

Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Reykjavík und Hafnarfjörður in Südwest-Island.

Erläuterung zu einer geologischen Karte 1:50 000 (Taf. I) mit 12 photographischen Abbildungen auf 6 Tafeln (Tafel II—VII) und 2 Profilen im Satz.

Von Herrn KONRAD KEILHACK in Berlin-Wilmersdorf.

Der Fortschritt in der Erkenntnis des geologischen Baues von Island drückt sich am besten in den von dieser Insel bisher erschienenen vier geologischen Übersichtskarten aus. Es sind das die folgenden: 1. C. W. PAJKULL, 1869, Stockholm, in K. Svenska Vet. Akad. Handl., Bd. 7, Nr. 1, Maßstab 1:2 000 000. — 2. K. KEILHACK, 1886, in der Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges., 1:1 000 000. — 3. TH. THORODDSEN, 1901, herausgegeben vom Carlsbergfonds, 1:600 000. — 4. H. PJETURSS, 1908, in der Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde in Berlin, 1:2 000 000.

Daß bisher kein Versuch einer Karte größeren Maßstabes unternommen wurde, lag am Mangel einer topographischen Unterlage; dem ist jetzt für einen großen Teil der Insel abgeholfen. Durch den dänischen Generalstab sind in diesem Jahrhundert der ganze Westen, das Küstengebiet des Südens und das südöstliche Viertel der Insel mit dem Vatnajökull im Maßstabe 1:50 000 aufgenommen und in zahlreichen Blättern mit Dreifarbendruck und Höhenlinien von 20 zu 20 m veröffentlicht worden. Leider hat mit der politischen Loslösung Islands von Dänemark im Jahre 1918 diese verdienstvolle Arbeit ein Ende gefunden, wird aber hoffentlich seitens der isländischen Regierung weitergeführt werden.

Mit dieser neuen, ausgezeichneten Karte war die Möglichkeit einer geologischen Spezialaufnahme gegeben, und ich habe sie benutzt, um während eines mehrwöchigen Aufenthaltes in Reykjavík im Frühjahr 1924 eine geologische Spezialkarte der Umgebung dieser Stadt und des 10 km süd-

lich davon gelegenen Handelsplatzes Hafnarfjörður anzufertigen, und zwar ist die Kartierung ausschließlich auf Fußwanderungen ausgeführt.

Die folgenden Zeilen sind dazu bestimmt, dieser Karte als Erläuterung zu dienen. Naturgemäß dürfen an sie nicht die Ansprüche gestellt werden, wie an die Spezialkarten einer Geologischen Landesanstalt; einmal, weil bisher nur ganz wenige mikroskopisch-petrographische Untersuchungen von Gesteinen des Gebietes vorliegen und die Unterscheidung deshalb wesentlich nach äußeren Merkmalen erfolgen mußte, und sodann, weil die Grundzüge des sehr entwickelten tektonischen Baues erst durch die Untersuchung eines größeren Gebietes sich werden feststellen lassen.

Der geologische Aufbau und die Entwicklungsgeschichte der Insel sind, ganz kurz ausgedrückt, folgende: Den Nordwesten und Osten der Insel bauen gewaltige Basaltdeckensysteme tertiären Alters auf. Nach meinen Beobachtungen am Arnarfjörður bei Bildudalur und am Isarfjörður, südlich von dem gleichnamigen Handelsplatz liegt in diesen Basalten eine lateritische, unter tropischen Verhältnissen entstandene Verwitterungsdecke der ältesten Basalte, an welche auch die Braunkohlenvorkommen (Surturbrand) geknüpft zu sein scheinen. Durch diese, Bauxit- und Brauneisenstein führende Verwitterungsdecke, die eine alte Landoberfläche darstellt, wird die tertiäre Basaltformation in zwei Abschnitte geteilt, deren älterer vielleicht in das Eocän, deren jüngerer in das Oligocän und Miocän zu stellen sind. Das Pliocän ist vertreten durch 600—800 m mächtige Sedimente im östlichen Teil der Nordküste. In dieser Zeit scheint keine vulkanische Tätigkeit geherrscht zu haben, da in dieser ganzen mächtigen Sedimentfolge sich nach PETERSS keine vulkanischen Aschen finden.

Um so stärker setzt der Vulkanismus im Quartär wieder ein. Gleichzeitig mit einer mehrmaligen Vergletscherung der Insel entwickelte sich eine rege vulkanische Tätigkeit, die in der Eruption massenhafter Basalte und dazu gehöriger Tuffe und Brekzien ihren Ausdruck fand. Aus dem Wechselspiel der Vergletscherung und der vulkanischen Kräfte entstand eine gewaltige Schichtenfolge, in welcher Eruptivgesteine und ihre Tuffe mit Grundmoränen und fluvioglazialen Bildungen wechsellagern. Als drittes Element kommen dazu die Produkte einer durch gelegentliche vulkanische Tätigkeit gesteigerten, raschen Gletscherschmelze, die den Charakter von Katastrophensedimenten besitzen (Jökul-

hlaup). — Alle altdiluvialen Gletschersedimente sind verhärtet, ihre Moränen gleichen vollkommen den permischen Tilliten, die fluvioglazialen Bildungen sind in Sandstein, die Tone in Tonstein umgewandelt.

In das Ende des älteren Diluviums fällt eine ausgedehnte tektonische Phase, die mir für die Gliederung des isländischen Quartärs von größter Bedeutung zu sein scheint; darauf folgt eine posttektonische Vergletscherung. Es muß dahingestellt bleiben, ob sie aus einer oder zwei Eiszeiten sich zusammensetzt. Ihre glazialen Elemente sind Lockerbildungen, ihre Lavaströme vom Inlandeis abgeschliffen und in prachtvolle Rundhöckerlandschaften umgewandelt.

Am Ende des Quartärs war das heutige Relief, wenigstens im Südwesten der Insel und abgesehen von den später entstandenen vulkanischen Aufschüttungen, bereits vorhanden, doch lag das Land tiefer, das Meer überflutete weite Flächen Landes, in den Buchten bildeten sich tonige Sedimente mit Jahresschichtung, entsprechend den „Warwentonen“ Schwedens und Nordamerikas, und an den Küsten entstanden Strandterrassen in verschiedenen Höhen. Nach der letzten Hebung der Insel war der heutige Zustand erreicht, der dann nur noch durch die vulkanischen Vorgänge eine weitere Umgestaltung erfuhr. — Diese setzen sich unvermindert, wenn auch räumlich beschränkt, aus dem Diluvium bis zum heutigen Tage fort. Die Krater der diluvialen Vulkane wurden in der Zwischenzeit zu Ruinen und neue, noch heute wohlerhaltene Krater bildeten sich. Der Erguß von Lavaströmen, die sich über riesige Gebiete ausbreiteten, dauert ebenfalls bis zum heutigen Tage.

Von allen diesen Bildungen treten im Gebiete unseres Kartenblattes nur Sedimente und vulkanische Gesteine des Alluviums, der jüngeren und der älteren Eiszeit auf. Tertiäre Sedimente, Ergußgesteine und Tuffe fehlen völlig und begegnen uns erst jenseits der Snäfellshalbinsel im Norden.

Wir gliedern die in der Umgebung der Hauptstadt auftretenden Gesteine in folgender Weise:

- | A. Sedimente: | B. Eruptivgesteine: |
|--------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------|
| 1. Jung-Alluvium: Torf,
Strandgeröll, | Lose Schlacken und Lapilli wohl
erhaltener Krater, Block- und
Fladenlaven, |
| 2. Alt-Alluvium: Marine Ter-
rassenkiese,
Marine Bändertone, | Kraterruinen aus verhärteten
Lapilli, Schlacken, Bomben
und Lavagängen, |

- | | |
|---------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------|
| 3. Jung-Diluvium: Jungglazialer
Blockmoränenschutt,
Jungglazialer Kies, | Eisgeschliffener Dolerit, |
| 4. Alt-Diluvium: Grundmoränen
(Tillite),
Fluvioglazialer Sandstein
Tonstein. | Basalte und Tuffe. |

Bevor wir in ihre Beschreibung eintreten, wollen wir versuchen, einen Überblick über die Oberflächenformen und die hydrologischen Verhältnisse des Gebietes zu geben.

Morphologischer Überblick.

Zwischen den beiden von Osten nach Westen laufenden Halbinseln von Reykjanes und Snæfell liegt die breite Faxabucht. An ihrer südöstlichen Ecke befindet sich das uns beschäftigende Gebiet. Hier schieben sich drei kleinere, durch zwei Halbinseln getrennte Buchten in das Festland hinein: die Bucht von Reykjavík mit den Inseln Engey, Víðey¹⁾ und Effersey im Norden, der Skerjafjörður in der Mitte und der Hafnarfjörður im Süden. Zwischen den beiden ersteren liegt die Halbinsel Seltjarnarnes, die die Hauptstadt Reykjavík trägt. Zwischen Skerjafjörður und Hafnarfjörður liegt die reichgegliederte Halbinsel A'þptanes mit Bessastadir. Im Winkel des Hafnarfjörður endlich liegt der gleichnamige Handelsplatz. Das ganze Gebiet stellt eine wellige Hochfläche dar, die nach Südosten bis auf 160 m Höhe ansteigt. Ein großer Teil des Gebietes ist abflußlos, besonders im Südosten, und enthält zahlreiche geschlossene Becken mannigfacher Form und Größe, die meist mit Torf, seltener mit Wasser erfüllt sind. Zu letzterer Gruppe gehören der Helluvatn, Vífilsstaðavatn, Rauðavatn, Urriðakotsvatn (Vatn = See). Ihre Höhenlage schwankt zwischen 29 und 76 m. Die Talbildung ist ganz jung und unentwickelt und zudem noch durch Lavaströme, die den Tälern und Senken gefolgt sind, mehrfach unterbrochen und gehemmt worden. So sind östlich und südöstlich von Hafnarfjörður zwei Täler durch Lavaströme verschüttet und zu einer Entwässerung unter der Lava gezwungen worden. Der in dem einen Lavastrome verschwindende Bach dient zur Wasserversorgung des Platzes. Das Tal des Elliðaflüßchens, südöstlich von Reykjavík, hat sich trotz eines ihn in seiner

¹⁾ Die Darstellung der Insel Víðey auf der geologischen Karte erfolgte mit einer mir freundlichst zur Verfügung gestellten, im Druck befindlichen Karte von Herrn MARTIN A. PEACOCK in Glasgow.

ganzen Länge durchfließenden, aber wenig mächtigen Lavastromes, behaupten können und hat seinen Weg auf der Lava fortgesetzt.

Die Höhenunterschiede zwischen den Hügeln und den ihnen benachbarten Senken oder Tälern bewegen sich zwischen 20 und 75 m, so daß man durchaus den Eindruck eines Flachlandes hat. Dem Reisenden aber, der auf dem Wasserwege sich der Hauptstadt naht, erscheint dieses wellige Flachland eingefaßt durch einen Kranz von mächtigen Bergen, die bis in den Sommer hinein einen leuchtenden Schneemantel tragen; Akrafell, Skardsheiði und Esja im Norden, die vom Thingvallasee bis Kap Reykjanes sich hinziehenden vulkanischen Ketten im Osten und Süden bilden einen außerordentlich malerischen Rahmen des Bildes, den unsere Karte allerdings nur eben noch in ihrem südlichsten Teil am Helgafell und Husfell berührt. Hier erhebt sich das Gebiet in isolierten Kraterruinenbergen auf 340 beziehungsweise 270 m Höhe.

Die Küsten sind im allgemeinen flach; felsige Steilküsten von 5—10 m Höhe treten gelegentlich auf, so auf den Inseln, bei Laugarnes, Spítali, Fossvogur und Hvaleyrarhöfði. Auf weite Strecken wird der Strand von grobem Geröll und von Blöcken aufgebaut, die bei Ebbe in mehrere Hunderte von Metern breiten Streifen entblößt werden. Ziemlich weit verbreitet ist eine in etwa 10 m Höhenlage auftretende marine Terrasse, auf welcher z. B. die Rennbahn von Reykjavík liegt. Von älteren, höheren Terrassen sind im Kartengebiete nur Andeutungen vorhanden, wie südlich von Digranes.

Geologische Verhältnisse.

Die geologische Beschreibung des Gebietes knüpft am besten an das im Kartengebiete verbreiteteste Gestein an, welches zugleich das Rückgrat des Ganzen bildet. Es ist dies ein in der Diluvialzeit entstandener, vom letzten Inlandeis abgeschliffener Lavastrom, der früher für präglazial gehalten wurde, dessen geologisches Alter aber nach den Forschungen von Dr. PETERSS heute mit vollkommener Sicherheit feststeht. Dieser Lavastrom erstreckt sich in einer Breite von 15 km von Reykjavík im Norden bis zum Südrande des geologisch aufgenommenen Gebietes, wo er unter jüngeren vulkanischen Bildungen verschwindet. Bei Reykjavík erreicht er sein natürliches nördliches Ende am Ufer des Vídeyjar sundes, zwischen Laugarnes und

Spítali, wo er auf älterem, diluvialen Basalt auflagert, Er senkt sich bis zum Meeresspiegel in den Halbinseln von Reykjavík und A'lpitanes und steigt von hier aus nach Süden und Osten mit seiner Oberfläche an, nach Süden bis auf 170 m Meereshöhe, liegt aber in den von ihm eingenommenen Höhen im allgemeinen zwischen 75 und 150 m Höhe. Nach Westen hin verschwindet er zunächst unter den gewaltigen Lavaströmen, die von den zentralen Vulkanen der Halbinsel von Reykjanes sich bis zum Meeresufer am Südrande des Hafnarfjörður ergossen haben. Erst weiter westlich, in der flachen Halbinsel von Keflavík, tritt er wieder an die Oberfläche und baut letztere vollständig auf, überall nach allen Seiten unter das Meer untertauchend. Nach Osten hin läßt sich der Strom außerordentlich weit verfolgen. Er nimmt in einer Breite von 10 km die ganze Mosfellsheidi ein, verschmälert sich gegen das Nordende des Tingvallasees auf wenige Kilometer und verschwindet dann unter jüngeren Lavaströmen, taucht aber südlich und westlich vom Geitlandsjökull wieder auf, wo er 500—600 m Meereshöhe erreicht. Da auch nörlich vom Lángjökull ausgedehnte Strecken dieser eisgeschliffenen Lava liegen, so sind die Vulkane, denen diese riesenhaften Lavaströme in diluvialer Zeit entlossen sind, unter der mächtigen Gletscherdecke des Geitlandsjökull und Lángjökull zu suchen.

In petrographischer Beziehung handelt es sich um einen Dolerit, der aus Plagioklas, grünem Augit, Olivin und wenig Magnet Eisen besteht. Dunkle Gemischteile treten sehr stark zurück, so daß das Gestein als Ganzes eine hellgraue Farbe besitzt. Die chemische Zusammensetzung ergibt sich aus folgender Analyse (RINNE, Gesteinskunde, 9. Aufl., 1923, S. 210).

SiO ₂	50,05 %
Al ₂ O ₃	18,78 „
FeO	11,69 „
CaO	11,66 „
MgO	5,20 „
K ₂ O	0,38 „
Na ₂ O	2,24 „
	<hr/>
	100,00 %

Die heutigen Oberflächenformen dieses gigantischen Stromes von mehr als 150 km Länge haben mit der ursprünglichen Oberfläche wenig zu schaffen, sondern sind vollkommen ein Produkt des darüber hinwegegangenen

Inlandeises. Dieses hat die gesamte Oberfläche des Stromes entfernt und tiefe Kessel herausmodelliert, so daß das Ganze eine außerordentliche Ähnlichkeit mit einer skandinavischen Rundhöckerlandschaft besitzt. Trotz dieser gewaltigen glazialen Abtragung konnte ich durch einen glücklichen Fund etwas östlich von unserem Kartengebiet bei Middalur das Aussehen der ursprünglichen Oberfläche feststellen. Dort endet südlich von dem kleinen See Leirtjörn der Lavastrom mit einem etwa 30 m hohen Steilrand. An diesem Rande hat das Inlandeis die Lava nach ihrer plump-säulenförmigen, senkrechten Klüftung zertrümmert und eine große, plumpe Säule so um 90° gedreht, daß die ursprüngliche Oberfläche der abschleifenden Wirkung des Inlandeises entzogen wurde. Hier kann man sehen, daß der sonst überall feinporige Dolerit in seiner ursprünglichen Erstarrungsrinde erst fein blasig, dann in einer etwa 1½ m mächtigen Zone nach oben hin immer gröber blasig wurde und schließlich mit einer Oberfläche endete, die vollkommen die tauartig gedrehten, wulstigen Formen der Fladenlava aufweist.

Die Oberfläche des Stromes ist zum größten Teil mit blockreichem, jungdiluvialen Moränenschutt bedeckt, aber an zahllosen Stellen, besonders auf den Höhen, aber auch am Meeresufer, tritt das Gestein in prachtvoll abgeschliffenen und geschrammten, flachen Rundhöckern an die Oberfläche. Der kleine Maßstab der Karte gestattete eine Darstellung dieser einzelnen Rundhöcker nicht. Das Gestein mußte also einschließlich seiner dünnen Moränenschuttdecke zur Darstellung gelangen. Ein prachtvolles Rundhöckergebiet am Nordufer der Bucht von Fossvogur, 3 km südlich von Reykjavík, ist in der beigegebenen Taf. II, Abb. 2, dargestellt. Die Mächtigkeit des Stromes ist nur an wenig Stellen ermittelt, so an dem schon erwähnten Nordrande des Stromes bei Middalur, wo dieselbe 20—30 m beträgt. Jedenfalls finden sich innerhalb des Stromes Gebiete mit sehr viel größerer Mächtigkeit, denn sonst wäre die ungeheure räumliche Erstreckung schwer zu verstehen. Die Lava ist in dicke, plumpe Säulen abgesondert, wie man sehr schön auf der kleinen, durch den Bau einer Mole mit Reykjavík verbundenen Insel Effersey sehen kann. In den Rundhöckern tritt die säulige Absonderung kaum in die Erscheinung. Über das Alter dieses Lavastromes läßt sich soviel sagen, daß er vor oder während der letzten Eiszeit entstanden sein muß, denn seine Oberfläche trägt überall

die ausgesprochenen Kennzeichen glazialer Bearbeitung. Andererseits kann er, da er mit ununterbrochenem und gleichmäßigem Gefälle von seinem Entstehungsgebiete am Långjökull bis zum Meeresstrande verfolgt werden kann, erst entstanden sein, als das heutige Relief in seinen Hauptzügen fertig war. Das war aber der Fall nach den ausgedehnten, in einen späteren Abschnitt der gesamten Eiszeit entfallenden tektonischen Vorgängen. Wenn wir den gesamten diluvialen Vulkanismus nach diesen tektonischen Vorgängen gliedern, so bekommen wir einen prätektonischen Abschnitt, in welchem die später zu besprechende Wechselagerung von Basalten mit Moränenbildungen entstand und einen posttektonischen, welcher den jüngeren Teil der Glazialzeit umfaßt.

Die unter dem glazialen Dolerit lagernden Schichten sind im Gebiete unseres Kartenbildes an mehreren Stellen aufgeschlossen, nämlich erstens westlich von Reykjavík, gegenüber der Insel Viðey und auf dieser selbst, zweitens in der Fortsetzung dieser Küstenlinie, im Mündungsgebiet der Ellidaá, drittens südlich von Reykjavík, am Nordufer der Bucht von Fossvogur.

Im erstgenannten Gebiet ist ein außerordentlich interessantes Profil aufgeschlossen bei Laugarnes; in der Nähe der dortigen Transiederei schneidet ein zum Strande hinunterführender Pfad in den Steilhang ein und entblößt folgendes Profil:

Zu oberst lagert Dolerit, plumpsäulig abgesondert, mit ebener Oberfläche; er liegt auf $1\frac{1}{2}$ m mächtigem, groben Schotter, der aus lauter wohlabgerundeten Geröllen besteht. Es ist in hohem Maße auffallend, daß keinerlei kaustische Einwirkung des Dolerits auf die Schotter zu beobachten ist, nur daß einzelne Gerölle der obersten Lage in die Lava hineingebacken sind und zum Teil aus ihr hervorragen. Unter diesem Schotter, von dem es unentschieden bleiben muß, ob er fluviatilen, glazialen oder marinen Ursprungs ist, lagert dann Basalt. Der Schotter verschwindet sehr schnell nach Südosten hin und der Basalt bildet in einer Breite bis zu 200 m das Ufer bis nach Spítali hin. Das Vorkommen setzt sich zusammen aus deckenförmigen Ergüssen und aus Gängen, und der ganze Schichtenverband befindet sich in einer Schrägstellung, deren Betrag $30\text{--}40^\circ$ ausmacht. Mit dieser Basaltformation sind glaziale Grundmoränen verknüpft, die den Basaltdecken konkordant eingeschaltet und mit ihnen aufgerichtet sind.

Hier begegnen uns zum ersten Male die merkwürdigen, zu vollkommen festem Gestein gewordenen diluvialen Moränen des südlichen Island. — Ich hatte bereits in dem 1885 in dieser Zeitschrift erschienenen Bericht über meine erste Reise auf die außerordentliche Ähnlichkeit gewisser isländischer Trümmergesteine mit Moränen hingewiesen, hatte mich aber gescheut, wegen ihrer engen Verknüpfung mit Basalten daraus die nötigen Schlußfolgerungen zu ziehen. Erst Dr. PJETURSS gebührt das Verdienst, in einwandfreier Weise die glaziale Entstehung dieser Bildungen nachgewiesen zu haben, und zwar durch den Fund von geglätteten und gekritzten Geschieben innerhalb der Moräne, durch den Nachweis des polygenen Charakters der Geschiebe in ihr und durch den weiteren Nachweis der Abschleifung und Schrammung der Unterlage, auf welcher diese Bildungen aufruhen. Mit voller Deutlichkeit kann man den Moränencharakter dieser Gesteine nur an Stellen erkennen, wo die Oberfläche der Verwitterung ausgesetzt war; in ihnen treten infolge größerer Widerstandsfähigkeit der Gerölle gegenüber dem Bindemittel diese plastisch aus der Masse heraus und lassen die typische Moränenstruktur deutlich erkennen, während im frischen Bruch von all dem kaum etwas zu sehen ist, das Gestein vielmehr einen sehr einheitlichen Eindruck macht und wegen der etwas glasigen Beschaffenheit des Bindemittels durchaus an ein vulkanisches Tuffgestein erinnert. In der Tat ist wohl die Mehrzahl dieser Bildungen in früherer Zeit unter den jetzt für Island als ausgemerzt zu betrachtenden Begriff „Palagonit“ gerechnet worden.

Auf Klüften des Basaltes beobachtet man Anflüge von Malachit, wie ja in der nordischen Basaltformation Kupfer überhaupt ziemlich verbreitet zu sein scheint. Die Brandung hat aus diesen Basalten schöne Höhlen herausmodelliert. Eine Begehung des interessanten Profils, aus welchem ein kleiner Ausschnitt in Taf. II, Abb. 1 gegeben ist, ist nur bei Ebbezeit möglich, da zur Flutzeit der ganze Strand unter einer starken Brandung steht.

1500—2000 m südlich von Spítali liegt das Mündungsdelta der Ellidaá; hier findet sich die gleiche, zu festem Felsgestein umgewandelte Moräne, welche wir von jetzt an als „Tillit“ bezeichnen wollen, aber hier nicht in Verbindung mit Basalten, sondern mit einem feinkörnig-tonigen Gestein von heller Farbe, das ebenfalls einen Versteinerungsprozeß durchgemacht hat und in Tonstein umgewandelt ist.

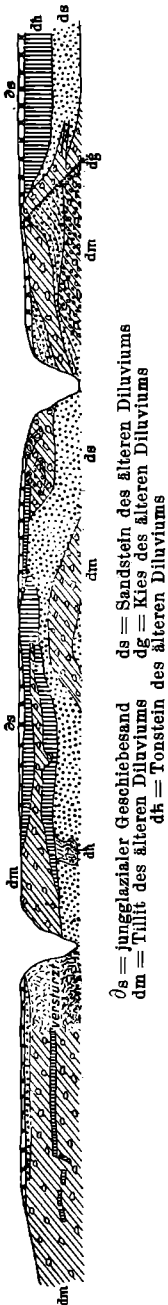


Abb. 1. Diluvialprofil an der Küste bei Fossvogur.

Dieser Tonstein lagert über dem Tillit. Die Überlagerung des Ganzen durch den Dolerit konnte PJETURSS sehr gut beobachten. Jetzt ist der Aufschluß mit einem wüsten Blockmeer überschüttet, welches keinerlei Beobachtung gestattet.

Sehr viel großartiger und schöner sind die gleichen Schichten in der Bucht von Fossvogur aufgeschlossen. Von der Stelle, wo die Chaussee nach Hafnarfjörður an der Bucht entlang geht, bis nach Skildinganes, auf 3 km Länge, ist am Strande ein nur an wenig Stellen unterbrochenes Profil sichtbar, welches sich aus zu festen Sandsteinen verkitteten glazialen Sanden, aus tillitischen Moränen und aus Tonsteinen zusammensetzt. Die Lagerungsverhältnisse sind außerordentlich verwickelt. Ich habe von dem interessantesten Teil des Profils im inneren Winkel der Bucht eine maßstäbliche Profilaufnahme gemacht, die in der folgenden Darstellung in 1 : 1000 der Länge und 1 : 500 der Höhe wiedergegeben ist.

Man erkennt daraus, daß von einer bestimmten, durch eine Überschiebung markierten Stelle an die Lagerungsverhältnisse ungemein unregelmäßig werden, und daß vor allen Dingen die Tonsteine in noch plastischem Zustand mit den Tilliten verknetet worden sein müssen. Ebenso kann man deutlich erkennen, wie die Tillite mit den fluvioglazialen Sandsteinen verzahnt und durch Übergänge verbunden sind. Drei photographische Aufnahmen aus dem gestörten und dem ungestörten Teil der Ablagerung sind auf Taf. III und Taf. IV, Abb. 1 wiedergegeben. Hier bei Fossvogur lagern über diesen älteren verfestigten Gesteinen lockere, jungglaziale Bildungen in geringer Mächtigkeit, während die doleritische Überlagerung nicht zu beobachten ist. Dafür aber sieht man bei Ebbe aus dem Meere, unmittelbar am Steilufer, abgeschliffene Rundhöcker von einem mit dem

Reykjaviker außerordentlich übereinstimmenden Dolerit auftauchen, die ganz zweifellos die Unterlage der glazialen Sedimente darstellen. Ist Dr. PJEFFURSS Beobachtung an der Ellidaá richtig, woran nicht zu zweifeln ist, so sind die Tillite, Tonsteine und Sandsteine zwischen zwei Doleritströmen eingeschlossen. Da beide — ebenso wie die glazialen Schichten — horizontal lagern, so müssen alle drei der posttektonischen Phase des Diluviums angehören, im Gegensatz zu den bei Spitali den Basalten eingeschalteten Tilliten, die wegen ihrer Steilstellung der prätektonischen Phase angehören müssen. Hier liegt ein wichtiges Problem der jüngeren Glazialgeologie vor, welches noch der Lösung harret.

Ein zweites betrifft die Ursachen der Verfestigung der Glazialbildungen des älteren Diluviums; wir sind bis heute weder über die petrographische Zusammensetzung des Bindemittels der Tillite noch über die Umwandlungsprozesse, die es durchgemacht hat, und deren Ursachen irgendwie im klaren.

Noch an einer weiteren Stelle im Kartengebiet finden sich Tillite, und zwar im südlichsten Teil desselben, am Valahnukur, wo sich inmitten der jüngeren Laven ein aus Tilliten bestehender Rücken prächtig heraushebt. Auch er gehört offenbar der prätektonischen Phase des Diluviums an.

Die letzte Eiszeit Islands ist durch außerordentlich ausgedehnte Ablagerungen vertreten, die, wie schon einleitend bei Besprechung des glazialen Dolerites bemerkt, diesen überall da überkleiden, wo nicht die eisgeschliffenen Rundhöcker ihn durchstoßen. Es handelt sich bei diesen Bildungen um ausschließlich lockere Sedimente von Moränencharakter, die durch einen ganz außerordentlichen Reichtum an großen Blöcken ausgezeichnet sind. Sie sind so zahlreich wie in den schönsten, aus Geschiebepackungen bestehenden Endmoränen Norddeutschlands, und ihre Geschiebe bestehen zum größten Teil aus demselben Dolerit, der auch die geschliffene Unterlage bildet, was nicht weiter wundernehmen darf, da ja das Inlandeis vor Erreichung der Gegend von Reykjavik mindestens 30—40 km weit über diesen Lavastrom hinweggeschritten ist. Fluvioglaziale Ablagerungen treten zurück und konnten in der Karte nur an einer Stelle, ungefähr 1 km nordwestlich von der Chausseebrücke über die Ellidaá, festgestellt werden, wo grobe glaziale Kiese einen vielleicht osartigen Rücken bilden, in welchem aus mehreren Gruben Wegebaumaterial gewonnen wird.

Noch jüngere Bildungen, die der älteren Postglazialzeit angehören, sind in schönen Aufschlüssen auf beiden Seiten des Fließchens Ellidaá in ihrem Mündungsgebiet zu beobachten. Den Unterlauf ihres Tälchens, welches in seiner ganzen Länge mit einem später zu besprechenden Strome junger Fladenlava vor geringer Mächtigkeit erfüllt ist, begleitet auf beiden Seiten eine in 10 m Meereshöhe liegende Terrasse, die sich nach Norden hin bis Spítali verfolgen läßt. Auf ihr liegt die Rennbahn von Reykjavík. Unter dieser Terrasse treten auf beiden Seiten des Flusses und etwas weiter östlich am Grafarvogur im Steilufer Bänder-tone auf, die eine ausgezeichnete wagerechte Schichtung besitzen und aus abwechselnden, sehr dünnen Lagen von feinen und etwas weniger feinen Tonen bestehen. Sie gleichen so vollkommen den schwedischen und nordamerikanischen Warwentonen, daß man an der Gleichartigkeit ihrer Entstehung während der Abschmelzperiode des letzten Inlandeises kaum zweifeln kann. Die regelmäßig wechselnden, auch in der Färbung etwas verschiedenen Tonschichten dürfen deshalb zu je zwei Jahresabsätze darstellen und zur Bestimmung der Zeitdauer des Absatzes des etwa 8 m mächtigen Tonlagers geeignet sein. Nach einer Stichprobe und Auszählung von etwa 5 cm des Sedimentes glaube ich die Bildungszeit des ganzen Lagers auf etwa 2000 Jahre veranschlagen zu können, doch ist eine genauere Untersuchung erforderlich, um einen sicheren Anhalt dafür zu gewinnen, wann nach dem Schlusse der letzten Eiszeit die letzte Hebung der Insel erfolgte.

Die marinen Terrassen haben in der Umgebung von Reykjavík innerhalb des Kartengebietes noch weitere Verbreitung und finden sich sehr schön am nordwestlichen Ende der Halbinsel von Reykjavík bei Sudurnes, Grotatangi und Nes. In sehr viel größerer Verbreitung und in mehreren Niveaus finden wir sie außerhalb des Kartengebietes in der Umgebung des Kollafjörður und Leiruvogur südlich von der Esja. Über das Vorkommen einer höheren Terrasse bei Digranes ist schon berichtet worden.

Von jüngeren alluvialen Sedimenten finden sich im Kartengebiet nur zwei, nämlich Torf und Strandbildungen, wenn man von den in der Karte nicht dargestellten Schuttmassen an steileren Gehängen absieht, die aber in dem flachen Gelände nur eine geringe Rolle spielen. Wie in allen arktischen Ländern hat auch in Island der Torf eine weite Verbreitung. Eine große Gruppe von ausgedehnten

Torfmooren findet sich in der Umgebung von Reykjavík, eine zweite auf der Halbinsel A'lpitanes und eine dritte südwestlich vom Ellidavatn. In den zahlreichen geschlossenen Senken des letzteren Gebietes haben die Torflager meist ebene Oberfläche, in den räumlich viel ausgedehnteren Vorkommen in der Nähe der Hauptstadt steigen sie vom Meere oder der Zehnmeterterrasse aus landeinwärts an und erreichen Höhen bis zu 40 m. Es handelt sich also vielfach um Gehängemoore oder um Talmoore, die mit der Oberfläche der Täler steigen. — Außer den großen, geschlossenen Torfmooren, in denen in der Tiefe ein dunkler Brenntorf liegt, während näher der Oberfläche sich heller Moostorf findet, beobachtet man in weiter Verbreitung auf den eigentlichen Hochflächen dünne, vielfach unterbrochene Lagen von Rohhumus oder Trockentorf, welcher die mannigfachsten Fließerscheinungen zeigt, so daß die einzelnen Zerreißungsschollen bei ihrer Abwärtswanderung gekippt und schließlich gewälzt werden. Allen Torfflächen gemeinsam ist das Auftreten von bis zu $\frac{1}{2}$ m hohen, eng aneinandergedrängten, steilwandigen Buckeln, die keineswegs den Bülden norddeutscher Torfmoore gleichen, sondern als Frostwirkung aufgefaßt werden müssen. Bei der Herstellung von Kulturwiesen müssen diese Buckel mit unendlicher Mühe zerstört werden, aber sobald die Wiesen einige Zeit sich selbst überlassen bleiben, entwickeln sie sich von neuem.

Die jungvulkanischen Bildungen, besonders die Lavaströme, sind frei von Torf und tragen nur dünne Decken von Rohhumus, der sich hauptsächlich aus zwei Moosen, einem hell Silbergrauen und einem grünlichgrauen, aufbaut. — Ältere Lavaströme werden von diesen Moosen in so dichten und mächtigen Polstern überkleidet, daß man wie auf einem schwellenden Teppich über sie hinwegschreiten kann, so daß sie das Überqueren der zackig-scholligen Lavaströme außerordentlich erleichtern. Oben lebt und wächst die Moospflanze, nach unten hin stirbt sie in etwa 15 cm Tiefe ab, ist aber in ihrer Struktur noch erhalten, und erst in größerer Tiefe geht sie in einen hellen, strukturlosen Rohhumus über. Beide zusammen — Rohhumus und lebendes Moos — können zusammen $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ m mächtig werden. Wird in trockenen Jahreszeiten durch Mutwillen oder Zufall solcher Moostepich in Brand gesetzt, so verglimmen die Moose vollständig, der Wind verweht die Asche und die Lava liegt wieder mit ihrer ursprünglichen rauhen und zackigen Oberfläche zutage. Dieselben Moospflanzen, die

sich zuerst auf der Lava ansiedelten, haben zweifellos ihr Leben in außerordentlich langsamem Wachstum bis auf den heutigen Tag fortgesetzt, und diesen kleinen Gewächsen muß deshalb ein Alter von vielen Jahrhunderten und selbst Jahrtausenden zukommen, so daß sie an Alter mit den Mammutbäumen Kaliforniens und den riesigen mexikanischen Taxodien konkurrieren können. Vielleicht wird es einmal möglich sein, aus diesen Moosen nach Feststellung ihrer Wachstumsgeschwindigkeit das relative Alter der postglazialen isländischen Lavaströme zu berechnen.

Über die Mächtigkeit, die die isländischen Torflager erreichen können, liegen ebenso wenig wie über ihren Aufbau aus verschiedenartigen Pflanzen und über einen etwaigen Wechsel der Pflanzen in der Postglazialzeit infolge klimatischer Änderungen bisher Untersuchungen vor. In Torfstichen bei Reykjavík und Miðdalur beobachtete ich gelegentlich Mächtigkeiten bis zu 4 m. Ein im Abbau befindliches Moor bei Miðdalur enthält im unteren Teile starke Stämme von *Betula pubescens*.

Strandgerölle aus grobem Kies mit Blöcken aller Größen haben besonders in den der Brandung stärker ausgesetzten Teilen der beiden großen Halbinseln unseres Gebietes große Verbreitung und säumen auf langen Strecken den Strand; wo der Dolerit flach unter das Meer taucht, reichen diese groben Brandungsbildungen weit ins Meer hinein und laufen bei Ebbe in Hunderten von Metern breiten Streifen trocken, tauchen auch als Geröllbänke in Untiefen aus dem Skerjafjörður hervor oder verbinden landnahe Inselchen, wie Effersey, Holmarnir und Geldinganes, mit dem festen Lande.

Wir wenden uns nun einer Besprechung der jungvulkanischen postglazialen Bildungen zu, unter denen wir ältere Kraterruinen, größere, noch wohl-erhaltene Schlackenkrater und Lavaströme unterscheiden können. Von alten Kraterruinen finden sich zwei am Südrande unseres Gebietes: Der Husfell (278 m) und der Helgafell (340 m) mit dem Valáhnukr (201 m). Es sind gewaltige Massen von Schlacken und Bomben, alle verfestigt, durch die Erosion zu wilden, zackigen, aber ohne größere Schwierigkeiten besteigbaren Felspartien umgewandelt, mit Intrusivlavagängen durchsetzt. Sie zeigen keine Spur glazialer Einwirkungen, aber ebensowenig deutlich erhaltene Kraterformen. Ihr genaues Alter wird sich erst nach eingehender Untersuchung eines größeren Ge-

bietes bestimmen lassen. Vielleicht gehören sie zum Teil schon in das Diluvium hinein.

Junge, wohlerhaltene Krater finden sich an vier Stellen: 1. Raudholar, südlich von Reykjavík, zwischen der Chaussee nach dem Südwestlande und dem Ellidavatn; 2. der Burfell im südlichen Teile unseres Gebietes, nördlich vom Helgafell; 3. der Krater Storhöfði, 5 km südlich von Hafnarfjörður, und 4. namenlose rote Schlackenmassen, 3 km südlich von Storhöfði und ebenso weit westlich vom Helgafell.

1. Raudholar, die „Roten Hügel“ zwischen Raudavatn und Ellidavatn, bilden eines der interessantesten jungvulkanischen Gebiete in ganz Island. Nur 0,8 km² groß, besitzt dies von weitem gesehen flachhügelige Gelände nicht weniger als 100 einzelne Krater, deren kleinster nur wenige Meter Durchmesser besitzt, während der größte deren etwa 100 hat. Alle diese Krater sind aus roten oder schwarzen Schlacken und Lapilli aufgebaut. Beide Farben grenzen aneinander, und zwar so, daß z. B. von einem Zwillingsskrater der eine rot-, der andere schwarzschlackig ist. Die Schlacken selbst sind klein, von zierlicher Form und klirren unter dem Schritte des Wanderers. Eigentliche Lavaströme kommen nicht vor; einige winzig kleine Lavaflächen zeigen den Charakter der Fladenlava. Dagegen ist das Gebiet durch zahlreiche Schweißschlackenbildungen ausgezeichnet. Diese bilden entweder steilwandige, innen hohle Kamine bis zu 7 m Höhe oder niedrigere Formen von 1—1,5 m Höhe; dann aber finden sich Schweißschlacken als kranzartige Anhäufungen auf dem Kamme vieler Kraterwälle. Aber durchaus nicht alle Krater tragen solche Schweißschlackenwälle, sondern gerade die größten entbehren derselben. Die Mächtigkeit dieser Schweißschlackenkranze kann bis zu 3 m betragen; sie sind aus lauter einzelnen, in zähflüssigem Zustande aufgeworfenen Massen aufgebaut, die sich übereinandergepackt und fest verbunden haben. Im östlichen Teile des Gebietes sind diese schwarzen Lavaringe seltener. Im Südosten des Kraterfeldes sind zwei Krater so tief eingesenkt, daß sie ins Grundwasser tauchen und kleine Seen von 8—12 m Durchmesser enthalten. Die drei Abb. auf Taf. VI und VII oben geben einige Einzelheiten aus diesem merkwürdigen Gebiete kleiner, gehäufte, modellartig schöner Vulkane. Ähnliche Vorkommen finden sich in Island noch am Westfuße des Snáfellsjökull und im Nordlande bei Sveinstadir, südlich vom Hunafloi. Das Ausbruchsmaterial kann bei der eng gedrängten Lage der Krater natürlich

nicht aus großer Tiefe stammen, sondern ist jedenfalls auf einen in ganz geringer Tiefe vorhandenen Magmaherd zurückzuführen.

2. Der Burfell liegt im Süden unseres Kartengebietes, im südlichsten Teile des Verbreitungsgebietes des glazialen Dolerites, dem sein Aschenkegel mit der Nordhälfte auflagert, während die Südhälfte von Lavaströmen begrenzt wird. Der Kratering erhebt sich 50—80 m über seine Umgebung, der Krater selbst ist etwa 40 m tief eingesenkt. Grobe dunkle Schlacken bauen ihn auf, zum Teil zusammengeschweißt. Im Innern des Kraters sieht man stellenweise dünne Lavabänkchen den Schlacken eingeschaltet. Recht merkwürdig ist eine auch in der topographischen Karte zum Ausdruck gelangende, schmale, 2 km lange Rinne, die am Westrande des Vulkans beginnt, zuerst 800 m weit nach Westen gerichtet ist, dann rechtwinklig umbiegt und noch 1200 m sich nach Norden verfolgen läßt. Diese Rinne beginnt mit 8—10 m Breite und wird nach Norden hin allmählich breiter, bis sie schließlich ein Maß von 50—80 m erreicht. Die beiden Seitenwandungen stehen in einer grauen Fladenlava, die unten dicht ist, nach oben hin blasig wird und zu oberst die typischen Oberflächenformen der Fladenlava besitzt. Die Höhe der Wandungen beträgt 6—8 m und die Wände selbst sind überhängend gekrümmt (Abb. 2). An vielen Stellen sind sie durch herabgebrochenes Lavagestein verstückt, an anderen aber noch in der ursprünglichen Form erhalten. Der Boden der Rinne ist ebenfalls mit ebener Fladenlava ausgekleidet, die im unteren Teile mehrfach Spratzkegel trägt. Es handelt sich hier sicherlich



Abb. 2.

um einen Ausflußkanal der weiter im Norden sich ausbreitenden Fladenlava, dessen spezielle Entstehungsgeschichte allerdings recht schwer erklärlich ist.

3. Genau 4—5 km südlich von Hafnarfjörður liegt der große Krater Storhöfði. Im Norden grenzt er an einen kleinen Binnensee, im Westen und Süden an Fladenlaven und im Osten ist er einem Rücken moränebedeckten, glazialen Dolerites aufgesetzt. Der Durchmesser des Kraters beträgt $1\frac{1}{2}$ km, sein Wall erhebt sich 40—60 m über die Umgebung und 30—60 m über den Kraterboden.

4. 3 km weiter südlich erheben sich aus den Lavafeldern aus leuchtend roten Schlacken aufgebaute Hügel, von denen mit großer Sicherheit anzunehmen ist, daß sie ebenfalls dieser Gruppe junger Vulkane angehören.

Zum Schluß sei in diesem Zusammenhange eines merkwürdigen Vorkommens etwas südlich vom neuen Friedhofe von Hafnarfjörður gedacht. Der Rücken, auf dem der Friedhof liegt, besteht ganz und gar aus glazialen Dolerit mit jungem Moränenschutt; hier beobachtet man innerhalb des zutageliegenden Dolerites drei kleine Flächen von wenigen Metern Durchmesser, an denen im Dolerit ein Lavapfropfen sitzt. Es handelt sich hier anscheinend um ein paar Schußkanäle, in denen Lava bis an die Oberfläche aufgestiegen, dann aber sofort als Pfropfen erkaltet ist.

Eine ungeheure Entwicklung besitzt im Süden unseres Gebietes die junge Lava. Vom Kap Reykjanes bis zum Hengill zieht sich eine nach Norden bis zum Meere reichende, nur die Halbinsel von Keflavík freilassende, ungeheure Lavafläche hin, die noch zum Teil in unser Kartengebiet hineinfällt. Wir können nach der Erstarrungsform Fladenlaven und Blocklaven unterscheiden. Eine ausgezeichnete Fladenlava schließt sich an den Doleritrücken von Hafnarfjörður nach Südwesten hin an. Sie ist mit so zahlreichen Polstern von silbergrauen Moosen bewachsen, daß sie ganz hellfarbig erscheint; aber auch das Gestein an sich besitzt eine hellgraue Farbe. In dieser Lava kann man interessante Erscheinungen der Auftreibung infolge innerer Gasentwicklung beim Abkühlen beobachten. In den einfachsten Fällen ist die Oberfläche schwach kuppelförmig aufgewölbt, und beim Darübergehen hört man deutlich, daß man über einen Hohlraum hinwegschreitet. Durch späteren Einsturz sind eine ganze Reihe von diesen Räumen geöffnet worden. Bei größerer Entwicklung von Gasen geht die Auftreibung weiter und es bilden sich langgestreckte Rücken von zehn und mehr Metern Höhe, die endlich in ihrer Längsachse in langen Spaltenzügen aufbrechen. Bisweilen ist durch Nachsackung dann die eine Seite wieder etwas zurückgesunken, so daß sich entlang der Spalte ein Absatz findet. Auch keine Schweißschlackenkegel (Hornitos) von der Art der bereits von den Raudholar beschriebenen finden sich auf manchen Lavaströmen in großer Anzahl. — Ganz anders ist die Beschaffenheit der Blocklava. Aus ihr besteht der große Lavastrom, auf dem die nördliche Hälfte

der Stadt Hafnarfjörður liegt. Dieser Lavastrom hat seinen Ursprung im Süden, in der Gegend nördlich vom Helgafell und erstreckt sich von da durch das Gráhelluhraun, in der Nähe des Friedhofes sich ganz eng zusammenziehend, über Hafnarfjörður hin mächtig sich verbreiternd, bis zum Meere im Innern des Skerjafjörður. Ein zweiter Arm kommt aus dem weiter im Osten, südlich von der Heilstätte gelegenen Tal heraus. Diese Lava ist von dunkler Farbe und von einer ungemein rauhen, blockig-scholligen Oberfläche mit sehr erheblichen Höhenunterschieden innerhalb kleinster Gebiete. — Die drei Abbildungen auf Taf. IV unten und Taf. V geben eine Vorstellung von dem scholligen Charakter dieser Art Ströme. Ein zweites Blocklavagebiet liegt zwischen dem Bur- und dem Husfell. — Weiter nördlich am Ostrande unseres Blattes, südlich von den Raudholar, treten ebenfalls Fladenlaven auf, die bei ihrer Eruption ungemein dünnflüssig gewesen sein müssen, denn ein etwa 14 km langer, ganz schmaler, bisweilen kaum 100 m breiter Lavastrom, geht von hier aus und folgt dem Tale des Flübchens Ellidáá bis zu seiner Mündung. Die geringe Masse der Lava zusammen mit der Länge des Stromes zeugen auf das beste für eine äußerste Dünnflüssigkeit derselben beim Ausfließen. Nach meinen Beobachtungen scheinen die basischen dunklen Laven als Block- oder Schollenlava, die sauren hellen Laven dagegen als Fladenlaven erstarrt zu sein.

Zum Schluß noch ein paar Worte über die Tektonik: Wie bereits einleitend bemerkt, sind fast die gesamten Bildungen unseres Kartenblattes jünger als die große tektonische Phase während der Eiszeit. Man kann also nicht erwarten, von den großen Störungen dieser Zeit innerhalb unseres Gebietes etwas zu beobachten. Dagegen machen sich tektonische Bewegungen allerjüngsten Alters in recht auffälliger Weise im südlichen Teile unseres Gebietes bemerklich. Es sind dies Spaltenbildungen, auf denen Bewegungen stattgefunden haben, durch die der eine Flügel um wechselnde Beträge gesenkt worden ist. Diese jungen postglazialen Verwerfungen, die selbst ganz junge Lavastrome durchsetzen, sind im südwestlichen Island recht verbreitet und einige von ihnen kommen auch in unserem Kartenabschnitte vor. Eine solche Verwerfung beginnt in den glazialen Doleriten südlich vom Ellidavatn und läßt sich in der Richtung nach Südwesten 8 km weit bis zum Ende der oben besprochenen Ausflußrinne des Burfellkraters verfolgen. Diese Verwerfungsspalte, die ganz und gar im

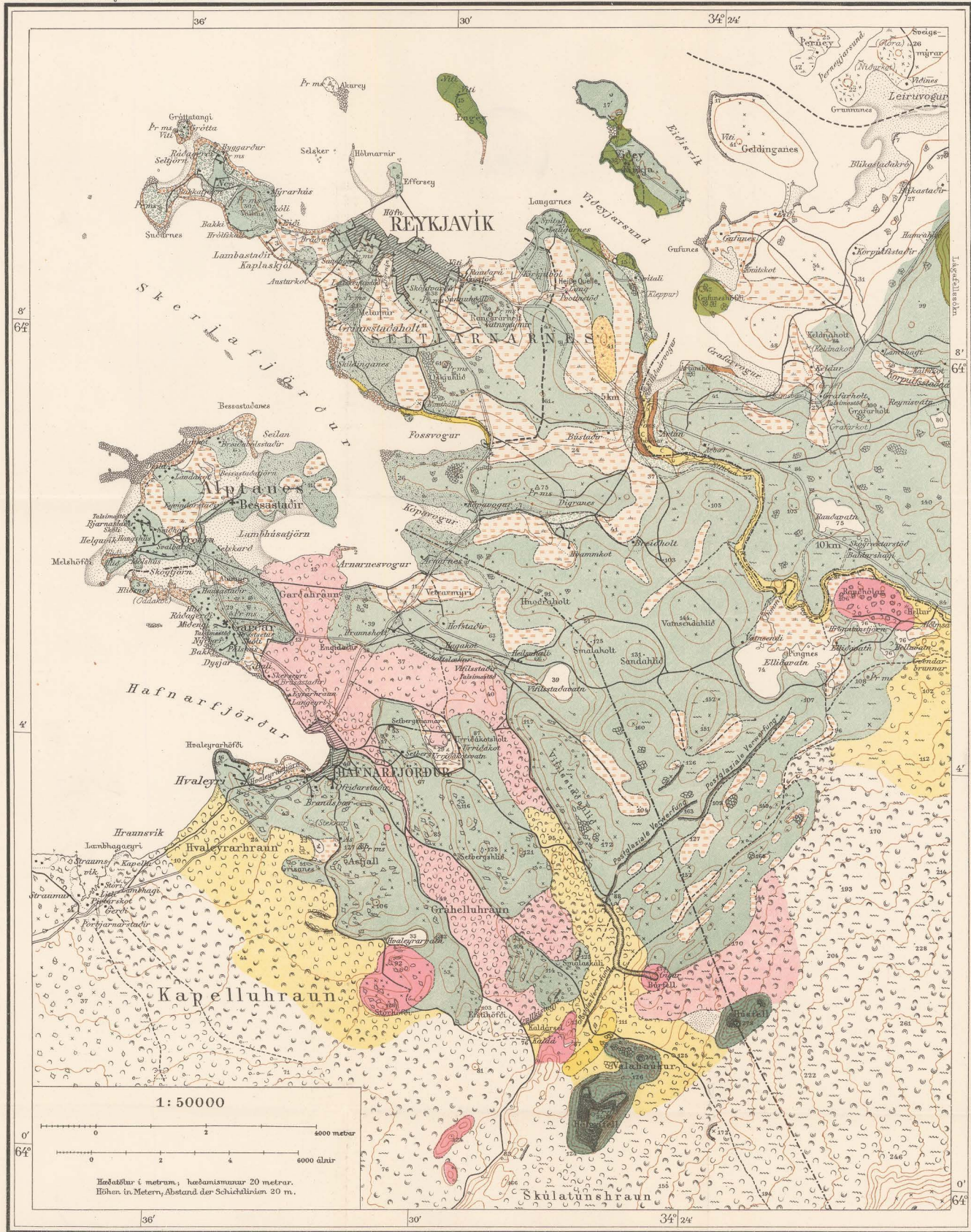
glazialen Dolerit steht, zeigt einen von großen Doleritblöcken bedeckten Steilabbruch auf der südlichen Seite und eine Senkung des nach Süden angrenzenden Gebietes um Beträge von mehreren Metern. Die Fortsetzung dieser Verwerfungsspalte mündet in das Knie der gleichen Ausflußrinne ein und erstreckt sich von da 2 km weit nach Südsüdwesten durch das Fladenlavagebiet hindurch. Ein Teil derselben ist in unserer Abb. Taf. VII unten dargestellt. Auch hier ist die Spalte selbst verhüllt durch mächtige Lava-
blöcke, das Absinken ist ebenfalls auf der Südseite erfolgt, sein Betrag nimmt von Norden nach Süden immer mehr zu und beträgt im südwestlichen Teil etwa 12 m. Hier hat die Senkung bewirkt, daß der gesenkte Teil unter den Grundwasserspiegel geraten ist, wobei ein kleiner See entstand, aus welchem ein Flößchen, der Kaldársel, abfließt, um alsbald nach Erreichung der großen Lavafelder wieder in denselben zu verschwinden. — Die Wasserarmut ist überhaupt ein charakteristisches Zeichen aller dieser ausgedehnten Lavaflächen: Kein Bach durchfließt, kein Tal durchzieht sie, und alle Gewässer, die von den Randgebieten her sich ihnen nähern, haben dasselbe Los, — sie verschwinden in den klüftigen Laven, setzen ihren Weg unterirdisch fort und treten erst am Meere wieder zutage. Nur die Ellidaá ist durch den dünnen Lavastrom ihres Tälchens nicht bezwungen worden, sondern hat auch heute noch oberirdisch ihren Abfluß.

Geologische Karte der Umgebung von Reykjavík und Hafnarfjörður im südwestlichen Island

Von K. Keilhack, Aufgenommen 1924.

Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1925

Tafel I



Topographische Aufnahme des Kgl. Dänischen Generalstabes

Lithographie u. Druck der Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin.

Farben-Erklärung

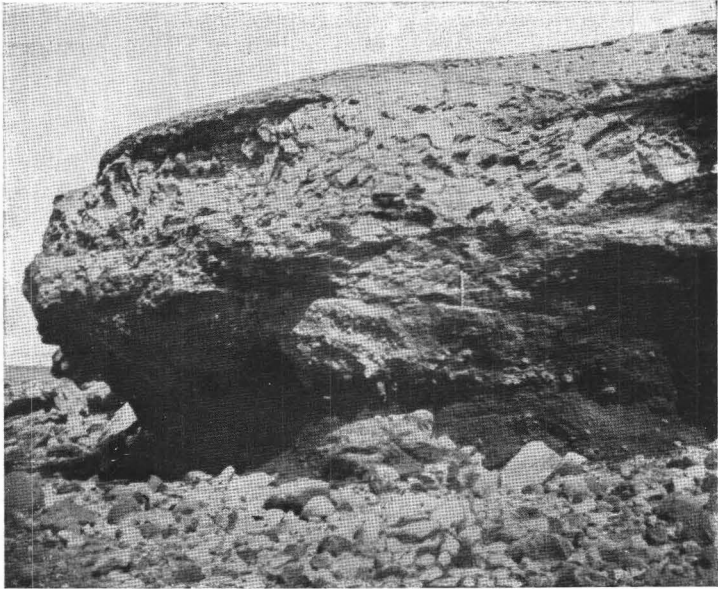
Eruptivgesteine			Diluvium			Alluvium					
Basalt und Tuff altglazial	Dolerit meist unter jünger-Marine interglazial	Flagenlava jüngeres Postglazial	Schellenlava jüngeres Postglazial	Tuff und Schlacken in älteren Flutern älteres Postglazial	Tuff und Schlacken in jüngeren Flutern jüngeres Postglazial	Glaziales Geröll jungglazial	Tillit und Tonstein altglazial	Bänderton jungglazial	Marine Terrasse	Strandgeröll	Torf



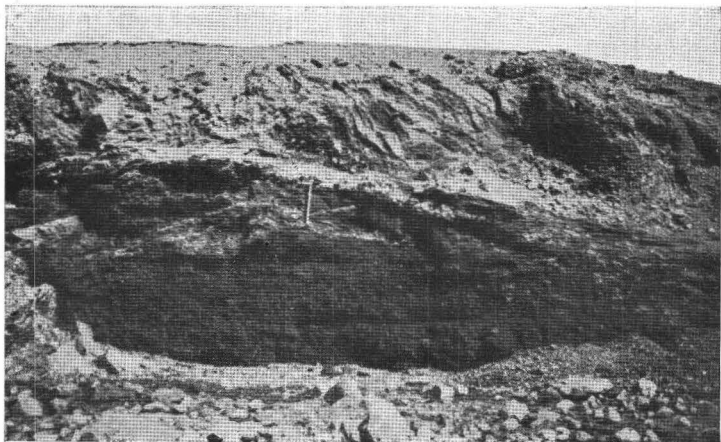
Schräg gestellte Schichten der altdiluvialen Basaltformation bei Spítali nordöstlich von Reykjavik gegenüber der Insel Vídey.



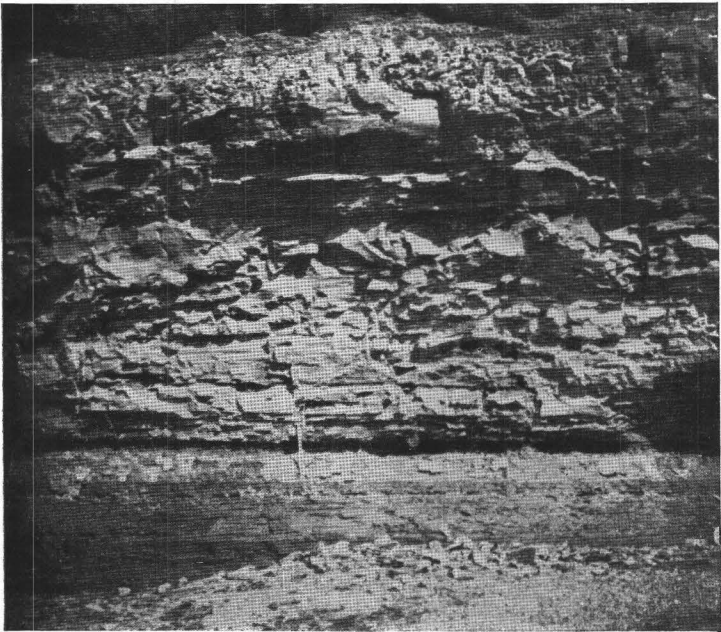
Eisgeschliffener Dolerit und großer Rundhöcker bei Skildinganes südlich von Reykjavik.



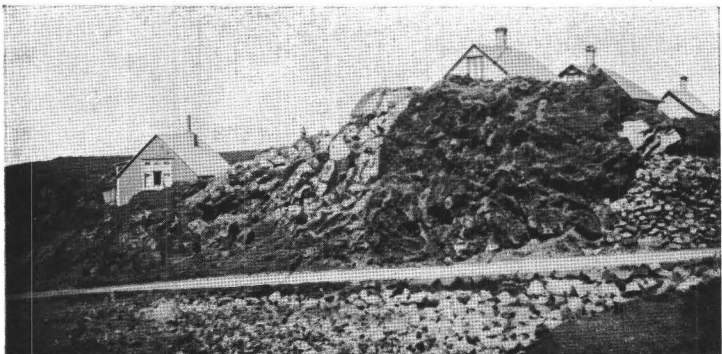
Tillit mit Brandungshohlkehle bei Fossvogur.



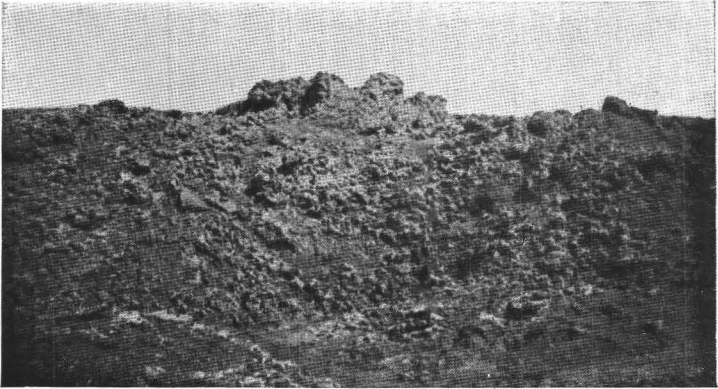
Tillit im Steilufer von Fossvogur.



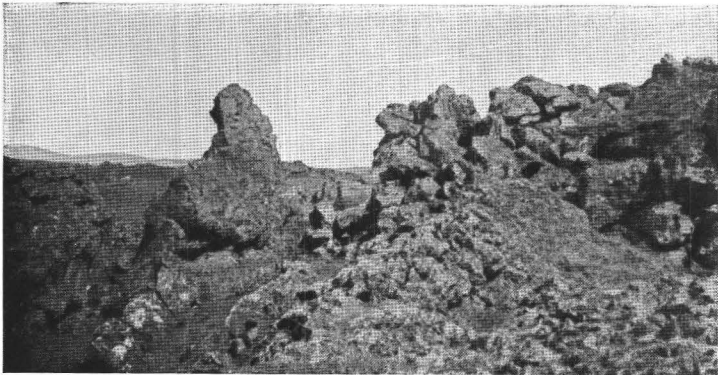
Glazialer Sandstein mit Tillitüberdeckung bei Fossvogur.



Häuser im nördlichen Teile von Hafnarfjörður, in dem Schollenlavastrom eingebaut.



Oberfläche der Schollenlava bei Hafnarfjörður.



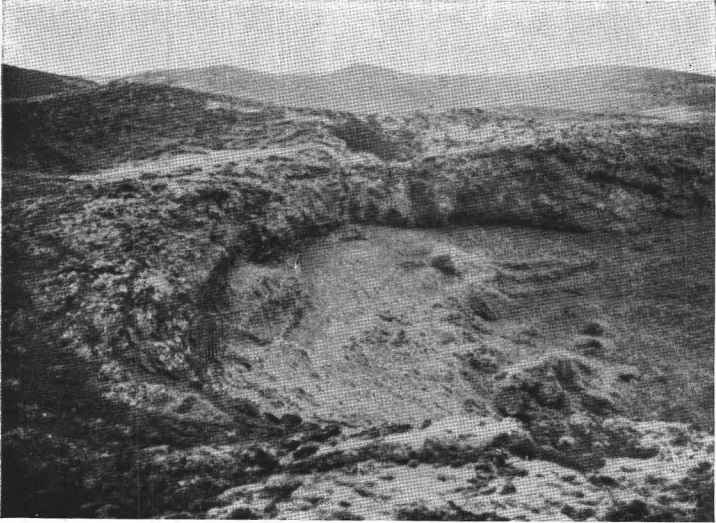
Wildbewegte Oberfläche der Schollenlava nordwestlich
von Hafnarfjörður



Schweißschlackenkamin im Vulkangebiet von Raudhólar.



Kraterlandschaft im Vulkangebiet von Raudhólar.



Kraterlandschaft in dem jungen Vulkangebiet der Raudhólar, der vorderste Krater mit Schweißschlackenkranz.



Links Abbruch einer jungen Verwerfungsspalte in einem postglazialen Strom von Fladenlava. Im Hintergrund rechts der Krater des Bürfell.