergreihe, Öskjuháls, zieht sich nördlich von der Oeffnung der Askja von der Hauptmasse der Dyngjufjöll aus nach Osten; hier finden sich eine Menge Krater. Am Bergrande entlang im Südosten jener Oeffnung sind ebenfalls mehrere Krater und zwei einzelne Krater erheben sich in der Nähe des Vikrafell aus der Lava.

Die Askja ist ein kesselförmiges Thal mitten in den Dyngjufjöll, umgeben von steilen Klippenwänden und mit einem Areal von

<sup>1)</sup> Der berühmte Reisende Richard F. Burton sagt über Untersuchungsreisen im Inneren Islands: »Icelandic exploration is »chancy« as Central African, and the traveller must expect to be the sport of circumstances far beyond his control, unless, at least, he can afford unlimited time.« (Ultima Thule. Vol. II. S. 325.)



ungefähr  $55 \text{ km}^2$ . Das Thal ist früher tiefer gewesen, ist aber nach und nach von Lavaströmen ausgefüllt worden, die aus einer Menge in den Bergseiten befindlicher Krater geflossen sind; mehrere dieser Krater sieht man auf Lieutenant Caroc's Karte der Askja. Die Lava hat nach Osten zum Odádraun hinab durch eine Oeffnung in den Randbergen einen Ausweg gehabt; hier bildete sich eine unebene geneigte Fläche von aufgequollenen Lavaströmen abwärts nach der Wüste mit einer durchschnittlichen Neigung von  $4^\circ 33'$ , dagegen hat der Thalgrund der Askja nur eine Neigung von  $1^\circ 26'$  auswärts nach der Oeffnung zu. Die Randberge der Askja haben eine Höhe von  $250 \text{ m}$  über der Ebene. In der südöstlichen Ecke des Thales hat eine bedeutende Einsenkung stattgefunden und seine nördlichen Wände zeigen im Querschnitt die Lavaströme, die den Thalgrund decken. Im Boden der Einsenkung befand sich im Jahre 1876 ein warmer See, nun aber ist dieser mehr als doppelt so gross geworden als damals und bedeckt den ganzen Boden der Einsenkung. Die Tiefe der letzteren bis hinunter zum See betrug damals  $232 \text{ m}$ , jetzt aber ist die Oberfläche des Sees um  $82 \text{ m}$  gestiegen; 1876 war die Temperatur des Wassers  $22^\circ \text{ C.}$ , 1884 war sie jedoch bis auf  $14^\circ \text{ C.}$  gesunken. In dem grünlichen Wasser sieht man beständig grosse Luftblasen vom Grunde zur Oberfläche aufsteigen. In der Bergwand südlich vom See finden sich bis zum Wasser hinab mehrere Krater und Klüfte mit Fumarolen, wo die Wasserdämpfe aus unzähligen Oeffnungen mit einem sausenden und heulenden Getöse hervorbrechen. Diese Krater hatten am 2. und 3. Januar 1875 einen Ausbruch und warfen damals ungeheure Felsblöcke von Tuff und Basalt aus, welche sich rund herum aufgehürmt fanden; von einem der Krater, der also älter gewesen sein muss als dieser Ausbruch, waren grosse Blöcke von Grusconglomerat mit Eis als Bindemittel ausgeworfen worden.<sup>1)</sup> Der Krater, welcher am 29. März den heftigen Bimssteinausbruch hatte, liegt am Rande der nordöstlichen Ecke der Einsenkung in einer Höhe mit der Lavaebene und erhebt sich nur  $12 \text{ m}$  über dieselbe. Dieser Krater hat einen Durchmesser von ca.  $90 \text{ m}$  und eine Tiefe von ca.  $45 \text{ m}$ ; auswendig nach dem Thalgrunde zu bildet er eine gleichmässig abfallende Fläche von getrocknetem Bimssteinschlamm, inwendig aber hat er sehr steile Wände. Im Jahre 1876 stiegen aus

<sup>1)</sup> Fr. Johnstrup: Indberetning om en Undersögelsesreise i Island i Sommeren 1876, s. 7. Vgl. Om de vulkanske Udbrud og Solfatarerne i den nordöstlige Del af Island, 1886, und Geografisk Tidsskrift I. 1877. S. 50—66.

diesem Krater, nur Wasserdämpfe auf, jetzt aber ist der Kratergrund zu einem bläulich-grünen Thonbrei umgebildet worden, welcher beständig kocht und brodelte; in einer Oeffnung im Kratergrunde, dicht an dessen südlicher Seite, bricht unter Tosen und Brüllen eine dicke Dampfsäule aus einem Loche hervor und rings herum finden mehrere kleine Dampfstrahlen durch Spalten und Löcher in den Kraterwänden einen Ausweg. In Professor Johnstrup's Bericht findet sich ein Profil, welches zeigt, wie die alten Lavaströme bei der Bildung der Einsenkung in schmalen Streifen niedergesunken sind. Im Abhange unterhalb des Bimssteinkraters abwärts nach der See sind die Sprünge deutlich zu sehen, die Ränder bestehen aus Basalt, zugleich mit Tuff, Schlackenstücken und Bimsstein und sind durchgekocht und zu einer eigenthümlichen Breccie zusammengebacken. Obgleich die Einsenkung, wie Johnstrup nachgewiesen hat, bereits vor dem Ausbruch von 1875 existirt haben muss, so scheint sich doch der Boden beim Ausbruche noch weiter gesenkt und die Sprünge ebenfalls Bimsstein und Obsidianbrocken ausgeworfen zu haben, welche zerstreut umher liegen, der Riss aber, auf welchem der Bimssteinkrater entstanden ist, hat die Oberhand gewonnen; nach Nordosten zeigt sich die Seite dieses Kraters als aus anstehender basaltischer Lava bestehend, indem sich der Krater auf dem obersten Sprünge am Rande der Einsenkung gebildet hat.

Mitten zwischen den südlichen Kratern und dem Bimssteinkrater hat sich durch die Bimssteinmasse hindurch vom Bergrande bis hinab zum See kürzlich ein Abgrund mit beinahe lothrechten, auf den festen Felsen hinunterreichenden Wänden gebildet; hier kann man sehen, dass die Bimssteindecke eine Mächtigkeit von 40—60 *m* hat. Diese Spalte ist wahrscheinlich dadurch entstanden, dass das Schneewasser einige gefrorene Schneehaufen unterminirt hat, welche darauf eingesunken sind. Ausserhalb dieses Risses hat sich eine kleine Landspitze von Bimssteingrus in den See hinaus gebildet, auch schwimmt auf letzterer beständig eine Menge Bimsstein. Die Wände in dieser Spalte bestehen zu unterst aus Schichten von feinem Bimssteintuff, höher oben aus einer gröbereren Bimssteinbreccie.

Aus den lothrechten Wänden von Breccie und Tuff, an der südlichen Seite der Einsenkung, brechen überall die Wasserdämpfe hervor und die Bergseite ist von den schwefelsauren Dämpfen mit grünlichen und gelben Schwefelflecken übersät worden; auch bei den südlichen Kratern ist die Schwefelablagerung in vollem Gange.

An den Tuffwänden südlich der Einsenkung kann man von weitem deutlich die Linie sehen, längs welcher die Felsmasse beim Entstehen der Einsenkung losgebrochen ist.

Gewiss findet sich kaum irgendwo in Island eine grossartigere vulcanische Scenerie, als diese in der Askja und man kann sich nicht gut einen trostloseren Anblick denken, als dieses kesselförmige Thal mit seinen Lavamassen, Kratern und Schneehaufen. Der weitgereiste Engländer E. Delmar Morgan, welcher die Askja im August 1881 besuchte, sagt:<sup>1)</sup> »I have been in many lonely places in my life, the great pine forests of Northern Russia, the immense plains of Central-Asia, the waterly wastes of the Atlantic, the arid deserts of Persia, but none to equal to the desolation and absolute lifelessness of that scene of Askja.«

Es gewährt ein hässliches Bild, wenn man von den Dyngjufjöll oder den Herdubreidartögl die mit Bimsstein bedeckten graugelben Flächen überblickt. Die Landschaft sieht wie eine von groben Händen überschmierte und verwischte Malerei aus. Die Lavaströme im Südosten der Dyngjufjöll sind so mit Bimsstein bedeckt, dass die tiefen Lavakessel in der Oberfläche verschwunden sind. Auf den Lavaströmen, in der Nähe der Dyngjufjöll, ist der Bimssteingrus sehr grobkörnig und Stücke von der Grösse eines Menschenkopfes sind sehr häufig; die grösseren Stücke haben meist eine bräunliche Farbe und das Aussehen von faulem Holze, während die kleineren Stücke in der Grösse von Walnüssen graulich-weiss und von seidenartigem Glanze sind. Unter dem Bimssteingrus findet man oft — besonders häufig auf den Tögl kleine Stücke eines bläulich-weissen vulcanischen Glases, welches wie Porzellan aussieht und zuweilen in kleineren Brocken in den Bimssteinstücken festgekittet sitzt. Die Bimssteinasche breitet sich nach Osten fächerförmig von der Ausbruchsstelle aus. Die Nordgrenze des Aschenfalles geht über das Nordende der Herdubreidartögl, die Südgrenze aber über die Mitte der Vadalda.

Ogleich die Ausbrüche vom Jahre 1875 schon früher in meiner »Oversigt over de islandske Vulkaners Historie« beschrieben sind, will ich doch in Kürze hier das Merkwürdigste davon durchgehen, um einiges hinzufügen zu können, auf das ich später aufmerksam geworden bin, indem ich auf meiner Reise 1882 von Leuten auf den südlichsten Gehöften in Jökuldalur, welche der

<sup>1)</sup> Proc. of the royal geogr. Society 1882. S. 143.

Ausbruchsstelle zunächst liegen, verschiedene Aufschlüsse erhielt. Im Nordlande bemerkte man die vulkanischen Phänomene in der Askja zuerst bei der Eruption am 3. Januar 1875, allein etwa ein Jahr vor dem Aschenfall, am 29. März, war man im Jökuldalur darauf aufmerksam geworden, dass sich von den Dyngjufjöll grosse Dampfsäulen erhoben; beim Ausbruche am 3. Januar fiel in der bewohnten Gegend nirgends Asche. Diesen Winter soll auch oft ein ungewöhnlicher rother Schein am Himmel gewesen sein. An den dem 29. März vorausgehenden Tagen blies im Jökuldalur ein starker, warmer Wind aus Südwesten; das ganze Land war mit Schnee bedeckt, doch nun thaute das meiste davon hinweg, da die Wärme bis auf  $+ 10^{\circ}$  R. stieg, nur die Niederungen auf dem Hochlande lagen noch voller Schnee. Am 28. März war der Wind im Jökuldalur des Morgens stark südwestlich, nach 12 Uhr aber wurde es still; um 9 Uhr Abends sah man eine kohlschwarze Dampfsäule sich über den Bergrand in der Richtung der Dyngjufjöll erheben. Am Morgen des 29. März, um 3 $\frac{1}{2}$  Uhr, begann im Efri-Jökuldalur der Aschenregen; dieser Aschenfall, der wie gewöhnlich von Donner und Blitz begleitet war, währte eine Stunde. Die Asche, welche bei dieser ersten Eruption fiel, war graulich-weiss und sehr fein und klebrig, so dass man sie wie Thon kneten konnte; sie fiel in der bewohnten Gegend nirgends als auf den südlichsten Gehöften im Jökuldalur. Um 5 $\frac{1}{2}$  Uhr wurde es ein wenig heller, doch dauerte dies nur eine kurze Weile, worauf der Ausbruch allen Ernstes begann; es fing jetzt Bimsstein zu regnen an, die Stücke wurden nach und nach grösser, bis sie die Grösse einer gehaltenen Hand erreicht hatten. Der Aschenfall währte bis 12 Uhr, da hatte die Bimssteindecke auf dem flachen Lande eine Dicke von 6—8 Zoll erreicht. Während des Aschenfalles war die Luft ungewöhnlich rau, so dass die Leute vor Frost bebten, dabei herrschte ein unerträglicher Schwefelgestank, der sich lange nach dem Ausbruche erhielt. Obgleich der Aschenfall in den Ansiedlungen nicht lange währte, war doch der Ausbruch in der Askja noch nicht vorüber, sondern hörte erst am nächsten Morgen auf. In der Asche fanden sich eine Menge weisse und schwarze Stückchen zugleich mit etwas dunklem Sande, viel schwerer als Bimsstein, welcher zurück blieb, als das übrige vom Wasser fortgespült wurde. Obgleich der Aschenfall im ganzen genommen lange nicht so weit nach Norden reichte, so fiel doch auf Grímsstadir in der Nähe der Jökulsá zweimal an diesem Tage einige Asche, unter anderm eine Menge verfilzter dunkelbrauner

Glasfäden, die auf dem Wasser schwammen; ihre Länge betrug bis zu einer Elle und sie glichen grobem Pferdehaar. Durch den Aschenfall am 29. März wurden 17 Gehöfte im Jökuldalur verwüstet, von denen jedoch einige sogleich im nächsten Jahre wieder bewohnt werden konnten, nur 5 sind noch unbewohnt. Drei Tage nach dem Ausbruche kamen starke Schneestürme aus Westen, die 3 Tage anhielten; hierdurch wurde die Asche hin und her getrieben, sie flog von den Hügeln fort und füllte dafür alle Vertiefungen aus, wo dann die Aschenhaufen oft bis zu 4 Ellen dick wurden. Die Flüsse führten eine Masse Bimsstein von diesem Ausbruche zum Meere und noch findet man ihn in bedeutender Menge am Küstenrande in Island beinahe das ganze Jahr hindurch. Als ich im Jahre 1882 über die Hochebene im Westen des Jökuldalur reiste, konnte ich mir gut eine Vorstellung davon machen, wie grossartig dieser Ausbruch gewesen ist; oben auf den Hochebenen kann man noch jetzt mehrere Tage lang über mit Bimsstein bedeckte Strecken dahin ziehen. Wo sich keine Steigung findet, liegt die Bimssteinschicht auf dem südlicheren Theile der Hochebenen in einer Dicke von  $\frac{1}{2}$ —1 Fuss, von den Abhängen aber ist der leichte Bimsstein in die Vertiefungen gespült worden, wo die Schichten oft eine Dicke von 10—12 Fuss, haben; die meisten Bimssteinkörner haben eine Grösse, die zwischen der von Erbsen und der von Walnüssen schwankt, darunter verstreut finden sich aber Stücke so gross wie eine geballte Hand; an einzelnen Stellen ist die Bimssteinasche zu einer Breccie zusammengekittet mit Bimssteinschlamm als Bindemittel.<sup>1)</sup> An einigen Orten am Jökuldalur sind die Vertiefungen durch einen dicken Bimssteinbrei mit Wasser und Thon angefüllt, hier und da hat der Schnee unter der Bimssteinschicht nicht schmelzen können, wodurch sich Kuppeln und Kegel von Schnee mit Bimsstein gebildet haben. Im Jökuldalur ist der Bimsstein auf den Grasfeldern von einer 1—2 Zoll dicken Humusschicht bedeckt, an anderen Stellen aber liegt der Bimssteingrus unbedeckt in gewaltigen Haufen. Was an vielen Orten besonders dazu beigetragen hat, den Erdboden und die Weideplätze an den Bergseiten des Jökuldalur zu zerstören, das sind die tiefen Risse und Spalten, die sich überall gebildet haben. Der Bimssteingrus friert im Winter zu

<sup>1)</sup> Dicke Schichten derselben Art finden sich zwischen den miocänen Surtarbrandsschichten am Steingrímsfjörður im Westlande, so dass diese Wälder wahrscheinlich an einigen Stellen durch ähnliche Katastrophen in der tertiären Zeit zerstört worden sind.

einer dicken Platte zusammen, welche die Erde bedeckt; im Frühjahr schmilzt diese gefrorene Bimssteinschicht nicht so leicht, da der weisse glänzende Grus die Sonnenstrahlen reflectiert; ein wenig Wasser sickert jedoch überall hindurch und die Wassercirculation wird unten in dem tiefen Erdreich um so stärker; hierdurch bildet das Wasser unterirdische Höhlen und Röhren, die sich zu unterst in den Bergseiten nach der Ebene hin öffnen und zuletzt bekommt die Erde tiefe, unübersteigbare Risse, da die losen Schichten hier sehr dick, mindestens 50—80 Fuss stark sind.

Der Ausbruch der Askja im Jahre 1875 ist der einzige historisch bekannte, welcher den hellen, leichten Bimsstein ausgeworfen hat; doch müssen in Island oft ähnliche Ausbrüche stattgefunden haben. So hat Schythe<sup>1)</sup> den trachytischen Bimsstein in der Umgegend der Hekla sehr häufig gefunden, obgleich derselbe nicht von diesem Vulcane, sondern wahrscheinlich von derselben Ausbruchsstelle stammt, welche den merkwürdigen, noch beinahe unbekanntem Obsidian-Strom Hrafninnuhraun hervorgebracht hat. In den Torfmooren hat man einen Beweis dafür, dass solche trachytische Ausbrüche eine Menge von diesem hellen Bimsstein und Bimssteinasche über das ganze Land gestreut haben; in den Torfgruben finden sich sehr oft eine oder zwei solcher Schichten übereinander, sie werden vom Volke »senda« genannt. In einer Torfgrube bei Mödruvellir, in der Nähe eines Hügels unterhalb des Gehöftes, fand ich z. B. 1. eine 30 cm starke Schicht Humuserde, 2. eine 38 cm dicke Lage Torf mit Humus gemischt, 3. eine 9 cm dicke Schicht Bimssteingrus, 4. eine 1½ m starke Schicht Torf mit Birkenstämmen, 5. Glacialthon. Zuweilen findet man auch in den Torfmooren Schichten von basaltischem Schutt. Dass das Meer auch in der Vorzeit die hellen Bimssteinstücke hier und dort an den Küsten hinauf gespült hat, sieht man an einzelnen Stellen; bei Thorshavn auf Reykjanes fand ich z. B. im Jahre 1883 in einem Hügel eine 2 Zoll dicke Schicht basaltischer Skorien mit eingemengten gerollten, hellen Bimssteinstücken; der Hügel bestand aus dichtgepacktem Flugsande und war mit Strandhafer bewachsen.

## 2. Die Vulcane am Mývatn.

Der See Mývatn liegt in einer Vertiefung auf der Hochebene, 290 m über dem Meere, und ist auf drei Seiten von Bergen um-

<sup>1)</sup> J. C. Schythe: Hekla og dens sidste Udbrud. Kbh. 1847. S. 127—40.

geben, während nach Westen hin die Hochebene sich gleichmässig nach dem Bárðardalur fortsetzt. Der See hat nur eine Tiefe von 3—6 *m* und ist unzweifelhaft durch Senkungen in den darunter liegenden Lavamassen entstanden. Die Mývatn-Gegend wird nach Osten von einer langen Bergreihe begrenzt, die sich vom Bláfjall aus unter verschiedenen Namen (Námufjall, Dalfjall, Leirhnúkur u. s. w.) ungefähr 30 *km* weit nach Norden erstreckt. Diese Bergreihe, deren Höhe von 4—600 *m* variiert, ist im höchsten Grade vulcanisch, indem sich auf Spalten, welche sehr regelmässig mit den Seiten der Bergreihe parallel laufen, eine Menge Krater gebildet haben; die Bergreihe ist augenscheinlich nur ein Horst zwischen eingesunkenen Partien auf beiden Seiten. Besonders auf der westlichen Seite ist die Spalte sehr deutlich. In dem Winkel zwischen dem Bláfjall und den von diesem Berge nach Norden und Osten ausgehenden Terrassen findet sich in der Schlucht Selhjallagil ein grosser alter Krater; hiervon stammt gewiss ein grosser Theil der Lava südöstlich von Grænavatn; mitten in der Lava, südöstlich von diesem Gehöft findet sich auch eine Kraterreihe, die ebenfalls zur Bildung dieser Lavaströme das Ihrige beigetragen hat. Von der Schlucht Selhjallagil erstreckt sich eine lange Reihe von Kratern (ca. 50) in gerader Linie wie auf eine Schnur gezogen bis dicht an das südliche Ende des Námufjall; diese Reihe hat den Namen Threngslaborgir erhalten und Lúdentborgir nach einem grossen Krater südlich am Námufjall, welcher Lúdent heisst. Von dieser Kraterreihe ist die Lava nach der südöstlichen Ecke des Mývatn hinabgeflossen und die Hauptmasse der Lava im Süden des Hverfjall stammt sicher dorthier. Die Krater am Lúdent scheinen die ältesten Eruptionen gehabt zu haben, während die südlicheren Krater später thätig gewesen sind. Der südliche Theil dieser Lavaströme ist zum Theil mit Flugsand bedeckt und besteht aus grossen Platten, der nördlichere Theil dagegen, besonders bei Kálfaströnd, ist wild durcheinander geworfen und hat die abenteuerlichsten Formen angenommen. Der Berg Villingafjall, der aus der Lava emporragt, besteht aus Tuff und Breccie. Im südlichsten Ende des Námufjall finden sich einige Krater, die ein sehr neues Aussehen haben, so dass ich geneigt bin, zu glauben, dass sie vielleicht bei den Ausbrüchen von 1724 bis 1729 gebildet worden sind. Die Lava ist von der Bergseite in mehreren Lavafällen herabgestürzt und hat sich im Norden des Hverfjall zwischen einigen alten Kratern ausgebreitet. Südwestlich, dicht am südlichen Ende des Námufjall, erhebt sich der Hverfjall

wie ein ungeheurer Becher aus seiner Umgebung; dieser Krater hat frühzeitig die Aufmerksamkeit auf sich gezogen, da er der grösste und schönste in diesen Gegenden ist. Der Hverfjall hat eine Höhe von 482 *m* über dem Meere und ist an Aussehen und Zusammensetzung ganz verschieden von den in der Nähe befindlichen anderen Kratern. Der Rand des Kraters ist nach Westen am niedrigsten; der Kraterboden wird von einer aus schwarzem Bimssteingrus und Lavaschlacken bestehenden Fläche eingenommen. Mitten auf der Fläche befindet sich ein etwa 50 Füss hoher Kegel aus demselben Material, der durch einen kleinen Rücken mit dem südlichen Rande des Kraters verbunden ist. Die Neigung der inwendigen Kraterwände beträgt an den meisten Stellen 15—20°. Die ganze Oberfläche des Berges ist von losem Material mit verstreuten grossen Lavablöcken bedeckt. An der inneren Seite des Kraters hat das Wasser tiefe Furchen durch die losen Massen gegraben und in diesen Furchen kann man an mehreren Stellen den Bau des Berges sehen. Hier tritt die eigentliche Masse des Berges hervor, aus welcher das losere Material durch Verwitterung ausgeschieden ist, eine grauliche Bimssteinbreccie mit dazwischen liegenden grösseren und kleineren Basaltstücken; die Breccie hat eine periklinale Lagerung mit einer durchschnittlichen Steigung von 35—40° vom Mittelpunkte des Kraters aus. Der Krater hat einen Umfang von beinahe einem Kilometer. Ein wenig nördlich vom Hverfjall findet sich ein anderer ähnlicher, aber viel kleinerer Krater und oberhalb des letzteren sind mehrere Krater oben im westlichen Höhenrücken des Námufjall; hier finden sich mehrere mit dem Námufjall parallel laufende Spalten und in der Spitze nördlich vom Wege über den Pass Námuskard sieht man als Fortsetzung dieser Spalten einen grossen Riss in den Breccie-Felsen. Etwas südlich vom Wege, in der Nähe des Námufjall, finden sich grosse alte Krater, welche Jardsbadshólar genannt werden; hier ist eine beträchtliche Wärme in der Erde, so dass aus vielen Spalten warme Dämpfe hervorströmen; eine dieser Fumarolen wird von den Einwohnern als Dampfbad benützt. Im westlichen Rande dieser alten Schlackenhöhen bildete sich im Jahre 1725 eine Spalte mit einer Reihe kleiner Krater, welche nach einer kleinen Thonfläche dicht dabei den Namen Bjarnarflag erhielt; aus diesen Kratern ergoss sich eine bedeutende Masse Lava über die Umgegend; die Krater sind fast ausschliesslich aus Lavaklecksan aufgebaut, inwendig finden sich viele glasirte Lavastalaktiten und Lavaschaum an der Mündung.



Aus den Spalten entlang der westlichen Seite der Bergreihe im Norden des Námufjall fanden in den Jahren 1725—29 heftige Ausbrüche statt; da diese Ausbrüche von Prof. Johnstrup genau beschrieben worden sind, begnüge ich mich damit, sie zu erwähnen.<sup>1)</sup> Die grösste Lavamasse entquoll einer langen Kraterreihe am Tuffrücken Leirhnúkur; von hier floss die Lava bis zum Mývatn hinab und füllte einen Theil dieses Sees aus; dieser soll z. B. vor dem Ausbruche bis zu der Höhe hinauf gereicht haben, auf welcher die Kirche von Reykjahlid steht; die Landstrecke zwischen Reykjahlid und Grimsstadir, welche jetzt mit Lava bedeckt ist, soll früher Wiesengrund mit kleinen schilfbewachsenen Binnenseen gewesen sein, welcher zu den umliegenden Gehöften gehörte. Ausser dem Pfarrhofs Reykjahlid, wo die Häuser unter der Lava begraben wurden, sind drei andere Gehöfte vollständig zerstört worden: Stöng, Fagranes und Gröf, doch soll das erste schon vor dem Ausbruche unbewohnt gewesen sein, das letzte aber gehörte zu den besten Besitzungen in jener Gegend. Unweit Bjarnarflag, nördlich vom Wege in einem schönen, mit Buschwald bewachsenen Thale — Hrossadalur — bildete sich am 18. April 1728 morgens um 6 Uhr im südwestlichen Abhange des Dalfjall ein Krater und ein Lavastrom floss zu dem Wege hinab. Dieser Krater heisst jetzt Brunaborg. Die Spalte, auf welcher der Krater entstanden ist, hat die Richtung Nord 15° Ost; sie setzt sich in den Breccie-Felsen im Norden des Kraters fort und hat hier eine eingelagerte Basaltdecke durchklüftet. Der Krater hat eine Breite von ca. 150 Fuss und eine Länge von 3—400 Fuss; er ist in der Spaltenrichtung langgestreckt und kann nur als Schlackenwall auf beiden Seiten derselben betrachtet werden. Der östliche Rand des Kraters ist bedeutend niedriger als der westliche; der Krater ist aus Lavaklecksen aufgeführt, hat eine Steigung von 40—45° und ist nach Süden offen; die nächste Umgegend scheint sich ein wenig gesenkt zu haben. — Der Dalfjall ist der Länge nach von Süden nach Norden von einer Menge alter, grasbewachsener Spalten durchklüftet, so dass der Erdboden aus unzähligen parallelen Streifen zusammengesetzt zu sein scheint. Neuere Senkungen und Spaltenbildungen scheinen an mehreren Stellen während der Ausbrüche im vorigen Jahrhundert zwischen Dalfjall und Hlidarfjall stattgefunden zu haben. Betrachtet

<sup>1)</sup> Fr. Johnstrup: Om de vulkanske Udbrud og Solfatarerne i den nord-östlige Del af Island. Kbh. 1886. Vergl. Thoroddsen: Overs. over de isl. Vulk. Historie. Kbh. 1882. S. 64—69.

man vom Gipfel des letzteren Berges das Terrain im Norden des Mývatn, so scheint es von Süden nach Norden in zahllose parallele Streifen zerschnitten zu sein; die westliche Wand der terrassenförmig gesenkten Streifen ist hier durchweg höher als die östliche, so dass diese Gegend sich einmal in vorgeschichtlicher Zeit bedeutend gesenkt zu haben scheint. Die Risse, von denen sich einzelne bis zum Hverfjall erstrecken, sind zum grössten Theile grasbewachsen; ein einzelner Sprung wurde beobachtet, welcher von den kleinen Seen Slí aus die übrigen von Südwest nach Nordost durchschneidet. Die westlichste dieser Spalten, die ich bemerkte, geht vom Ausflusse der Laxá nach Norden bis zu den Lambafjöll westlich dicht am Sandvatn; die westliche Wand ist auch hier höher als die östliche.

Längs der östlichen Seite der vorerwähnten Bergreihe finden sich ebenfalls beinahe ununterbrochene Kraterreihen und vulcanische Spalten. Am südlichen Ende des Námufjall sind der Lúdent und mehrere andere grosse Krater. Die Ebene im Osten der Bergkette ist hier etwas höher als westlich derselben; hier finden sich ausgedehnte Lavafelder, die sogenannten Búrfellshraun. Auch vom eigentlichen Odádahraun haben Lavaströme ihren Weg durch das Heilagsdalur abwärts zwischen die Kratergruppen im Süden des Námufjall gefunden, wodurch das Odádahraun mit den Laven der Mývatn-Gegend verbunden wird. Das Búrfellshraun gehört zum nordwestlichsten Theile der alten Lavaströme auf Mývatnsöræfi; es reicht westwärts bis zum Námufjall und nordwärts zu den Sandbotnafjöll. Woher diese Lavastrecke stammt, weiss ich nicht mit Sicherheit; vielleicht stammt Einiges von den Kræduborgir, doch etwas weiter südlich, her, denn von verschiedenen Bergen habe ich gesehen, dass sich vom Odádahraun ein breiter Lava-Arm abwärts zwischen Búrfell und Búrfellsfjallgardur bis zu diesem Lavafelde erstreckt. Im Osten des Námufjall finden sich mehrere alte Krater und sowohl in diesem Berge als auf den Ebenen unterhalb sind Solfataren und Macaluben. Es besteht ein grosser Unterschied im Aussehen des Námufjall und des Dalfjall; ersterer ist wegen der schwefelsauren Dämpfe gänzlich ohne Vegetation, letzterer dagegen bis zum obersten Rücken hinauf mit Gebüsch und Heidekraut bewachsen; grosse Abhänge sind ganz blau von üppig wuchernden Geranien, Violen und Bartsien. Im östlichen Rande des Dalfjall finden sich grosse vulcanische Risse mit Kratern, von denen einer wahrscheinlich am 20. April 1728 einen Lavastrom ausgesandt hat;

dieser hat einige ältere Krater unterhalb des Berges umflossen. Etwas nordwestlich von einer zu Reykjalíd gehörigen Sennwirthschaft findet sich ein alter, von schwefelsauren Dämpfen durchkochter Hügel, der von den Einwohnern Hithóll genannt wird. Durch eine Vertiefung im Dalfjöll hat sich ein Arm der Leirhnúks-Lava in einem Lavafalle einen Weg hinunter auf die Ebene im Süden dieses Hügels gebahnt; im Norden desselben finden sich aber parallel zum Leirhnúkur in der Bergseite mehrere Krater mit schönen Lavastalaktiten; vom nordwestlichsten dieser Krater ist einmal in früherer Zeit ein Lavastrom zum Weideplatz hinabgeflossen. Eine Spalte, Grjótagjá, sieht man auf Johnstrup's Karte sich in derselben Richtung nach Norden erstrecken. Oestlich von Leirhnúkur befindet sich der bekannte, 830 m hohe Breccierücken Krafla, der in der westlichen Seite den Kraterschlund Helviti (Hölle) hat; letzterer hatte im Jahre 1724 einen heftigen Aschenausbruch, durch den die Eruptionsperiode am Mývatn 1724—30 eingeleitet wurde; seinen wenig einladenden Namen erhielt der Krater wegen seines hässlichen Aussehens, während er ein kochender Thonpfuhl war, doch war er schon vor der Mitte dieses Jahrhunderts in ein »Maar« mit einem grünlich-blauen stillen See verwandelt. Hinsichtlich aller der vulcanischen Phänomene am östlichen Theile des Mývatn sei im Uebrigen auf Johnstrup's ausgezeichnete Karte und Beschreibungen dieser Gegend verwiesen.

Im Mývatn gibt es eine Menge Inseln und Holme, alle vulcanischen Ursprunges; die meisten Krater auf den Inseln ordnen sich in Reihen nach der süd-nördlichen Vulkanlinie; die bedeutendsten Inseln sind Geitey, Kidey, Háey, Hrótey, Miklaey, Svidinsey und Slúttnes. Diese Inseln bestehen, wie man auf Professor Johnstrup's Abbildung von Geitey sehen kann, aus dicht zusammengehäuften Kraterkegeln, von denen einige grasbewachsen, einige halb vom Wasser eingerissen sind u. s. w. Die schönste dieser eigenthümlichen Inseln ist Slúttnes, welche mit einem für Island ungewöhnlich hohen und schönen Buschwalde bewachsen ist; die Weiden, Birken und Ebereschen erreichen hier eine Höhe und einen Umfang, wie selten auf Island. Drinnen in den Buschwaldungen finden sich mehrere kreisrunde Kraterseen, von hohem Schilf eingefasst und mit einer Menge Enten bedeckt, die ihre Nester zwischen den Büschen haben. Auf den Inseln im Mývatn sind mindestens 50 Krater.

Westlich vom Mývatn findet sich eine ungeheure Menge von Kratern, doch hat diese Seite des Sees einen ganz anderen Charakter

als die östliche. Im Osten des Sees gehen nämlich, wie vorher beschrieben, mehrere Kraterreihen von Süden nach Norden, regelmässig längs der Bruchränder der Berge geordnet wie Perlen auf einer Schnur, während sich im Westen des Sees die Krater in mehrere unregelmässige Gruppen sammeln; dennoch kann man meist sehen, dass die Krater auf mehreren parallelen Spalten von Südwesten nach Nordosten aufgebaut sind. Die einzelnen Krater, die sich hier zwischen den Gehöften finden, haben fast alle besondere Namen, die hier aufzuführen unnöthig sein würde, nur die vornehmlichsten Gruppen will ich nennen. Bei der südwestlichsten Bucht des Mývatn findet sich die Kratergruppe Gardshólar, die grösste Kratergruppe ist aber bei dem Pfarrhofs Skútustadir; hier finden sich 3—4 Reihen von Südwesten nach Nordosten; von den hier vorhandenen Kratern heisst der grösste und höchste Kleifarhóll; die Krater sind meist aus Schlacken aufgebaut und haben eine Steigung von 20—30°. Einer der eigenthümlichsten hat den Namen Arnarbæli erhalten; er ist aus Lavaklecken aufgethürmt und hat eine Neigung von ca. 35°; die Krateröffnung ist sehr klein und von der zähflüssigen Lava beinahe zugekleistert, der Canal ist jedoch ziemlich tief, indem der Boden ungefähr in demselben Niveau liegt wie die Oberfläche des Mývatn. Dicht bei diesem Krater ergiesst sich ein tiefer Bach (Grænilækur) in das Mývatn. Er bildet den Ausfluss des Grænavatn, eines Sees, der ebenso wie das Mývatn Lavaboden und nur eine geringe Tiefe (6—7 Fuss) hat. Nördlich von Skútustadir am Ende der Bucht Alptavík befindet sich die Kratergruppe Raudhólar und nördlich von dieser Hamarshólar, fünf alte grasbewachsene Krater mit 1—200 Fuss weiten Oeffnungen. Die Laxá fliesst aus dem Mývatn in mehreren Armen heraus, da sie sich durch alte Lavaströme, die sie zu vielen Krümmungen und Einengungen nöthigen, hindurchwinden muss; auch hier sind sowohl bei Haganes als bei Geirastadir grosse Kratergruppen. Die Lavaströme aus diesen Kratern haben wahrscheinlich einmal in der Vorzeit einen Arm vom Mývatn abgeschnitten und isolirt, wodurch der See Sandvatn hinter dem Breccieberge Vindbelgur entstanden ist; um diesen Berg herum finden sich daher in den Lavaströmen eine Menge wassergefüllte Kratervertiefungen und Hornitos und auf Belgjarnes eine Gruppe von grossen, alten und grasbewachsenen Kratern. Viele von den älteren Kratern am Mývatn sind durch den Wellenschlag des Sees halb zerstört und durchschnitten, doch ohne dass dies irgendwelche Aufschlüsse von Interesse über ihren

Bau gibt; man sieht nur Schlacken mit einigen eingelagerten Lava-  
stücken hier und da.

Der oberste Theil des Laxárdalur hat von den Lavaströmen aus den Kratern um den Vindbelgur einiges aufgenommen; nach der Karte sollte man glauben, dass der lange Lavaarm, der sich durch das Thal beinahe bis zum Meere hinabstreckt, von den Vulcanen am Mývatn herrührte, doch scheint dies nicht der Fall zu sein; die Lavaströme scheinen ganz im Gegentheil von mehreren Kratergruppen im Thale selbst zu stammen. Die Laxá fließt den ganzen Weg auf Lavagrund und es finden sich in ihr viele kleine eigenthümliche Inseln und Fälle. Unterhalb des Gehöftes Thverá ist eine Gruppe von Kratern, die nicht dieselbe Richtung wie das Thal haben, sondern von Südwesten nach Nordosten, wenigstens ist dieses im Anfange die Richtung, doch geht sie später in Ostnordosten über. Auch bei Birningsstadir, Kasthvammur und Hamar soll es Kratergruppen geben. Näher am Meere sollen sich auch im Adalreykjadalur viele Krater finden, die ich nicht untersucht habe. Ein zuverlässiger Mann erzählte mir, dass am See Vestmannsvatn ein kleiner isolirter Lavastrom sei, etwa von der Grösse einer mittelgrossen Hauswiese. Im Laxárdalur hörte ich eine alte Sage über den Ursprung der Lavaströme im Laxárdalur und am Mývatn. Der Schwede Gardar Svavarsson, der nach der »Landnáma«<sup>1)</sup> der Erste war, der Island umsegelte, überwinterte in Húsavík. Die Sage erzählt, er habe einst einen seiner Knechte zu Fuss ausgesandt, damit er ausfindig mache, wo die Laxá entspringe. Der Slave kam sehr schnell zurück und erzählte, was er gesehen hatte, nämlich dass der Fluss aus einem Landsee komme. Gardar aber glaubte nicht, dass der Slave die Wahrheit redete, schalt ihn wegen Trägheit aus und sagte, er habe gewiss versäumt, nach den Quellen des Flusses zu suchen. Hierüber war der Knecht so beleidigt, dass er wünschte, es möchte aus jeder Fussstapfe, die er auf der Reise gemacht, Feuer ausbrechen. Die Verwünschung des Slaven hatte die Wirkung, dass das Feuer überall aus der Erde hervorbrach, wodurch die Krater und Lavaströme am Mývatn und im Laxárdalur entstanden.

### 3. Die Vulcane auf Reykjaheidi und in dessen Um- gegend.

Von dieser vulcanischen Partie habe ich nur<sup>2)</sup> wenig zu be-  
richten, da ich diese Gegenden nur flüchtig und bei nebeligem

<sup>1)</sup> Islendinga sögur. Kbh. 1843. I. S. 27.

Wetter besucht habe, ohne Untersuchungen anstellen zu können; auch andere Reisende haben die dortigen Vulcane nicht untersucht, so dass dieselben noch als beinahe unbekannt betrachtet werden müssen. Meine Karte macht auch keinen Anspruch auf Genauigkeit in diesen Gegenden. Dieses vulcanische Terrain beginnt im Norden der Gæsadalsfjöll und setzt sich gegen Norden bis in die Nähe von Húsavik fort. Woher die gewaltigen Lavaströme, welche die Hochebene Reykjaheidi und einen grossen Theil der Landschaft Kelduhverfi bedecken, eigentlich gekommen sind, weiss ich nicht mit Sicherheit, jedoch glaube ich, dass sie aus den Bergen in der Nähe von Theistareykir stammen, wo ich eine grosse Lavakuppel erkennen konnte, die vielleicht zu ihrer Bildung beigetragen hat. Auf dem Wege vom Axarfjördur nach Húsavik passirt man einige grossartige alte Lavaströme, die von Süden her den Rand des Hochlandes überschwemmt haben. Hier finden sich eine unzählige Menge Spalten von Süden nach Norden, besonders in der Nähe des Gehöftes Undirveggur; der westliche Rand der Spalten ist hier überall bedeutend höher als der östliche. Dagegen hat Johnstrup bei Theistareykir Spalten bemerkt, deren östlicher Rand höher war als der westliche; dies stimmt auch gut überein, wenn man die Halbinsel Tjörnes als einen Horst zwischen zwei Senkungsfeldern betrachtet; die Erdbeben, die auf beiden Seiten sehr häufig sind, scheinen ebenfalls für diese Ansicht zu sprechen. Nördlich von den Lavaströmen aus dem Leirhnúkur hat Johnstrup alte Lavaströme wahrgenommen, die möglicherweise mit den Laven bei Theistareykir in Verbindung stehen. Auf einer Reise vom Dettifoss nach Theistareykir traf der englische Tourist W. G. Lock auf 47 grosse Spalten,<sup>1)</sup> so dass dieses Terrain vielen Senkungen und Umwälzungen unterworfen gewesen sein muss. Draussen im Meere setzt sich die Halbinsel Tjörnes in einem unterseeischen Höhenrücken bis zu den Inseln Mánáreyjar fort. Es existiren einige Berichte über vulcanische Phänomene im Meere aussen vor dieser Halbinsel, ohne dass ich indessen für ihre Zuverlässigkeit einstehen kann. Um Neujahr 1868 wollen Einige in der See ausserhalb Tjörnes, nördlich von den sogenannten Mánáreyjar-brekar, Eruptionen gesehen haben.<sup>2)</sup> Auch wird in alten Annalen erzählt, dass im Jahre 1372 im Meere nordöstlich von der Insel Grímsey eine neue Insel zum Vorschein ge-

<sup>1)</sup> W. G. Lock: Guide to Iceland. 1882. S. 145.

<sup>2)</sup> Nordanfari VII. 1868. S. 8.

kommen ist.<sup>1)</sup> In den präglacialen Laven an der Jökulsá finden sich ebenfalls grosse Spalten und Senkungen, so bei Asbyrgi, und besonders die grosse Kluft, durch welche die Jökulsá sich Bahn zum Meere bricht. Dicht westlich am Dettifoss ist eine Niederung (Hraundalur) mit Schlackenkratern und neuerer Lava, die sich bis auf die Landzungen zwischen Jökulsá und Hafragil erstreckt. Die Kluft der Jökulsá hat diesen Lavastrom durchschnitten, der sich mit einer Reihe schwarzer Basaltbänke auf dem graulichen Dolerit abzeichnet. Diese Kraterreihe setzt sich nach Nordosten auf der östlichen Seite des Flusses fort und hat hier eine viel grössere Ausdehnung; einer der grössten Krater in dieser Reihe hat den Namen Kvennsödull (Frauensattel) erhalten. Die Lavastrecke bei Presthólar, die auf Gunnlaugsson's Karte abgezeichnet ist, habe ich nicht untersucht und sie ist, so viel mir bekannt, nie beschrieben worden.

#### V. Solfataren und warme Quellen.

In diesen Gegenden, wo Vulcanausbrüche und tektonische Bewegungen der Erdrinde so häufig gewesen sind, ist es nicht zu verwundern, dass man eine Menge Solfataren und Fumarolen findet, da aber Johnstrup die Solfataren am Mývatn und in dessen Umgebung so genau beschrieben hat, so will ich mich damit begnügen, hier nur diejenigen zu nennen, die ich kenne. Die nördlichsten finden sich bei Theistareykir, doch ist hier die Geologie der Umgegend, wie vorhin bemerkt, sehr wenig bekannt. Die hier vorhandenen Schwefellager wurden einige Zeit von Engländern bearbeitet, ohne aber einermassen zu lohnen. Längs des vorhergenannten vulcanischen Horstes, der sich entlang der östlichen Seite des Mývatn von Süden nach Norden erstreckt, findet man an mehreren Stellen Schwefellager, so bei der Krafla und beim Leirhnúkur, allein die grössten Solfataren und Schlammfuhle finden sich an der östlichen Seite des Námufjall und den ganzen Bergrücken hinauf; auch auf der westlichen Seite, besonders auf der Thonfläche Bjarnarflag, findet einige Schwefelablagerung statt. Diese Solfataren haben den gemeinsamen Namen Hlíðarnámar. Etwa 20 km weiter nach Südosten sind bedeutende Solfataren beim Krater Ketill, die sogenannten Fremrinámar. Ausserdem setzt sich in der Askja gar nicht so wenig Schwefel ab, sowohl an den südlichen Kratern wie

<sup>1)</sup> Islenzkir annálar. S. 324.

dem grossen Bimssteinkrater vom 29. März 1875, der jetzt in einen Schlammpfuhl verwandelt ist. In dem vulcanischen Rücken Hrutshálsar mitten in der Bergkette Herdubreidarfjöll finden sich einige Solfataren, die näher zu untersuchen ich jedoch nicht Gelegenheit hatte, und bei den Kratern in den Kverkfjöll ist eine starke Production von schwefelsauren Dämpfen.

Von alkalischen Quellen finden sich in diesen Gegenden nur wenige; dieselben sind auch in anderen Theilen des Landes hauptsächlich an die ältere tertiäre Basaltformation gebunden, während Fumarolen und Schwefelquellen in den Gegenden, wo die vulcanischen Phänomene sich noch in ihrer vollen Stärke zeigen, die gewöhnlichsten sind. Am westlichen Theile des Odádhraun finden sich jedoch einige warme alkalische Quellen. Die Gæsavötn, zwei kleine Seen (929 *m* über dem Meere), sind aus Quellen gebildet worden, von denen einige am 16. August 1884 eine Temperatur von 5—7° C. hatten, während die Luftwärme nur 0—1° C. betrug. An dem südlichen See findet sich eine kleine Anhöhe, mit Lebermoos und Algen bewachsen; hier fliesst das Wasser aus mehreren Oeffnungen mit einer Temperatur von 5—6°, aber in einem Bache vom Rande eines Lavastromes an dem nördlichen See wurde die Wärme 7° befunden; dieser Bach war auch mit Algen gefüllt. Die anderen Quellen hatten eine Temperatur von höchstens 1—2° C. Das kleine bischen Vegetation, das an diesen Seen vorhanden ist, verdankt sein Dasein nur dieser unbedeutenden Erdwärme, sonst ist die Umgegend alles Pflanzenwuchses vollständig baar. Die Palagonitbreccie steht dicht dabei in den vulcanischen Terrassen am Vatnajökull an. Ungefähr 15 *km* weiter nach Norden bei Marteinsflæda, 744 *m* über dem Meere, fand ich auch eine warme Quelle. Am Rande eines Lavastromes findet sich hier ein unbedeutendes bischen Pflanzenwuchs und südlich von diesem bewachsenen Fleck am Ende eines Schuttrückens eine warme Quelle mit einer Temperatur von 35½° C.; das warme Wasser quillt aus einer kleinen Spalte (Südwest—Nordost) in der Palagonitbreccie, die sonst in der Nähe nicht zu Tage tritt. Die Spaltenränder sind hier und da mit einer dünnen Kieselkruste bedeckt. Etwa 18 *km* weiter nach Norden findet sich bei Hitalaug, 672 *m* über dem Meere, ein Bach und einige Pfützen warmen Wassers (33½° C.) unter einem Schuttrücken dicht bei Kvíahraun; auch hier hat das warme Wasser zu einiger Vegetation Anlass gegeben. Der feste Felsen kommt bei diesen Quellen nicht zum Vorschein, die Unterlage ist von Grus bedeckt.



Westlich vom Ljósavatn bei Stórutjarnir findet sich eine warme Quelle im Rande eines grasbewachsenen Kieshügels; dicht bei einem kalten Bache sprudelt das warme Wasser aus einigen Oeffnungen mit verschiedener Wärme heraus; in dem wärmsten Loche betrug die Temperatur  $53^{\circ}$ , in zwei anderen dicht daneben, beziehungsweise  $30^{\circ}$  und  $40^{\circ}$ , etwas weiter unten  $25^{\circ}$  und  $26^{\circ}$ . Ein wenig Kieselrinde hatte sich auf den Steinen abgesetzt. Im Reykjadalur sind bei Stóru-Laugar und Litlu-Laugar mehrere warme Quellen, die meisten mit einer Temperatur von  $30-40^{\circ}$ ; die wärmste Quelle bei Stóru-Laugar hatte zu Ende Juni 1882 eine Temperatur von  $55^{\circ}$ ; eine unbedeutende Kieselkruste setzt sich auf den Steinen ab. Das warme Wasser wird durch kleine Canäle über die Fluren geleitet, wo das Gras daher ungewöhnlich üppig ist; die bedeutendste der Quellen zu Litlu-Laugar befindet sich mitten in einem Kartoffelgarten, der deshalb jedes Jahr eine ungemein reiche Ernte gibt. Die Kartoffeln können hier einen Winter nach dem andern in der Erde leben und sich ausbilden, sogar in dem strengen Winter 1880 bis 1881 blieben sie, ohne Schaden zu nehmen, draussen stehen. Die warmen Quellen bei Grenjadarstadir, die Gunnlaugsson auf seiner Karte angegeben hat, habe ich nicht untersucht. Weiter nach Norden in der Landschaft Reykjahverfi findet sich der bekannte Uxahver, der von Eggert Olafsson<sup>1)</sup> und von Henderson<sup>2)</sup> beschrieben worden ist. Die kochenden Quellen liegen hier in einer Reihe von Süden nach Norden in drei Gruppen. Diese Quellen kochen und brodeln unaufhörlich, doch ohne wie früher zu springen. Vor dem Erdbeben zu Húsavík im Jahre 1872 pflegte der Uxahver jede zehnte Minute einen kochenden Wasserstrahl bis zu einer Höhe von 20—30 Fuss emporzusenden, seitdem aber hat er aufgehört zu speien.<sup>3)</sup> Von den Lavaströmen um das Mývatn herum strömt an vielen Stellen die warme Luft durch die Lavarisse aufwärts und in der Stóragjá, einer Kluft etwas östlich vom Gehöft Reykjahlid, ist im Boden warmes Wasser, das zu Bädern benutzt wird. Das Wasser hat an verschiedenen Stellen verschiedene Temperaturen ( $30-40^{\circ}$ ). Hier und da fließt von den das Mývatn um-

<sup>1)</sup> Reise gjennem Island. II. S. 640—641.

<sup>2)</sup> Iceland or a journal of a residence in that island. Edinburgh 1818. S. 141—147.

<sup>3)</sup> In Olavius' »Oeconomiske Reise gjennem Island« findet sich S. 366 eine freilich nicht gerade wohlgelungene Abbildung des Uxahver während eines Ausbruches.

gebenden Lavaströmen etwas warmes Wasser in den See hinaus, z. B. in einigen kleinen Buchten südlich von Reykjavík; hier fand ich die Wärme des Wassers an ein paar Stellen 20—21°, während die Lufttemperatur 10° betrug; diese Buchten sind von Algen, Potamogeton, Myriophyllum u. s. w. angefüllt. Hier finden sich auch eine Menge Süßwasserschnecken, unter anderen die auf Island seltene *Planorbis glaber*.

Betrachtet man die Vertheilung der Solfataren und warmen Quellen in diesen Gegenden, so wird man bemerken, dass die Solfataren vornehmlich an die Bruchlinie von Süden nach Norden gebunden sind, die sich auch bis in die letzte Zeit sowohl bei Vulcanausbrüchen als bei Erdbeben wirksam gezeigt hat; dagegen sind die wenigen alkalischen Quellen enger mit dem westlichen Theil dieser Landfläche verknüpft, wo die Richtung Südwest—Nordost die vorherrschende ist; dieses scheint auch, wie vieles Andere, darauf hinzudeuten, dass die tektonischen Bewegungen auf der östlicheren Linie in historischer Zeit die häufigeren sind, während die westlicheren älteren Datums sind.

## VI. Erdbeben.

In Verbindung mit den Bewegungen in der Erdrinde und den Vulcanausbrüchen sind Erdbeben natürlich in diesen Gegenden sehr häufig gewesen; wenn in isländischen Annalen und Büchern von Erdbeben die Rede ist, so haben sie fast immer in irgend einer der folgenden drei Gegenden des Landes stattgefunden: in der Umgegend der Hekla, am südöstlichen Rande der Halbinsel Reykjanes (Ölfus, Grúnsnes u. s. w.) oder in der Thingeyjarsýsla, besonders auf Tjörnes; dies ist leicht aus »De islandske Vulkaners Histoire« zu ersehen. Grössere und kleinere Erdbeben sind besonders häufig in der Umgegend von Húsavík und haben in diesem Jahrhundert bedeutenden Schaden angerichtet; auch aus älteren Zeiten werden mehrere Erdbeben erwähnt, doch sind ihrer natürlich weniger als in der Jetztzeit, da man früher in Island, wo kleinere Erderschütterungen so häufig sind, selten andere aufzeichnete als die, welche Häusern, Menschen und Vieh grossen Schaden zufügten. Das bedeutendste Erdbeben in Húsavík im vorigen Jahrhundert war das von 1755; damals fielen 13 Gehöfte in der Thingeyjarsýsla bis zum Grunde ein und 21 wurden sehr beschädigt; die stärksten in diesem Jahrhundert waren die Erdbeben von 1838, 1867, 1872 und 1884.

Im Jahre 1867, am 31. December, wurde an vielen Orten im Nordlande ein Erdbeben verspürt, nachdem in demselben Jahre irgendwo im Vatnajökull ein Ausbruch gewesen war. Zu Húsavík fühlte man bis zum 15. Januar 1868 beständige Erschütterungen, mehrere Spalten bildeten sich, ein Gehöft stürzte ein und mehrere Häuser wurden beschädigt. — Ueber das Erdbeben zu Húsavík 1872 steht etwas in der »Oversigt over de islandske Vulkaners Historie«, doch will ich noch Einiges hinzufügen, auf das ich später aufmerksam geworden bin. Obgleich dieses Erdbeben nirgends so grossen Schaden anrichtete wie zu Húsavík, so fühlte man es doch ziemlich stark in so entfernt liegenden Gegenden wie im Eyjafjörður; hier waren die Stösse so bedeutend, dass die Leute aus den Häusern flüchten mussten und alles, was lose war, umfiel. Die Aeusserungen des Erdbebens waren jedoch nirgends so stark wie auf beiden Seiten des Meerbusens Skjálfandi: die Erde bekam tiefe Sprünge und die Lawinen stürzten massenhaft von den Bergen herab; auf einem Gehöft im Hvalvatnsfjörður wurde der ganze Schafbestand unter einer Lawine begraben. Im Flateyjardalur wurden die meisten Gehöfte mehr oder weniger beschädigt, die Erde wurde von einer Menge Spalten zerrissen, das Eis auf kleinen zugefrorenen Landseen zerbarst und der Thon aus dem Grunde wurde an beiden Spaltenrändern zu hohen Wällen emporgepresst. Auf der Insel Flatey zog das Meer sich plötzlich zurück, worauf es die Strandflächen weit und breit überschwemmte, und die Spalten, die während des Erdbebens gebildet wurden, ergossen Seewasser und Sand; zwei Gehöfte wurden total zerstört und alle Häuser auf der Insel mehr oder weniger beschädigt.<sup>1)</sup> Es scheint, als sei dieses Erdbeben durch eine Verrückung der Landfläche unter dem Skjálfandi verursacht worden; die Bewegung ist am stärksten entlang den Dislocationsspalten auf der westlichen Seite von Tjörnes und längs der Fortsetzung der Bárðardals-Linie gewesen.

Die Erdbeben 1884—85 wurden dagegen von östlicheren Bewegungen auf beiden Seiten von Tjörnes verursacht. Da diese Erdbeben früher nicht beschrieben worden sind, will ich über sie einige Bemerkungen hier beifügen.

Den 2. November 1884 zwischen 7 und 8 Uhr fühlte man auf Húsavík und in der Umgegend eine ziemlich starke Erderschütterung, worauf an dem Tage 16 kleinere Erdbeben folgten, die jedoch

<sup>1)</sup> Nordanfari XI, 1872, S. 44, 55; XII, 1873, S. 38. Auch bei Johnstrup, l. c., S. 31—32 finden sich noch einige Aufschlüsse über diesen Ausbruch.

nur unbedeutenden Schaden thaten; der erste und stärkste Stoss wurde auch in der Landschaft Reykjahverfi und am Mývatn verspürt. Bis zu Neujahr dauerte die Bewegung mit beständigen Erschütterungen fort, die jedoch nie einen gewaltsamen Charakter hatten.

In Kelduhverfi ist die Lava grossentheils mit Erdreich und Vegetation bedeckt, zunächst dem Meere finden sich ziemlich ausgedehnte Sandflächen, wahrscheinlich mit darunter liegender Lava; hier findet sich ein See, Vikingavatn, mit vielen, wahrscheinlich durch Senkungen in der darunter liegenden Lava hervorgebrachten Buchten. Am 25. Januar 1885 um 10 Uhr 50 Minuten Vormittags erschütterte ein heftiges Erdbeben die ganze Landschaft Kelduhverfi; die Erschütterung währte 2—3 Minuten mit einer solchen Intensität, dass die Leute weder draussen noch drinnen sich aufrecht erhalten konnten. Die Erde bekam eine Menge Risse, aus denen das lehmige Wasser mehrere Klafter in die Höhe geworfen wurde. Beim Gehöfte Grásida bildeten sich mehrere Spalten, von denen die grösste eine Breite von  $1\frac{1}{4}$  Ellen hatte und deren westlicher Rand eine halbe Elle höher war als der östliche; alle Sprünge waren voller Wasser; beim Gehöft Lón bei Fjallahöfn entstanden sehr lange Spalten, die Schlamm und Schutt bis zu einer Höhe von mehreren Faden auswarfen; grosse Steine wurden auf die höheren, westlichen Spaltenränder emporgeschleudert. Mehrere alte Lavarisse wurden durch das Erdbeben abwechselnd erweitert und zusammengedrückt und eine alte Spalte war nach dem Erdbeben eine Elle schmäler als zuvor. Beim Gehöfte Sultir löste sich ein Felsstück von der Grösse einer Cubikklafter, von dem vor dem Erdbeben ein Drittel in der Erde begraben und festgefroren gelegen hatte, und kehrte seine unterste Seite nach oben. Grosse Bergstürze gingen von den Höhen auf der östlichen Seite der Halbinsel Tjörnes nieder und die Flüsse führten eine ungewöhnlich grosse lehmige Wassermasse. Das Eis auf dem See Vikingavatn, welches eine Dicke von  $\frac{1}{2}$  bis  $\frac{3}{4}$  Ellen hatte, wurde in unzählige Stücke zerrissen und diese als hohe Wälle an den Gestaden des Sees aufgethürmt; grosse Stücke gefrorener Erde wurden von der Unterlage losgerissen und blieben aufgekantet stehen. Auf den flachen Sandstrecken im Westen des Vikingavatn wurde der Sand in 50—60 Klafter hohen Säulen emporgeworfen wie bei einem Ausbruche; bei jedem Stosse begannen die Sanderuptionen im Osten und schritten nach Westen fort, gleichzeitig bildeten sich hohe Sandkrater, die sogleich darauf zusammen-

fielen und verschwanden. Diese Sanderuptionen dauerten ungefähr 15 Minuten. Den nächsten Tag fanden sich auf den Sandflächen mehrere grosse Erdfallslöcher, deren grösstes einen Umfang von 60—70 Faden hatte; diese Löcher waren halb mit Wasser angefüllt, ihre steilen Seiten waren ca. 3 Ellen hoch, in der Mitte konnte man aber wegen des Wassers die Tiefe nicht erkennen. Die Sandfläche war nach dem Erdbeben von einer Menge kleiner, 3—6 Zoll breiter Spalten zerklüftet und hier und da waren die zusammengefrorenen Sandplatten auf einander gehäuft, aufgerichtet oder schräg. Dieses heftige Erdbeben verursachte natürlich bedeutenden Schaden, jedoch ohne dass ein Menschenleben dabei verloren ging; fast alle Gehöfte in dieser Gegend wurden mehr oder weniger beschädigt. Man nahm dieses Erdbeben bis zum Eyjafjörður wahr, zu Húsavík waren die Erschütterungen von viel glimpflicherer Art.

#### VII. Glaciale und andere jüngere Bildungen.

Ich will nur in möglichster Kürze die glacialen und neueren Bildungen nennen, da dies eigentlich ausserhalb der Bestimmung dieser Abhandlung liegt. Alle die beschriebenen Gegenden werden nach Süden von den Gletschermassen des Vatnajökull begrenzt, die ein Areal von ca. 8500  $km^2$  haben. Auf der Südseite des Vatnajökull kann die Schneegrenze wohl kaum höher als 900  $m$  angesetzt werden, auf der Nordseite aber wird sie erst bei 1300  $m$  Höhe erreicht. Vom Südrande schieben sich mehrere grössere und kleinere Gletscher beinahe bis zum Meere vor; so soll das Ende des Breidamerkurjökull nach Helland nur 22  $m$  über dem Meere sein, wogegen der unterste Rand des Dyngjujökull auf der Nordseite in einer Höhe von 765  $m$  über dem Meere liegt. Die Niederschlagsmenge ist auf der Südseite viel bedeutender, als auf der Nordseite, zu Berufjörður ist so die jährliche Regenmasse 1093  $mm$ , auf der Insel Grímsey nördlich von Island aber nur 414  $mm$ . Der grösste Gletscher auf der Nordseite, überhaupt der grösste bekannte in Island, erstreckt sich zwischen Kistufell und Kverkfjöll hinab auf die Sandflächen, ich habe ihn Dyngjujökull genannt; es würde gewiss in mehr als einer Hinsicht interessant sein, diesen Gletscher genauer zu studiren, doch liegt er zu weit entfernt, zwei bis drei Tagereisen vom bewohnten Lande in einer vollständig graslosen Gegend, wo es nicht möglich ist, sich mit Pferden aufzuhalten, ausser wenn man

eine grössere Portion Heu mit sich führen kann. Der Dyngjujökull<sup>1)</sup> hat ein Areal von ca. 400 *km*<sup>2</sup>; der Rand ist mit Schutt und Felsblöcken bedeckt und wird von unregelmässigen Moränen begrenzt. Der Gletscher ist augenscheinlich für den Augenblick im Rückgange begriffen, das Nämliche habe ich bei allen isländischen Gletschern bemerkt, die ich gesehen.<sup>2)</sup> Unterhalb des Dyngjujökull finden sich ausgedehnte Thonflächen, von beständig wechselnden Gletscherbächen und Flüssen durchströmt, welche ein sehr trübes Wasser führen; bei den grösseren Flüssen werden die gröberen Materialien auf die Sandstrecken hinausgetragen, besonders bei der Jökulsá selbst, die da, wo sie westlich dicht bei den Kverkfjöll aus dem Gletscher kommt, eine sehr grosse Geschwindigkeit besitzt, so dass sie grössere Blöcke umherwerfen kann. Die Unterlage für diese Thon- und Sandflächen besteht gewiss an vielen Stellen aus Lava; der nördlichste Theil dieser Sandstrecken bei der Vadalda ist grossentheils mit Bimsstein vom Ausbruche der Askja im Jahre 1875 bedeckt. Mitten im Odádahraun liegt die Schneelinie noch höher als auf dem Vatnajökull. etwa 1450 *m*, daher finden sich auch im Sommer in dieser Wüste sehr wenige grössere Schneemassen, denn nur wenige Berge erreichen eine so bedeutende Höhe; Gletscher habe ich nirgends gesehen, obgleich sich wohl bei näherer Nachforschung in den Dyngjujöll einige kleine vorfinden möchten. Die Herdubreid hat auf ihrem Gipfel eine Schneepyramide, die jedoch in warmen Sommern zum grossen Theil verschwindet und auch zu keiner Gletscherbildung Veranlassung gibt; die Schneehaufen im Krater der Trölladyngja haben auch nur geringe Bedeutung, dagegen ist der Tungnafellsjökull mit einer bedeutenden Firnfläche bedeckt, welche einige Gletscher nach Westen hinabsenden soll.

Im Verhältnis zu anderen Theilen des Landes sind in diesen Gegenden ziemlich wenige Spuren von der Eiszeit übrig; ein grosser Theil der Unterlage besteht aus Tuff und Breccie, worauf sich die Gletscherstreifen nicht haben halten können, viele Gegenden sind

<sup>1)</sup> Dieser Jökull ist etwas näher beschrieben in »Petermann's Mittheilungen« 1885, S. 292, 335—337, und besonders im Andvari XI, S. 88—91, XII, S. 154 bis 155.

<sup>2)</sup> Nachdem ich 1886 und 1887 das Westland bereist und die Gletscher gesehen habe, die zu beiden Seiten vom Drangajökull herniedergehen, und zuverlässige Auskunft über dieselben erhalten habe, scheinen sie mir ähnliche Perioden wie die Gletscher der Alpen aufzuweisen; sie haben ihr Maximum in den Jahren 1840—50 gehabt, sind aber seitdem alle im Zurückgehen. Vergl. A. Heim: »Gletscherkunde«. Stuttgart 1885. S. 509.

ganz mit Lava und Flugsand bedeckt und deutliche Gletscherschrammen sieht man daher nur, wo die doleritische Lava zu Tage tritt, da diese sich sehr gut zur Politur eignet; doch werden die Streifen oft durch Stürme wieder ausgewischt, wenn kleine Steine, Schutt und Sand über die öden Hochflächen gepeitscht werden. Die grössten Eisschrammen fand ich im Westen des Ferjufjall auf doleritischer Lava; die wellenförmige Oberfläche war glatt gescheuert und hatte 4—5 Zoll breite und 1 Zoll tiefe, von Süden nach Norden gerichtete Gletscherschrammen. Die Streifen, die ich wahrgenommen habe, deuten alle auf eine Gletscherbewegung von Süden nach Norden, da auch die Gletscher der Eiszeit ihren Ausgangspunkt auf den Hochflächen des Vatnajökull gehabt haben. Nach den Eisschrammen auf dem Sellandafjall kann man die Mächtigkeit der Eisdecke auf mindestens 700 *m* veranschlagen. Fast überall, wo die Unterlage aus der doleritischen präglacialen Lava besteht, ist diese von losen Massen bedeckt, theils aus vom Eise polirten Steinen, theils aus Schutt und Bruchstücken, die durch den Einfluss des Frostes losgesprengt sind, bestehend. Die Vertiefungen in dem kleincoupirten Terrain sind von diesen losen Massen verdeckt, doch kommt der feste Felsen hier und da als eisgescheuerte Buckel und Rücken zum Vorschein. Auf den Landstrecken im Nordwesten des Sellandafjall besonders haben die losen Massen eine bedeutende Mächtigkeit, so dass der feste Felsen nur selten zu Tage tritt; ich habe jedoch auf der Karte diese Oberflächen-Bildungen nicht mit einer eigenen Farbe darstellen wollen, da es sich nicht so leicht consequent durchführen liess. Wo die Palagonitbreccie alleinherrschend ist, wird die Oberfläche von losen Lavastücken und Schlacken bedeckt, welche durch Verwitterung aus der Breccie gelöst sind.

In der beschriebenen Partie befinden sich 20—30 Seen, die jedoch höchstens ein Areal von 90 *km*<sup>2</sup> haben. Je nach Bildung und Ursprung kann man wenigstens drei Arten von Seen unterscheiden. 1. Lavaseen, hervorgebracht durch Senkungen in den Lavaströmen, worin das Regenwasser, welches durch den porösen Lavagrund sickert, sich sammeln kann; der grösste dieser Seen ist das Mývatn, welches eine Grösse von ca. 27 *km*<sup>2</sup> und eine Tiefe von 5—6 *m* hat. Sandvatn und Grænavatn sind auf dieselbe Weise gebildet und haben vielleicht früher mit dem Mývatn in Verbindung gestanden; ihre Tiefe ist auch nur sehr gering. Das Svartárvatn am Odádahraun hat vielleicht einen ähnlichen Ursprung und muss beständig mit dem Sandfluge von den nahegelegenen Wüsten kämpfen; dieser See ist

nirgends tiefer als zwei Meter. Einige kleine Seen an den Quellen der Sudurá sind ebenfalls in Lavavertiefungen am Rande des Odá-dahraun entstanden; der Flugsand hat auch hier nicht wenig zur Ausfüllung dieser Vertiefungen beigetragen. Der See im südöstlichen Winkel der Askja ist auch vulcanischen Ursprungs, indem sich das Wasser nach und nach in der Einsenkung gesammelt hat, die zum grossen Theile von lothrechten Lavawänden begrenzt wird: er ist also eine Art durch Senkung entstandenen Kratersees, während das Helvíti an der Krafla, in welchem sich jetzt ein kleiner See befindet, wahrscheinlich durch Explosion gebildet worden ist. 2. Seen, die durch Aufstauung von Gletscherflüssen entstanden sind; dazu gehören das Dyngjuvatn südlich der Askja und der kleine See Grágæsavatn am Flusse Kreppa; ersterer, in einer Vertiefung auf der lehmigen Sandfläche, hatte im Jahre 1884 eine ziemlich grosse Ausdehnung ( $20 \text{ km}^2$ ), doch sehr geringe Tiefe, kaum mehr als 1 bis 2 m, er ist durch Gletscherbäche vom Dyngjujökull gebildet, hat in verschiedenen Jahren eine sehr verschiedene Grösse und kann vielleicht eines schönen Tages ganz verschwinden. 3. Glaciale Seen. Die grösste Anzahl von Seen findet sich in den Gegenden, wo die Oberfläche von mächtigen losen Massen mit einer Unterlage von doleritischer präglacialer Lava bedeckt ist; sie treten gewöhnlich in grösseren Gruppen auf, so im Südwesten des Mývatn; solche Seengruppen sind über das ganze Land hin auf den schuttbedeckten Höhenflächen sehr häufig, es gehören darunter z. B. die Seen beim Jökuldalur, die auf der Hochebene Arnarvatnsheidi, die Fiskivötn u. a. Diese Seen scheinen selten tief zu sein, die Seen in den Thälern sind dagegen meist sehr tief; man findet von derartigen Seen in diesen Gegenden nur zwei grössere, nämlich das Ishólsvatn, welches 30 Klafter tief sein soll, und das Ljósavatn mit 17 Klafter Tiefe.

Bekanntlich hat man im südlichen Island viele Merkmale eines höheren Standes der See nach der Eiszeit gesehen; der Unterschied zwischen dem jetzigen und dem früheren Meeresstande beläuft sich auf 40 - 50 m. Auch ich habe auf meinen letzten Reisen auf der nordwestlichen Halbinsel deutliche Wasserstandsmarken, Strandlinien, Abrasionsterrassen, Ansammlungen alten Treibholzes in Mooren u. s. w. 100—200 Fuss über dem Meere gefunden. Das Nämliche kann man im Nordlande in den Gegenden, welche in dieser Abhandlung beschrieben werden, beobachten. Bei Asbyrgi nahe dem Deltalande der Jökulsá gewahrte ich im Jahre 1884 an



den lothrechten Doleritklippen in dieser merkwürdigen hufeisenförmigen Einsenkung eine deutliche Strandlinie, ca. 40 m über dem Meere; die Doleritfelsen sind hier in derselben Weise angegriffen und zerfressen, wie man es noch an der Uferkante um Reykjavik herum sieht. Die Dünen bei Akureyri, einige Grushöhen im Reykjadalur bei Einarssadir und an der Thverá im Laxárdalur, scheinen ebenfalls alte Strandbildungen zu sein. Der Meerbusen Skjálfandi hat sich also damals als vielarmiger Fjord bedeutend weiter in das Land hinauf erstreckt.

Im inneren Island gibt es bedeutende äolische Bildungen. Die Stürme auf den Hochebenen sind sehr heftig und man sieht überall vom Sande geschliffene Felsen. Am Kistufell sind die unregelmässigen Furchen und Vertiefungen, welche erzeugt werden, wenn die südlichen Stürme Schutt und Sand über die Felsen fegen, sehr häufig, und diese beständig wiederkehrende Kraft hat einen bedeutenden Einfluss auf die Felsformen gehabt, besonders da, wo die Palagonitbreccie vorherrschend ist, aber auch die harten feinkörnigen Doleritklippen sind oft sehr angegriffen; sowohl am Kistufell als auf der Vadalda traf ich auf viele doleritische Pyramidalsteine. Es gibt in diesen Gegenden eine ungeheuere Masse Flugsand, der das Reisen oft sehr unangenehm und zuweilen fast unmöglich macht; die Gehöfte und Weideplätze, die dem Odádahraun zunächst liegen, leiden ebenfalls sehr darunter. Doch nimmt der Flugsand noch grössere Gebiete ein östlich von der Jökulsá, wo auf dem Hochlande Dutzende von Quadratmeilen zwischen den emporstehenden Palagonitrücken in eine bewegliche Decke von Flugsand gehüllt sind, die von dem Sandhafer und den kleinen Weidenarten, welche hier und da wachsen und dem Vieh der Einwohner zur Nahrung dienen, nur wenig im Zaum gehalten wird. Der meiste Flugsand besteht aus nichts anderem als Palagonitstaub, der durch die Einwirkung der Luft und mit Hilfe des Windes verwittert und sich vom Felsgrunde löst. Ganze Wolken von diesem feinen Staube werden oft nach entfernten Gegenden fortgeführt, wo sie in Flussthälern und im Grasboden abgelagert werden und die Bildung lössartiger Schichten veranlassen. Gelbbraune Ablagerungen dieser Art, durchweht von Pflanzenstengeln und von bedeutender Mächtigkeit, findet man u. a. im Thale des Skjálfandafljót unterhalb des Öxnadalur. Im Osten der Jökulsá finden sich an vielen Stellen dicke Bildungen von altem Flugsande, dies sieht man z. B. leicht beim Gehöft Grímsstadir; aus dem feinen Sande bilden sich dünne Schichten mit wellenförmiger

Oberfläche, welche durch die Feuchtigkeit fest werden und durch die beständige Zufuhr auf's Neue mit losem Palagonitstaub bedeckt werden. Wenn diese Schichten trocknen oder gefrieren, spalten sie sich in unzählige Stücke, die Risse füllen sich mit neuem Staube und die eine Schichte bedeckt die andere, so dass das Ganze zuletzt wie Mosaik aussieht. In einem 14 Ellen tiefen Brunnen, der vor einigen Jahren auf Grímsstadir gegraben wurde, traf man unter der 20 Fuss mächtigen Flugsandbildung auf eine ein paar Ellen dicke Schicht Flusskies, die wieder auf Palagonitbreccie ruhte. Im Odádahraun und der Umgegend sind Sandstürme sehr häufig und auch hier besteht der Flugsand hauptsächlich aus dem feinen Palagonitstaube, doch findet sich auch Flugsand von anderem Ursprunge und anderer Zusammensetzung. In den Niederungen im Odádahraun und dem Mývatnsöræfi ist die schwarze oder grauliche vulcanische Asche sehr häufig, da sie aber schwerer ist, wird sie nicht so weit hinweggetragen, sondern meist nur in den Vertiefungen der Lavawüste selbst abgelagert, wo sie an vielen Orten bedeutende, mit Sandhafer bewachsene Dünenpartien bildet. Im südöstlichsten Theile des Odádahraun machte ich auch die Bekanntschaft anderer Arten Flugsand, nämlich des feinen Staubes an den Thonflächen unterhalb des Dyngjujökull und des Bimssteinstaubes. Bei trockenem Wetter steht dort beständig, wenn es bläst, eine gelbbraune Wand von Staub über diesen Flächen, und letzterer ist so fein, dass er überall eindringt. Zwischen Dyngjujöll und Vadalda ist der Bimssteinstaub vom Ausbruche 1875 sehr belästigend, auch kann dieser ebenfalls in den Vertiefungen bedeutende Ablagerungen bilden. Es gibt also in diesen Gegenden vier Arten von Flugsand von verschiedener Entstehung und Bildung. Ich habe auf der Karte die Partien, die vom Flugsande bedeckt werden, nicht besonders angegeben; es liess sich auch nicht leicht mit Genauigkeit machen, da diese Bildungen so beweglich sind.

### VIII. Einige geotektonische Bemerkungen.

Wenn man, wie wir in dem Vorhergehenden, unser Wissen von den Vulcanen des Nordlandes und den von ihnen hervorbrachten grossen Lavaströmen durchgenommen hat, kann man es nicht unterlassen, an die Veränderungen zu denken, welche durch den Erguss dieser grossen Masse geschmolzenen Steines aus dem

Erdinnern auf der Länderfläche vor sich gegangen sein müssen; die Oberfläche muss sich sehr verändert haben, nicht bloß dadurch, dass die Lava die ursprünglichen Vertiefungen ausgefüllt und Einfluss auf die hydrographischen Verhältnisse gehabt hat, sondern auch vornehmlich dadurch, dass die ausgegossenen Massen leere Räume im Innern hinterlassen haben müssen, so dass, als Reaction gegen die aufbauenden Kräfte, in der Oberfläche Senkungen entstehen mussten. Bei näherer Betrachtung kommt man auch zu dem Resultat, dass das ganze beschriebene Terrain ein Senkungsfeld im grossen Stile ist. Das Thal Bárðardalur, welches in gerader Linie nach Norden vom Skjálfandaflótt durchströmt wird, hat für das Verständnis der Geographie und Geologie des Nordostlandes eine grosse Bedeutung. Sogleich, wenn man von Vadlaheidi durch den Pass Ljósavatnsskard die Hochflächen östlich von diesem Thale überschaut, fällt es einem auf, dass das Land einen ganz andern Charakter annimmt (vergl. auch Profil 2, Tafel II). Die westlichen hohen Basaltplateaux, die in der Nähe des Eyjafjördur eine Höhe von gegen 1400 *m* erreichen, werden am Bárðardalur plötzlich abgeschnitten; die Basaltfelsen westlich vom Thale haben eine Höhe von 900—1000 *m*, der östliche Rand des Thales ist dagegen nur etwa 300 *m* hoch. Auch die Felsart verändert sich plötzlich, indem die präglaciale Lava im Osten des Thales in der Oberfläche hervortritt, wahrscheinlich auf Palagonittuff ruhend; die modernen Lavaströme im Flussbett und die Krater bei der Djúpá, die westlichsten, welche sich im Nordlande finden, weisen auf eine gewaltsame Störung im Bau des Felsens hin. Die Palagonitformation setzt sich von hier nach Osten hin gegen das Jökuldalur als ein schwach wellenförmiges Flachland mit einzelnen emporstehenden Plateaustücken und langgestreckten Bergrücken fort und steigt nach und nach bis gegen 800 *m* in der Nähe des Jökuldalur, hat aber hier auf der Oberfläche keine scharfe Grenze gegen die Basalte des Ostlandes. Man kann jedoch natürlich nicht mit Sicherheit sagen, ob nicht Dislocationen vorhanden sind, da die Berge und Hochebenen an den meisten Stellen von losen Massen bedeckt sind; auch sind diese Gegenden sehr wenig untersucht.

Durch die Lavawüste Odáðahraun am Mývatn vorbei zum Meerbusen Skjálfandi erstreckt sich vom Passe Vonarskard bis zum Meere ein unregelmässiger Bogen von zerstückten Plateaubergen und kleineren parallelen Tufffelsen, an welche die vulcanischen Spalten und Ausbrüche gebunden sind. Auf beiden Seiten dieses

Gebirgsbogens haben grosse Senkungen stattgefunden; die Ebenen haben auf beiden Seiten annähernd dieselbe Höhe und senken sich gleichmässig vom Vatnajökull nach dem Meere abwärts. Die Neigung ist jedoch grösser zum Skjálfandi hinab, so dass der westliche Theil der Landfläche zwischen den Strömen Skjálfandafljót und Jökulsá im Nordnordwesten des Dyngjufjökull dadurch eine windschiefe Neigung hinab zu jenem Meerbusen erhält, welche dadurch noch deutlicher hervortritt, dass die abgebrochenen Felsen im Westen des Bárðardalur sich von dem am meisten gesenkten Flügel hoch erheben.

Die durch die Erosion hervorgebrachte Sculptur der Oberfläche, welche in den alten miocänen Basaltgebieten so eigenthümlich entwickelt ist, tritt in diesen Gegenden nicht deutlich hervor, da die Unebenheiten des Landes nach und nach mit einem Lavagusse überdeckt worden sind. Alle Vertiefungen sind mit Lavaseen ausgefüllt und die Risse in der Erde, welche dieselben hervorgebracht haben, finden sich mit ihren Kraterreihen fast immer parallel zu den Seiten der emporstehenden Bergreihen, die man als die Bruchränder der übrig gebliebenen Horste ansehen kann; an einzelnen Stellen ist das dünnflüssige Magma aus dem Innern der Erde an einem Punkte aufgehäuft worden und hat Lavakuppeln gebildet, welche die Tuffrücken, an deren Seiten die Lava hervorgebrochen ist, zum Theil verhüllen. Die vorerwähnte bogenförmige Anordnung der emporstehenden Felsen in diesem Theile des Landes scheint durch zwei Spaltensysteme verursacht zu sein, das eine südlichere und westlichere von Südwest nach Nordost, das andere nördlichere und östlichere von Süden nach Norden. Im Südwestlande ist die Richtung der Vulcanspalten fast immer Südwest—Nordost, während die süd-nördliche Richtung bei den Vulcanen des Odáðahraun und des Mývatn überwiegt; die ganze vulcanische Mittelpartie von Island scheint von diesen beiden Arten von Bruchlinien beherrscht zu werden, die Kraterreihen der Hekla und des Laki folgen der ersteren Richtung (Südwest—Nordost), während die zweite sich quer über das Land bis zum Öraefajökull an der Südküste fortzusetzen scheint. Die tertiären Basaltmassen, welche eine Mächtigkeit von 300 m erreichen, haben rings im ganzen Lande einen schwachen Abfall einwärts nach der keilförmigen vulcanischen Partie, die quer durch das Land geht und hauptsächlich aus vulcanischen Tuffen besteht. Die stehengebliebenen Stücke der eingesunkenen Fläche, welche Veranlassung zur Bildung des Busens Faxaflói gegeben hat, haben

denselben Abfall gegen die vulcanische Senkungspartie, während nur einzelne emporstehende Horste die ursprüngliche wagrechte Schichtung der Basaltbänke behalten haben (z. B. die Esja).

Von den Gæsavötn erstreckt sich, wie schon vorher bemerkt ist, eine Vulcanlinie von Südwest nach Nordost hin zu den Dyngju-fjöll; westlich von dieser ist das Land nicht unbedeutend gesunken, so dass der Dyngjuháls, der nach Osten stetig abfällt, sich von den Lavafeldern im Westen der Trölladyngja wie eine steile Wand abhebt (Profil 3, Tafel II). Auf dieser Bruchlinie ist die grosse Lavakuppel Trölladyngja gebildet worden und auf dem Dyngjuháls haben mehrere parallele Spalten Lava ausgegossen und Reihen von Kratern hervorgebracht; dieselbe Spalte erstreckt sich hin zu der grossen vulcanischen Senkung im süd-östlichen Winkel der Askja und trifft hier mit den süd-nördlichen Spalten zusammen, welche hier in den Dyngju-fjöll an vielen Stellen — entweder als Träger von Kratern oder als nicht vulcanische Klüfte und Dislocationen — zu Tage treten; die nordöstliche Spalte wird durch Kraterreihen bis zur Kollóttá Dyngja weiter geführt, wo sie auch von süd-nördlichen Spalten gekreuzt wird. Die grossen Vulcane in der Askja, welche im Jahre 1875 die heftigen Ausbrüche hatten, befinden sich also im Schneidepunkte dieser beiden Bruchlinien; in demselben Jahre entstanden auch in der Oberfläche sehr grosse Spalten ungefähr in der Richtung Süd-Nord, welche man mehr als 80 *km* weit nach Norden verfolgen kann; diese Spalten hatten damals ebenfalls heftige Ausbrüche, sowohl östlich am Ketill als in der Sveinagjá. Ob sich gleichzeitig zwischen Askja und Trölladyngja Spalten von Südwest nach Nordost gebildet haben, weiss man nicht, da diese Gegend nicht erforscht ist und es mir 1884 wegen der Witterungsverhältnisse unmöglich war, dorthin zu kommen. Die Ausbrüche der Askja und der Sveinagjá im Jahre 1875 scheinen mit einander in Verbindung gestanden zu haben und von derselben Spalte, die sich in der Erde bildete, hervorgebracht zu sein. Von der Askja wurde nur Bimsstein ausgeworfen, aus den drei Kratergruppen der Sveinagjá aber basaltische Lava, Asche und Bomben; der dazwischen liegende Lavastrom aus der nämlichen Spalte im Osten des Ketill scheint keine eigentlichen Krater gebildet zu haben. Bei diesen Ausbrüchen kann man eine Wechselwirkung zwischen den beiden Hauptausbruchsstellen beobachten; am 3. Januar spien die südlichen Krater der Askja, am 18. Februar die mittelsten Krater in der Sveinagjá, am 10. März die nördlichen Krater ebenda,

am 29. März fand der gewaltige Bimssteinausbruch aus dem nördlichen Krater und der Askja statt und am 4. April bildeten sich die südlichen Krater in der Sveinagjá.

Auf einer zum Dyngjuháls parallelen Linie (Südwest--Nordost) befinden sich die beiden vermutheten präglacialen Vulcane Urdarháls und Vadalda und weiter nach Norden die ebenfalls präglacialen Sellandafjall und Bláfjall (Profil 3 und 2, Tafel II). Im östlichen Theile des Odádahraun, am Mývatn und in Kelduverfi, findet sich eine unzählige Menge Kraterreihen, Risse und Senkungen von Süden nach Norden, die jedoch oft eine Tendenz, um einige Grade nach Osten abzuweichen, zu haben scheinen. Breccie-Horste mit dabeiliegenden Kraterreihen trifft man dort viele, von denen die meisten vorhin beschrieben sind; die grössten sind: Kverkhnúkar, Tögl, Herdubreidarfjöll, die Ketills-Reihe und der sehr regelmässige Horst östlich vom Mývatn (Lúdent, Námufjall, Leirhnúkar); am westlichen Rande dieses Horstes entlang hatten in den Jahren 1724 bis 1729 mehrere Vulcane gleichzeitig Ausbrüche. So hatte der Leirhnúkur am 11. Januar 1725 einen Ausbruch, der Bjarnarflag den 19. April desselben Jahres, und zur nämlichen Zeit soll im Südrande des Vatnajökull ein Ausbruch stattgefunden haben. Der Örfafjökull an der Südküste war vom 3. August 1727 bis zum 25. Mai 1728 in ununterbrochener Thätigkeit und gleichzeitig fanden aus der vorerwähnten Bruchlinie am Mývatn mehrere Ausbrüche statt; so spie der Leirhnúkur am 21. August 1727 und wieder um 2 Uhr Morgens am 18. April 1728. Um 6 Uhr diesen selben Morgen bildete sich der Vulcan im Hrossadalur und gleichzeitig spie der Vulcan Bjarnarflag; zwei Tage später quoll die Lava auf der östlichen Seite dieser Bergreihe hervor; die Ausbrüche währten bis Ende September 1729. Man sieht aus denselben, dass in diesen Jahren auf der süd-nördlichen Bruchlinie quer über Island grosse Bewegungen stattgefunden haben müssen und dass der Örfafjökull und andere Vulcane im südlichen Theile des Vatnajökull ihre Ursache in denselben Spaltenbildungen, haben müssen wie die nördlichen Vulcane. Längs den Seiten des vorerwähnten Horstes am Mývatn gibt es eine Menge Solfataren und aus den umliegenden Lavaströmen brechen die warmen Dämpfe aus unzähligen Rissen hervor; bei stillem und kaltem Wetter kann man z. B. von Reykjahlid aus zahllose kleine Dampfsäulen sich von der Oberfläche der Lava erheben sehen.

Aehnliche vulcanische Nachwirkungen treten auch an vielen anderen Stellen auf derselben Linie quer über das Land auf, z. B.

bei Theistareykir, an der Krafla, dem Ketill, in den Herdubreidarfjöll, der Askja und den Kverkfjöll. Die häufigen Eruptionen von einer unbekanntem Oertlichkeit im südlichen Theile des Vatnajökull scheinen zu derselben Linie zu gehören; obgleich man die Ausbruchsstelle nicht mit Sicherheit weiss, so hat man sie doch aller Wahrscheinlichkeit nach in der Nähe des Skeidarárjökull zu suchen, denn bei den Ausbrüchen von 1862, 1867, 1873 und 1883 ist dieser Gletscher immer zum Theile geschmolzen. Die in früheren Zeiten in Annalen und Sagen so oft erwähnten Ausbrüche aus den Grímsvötn stammen vielleicht von dieser oder einer nahe belegenen Stelle. Die unter den Gletschern des Südländes liegenden Vulcane haben, so viel man weiss, niemals Lavaströme hervorgebracht, sondern nur Asche, was vielleicht mit der grossen Masse von Wasserdämpfen zusammenhängt, die durch das Schmelzen der Gletscher entstehen muss.

Bis zum Eismeere ganz im Norden kann man dieselben Spaltensysteme von Süden nach Norden mit dazwischen liegenden Horsten verfolgen; auf beiden Seiten der Horste hat der Felsgrund sich oft in Streifen gesenkt, welche zu beiden Seiten niedrige Absätze bilden; diese Spaltung des Erdbodens sieht man z. B. deutlich am Dalfjall (Profil 4, Tafel II) und ebenso auf dem Wege von Kelduhverfi nach Húsavík. Auch auf beiden Seiten der Halbinsel Tjörnes sind, wie zuvor beschrieben, Erderschütterungen sehr häufig gewesen, wodurch in historischer Zeit eine Menge kleinere Senkungen stattgefunden haben. Im nördlichsten Theile der beschriebenen Länderstrecke finden sich ziemlich viele Risse von Südwesten nach Nordosten, z. B. im Westen des Mývatn, im Laxárdalur und quer über die grosse Kluft der Jökulsá unterhalb des Dettifoss. Betrachtet man das Profil 1, Tafel II, so wird man auch sehen, dass der Felsgrund unter dem Odádahraun vom Vatnajökull in Absätzen nach Norden abfällt und dass sich fast überall auf den Bruchgrenzen Krater finden. Diese Senkungen scheinen jedoch grossentheils älter zu sein; mit einem Wort, bei einer genauen Untersuchung würde man sicher finden, dass diese ganze Partie durch verticale Senkungen in unzählige grössere und kleinere Stücke gebrochen ist.

Island ist allzu wenig erforscht, als dass man aus dem Bekannten bis jetzt sichere Schlüsse auf seine geologische Geschichte ziehen könnte, doch möge es mir gestattet sein, nach den vorliegenden Untersuchungen einige wenige Bemerkungen über die

Bildung des Landes zu machen, wenn man auch nur auf sehr unsicheren Grund bauen kann. Islands erste Bildung und geologische Vorgeschichte hängt natürlich mit den Senkungs- und Faltungsprocessen in der Erdrinde zusammen, die so vorzüglich von Professor E. Suess in Wien beschrieben worden sind; bevor man jedoch die geologische Geschichte des nördlichen Atlantischen Oceans entwickeln kann, muss man Geologie und Bildungsweise der umliegenden Länder genau kennen. Suess hat darauf hingewiesen,<sup>1)</sup> dass sich an den Küsten des nördlichen Atlantischen Oceans an vielen Orten Bruchstücke tertiärer Bildungen mit fossilen Landpflanzen finden, welche sich unter Basaltdecken erhalten haben, so in der Grafschaft Antrim im nördlichen Irland, auf den Hebriden, auf der Sabine-Insel in Ostgrönland, auf Disco, bei Discovery-Harbour unter 81° 45' n. Br. u. s. w. Das Vorhandensein dieser Basaltmassen ist ein Beweis für die grossen tektonischen Bewegungen, die in der Tertiärzeit in diesen Gegenden stattgefunden haben müssen, und macht das Vorhandensein zusammenhängender Ländermassen im nördlichen Atlantischen Ocean wahrscheinlich. Die Unterlage der Basaltmassen Islands kennt man nicht, aber schon die Tiefenverhältnisse der See weisen auf eine in der Vorzeit dagewesene Verbindung mit Grönland und Schottland hin, was noch wahrscheinlicher wird, wenn man die Pflanzenversteinerungen des Surtarbrandur mit ähnlichen Bildungen in anderen Gegenden um dieses Meer herum vergleicht. Wann die ersten Ausbrüche von Basalt stattfanden, kann nicht nachgewiesen werden, dass aber die Basalteruptionen erst gegen die Mitte der Tertiärzeit begannen, ist wahrscheinlich; das Pflanzenleben, welches seine Spuren im Surtarbrandur hinterlassen hat, trat jedoch erst nach einer bedeutenden eruptiven Thätigkeit auf, da die Schichten des Surtarbrandur überall auf mächtigen Basaltmassen ruhen. O. Heer's Untersuchung von Islands fossilen Pflanzen hat gezeigt, dass diese dem Miocän angehören und dass die Vegetation in mehreren Richtungen damals ein amerikanisches Gepräge hatte, welches, wie Heer und Nathorst dargelegt haben, seinen Grund darin hat, dass der miocäne Pflanzenwuchs seinen Ursprung in den Polarländern hatte und sich allmählich nach Süden ausgebreitet hat. Verschiedene physische Verhältnisse, z. B. die Lage der Bergketten vor dem Anfange der Eiszeit, haben verursacht, dass dieser Pflanzenwuchs sich

---

<sup>1)</sup> Antlitz der Erde. I. S. 371–75.



in Amerika typischer erhalten hat als in Europa; es hat also während der Miocänzeit, wahrscheinlich über Island, eine Landverbindung zwischen Amerika und Europa bestanden. Die sedimentären Bildungen, in welchen die Pflanzenversteinerungen sich finden, haben eine verhältnismässig unbedeutende Mächtigkeit, während die ganze Basaltformation wahrscheinlich eine Mächtigkeit von über 3000 *m* hat. Die Basalteruptionen haben eine lange Zeit nach der Bildung des Surturbrandur fortgedauert und grössere Brüche und Veränderungen in der Länderfläche sind erst viel später eingetreten. Die mineralogische Zusammensetzung der Basaltbänke ist sehr gleichartig, die tiefer liegenden Schichten sind oft mandelsteinartig, decomponiert und mit Zeolithen erfüllt. Höher oben in den Bergen finden sich dann oft dichtere Basalte; die Structur und Zusammensetzung der obersten anamesitischen Basaltbänke ist über das ganze Land hin ausnehmend gleichartig. An Gängen ist kein Mangel in der isländischen Basaltformation, dagegen ist es auffallend, dass sie fast alle verquer durch die ganze Schichtfolge von oben bis unten gehen und dass sie daher in keinem wesentlichen Grade zur Bildung der Basaltformationen haben beitragen können. Es ruht daher noch ein tiefes Dunkel über der Bildung der mächtigen Basaltmassen, doch könnte man vielleicht bei einer näheren Untersuchung der grösseren liparitischen Felsen zu einem besseren Verständnis des Ursprunges der Basaltmassen gelangen; auch wäre es nicht unmöglich, dass der Gabbro im Südostlande von den Eruptionscanälen denudirter, tertiärer Vulcane herrührte. Ausser dem grossen Liparitifelsen finden sich auch eine Menge untergeordnete Liparitgänge und kleinere intrusive Liparitmassen. Die Gänge in den isländischen Basaltdecken sind wahrscheinlich durch die grossen tectonischen Bewegungen, welche die Senkung der tertiären Ländergebiete des nördlichen Atlantischen Oceans verursachten, hervorgebracht und ausgefüllt worden. Gleichzeitig sind die grossen Meeresbuchten in West-Island, der Breidifjördur und der Faxaflói, gebildet worden. Dies ersieht man leicht aus der Neigung der Bänke, aus den auseinandergebrochenen, abschüssigen Stücken der Länderplatte, welche stehen geblieben sind, aus den übriggebliebenen Horsten, z. B. der Halbinsel Snæfellsnes, mit Vulcanen und warmen Quellen auf den Bruchlinien, und besonders aus den Sprüngen und der Neigung der in die Basaltmassen eingelagerten Surturbrandschichten. Dass die Entstehung des Faxaflói lange vor der Eiszeit vor sich gegangen ist, sieht man leicht in der

Umgegend von Reykjavik, wo grosse doleritische präglaciale Lavaströme mit deutlichen Eisschrammen die schiefen und abschüssigen, gesenkten Plateaustücke umflossen haben; letztere müssen also in dieser Stellung gewesen sein, bevor sie von den Lavaströmen des Ok, die später von den Gletschern der Eiszeit gescheuert wurden, umflossen worden sind. Das schematische Profil 5, Tafel II, von der Esja bis zum Vifillfell, soll die Senkung der Plateaustücke gegen die Breccieformation hin zeigen; etwas Aehnliches hat Keilhack am Borgarfjörður im Norden des Hochlandes Skardsheidi geschildert. Das Auseinanderbrechen der Länderplatte, zu welcher Island gehörte, hat wahrscheinlich entweder am Schlusse der miocänen oder im Beginne der pliocänen Zeit stattgefunden; die Basaltpartien im Ost- und Westlande haben seitdem keine wesentliche Veränderung erfahren, ausgenommen was die Erosion durch Wasser und Gletscher hat zuwege bringen können.

Die ganze Mittelpartie Islands wird von einem gewaltigen Dreieck aus Tuff und Breccie zwischen dem Faxaflói, dem Öræfajökull und dem Skjálfandi eingenommen und die miocänen Basaltmassen haben rund um das ganze Land eine schwache Neigung einwärts nach diesem Dreieck hin. An dieses Dreieck sind die Vulcane der Jetztzeit längs der Linien Südwest-Nordost und Süd-Nord gebunden und die Erdbeben, welche aus historischer Zeit bekannt sind, haben ausschliesslich in diesen Gegenden stattgefunden. Einige haben unmittelbar die Umgegend der grossen Vulcane, Hekla u. s. w., erschüttert, die meisten und bedeutendsten aber haben nahe den Rändern dieses Breccie-Dreiecks stattgefunden, entweder längs des südöstlichen Bruchrandes der Halbinsel Reykjanes in Ölves und Grimsnes oder vom Skjálfandi nach Süden längs der Bruchlinien der nördlichen Vulcane. Damals, als Islands tertiäre Umgebungen sich ablösten und einsanken, ist wahrscheinlich die Mittelpartie des jetzigen Island mehr gesunken als die Basaltpartien im Nordwesten, Norden und Osten und daher haben die Basaltbänke im Ost- und Westlande eine schwache synclinale Neigung einwärts nach der Mitte. Die gesenkte, unregelmässig dreieckige Platte hat durch ihr Sinken und Zerspalten eine neue grossartige vulcanische Thätigkeit veranlasst, welche die gewaltigen Brecciemassen, die doleritischen präglaciale Laven und die Vulcane und Lavaströme der Jetztzeit hervorgebracht hat; dass die tectonischen Bewegungen der Mittelpartie des Landes noch nicht aufgehört haben, das beweisen die unaufhörlichen Erdbeben, Ausbrüche,

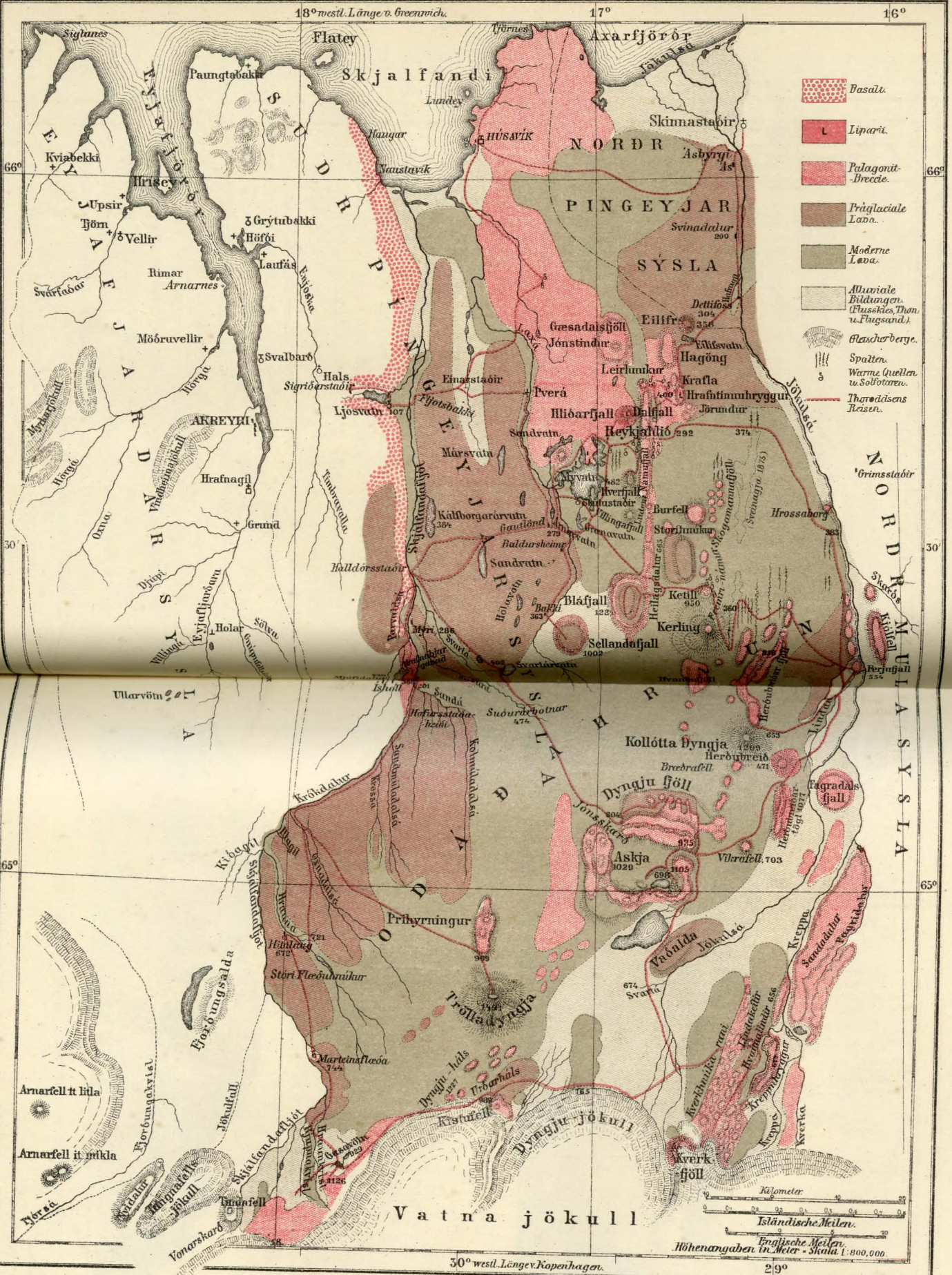
Senkungen und Spaltenbildungen in diesen Gegenden längs der Bruchlinien Südwest-Nordost und Südnord.

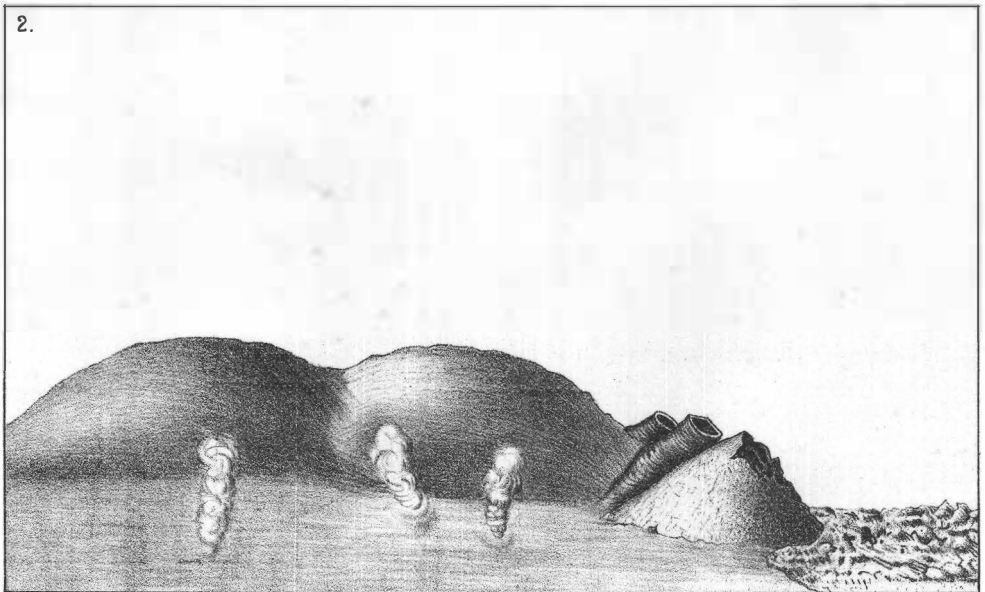
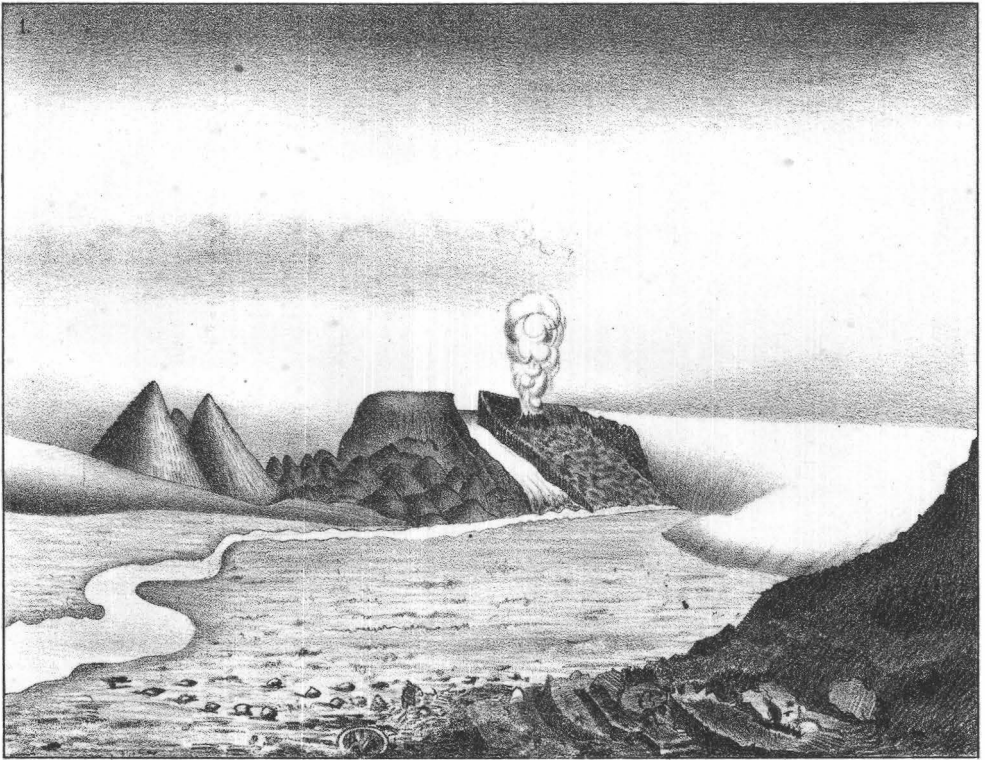
Ueber die mächtige Palagonit-Breccieformation in der Mitte Islands ist viel geschrieben worden; einige halten sie für älter als den Basalt, andere für eine gleichzeitige Faciesbildung. Islands Geologie ist noch zu wenig bekannt, als dass man auf diese Frage eine definitive Antwort geben könnte, und der Mangel an versteinierungsführenden Bildungen macht es äusserst schwierig, sich in den isländischen Formationen zu orientiren. Die verschiedenen Schichten von Tuff und Breccie können ein sehr verschiedenes Alter gehabt haben, so finden sich zwischen den miocänen Basaltdecken untergeordnete Schichten von Tuff und Breccie, welche durch gleichzeitige Eruptionen entstanden sind; die Breccieschichten der Mittelpartie selbst können auch im Alter sehr verschieden sein. Zwischen den präglacialen doleritischen Lavaströmen am südlichen Theile des Faxaflói finden sich hier und dort auch untergeordnete dünne Schichten von Palagonitbreccie, wie sich auch andere noch jüngere, nämlich postglaciale Strandbildungen aus demselben Material mit Schalenüberresten finden, welche der jetztlebenden Fauna angehören. Dass die Palagonitbreccie in der Mitte des Landes durch die nämlichen miocänen Eruptionen, welche die Basaltdecken in Ost- und Westisland schufen, hervorgebracht sein sollte, hat nur geringe Wahrscheinlichkeit für sich; weshalb sollten z. B. gerade die Asche und die Lava sich in gesonderte Partien geordnet haben, welche nur eine sehr geringe innere Verbindung haben? Dass die Mittelpartie in ihrer Gesammtheit älteren Ursprunges sein sollte als die Basaltdecken, ist auch nur wenig wahrscheinlich, da gerade diese Gegenden die tektonischen Bewegungen beibehalten und Vulcane und Lavaströme erzeugt haben; auch hat man niemals bedeutende, unter den miocänen Basalten liegende Brecciemassen bemerkt, dagegen sieht man an einigen Stellen der Mittelpartie Breccieschichten sich auf die abschüssigen Basaltplatten der Randberge hinaus erstrecken. Miocäne Pflanzenversteinerungen oder Surtarbrandur finden sich nicht in der Brecciepartie, die einzigen aufgefundenen Versteinerungen gehören einer viel jüngeren Bildung, nämlich der Cragformation, an. Ich halte mich also nach den vorliegenden Untersuchungen für berechtigt, die Breccieformation in der Mitte des Landes für jünger als die Basaltformation im West- und Ostlande anzusehen, bis das Gegentheil bewiesen werden kann. Sollte dies richtig sein, so ist die Mittelpartie Islands gegen das Ende der

Tertiärzeit gesunken, dies hat zu heftigen Eruptionen geführt, welche hauptsächlich Asche, Lapilli und Bomben hervorbrachten; Gänge, Ströme und intrusive Massen von Basalt sind jedoch ziemlich häufig, wie sich auch hier und da einzelne Liparitstöcke finden. Die sinkende Platte, welche auf einer unterirdischen »Macula« schwamm, wurde beständig niedergedrückt, bekam Risse und Sprünge, so dass das Magma in die Höhe gepresst wurde und Ascheneruptionen und Lavaströme hervorbrachte, Stücke der Basaltplatte wurden umgeschmolzen oder losgerissen, auseinandergesprengt und hinausgeschleudert; die Masse der Eruptionsproducte wurde zu hohen Kuppeln aufgehäuft, welche nun zum grossen Theil die Unterlage der isländischen Gletscher ausmachen. Die meisten Eruptionen sind überseeische gewesen, einzelne vielleicht unterseeisch, und mehrere Veränderungen der Strandlinie müssen stattgefunden, Ströme und locale Ueberschwemmungen der See Anlass zur Bildung von Conglomeraten gegeben haben u. s. w. Es könnte auch möglich scheinen, dass das Magma, welches durch die Senkung der Länderplatte aus den Rissen in den Eruptionscanälen hervorgepresst wurde, einen stetigen Kampf mit einströmendem Wasser zu bestehen gehabt hat, was dann die Ursache zu der grossen Menge Asche und Lavabruchstücke in der Breccie geworden sein könnte, analog zu dem Umstande, dass die von Gletschern bedeckten isländischen Vulcane wohl Asche, doch keine Lava produciren können.

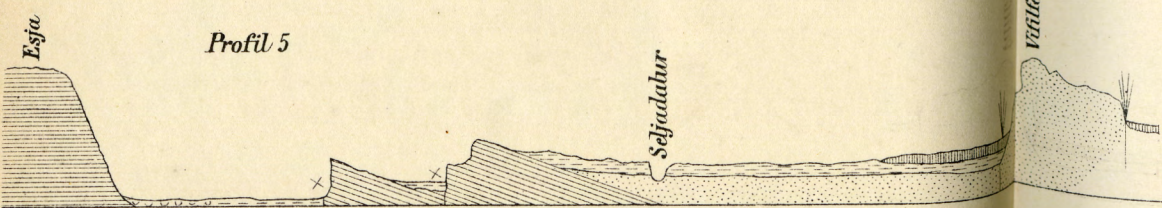
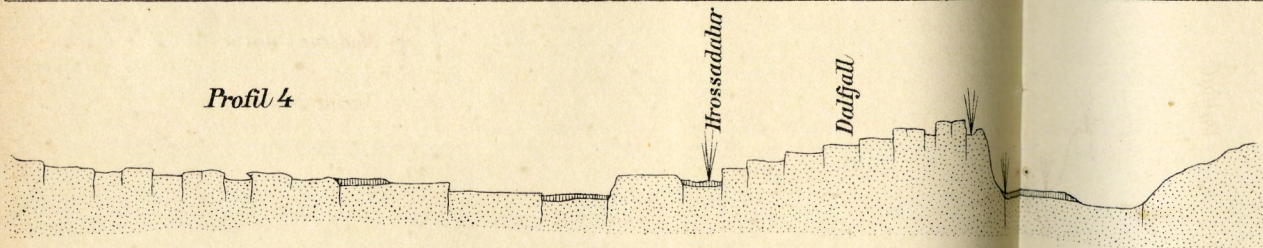
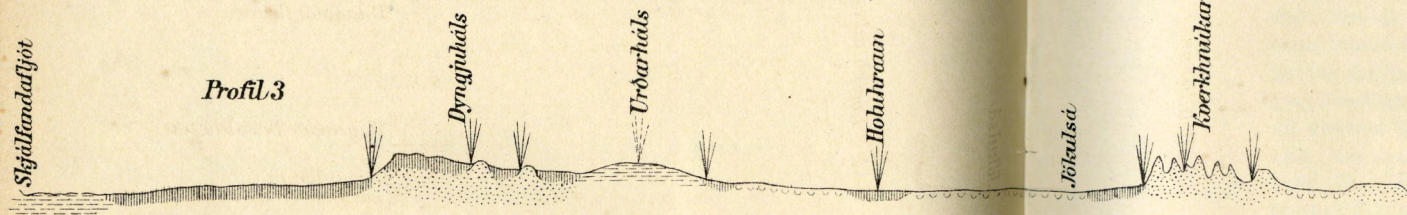
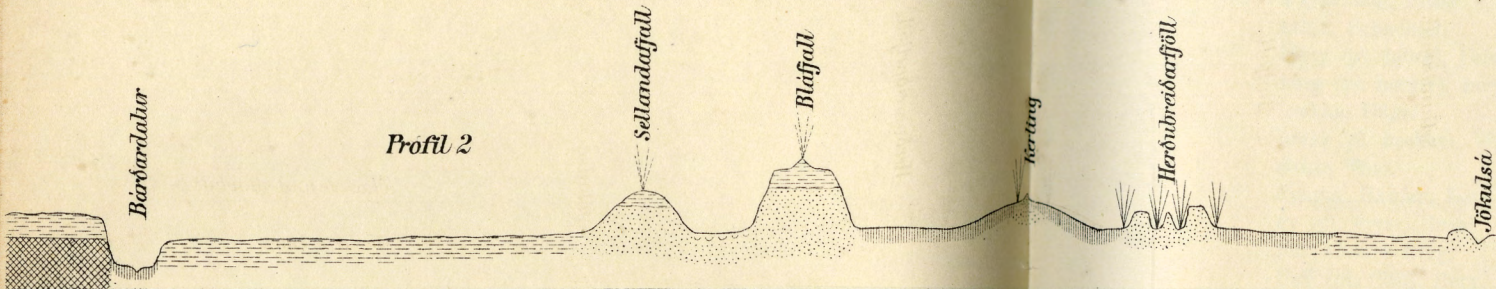
Gegen die Eiszeit hin bildeten sich grosse Vulcankuppeln und Ströme doleritischer Lava; während der Eiszeit hat die eruptive Thätigkeit gewiss auch nicht aufgehört, um später bis zu unserer Zeit Reihen von Kratern, Lavakuppeln und basaltische Lavaströme zu bilden. Aus den Gletscherschliffen sieht man, dass Island während der Eiszeit eine besondere Eisdecke gehabt hat; grosse Strecken des Südländes waren am Schlusse der Eiszeit unter Wasser, die Flüsse setzten den Glacialthon und Rollsteine in den Fjorden ab; letztere hatten eine polare Fauna, welche sich jetzt in den Thonbänken an den Flüssen bis zur Höhe von 200 Fuss über dem Meere findet. Die ganze alte Vegetation musste in der Eiszeit aussterben, nach ihr aber wanderte die skandinavische Vegetation ein, die sich jetzt im Lande findet; es gibt jetzt nur fünf Pflanzenarten in Island, welche man in Skandinavien nicht trifft. In der — geologisch gesprochen — kurzen Zeit seit der Eiszeit haben sich keine neuen Arten und nur wenige Varietäten bilden können.

Uebersetzt von *M. Lehmann-Filhés.*





1. Der Vulcan Kveikföll. 2. Einige Krater bei Bjarnarfjall



-  Glaciale und alluviale Bildungen
-  Moderne Lava
-  Präglaciale Lava
-  Palagonit Breccie
-  Basalt
-  Wagerechte Basaltbänke
-  Basaltbänke mit Neigung nach Süden.
-  Präglaciale Vulcane
-  Moderne Vulcane
-  Warme Quellen