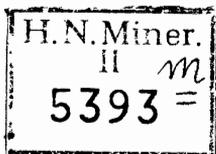


OSKAR NIEMCZYK

Spalten auf Island



STUTTGART
VERLAG VON KONRAD WITTWER

SUB Göttingen **7**
114 621 985



Spalten auf Island

Spalten auf Island

Geologische, geodätische und geophysikalische Forschungsarbeiten
der Deutschen Island-Expedition des Jahres 1938

Herausgegeben von

Dr. phil. OSKAR NIEMCZYK

ordentl. Professor für Markscheidewesen und Bergschadenkunde
an der Technischen Hochschule Berlin

Unter Mitwirkung von

b. a. o. Professor Dr. phil. E. ANSEL, Universität Freiburg/Breisgau

b. a. o. Professor Dr. phil. F. BERNAUER, Techn. Hochschule Berlin

Dozent Dr.-Ing. habil. E. EMSCHERMANN, Techn. Hochschule Berlin

und Dr.-Ing. A. SCHLEUSENER, Seismos G. m. b. H., Hannover

Mit 4 zeichnerischen Tafeln im Anhang und 98 Abbildungen im Text



STUTTGART

VERLAG VON KONRAD WITTEW

1943

Alle Rechte vorbehalten

**Universitätsbibliothek
Göttingen**

Gedruckt in der Stuttgarter Vereinsbuchdruckerei AG.



Die Almannagjá, eine mit Absenkung um 40 m verknüpfte Klaffspalte. Rechts die Thingebene, im Hintergrund Armannsfell.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort des Herausgebers	1—3
O. Niemczyk, Die geodätische Messung als Grundlage für die Deutung horizontaler und vertikaler junger Krustenverschiebungen	4
Die Bewegungsvorgänge im bayrischen Alpenvorland	5—7
Die rezenten Bodenbewegungen im oberschlesischen Steinkohlenbecken	7—12
Schlußfolgerungen	12—13
Schrifttumsverzeichnis	13—14
F. Bernauer, Junge Tektonik auf Island und ihre Ursachen.	
A. Einleitung	14—15
B. Die junge Vulkanzone.	
1. Begrenzung	15—16
2. Gesteinsfolge	16
3. Tektonischer Charakter	16—18
C. Die Zerrungserscheinungen.	
I. Beobachtungen.	
1. Verhalten der Spalten in verschiedenartigem Gestein	19—25
2. Richtung und Ausmaß der Spalten	25—28
3. Verschwinden der Spalten durch Verschüttung.	
a) Überdecken mit Sedimenten	28
b) Überdeckung mit Lava	28—31
4. Abschnittsweise Bildung von Spalten.	
a) ohne engere Verbindung mit Lavaaustritt	31—32
b) Spaltenerweiterung während der Ausbrüche	32—33
5. Bildungszeit der Spalten	33—34
6. Abhängigkeit vom Gelände	34—35
7. Verteilung der Spalten	35—36
8. Betrag der Dehnung, Meßlinien	36—40
9. Ähnliche Spalten in fremden Gebieten	40—42
10. Spuren älterer Zerspalten	42—43
II. Ursachen der Spaltenbildung.	
1. Aufwölbung	44—45
2. Freies Fließen und Gleiten	45
3. Triftbewegung von Schollen	45—46
4. Zerreißen bei plastischer Dehnung der Unterlage	46—48

D. Senkrechte Bewegungen.

I. Beobachtungen.

1. Zufällige Höhenunterschiede an Spaltenrändern	48—49
2. Herausgehobene Rücken	49
3. Gräben	49—50
4. Pfeilerberge (Vulkanische Horste)	50—52
5. Einbrüche	53

II. Ursachen der Vertikalbewegungen.

1. Einstellung in Schwimmgleichgewicht	53—54
2. Druckübertragung aus der plastischen Unterlage.	
a) Gasdruck	54—55
b) Flüssigkeitsdruck	55—58

E. Magmaströmungen als Ursache der isländischen Tektonik.

1. Das Strömungsmodell von Griggs und seine Übertragung auf Island	58—60
2. Die Bedeutung der Palagonitformation	60—61
3. Die Schwereverhältnisse in der Vulkanzone	61—62

Zusammenfassung 62

Schrifttumsverzeichnis 63—64

O. Niemczyk und E. Emschermann, **Ein einfaches und vielversprechendes Basis-Meßverfahren**

64—79

Schrifttumsverzeichnis 79

O. Niemczyk und E. Emschermann, **Sonderdreiecksmessung auf Island zur Feststellung feinsten Erdkrustenbewegungen.**

Erster Teil. Das Netz I. Ordnung.

Allgemeines	80
Die dänische Triangulation I. O. als Grundlage des Sondernetzes	82—84
Die Anlage des Sondernetzes	85—87
Das Netz I. Ordnung	87—91
Ergebnisse der Klein-Basis-Messungen mit der 3 m Invar-Basislatte von Zeiß	91—93

Zweiter Teil. Das Netz II. Ordnung 94—96

Die Kleindreiecksmessung	95—99
Aufnahmen von Querprofilen	99—101
Überblick und Ausblick	101—104

Schrifttumsverzeichnis 104

Zahlentafeln 1—8 105—113

Die Schweremessungen.

Erster Teil. E. Ansel, Pendelmessungen.

1. Einleitende Ausführungen	113—114
2. Der Plan der Aufnahme	114—115
3. Die Ausrüstung	115
4. Die Beobachtungsergebnisse	115—120

5. Ergänzende Ausführungen:	
a) die Genauigkeit der Uhrgänge	121—123
b) zur Ermittlung der Schwereanomalien	123
Zweiter Teil. A. Schleusener, Die Gravimetermessungen.	
A. Aufgabe	124—125
B. Technische Fragen.	
1. Beschreibung des Thyssen-Gravimeters mit Zubehör und sonstiger Aus- rüstung	125—139
2. Meßgebiete, Meßanordnung, Prüfstrecke	139—141
3. Bestimmung von Höhe, Länge, Breite und Gesteinsdichte	141—145
C. Auswertung.	
1. Genauigkeit	145—148
2. Die beobachtete und die reduzierte Schwere, sowie die Schwerestörungen nach Freiluft, Bouguer und Freiluft regional	148—151
D. Besprechung der Ergebnisse der Gravimetermessungen auf der Expedition 1938.	
1. Zeitliche Änderungen auf Grund eines Vergleiches mit älteren Pendel- messungen	151—154
2. Die Bouguerschen Schwerestörungen Δ_{go}'' mit besonderer Berücksich- tigung der Bárdartalverwerfung	154—164
3. Die Freiluftstörungen Δ_{go}	164—165
4. Die regionalen Freiluftstörungen $\Delta_{go}''m$	165—169
5. Die Schwerestörungen und die junge Vulkanzone als Unterströmungsgebiet	169—171
E. Zusammenfassung	171—173
Schrifttumsverzeichnis	174—175
Sachverzeichnis	176—180

Vorwort.

In der geologischen Kritik der bestehenden Erdsynthesen nehmen die Probleme des Zusammenhanges von Horizontal- und Vertikal-Tektonik einen breiten Raum ein. Am besten trat dies wohl auf der Geologentagung in Frankfurt a. M. vom 6. bis 8. I. 39 hervor. Das „Für“ und „Wider“ die Wegenersche Verschiebungstheorie konnte naturgemäß keine Lösung im Sinne einer weitgehenden Übereinstimmung erbringen. Aber es sind doch den von A. Wegener angenommenen, riesenhaften Horizontalverfrachtungen ernste Hindernisse in den Weg gestellt worden. Dies kommt in der wenig später erschienenen Arbeit von H. Cloos, „Hebung — Spaltung — Vulkanismus“, besonders deutlich zum Ausdruck.

Auf der gleichen Frankfurter Tagung hat F. Bernauer seine Gedanken über die Vorgänge entwickelt, die zur Bildung nordsüdlich gerichteter, ausgedehnter Spaltenzüge innerhalb einer 80—250 km breiten, jungvulkanischen Innenzone Islands geführt haben und noch führen. Seiner Auffassung nach läßt sich der Bau der Insel nicht im Sinne der von E. Haarmann und H. Cloos gegebenen Deutungen für vorwiegend aufwärts gerichtete Bewegungen der Erdkruste erklären. Vielmehr glaubt Bernauer in Anlehnung an die Wegenersche Theorie, für die spaltenbildenden Kräfte auf Island eine mit flächenhafter Ausbreitung verbundene magmatische Unterströmung annehmen zu sollen.

Ohne Zweifel sind diese, auch schon früher mehrfach angeschnittenen Fragen einer grundlegenden Untersuchung wert. Für den Vulkanologen bietet sich auf Island ein umfassendes Beobachtungsfeld, in welchem ein Mosaik von Kleinarbeit zur Analyse der tektonischen Formen führt. Da die Spaltenbildung auch in der Gegenwart andauert, wird die geodätische Feinmessung einen wesentlichen Beitrag zur Lösung der offenstehenden Probleme liefern können. Denn selbst wenn ein noch so träges Auseinanderfließen der jungvulkanischen Innenzone in Betracht zu ziehen wäre, muß das Verhalten der beiderseitigen tertiären, starren Basaltmassive den Prüfstein für die vermuteten waagerechten Verschiebungen abgeben.

In diesem Zusammenhang interessiert aber auch die Beschaffenheit des Untergrundes. Je nachdem, ob die Innenzone als breiter und tiefer Graben, oder als Zerungszone mit plastischem Untergrund aufzufassen ist, bestehen zwei Möglichkeiten: starke und sehr tief reichende Vertikalbewegungen ohne meßtechnisch erfaßbare waagrechte Verschiebungen, oder fühlbare Horizontalwanderungen mit schwachen Auswirkungen in der Vertikalkomponente als Folge geringerer Tiefenwirkung. Es liegt daher nahe, durch Schweremessungen über den Aufbau des Untergrundes Anhaltspunkte zu gewinnen. Insbesondere erhebt sich die Frage, ob und inwieweit mit Hilfe der geophysikalischen Messung größere Unterschiede in den Schwerestrukturen der rezenten Innenzone und der angrenzenden Massive feststellbar sind.

Diese Gesichtspunkte sind es im wesentlichen, denen die Arbeitsgemeinschaft der wissenschaftlichen Island-Expedition des Jahres 1938 ihren Zusammenschluß verdankte. Es ist wohl auch das erstmal, daß ein jungvulkanisches Gebiet mit einem geodätisch-geophysikalischen Versuchsfeld überdeckt wurde, ferner, daß die Zusammenarbeit geologischer, geodätischer und geophysikalischer Wissenschaftler sozusagen in einem Guß gesichert und durch rasche Entschlüsse gefördert werden konnte.

Auf Grund der oben gestreiften Problemstellung ergab sich nachfolgende Zielsetzung:

1. Eine geologischen Gesichtspunkten Rechnung tragende Sonderdreiecksmessung mit dauerhafter Vermarkung und standsicheren Ausgangspunkten in den tertiären Massiven beiderseits der jungvulkanischen Innenzone soll die Grundlage für spätere Wiederholungsmessungen zur Ermittlung etwaiger waagerechter Punktverschiebungen bilden.
2. Über einzelne, aus vorgeschichtlicher und geschichtlicher Zeit stammende Lavadecken sind quer zum Streichen der Spaltenzüge Profile anzulegen. Die an jungen Verwerfungen, Abbrüchen und Spalten auftretenden Horizontal- und Vertikalbewegungen sind ebenfalls durch spätere Wiederholungsmessungen festzustellen.
3. Im Zuge der Dreiecksmessung werden Schweremessungen durchgeführt, um über die tieferen Untergrundsverhältnisse Klarheit zu gewinnen. Dabei soll mittels Pendelmessungen die Schwereintensität vom Kontinent nach Island übertragen werden. Im Hauptprofil werden Pendelstationen eingerichtet. Die Verdichtung des Schwerenetzes soll durch Gravimetermessung erfolgen, wobei die Gravimeterstationen den trigonometrischen Punkten IV. Ordnung entsprechen und daher möglichst in Entfernungen von 3–4 km angelegt werden.

Dieser, dem Leiter der Fachgliederung „Bodenforschung“ im Reichsforschungsrat, Herrn o. Professor Dr. Beurlen, im Dezember 1937 eingereichte Forschungsplan fand dessen Billigung und wurde vom Reichsforschungsrat genehmigt. Dem großen Entgegenkommen des Präsidenten des Reichsforschungsrates, Herrn General der Artillerie, o. Professor Dr.-Ing. C. Becker †, sowie des Präsidenten der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Herrn Ministerialdirektor Professor Dr. R. Mentzel, danken die Mitglieder der wissenschaftlichen Island-Expedition in erster Linie die Durchführung des Vorhabens. Aber auch dem Vorsitzenden der Wirtschaftsgruppe Bergbau, Herrn Generaldirektor H. Wisselmann, sowie dem Geschäftsführer der Wirtschaftsgruppe, Herrn Bergassessor W. Hölling, sind wir für die Förderung und großzügige Unterstützung unseres Unternehmens besonders verbunden. Diese Stellen haben durch entsprechende Bereitstellung der erforderlichen Mittel bereits im Februar 1938 das Zustandekommen der Forschungsreise sichergestellt und den Vorbereitungen, sowie der Fortführung der Forschungsarbeiten größtes Interesse entgegengebracht.

Die Expedition bestand aus folgenden Teilnehmern: Professor Dr. F. Bernauer, Technische Hochschule Berlin, für die vulkanologischen Arbeiten;

Professor Dr. O. Niemczyk und Dozent, Markscheider Dr.-Ing. habil. Emschermann, Technische Hochschule Berlin, für die geodätischen Beobachtungen;

Professor Dr. E. Ansel, Universität Freiburg i. Br., für die Pendelmessungen und Dr.-Ing. A. Schleusener, Seismos G. m. b. H., Hannover, für die gravimetrischen Messungen.

Als wissenschaftliche Hilfskräfte wirkten ferner mit: stud. rer. nat. Ansel, Freiburg i. Br., und cand. rer. nat. Tómas Tryggvason, Universität Uppsala (Schweden), der als gebürtiger Isländer zugleich Dolmetscherdienste leistete und die Mitglieder der Arbeitsgemeinschaft bei der Erfüllung ihrer Aufgaben durch seine Orts- und Sprachkenntnisse in ausgezeichnete Weise unterstützte.

Die Vorbereitungen für die Forschungsreise wurden in den Monaten März bis Mai 1938 getroffen. Der Schriftverkehr mit den in Frage kommenden amtlichen Stellen in Island und Dänemark nahm geraume Zeit in Anspruch. Außer den für geodätische und geophysikalische Messungen notwendigen instrumentellen und

apparativen Einrichtungen war für die Mitführung aller zur Punktvermarkung und zum Signalbau in unwirtlichen Gegenden erforderlichen Geräte und Hilfsmittel Sorge zu tragen. Ebenso war vorweg eine geregelte Unterbringung und Verproviantierung der einzelnen Arbeitsgruppen in den unbesiedelten Teilen Islands vorzusehen. Ferner mußte an die Bereitstellung von Ersatz-Instrumenten- und Apparaten gedacht werden. Die Sicherstellung des wesentlichen Rüstzeuges verdanken wir dem besonderen Entgegenkommen der Seismos G. m. b. H., Hannover, sowie der Geodätischen Abteilung der Feinmechanischen Werkstätten Carl Zeiß, Jena.

Die Expedition trat am 7. Juni 1938 in Kopenhagen zusammen. Die Reise wurde am 13. Juni in Reykjavik, der Hauptstadt Islands, für kurze Zeit unterbrochen, um mit dankenswerter Unterstützung des damaligen deutschen Konsuls, Herrn Dr. Timmermann, persönliche Fühlung mit den in Frage kommenden Behördenvertretern und Wissenschaftlern des Landes aufzunehmen. Die Arbeiten sind am 16. Juni 1938 von Akureyri, der größten Stadt im nördlichen Teil Islands, aus aufgenommen und am 30. 9. 1938 abgeschlossen worden. Die restlichen Teilnehmer der Expedition trafen am 9. Oktober 1938 in Berlin ein.

Wir sind in Island von den Behörden und von der Bevölkerung herzlich aufgenommen worden. Besondere Förderung unserer Bestrebungen verdanken wir Herrn Wegebauinspektor Geir G. Zoëga in Reykjavik. Auch im Nordland der Insel half man uns stets mit Rat und Tat, so daß wir dank allseitigem Entgegenkommen in jeder Arbeitsgruppe reibungslos unsere Arbeiten bewerkstelligen konnten.

Im vorliegenden Buch ist den fünf Mitgliedern der wissenschaftlichen Arbeitsgemeinschaft Gelegenheit gegeben worden, über ihre Arbeiten im einzelnen zu berichten. Die geschlossen wirkende Darstellung soll verhindern, daß durch Teilveröffentlichungen in verschiedenen Fachzeitschriften der Gesamtüberblick über Ergebnis und Leistung verlorengeht. Wie oben bereits ausgeführt wurde, handelt es sich in der Hauptsache um die Schaffung grundlegender Aufnahmen, Messungen und Beobachtungen, die später wiederholt werden müssen. Zum Kernpunkt der offenstehenden Probleme, dem Auftreten rezenter Bodenbewegungen und ihrer Deutung, kann daher erst zu einem späteren Zeitpunkt Stellung genommen werden. Dennoch wird der fachlich interessierte Leser aus den Aufsätzen den Eindruck schöpfen können, daß die in geologischer, geodätischer und geophysikalischer Zusammenarbeit erzielten Grundlagen wert sind, weiter ausgebaut und verfolgt zu werden. Darüber hinaus bieten die von uns gewonnenen Erfahrungen und Erkenntnisse mancherlei Anregung zum fachlichen Gedankenaustausch, einesteils um die begonnenen Arbeiten größerer Vollkommenheit entgegenzuführen, andererseits mit dem Ziel, neu entstandenen Problemen und Deutungsversuchen nachzugehen.

Die monatelange harte, mit Entbehrungen und körperlichen Anstrengungen verbundene Arbeit, die an jeden Teilnehmer hohe Anforderungen stellte, hat aber auch gezeigt, daß das gesteckte Ziel nur darum erreicht werden konnte, weil einheitliche Willenskraft und gute Kameradschaft den Arbeitsrhythmus beseelten. Für die restlose Erfüllung dieser den Erfolg verbürgenden Bedingungen danke ich sämtlichen Mitgliedern der Arbeitsgemeinschaft.

Herrn Konrad Wittwer bin ich für die Übernahme der Drucklegung, sowie für die sorgfältige und einheitlich durchgeführte Ausstattung des Buches besonders verbunden.

Der Herausgeber.

Die geodätische Messung als Grundlage für die Deutung horizontaler und vertikaler junger Krustenverschiebungen.

Von O. Niemczyk.

Die Heranziehung geodätischer Messungen zur Ermittlung von Erdkrustenbewegungen spielt in der geologischen Deutung rezenter Bodenbewegungen eine beachtliche Rolle. Aber Beobachtungen dieser Art sind, sofern es sich um größere, geschlossene Arbeitsgebiete handelt, nicht nur dünn gesät, sondern auch hinsichtlich des Wertes ihrer Ergebnisse vielfach umstritten. Das muß einmal offen ausgesprochen werden, weil Theorien, die ihre Beweiskraft aus der Meßtechnik schöpfen, häufig an Voraussetzungen anknüpfen, welche die Messung mitunter nicht erfüllen kann. Bei der Beurteilung geodätisch ermittelter Punktverschiebungen ist es immer einfacher, vertikale Bewegungen zu erkennen als horizontale.

Die Beobachtung von Senkungen oder Hebungen fußt in der Regel auf den Ergebnissen zeiträumlich wiederholter Feinnivellements, für welche die Landesaufnahme schon bei Ausführung der Urmessung vor 60–70 Jahren eine Höhengenaugigkeit von $\pm 1-2$ mm/km gewährleisten konnte. Mit Hilfe neuzeitlicher Instrumente und Geräte erreicht der Messende heute auch bei weitausholenden Präzisionsnivellements Genauigkeiten von $\pm 0,4-0,6$ mm/km. Die Angaben über das Auftreten waagerechter Verschiebungen greifen, soweit es sich um ein größeres Arbeitsgebiet handelt, zumeist auf die Wiederholung von Dreiecksmessungen zurück. Eine Triangulation I. Ordnung wird für durchschnittliche Seitenlängen der Dreiecke von 60–70 km bei genauer Basismessung und einem mittleren Richtungsfehler, der weit unter $\pm 1''$ liegt, noch Punktunsicherheiten von 2–3 cm aufweisen. Selbst wenn eine Sonderdreiecksmessung mit den besten Mitteln und unter günstigen Bedingungen durchgeführt wird, kann im Punktnetz niederer Ordnung im allgemeinen mit einer Richtungsgenauigkeit von $\pm 2,5''$ und einer Längengenaugigkeit von 1 : 100000, d. h. von rd. 1 cm/km gerechnet werden, mit anderen Worten: das Verhältnis der Genauigkeit von Höhen- und Lage-Bestimmung beträgt etwa 1:20. Es gibt aber selbst in Deutschland gegenwärtig wohl nur wenige geschlossene Punktnetze [1931, 16 u. 1927/28, 23], in denen eine Punktverdichtung den Rahmen der angegebenen Richtungs- und Längengenaugigkeit einhält oder gar übersteigt.

Nach dem Vorhergesagten liegt es nahe, in eine Untersuchung derjenigen Fälle einzutreten, in denen auf Grund vorhandener Lage- und Höhenmessungen Schlußfolgerungen über das Auftreten tektonischer Bewegungen laut geworden sind. Eine derartige Kritik kann nicht ohne Rückwirkung auf die Beurteilung der in Island durchzuführenden grundlegenden Beobachtungen bleiben. Die Frage, ob es bei dem angegebenen Mißverhältnis der Genauigkeit von Höhen- und Lage-Bestimmungen überhaupt Zweck hat, rezente waagerechte Punktverschiebungen im Wege der Dreiecksmessung zu ermitteln, erfordert in gleicher Weise das Interesse des Geologen, Geodäten und Geophysikers.

In Großdeutschland sind es in der Hauptsache zwei Gebiete, die für eine kritische Betrachtung herangezogen werden können: das oberbayrische Alpenvorland und die Beuthener Erz- und Steinkohlenmulde in Oberschlesien. Bei den übrigen, im Schrift-

tum erörterten Deutungen junger Krustenverschiebungen handelt es sich entweder allein um die Berücksichtigung ausgedehnter Feinnivellements zur Feststellung vertikaler Veränderungen [1921, 3; 1926 13; 1929, 14, 1929, 15; 1931, 18; 1932, 27 und 1929, 32], oder um örtlich eng begrenzte Beobachtungen von horizontalen Bewegungen der Erdoberfläche [1929, 24 und 1932, 27].

Die Bewegungsvorgänge im bayrischen Alpenvorland.

Die oberbayrische Hochfläche wird heute als nordalpine Vortiefe aufgefaßt [1926, 4; 1936, 5], in der mächtige miozäne und oligozäne Molasseschichten zur Ablagerung gelangten, die allgemein ein ostwestliches Streichen aufweisen und in breiten Mulden entwickelt sind. Alle Alpengeologen stimmen darin überein, daß der Zug nach der Tiefe in der Vorlandplatte ungeheuer wirksam war, wenn auch der Senkungsvorgang zeitlich und räumlich stark gegliedert erscheint. Über die Tektonik der Vortiefe und über die Mächtigkeiten der sie ausfüllenden Schichten weiß man nicht allzuviel. E. Wanner [1931, 35] hat aus seismischen Beobachtungen auf eine Stärke der jungtertiären Molasse bei Zürich von rd. 2000 m geschlossen. Nach E. Kraus dürfte den Schichtengruppen des Tertiärs im Allgäu allgemein eine Mächtigkeit von 4 bis 6 km zukommen [1936, 5, Taf. III, Anhang]. Die tieferen Untergrundverhältnisse sind unbekannt. Eine rechnerische Analyse für die Stärke der sinkenden Schichtenplatte nach Art der von H. Cloos [1939, 2] für Tumorbildungen gegebenen mathematischen Entwicklungen aufzumachen, dürfte im vorliegenden Falle zu unwahrscheinlichen Ergebnissen führen. Denn es handelt sich hier ja nicht um die Deutung eines bereits vorhandenen tektonischen Bildes, sondern um Vorgänge, die sich in der Jetztzeit äußerst langsam abspielen und deren Umfang, Dauer und Wandlungsfähigkeit nicht vorausbestimmt werden kann. Dennoch wird man, wie dies K. Lehmann [1920, 6] für geologische Trogbildungen rechnerisch ableiten konnte, die tertiäre nordalpine Molasseschicht für sich allein nicht als sinkenden Raum betrachten dürfen, sondern den Ursprung der Bewegungsvorgänge erheblich tiefer suchen müssen.

Im Bereich der den Alpen nördlich vorgelagerten Hochfläche hat M. Schmidt [1918, 29 und 1920, 30] auf Lageänderungen von Dreieckspunkten und Senkungen der Oberfläche hingewiesen. Darnach soll sich aus einem Vergleich der bayrischen Landstriangulation von 1804/1857 mit einer Neumessung der südbayrischen Kette von 1901/05 eine Westwanderung von 15 Dreieckspunkten I. Ordnung in Beträgen von 0,5–2,5 m ergeben haben. Die beiden Messungen sind leider nicht in Form einer vollgültigen Ur- und Wiederholungsmessung durchgeführt worden. Vielmehr wurden bei der Neutriangulation von 1901/05 verschiedentlich Winkelmessungen der Urtriangulation ohne Nachprüfung in die Rechnung übernommen.

Durch Feinnivellements ist ferner in einem sehr weitmaschigen Höhennetz von 100 km Länge und 60 km Breite östlich München eine vom Alpenrand nach Norden zunehmende Senkung der Tagesoberfläche ermittelt worden. Innerhalb eines Zeitraumes von 45 Jahren wurden Senkungsbeträge bis zu 83 mm festgestellt, wobei an Verwerfungslinien hervorsteckende Unterschiede in den Absenkungsmaßen auftreten. Das von M. Schmidt behandelte Dreiecks- und Höhen-Netz ist in Abb. 1 zusammengefaßt wiedergegeben.

Die Auswertung der Dreiecksmessungen hat mancherlei Wandlungen erfahren, insofern als M. Schmidt in den Jahren 1910, 1915 und 1920 verschiedenartige Netzausgleichungen vornahm und jeweils zu anderen Schlußfolgerungen gelangte. Besonders fällt auf, daß die 3 Punkte München, Aufkirchen und Mitbach, die innerhalb

des Netzes liegen, keine Verschiebungen erlitten haben sollen. Die geologische Deutung der Punktwanderungen wurde hierdurch nicht gerade erleichtert. Regelmann [1911, 9] sprach dem Alpenmassiv ein langsames Vordringen nach Norden zu, wodurch Pressungsvorgänge in der vorgelagerten Tertiärmulde hervorgerufen würden. E. Kayser [1921, 3, Bd. II] ließ die gegen Norden vordringenden Alpen in der nordöstlich vorgelagerten Masse des Bayrischen Waldes ein Widerlager finden, so daß dieser in der Tiefe fest verankerte Gebirgsblock eine Abdrängung der nach Norden strebenden Dreieckspunkte in die Westrichtung verursachen sollte. O. M. Reis [1924, 10] gibt eine andere Deutung, indem er das Arbeitsgebiet in

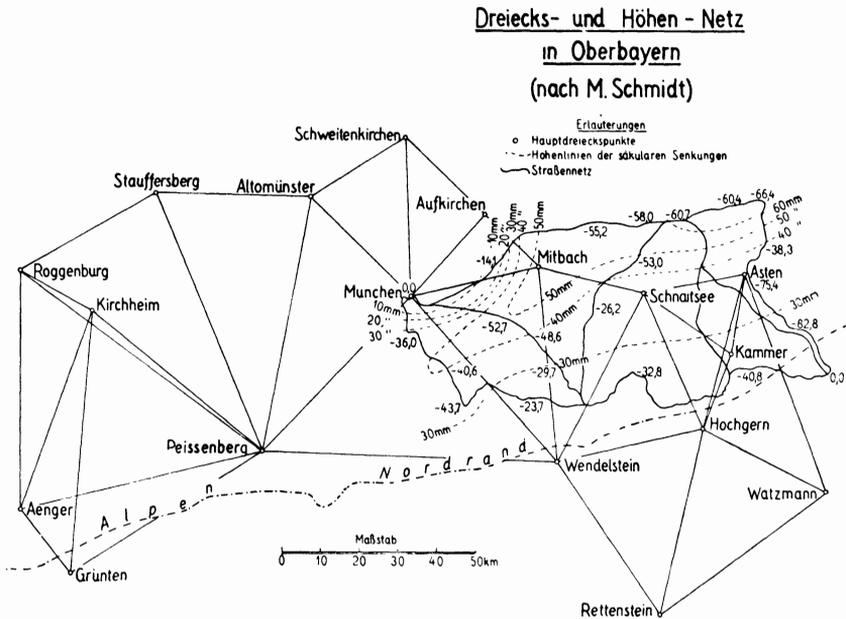


Abb. 1.

Schollen parallel zum Alpennordrand unterteilt und die horizontalen Bewegungen zonenmäßig einzugliedern versucht. R. Schwinner zweifelt die Richtigkeit der Netzausgleichungen von M. Schmidt an [1933, 31] und nimmt mit Hilfe von Versuchsrechnungen Netzeinpassungen vor, die zu gänzlich neuen Ergebnissen führen. Denn Schwinner glaubt nun, gerade für diejenigen 3 Punkte, für welche M. Schmidt die völlige Ruhelage fand, eine Verschiebung von rd. $\frac{3}{4}$ m nach Ost-Nord-Ost feststellen zu können, während alle übrigen Punkte keine Verschiebungen erlitten haben sollen. Er gibt aber selbst zu, daß das Ergebnis unbefriedigend ist.

Nachdem damit die Grundlagen der von M. Schmidt behaupteten Punktwanderungen schon stark erschüttert waren, erschien eine geodätische Abhandlung von Pinkwart [1934, 28], die den bestehenden Meinungen den letzten Halt entzieht. Pinkwart geht in sehr ausführlicher Form auf die vorgenannten Arbeiten von M. Schmidt und R. Schwinner ein. Er beleuchtet in überzeugender Weise „die verhängnisvolle Auswirkung der Verquickung alter und neuer Messungen und der Behandlung dieses inhomogenen Materials als neue Messungen“ [28, S. 423]. Nach einer Kritik der gegebenen Messungsunterlagen und ihrer bisherigen Auswertung tritt Pinkwart in eine neue Vergleichung der südbayerischen Kette von 1901/05 mit der

bayrischen Landestriangulation von 1804/1857 ein und weist mit großer Schärfe nach, daß sich aus den vorhandenen Beobachtungen Punktverschiebungen nicht ableiten lassen. Für den mittleren Fehler der Lagedifferenz eines Punktes im System der Landesvermessung und im System der südbayrischen Kette findet er den Wert von ± 66 cm! Gegen die Beweisführung, die sich streng an die fehlertheoretischen Grundlagen hält, können vom geodätischen Standpunkt stichhaltige Einwendungen nicht erhoben werden, denn das verkoppelte Material beider Messungen eignet sich tatsächlich nicht zum Nachweis rezenter Horizontalverschiebungen. Damit dürften die von M. Schmidt gezogenen Schlüsse über eine Westwanderung der Dreieckspunkte ebenso wie die von R. Schwinner angestellten Überlegungen hinfällig sein. Die neue Erkenntnis erfordert daher Beachtung und Richtigstellung des entsprechenden Schrifttums.

Die Tatsache des Vorliegens säkularer Bodensenkungen im bayrischen Alpenvorland wird durch diese Hinweise nicht berührt. Das von M. Schmidt entworfene Kärtchen (vgl. Abb. 1) läßt jedoch erkennen, daß die Senkungsintensität graduellen Unterschieden unterworfen ist. Mancherlei Anzeichen scheinen auf ein vielgestaltetes Senkungsrelief hinzudeuten. Das sehr weitmaschige Höhennetz gestattet lediglich die Konstruktion einer generellen Streichrichtung der Äquidistanten. Einige Widersprüche in der Kurvendarstellung lassen darauf schließen, daß das Bewegungsbild weit verwickelter ist, als man dies aus den vorhandenen Grundlagen folgern kann. Deshalb dürfte für die nächste Zukunft eine Erweiterung, Verdichtung und periodische Beobachtung des bestehenden oberbayrischen Höhennetzes der Analyse rezenter Bodenbewegungen mehr dienen, als ein neuer Versuch, horizontale Verschiebungen ermitteln zu wollen.

Die rezenten Bodenbewegungen im oberschlesischen Steinkohlenbecken.

Im Jahre 1923 habe ich in einer längeren Abhandlung auf das Auftreten junger Bewegungsvorgänge im Bereich der Beuthener Mulde hingewiesen [1923, 25]. Seit Ausführung des Urnivellements der Landesaufnahme vom Jahre 1879/80 läßt sich das stetige Absinken der Oberfläche in der 16 km langen und rd. 5 km breiten, dem Hauptbecken bogenförmig im Norden vorgelagerten Randmulde beobachten. Das Absenkungsmaß beläuft sich an der Marienkirche Beuthen allein auf rd. 20 cm innerhalb von 43 Jahren (1880–1923). Die Bewegung dauert auch heute in der gleichen Stärke an. Nach den Muldenrändern zu nehmen die Senkungen allmählich ab und klingen 4–10 km vom Trogrand entfernt aus. Die Intensität des Vorganges ist örtlich verschieden.

Ich habe ferner im engeren Stadtgebiet von Beuthen durch eine Wiederholungsmessung des von Stadtvermessungsdirektor H. Martin im Jahre 1904 geschaffenen, außerordentlich dicht angelegten Beuthener Dreiecksnetzes II.–IV. Ordnung waagerechte Punktverschiebungen ermittelt, die innerhalb eines Zeitraumes von 2 Jahrzehnten bei unterschiedlichen Senkungen von 8–13 cm zwischen 43–76 mm schwanken, wenn man die der Ur- und Wiederholungsmessung anhaftenden Punktunsicherheiten ausschaltet. Zu betonen ist dabei allerdings, daß die mittleren Punktfehler von 1904 und 1923 im Durchschnitt bei ± 17 mm liegen; die festgestellten Verschiebungen betragen in der Regel das Vierfache der Unsicherheiten, die sich aus der Wurzel der Fehlerquadratsumme beider Punktfehler (1904 und 1923) ergeben. Die Horizontalbewegungen folgen durchaus den Gesetzen der Trogtheorie [25, Abb. 8, S. 956].

Unzweifelhaft liegt ein Vergleich der oberschlesischen mit den oberbayrischen Verhältnissen nahe. Alpen und Karpathen sind junge Gebirge, denen im Norden und Süden breite, mit jungem Material ausgefüllte Mulden vorgelagert sind. Dieser äußerlich vorhandenen Analogie ist es auch zuzuschreiben, daß ich im Jahre 1923 einige Erscheinungen, für die es an einfachen Erklärungen zu mangeln schien, mit den von M. Schmidt vertretenen Auffassungen in Oberbayern irrtümlicherweise parallelisieren zu können glaubte. Das damals gewonnene Bild der senkrechten und waagerechten Verschiebungen wird aber hierdurch nicht berührt, weil es sich lediglich um die Deutung von 3 außerhalb des allgemeinen Bewegungsrahmens liegenden, westlich gerichteten Punktwanderungen handelte. Auch diese Punkte streben, wie sich herausgestellt hat, dem Tiefsten der Trogachse zu.

Die an die Karpathen nördlich anschließende oberschlesische Karbon-Geosynklinale weist ein Deckgebirge auf, welches in stark wechselnder Ausbreitung und Mächtigkeit aus allen Schichten vom Perm bis zum Alluvium besteht. Im nördlichen Beckenanteil überwiegt das Auftreten von Triasschichten, in der Binnenmulde sind Tertiärablagerungen bis zu 900 m Mächtigkeit bekannt. In dieser Geosynklinale ist die Beuthener Randmulde infolge ihres Reichtums an Erzen und mächtigen Kohlenbänken tektonisch und stratigraphisch besser bekannt, wie der Aufbau der großen Haupt- und Binnenmulde, in der nach heutiger Anschauung sämtliche Gruppen des flözführenden Oberkarbons in einer Stärke von 5–6 km entwickelt sind [1930, 8; 1942, 1]. Aus diesem Grunde wissen wir auch, daß das nördliche Sonderbecken bereits während des Sedimentationsvorganges sinkender Raum war, denn einige der am Nord- und Südflügel der Mulde ausgehenden bzw. sattelnden Kohlenbänke splintern nach dem Troginnern zu auf. Diese Feststellung ist sowohl von mir [1930, 8], wie von A. Stahl [1932, 11, 12] getroffen worden und gab uns Veranlassung, die Beuthener Mulde als „Saumtiefe“ im Sinne Stilles zu bezeichnen [1932, 11, S. 317].

Aber auch in der Triaszeit muß der Zug nach der Tiefe in der nördlichen Randmulde fortgewirkt haben, weil die ursprünglich wenig gegen Osten geneigte Abrazionsfläche, welche das Triasmeer schuf, wieder eine Einsenkung erfuhr. Deutlich ist in der reichhaltigen Blei-Zink-Lagerstätte Mulden- und Sattelbildung zu erkennen. Die untere Erzlage wird nördlich der Stadt Beuthen in 80–100 m Tiefe abgebaut; nur 1,5 km nördlich hiervon, bei Scharley, ist die gleiche Erzlage vor 120 Jahren im Tagebau gewonnen worden. Beachtenswert ist auch die Tatsache, daß zahlreiche Karbonsprünge die Triasschichten durchsetzen; sie deutet darauf hin, daß die jüngeren Gebirgsbewegungen den bereits vorgezeichneten älteren Bruchlinien folgten. Die Trogbildung war im nördlichen Randbecken stets wirksam und erfaßte die älteren Sedimente ebenso wie die jungen. Auch das Diluvium ist im Innern der Beuthener Mulde teilweise bis zu 60 m mächtig.

Geologisch ist die hohe Mobilität jeder Saumtiefe erwiesen. Es ist darum wenig wahrscheinlich, daß diese Vorgänge, deren Zeugen sich in der Tektonik des bisher aufgeschlossenen Randbeckens in großer Zahl finden, heute zum Stillstand gekommen sein sollen.

Natürlich wird man das Auftreten junger Bewegungen, die unabhängig von bergbaulichen Einflüssen stattfinden, stets im Zusammenhang mit dem großen Raum des gesamten oberschlesischen Kohlenbeckens beurteilen müssen. Es ist kaum anzunehmen, daß die nördliche Saumtiefe Eigenbewegungen erfährt. Deshalb habe ich mich stets für eine Erweiterung der Messungen auf das Gebiet der Hauptmulde ausgesprochen. Dieser Anregung hat der Berg- und Hüttenmännische Verein Kattowitz entsprochen und den Berg- und Vermessungsrat Th. Klenzlar mit der Durchführung ausgedehnter Feinnivellements beauftragt [1926, 1931 und 1937, 18]. Das

von Klenczar im Jahre 1925 im Binnenbecken angelegte Netz hat eine ostwestliche Ausdehnung von 60 km und eine nordsüdliche Breite von rd. 30 km. In ihm finden sich einige wenige Höhenpunkte des Urnivellements der Landesaufnahme vom Jahre 1880. In den Jahren 1931 und 1937 führte Klenczar Wiederholungsmessungen durch. Die Netze weisen im Durchschnitt einen mittleren Höhenfehler von $\pm 0,65$ mm/km auf. Leider hat Klenczar bei Anlage seiner Nivellementslinien geologische Gesichtspunkte vollkommen unberücksichtigt gelassen. Gerade in der Binnenmulde sind ausgedehnte Verwerfungen mit großen Sprunghöhen und breite Grabensysteme bekannt, welche örtliche Verdichtungen des Höhennetzes angezeigt erscheinen lassen.

Zu den 1925, 1931 und 1937 von Klenczar veröffentlichten Nivellementsergebnissen habe ich im übrigen wenig Zutrauen. Die Messungen holen sämtlich nicht weit

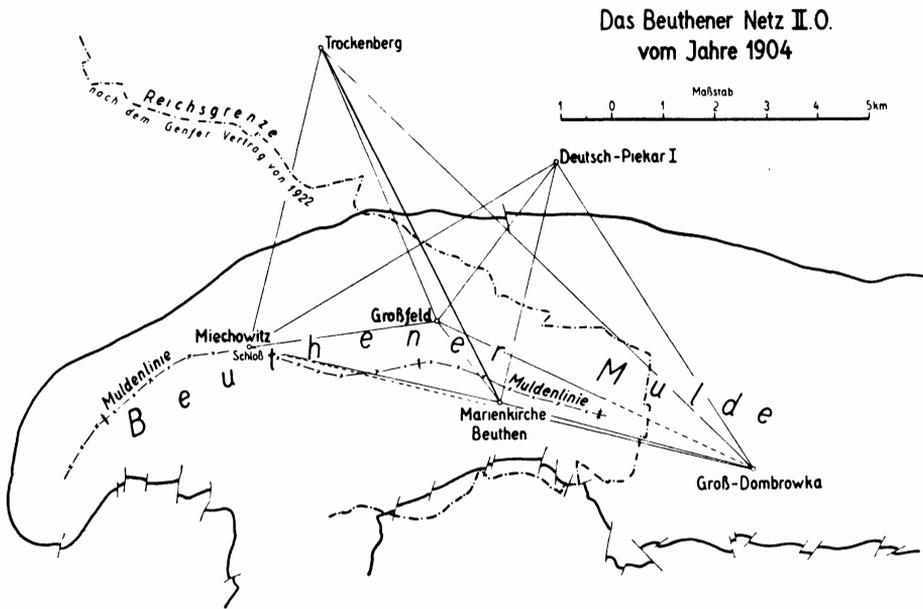


Abb. 2.

genug aus. Das gewählte Ausgleichungsverfahren ist stark anfechtbar, ferner dürfte im Jahre 1925 das Lattenmeter nicht zuverlässig bestimmt worden sein. Die ermittelten Senkungsbeträge weisen sowohl bei einem Vergleich der Messungen untereinander, wie in bezug auf das Urnivellement der Landesaufnahme ein Mißverhältnis auf, welches jeden Versuch, die zweifellos vorhandenen rezenten Bewegungen nach geologischen Gesichtspunkten zu werten, von vornherein zunichte macht.

In der Beuthener Mulde hat zwischen den von H. Martin und mir erzielten Nivellementsergebnissen stets Übereinstimmung bestanden [1928, 26]. Durch ein Ergänzungsnivellement des Reichsamts für Landesaufnahme vom Jahre 1927 sind diese Angaben in vollem Umfange bestätigt worden. Nur hinsichtlich der Ursache der festgestellten Bewegungen hat Martin im Jahre 1931, 21 in „maschinenmäßiger Wasserentziehung oder langen Trockenperioden“ Gründe für das Absinken der Höhenpunkte zu erkennen geglaubt.

Ferner hat A. Schleusener [1936, 33] darauf hingewiesen, daß die durch den Abbau großer zusammenhängender Flächen hervorgerufenen Massenverluste Niveau-

flächensenkungen zur Folge haben, die in kleinen Beträgen weit über den Rand eines Bergbaugebietes hinausreichen. In einer Besprechung dieser Arbeit habe ich näher ausgeführt [1936, 34], daß die im Bereich der Beuthener Mulde festgestellten Randensenkungen mit Niveauflächenveränderungen nicht identifiziert werden können. Genauigkeit der Messungen und Intensität der Bewegungen schließen eine derartige Ursachendeutung von vornherein aus. Außerdem habe ich 1923, 25 gezeigt, daß die Senkungen bereits festzustellen waren, als der Steinkohlenbergbau in den Anfängen steckte. Von Massenverlusten konnte vor 50 Jahren bestimmt nicht gesprochen werden.

Bereits früher führte ich für die engere Beuthener Mulde den Nachweis [1923, 25], daß weder Abbaueinwirkungen, noch Abtrocknungs-, Verwitterungs- oder Auslaugungs-Vorgänge einen bemerkenswerten Einfluß auf den rezenten Bewegungsablauf ausüben. Die von H. Martin entwickelte Abtrocknungstheorie [1931, 21] entbehrt der bündigen Beweise; denn die Senkungen dauern auch heute unverändert an, obwohl die Steinkohlenförderung der in Betracht kommenden Bergwerke gegenüber der Zeit vor dem Weltkrieg 1914–1918 um das 3–4fache gestiegen ist, und obgleich in der Zwischenzeit im Beuthener Raum neue Bergwerksfelder erschlossen, neue Schächte abgeteuft und neue Wasserhaltungen erstellt wurden.

Für den tektonischen Charakter der Bewegungen spricht in erster Linie der geologische Bau der ober-schlesischen Karbon-Geosynklinale [1936, 7], insbesondere der Beuthener Randmulde (vgl. S. 8). Es ist auffallend, daß die Muldenlinie des Beuthener Karbontroges sowohl der Lage, wie der Richtung nach haarscharf mit dem Tiefsten der jungen Absenkungen übereinstimmt (Abb. 2 und 25, Abb. 8 u. 9, S. 956). Aber auch die Tatsache, daß in dem den Karpathen südlich vorgelagerten siebenbürgisch-ungarischen Becken ebenfalls junge vertikale Verschiebungen mit Sicherheit nachgewiesen sind [1926, 13], erfordert Beachtung.

Zu den von mir ermittelten waagerechten Verschiebungen zahlreicher Punkte des Beuthener Innennetzes ist folgendes zu bemerken. Im Jahre 1926, also 3 Jahre nach Erscheinen meiner Abhandlung [25], führte das Reichsamt für Landesaufnahme im deutschen Teil Oberschlesiens eine Wiederherstellungstriangulation durch, da das bestehende Punktnetz durch bergbauliche Einwirkung stark verändert worden war [1927/28, 23]. Grenzschwierigkeiten verhinderten die Beobachtung auf den 3 Punkten Trockenberg, Deutsch-Piekar und Groß-Dombrowka des Beuthener Netzes II. Ordnung vom Jahre 1904 (vgl. Abb. 2). Damit entfielen die Grundlagen für eine vollgültige Einbeziehung des Beuthener Netzes II. Ordnung in den Rahmen der Wiederherstellungsmessung. Martin nahm nun in Anlehnung an ein von F. R. Helmert entwickeltes Verfahren, aus 9 Punkten, die sowohl von der Landesaufnahme 1926 neu bestimmt wurden, wie auch im Beuthener Netz von 1904 auftraten, eine Netzeinpassung vor [1930, 19, hierzu Abb. 3]. Gegen dieses Verfahren ist nichts einzuwenden, wenn man die damit erzielte Punktgenauigkeit richtig einschätzt. Martin maß jedoch der Einpassung einen Genauigkeitsgrad bei, der es ermöglichen sollte, auch den Nachweis über das Vorhandensein oder Fehlen waagerechter Verschiebungen tektonischen Ursprungs zu führen. Dieser Auffassung ist G. Förster [1931, 16] entgegengetreten und bewies an mehreren Beispielen, daß die von Martin „vorgeschlagene Art der Verbindung eines alten mit einem neuen trigonometrischen Netz zum Nachweis von Punktverschiebungen unbrauchbar ist“ [16, S. 679]. Die Ausführungen von G. Förster hat Martin in seiner Erwiderung [1933, 22] nicht zu entkräften vermocht. Denn die von ihm angegebenen Punktabstände (vgl. Abb. 3 und 22, Abb. S. 161) der Netzeinpassung betragen mitunter das drei- bis sechsfache der im alten Beuthener Netz von 1904 auftretenden Unsicherheiten. Außerdem ist nicht

Einpassung des Beuthener Netzes von 1904 in das Netz der Wiederherstellungstriangulation 1926 (nach H. Martin)

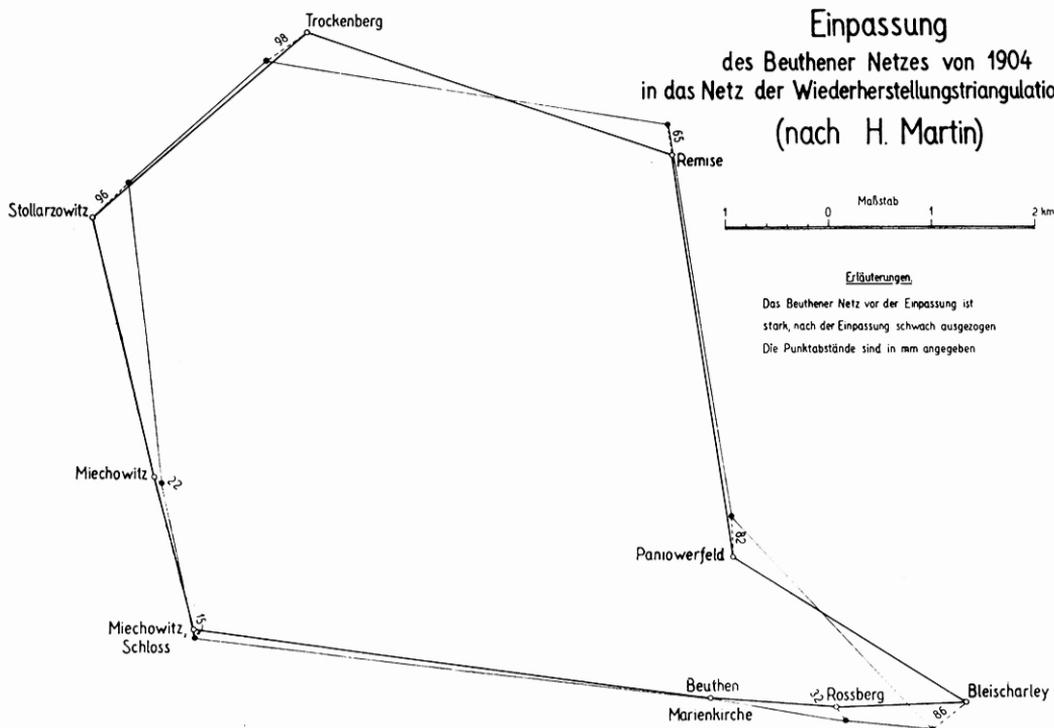


Abb. 3.

einzusehen, aus welchen Gründen Martin bei der angestellten Vergleichung den Punkt Marienkirche Beuthen in beiden Netzen von 1904 und 1926 zum Ausgangspunkt des Einpassungsversuches erwählte. Selbst wenn man die Möglichkeit des Vorliegens tektonischer Veränderungen ablehnt, besteht keine Veranlassung, diesen Punkt aus dem Rechnungsgang der Netzeinpassung auszuschließen. Die Art der Lösung muß um so mehr befremden, als das Reichsamt für Landesaufnahme unter dem 19. 2. 1929, Geschäftszeichen 41 V/879, dem Stadtvermessungsamt Beuthen mitteilte, daß sich aus der Wiederherstellungstriangulation von 1926 für den Punkt Marienkirche Beuthen allein ein mittlerer Punktfehler von ± 9 cm ergibt! Für den in die Martinsche Einpassung einbezogenen Punkt Stollarzowitz gibt das Reichsamt für Landesaufnahme sogar einen Punktfehler von 16 cm an. Damit erweisen sich die Darlegungen von G. Förster als unantastbar.

Ich habe 1923 ausgeführt, daß Dichte und Genauigkeit des Beuthener Stadtnetzes vom Jahre 1904 „eine Wiederholungsmessung zur Bestimmung horizontaler Verschiebungen im Senkungsgebiet der Beuthener Mulde aussichtsvoll erscheinen ließ“, und ferner, daß „diese Nachprüfung im Frühjahr 1923 mit demselben Instrument erfolgte, das von der Stadtvermessung für die Ausgangstriangulation verwendet worden war“ [25, S. 954]. Dieses Verfahren hat den Vorteil, daß es sich dem vorhandenen Rahmen völlig anzupassen vermag. Ausgehend von den damals noch bergbaulich völlig unbeeinflussten Außenpunkten des Beuthener Netzes II. Ordnung (vgl. Abb. 2) ergab sich ein Bild der Verschiebungen, dessen Deutung losgelöst ist von Fehlereinflüssen, wie sich solche aus Netzeinpassungen, Verkoppelungen alter

und neuer Beobachtungen usw. ergeben müssen. Die Gegenüberstellung der von Martin 1904 und von mir 1923 auf Station Marienkirche Beuthen beobachteten Richtungen /25, Tafel, S. 954/ zeigt wohl am eindruckvollsten den Charakter der eingetretenen Veränderungen. Obwohl Förster meine Veröffentlichung nicht kannte, hat er in seiner Kritik der Martinschen Netzeinpassungen den Wesenszügen meines Arbeitsgedankens zugestimmt, wenn er darauf hinwies, daß „die Aussichten auf Festlegung von Punktverschiebungen besser sind, wenn man nicht zwei unabhängig gemessene und getrennt berechnete Netze miteinander vergleicht, sondern die Messungen nach einiger Zeit wiederholt ...“ /16, S. 679/.

Es soll zugegeben werden, daß sich die Beuthener Messungen sowohl bezüglich der senkrechten, wie der waagerechten Verschiebungen auf ein sehr kleines, im Verhältnis zu den Ausmaßen der oberbayrischen Netze sogar auf ein verschwindend kleines Arbeitsgebiet erstrecken. Der zunehmende Einfluß des Steinkohlenbergbaues erleichtert zudem keineswegs das Auseinanderhalten bergbaulicher und rezenter Bewegungen. Dennoch ändern, wie vorstehende Kritik zeigt, die von H. Martin erhobenen Einwände nichts an dem 1923 von mir gegebenen Bewegungsbild und seiner Deutung.

Schlußfolgerungen.

Die von geologischen und geodätischen Gesichtspunkten ausgehende Beurteilung rezenter Bodenbewegungen an Hand der besprochenen Beispiele führt zur Beantwortung der eingangs aufgeworfenen Frage, ob die einer Dreiecksmessung innewohnenden Unsicherheiten eine Sondertriangulation auf Island zweckvoll erscheinen lassen.

Der Versuch, aus der Ungleichartigkeit der im bayrischen Alpenvorland verwendeten Dreiecksmessungen I. Ordnung horizontale Verschiebungen abzuleiten, muß als mißglückt bezeichnet werden. Aber auch das von Martin für die Beuthener Mulde gewählte Verfahren der Einpassung zweier unter gänzlich verschiedenen Bedingungen beobachteter und berechneter Netze beweist, daß es zur Ermittlung waagerechter Punktwanderungen geringen Ausmaßes ungeeignet ist. Dagegen dürften die Betrachtungen gezeigt haben, daß in einem nach geologischen Gesichtspunkten sicher vermarkten, dicht angelegten und mit hoher Genauigkeit beobachteten Dreiecksnetz möglichst lückenlose und mit dem Rahmen der Urmessung übereinstimmende Wiederholungsmessungen erfolversprechender sind.

Ebenso hat die Kritik der von Klenczar in der ober-schlesischen Hauptmulde ausgeführten Feinnivellements gezeigt, daß die Vermarkung von Nivellementspunkten im Zuge vorhandener Straßennetze nicht genügt, um die an Verwerfungslinien, Gräben und Horsten auftretenden vertikalen Bewegungen zu erkennen. Abgesehen davon haften den Arbeiten von Klenczar Unsicherheiten der absoluten Höhenbestimmung an, welche berechtigte Zweifel an der vollen Brauchbarkeit seiner Messungen aufkommen lassen.

Aus alledem geht hervor, daß auch die Anlage einer Urmessung entscheidend sein kann für den Erfolg oder Mißerfolg späterer Wiederholungsmessungen. Erstmalig ist man den hohen Anforderungen an die Beobachtung waagerechter und senkrechter Punktverschiebungen in den vorbereitenden Arbeiten der von K. Haussmann geleiteten Bodenseekonferenz gerecht geworden /1937, 17/.

Für die isländische Unternehmung ergibt sich folgendes. Innerhalb der jungvulkanischen Innenzone Islands weist die Entstehungsursache der ausgedehnten Spaltenzüge infolge anzunehmender geringer Tiefenwirkung zunächst auf das Auftreten waagerechter Verschiebungen hin. Inwieweit vertikale Bewegungen hierbei

eine Rolle spielen, wird sich aus den Wiederholungsmessungen einiger kurzer Querprofile ergeben, die sowohl der Lage, wie der Höhe nach genau genug eingemessen werden konnten. Die nachträgliche Anlage eines auf geologischer Grundlage aufbauenden Feinnivellements läßt sich immer bewerkstelligen, wenn dies zur Abrundung des Bewegungsbildes im großen erforderlich erscheinen sollte. Nehmen die Horizontalbewegungen in den von F. Bernauer ermittelten Größenausmaßen zu, so müssen sie in absehbarer Zeit durch Wiederholungsmessungen nachzuweisen sein. Den bestehenden Erfahrungsgrundsätzen sind daher Erkundung, Vermarkung und Beobachtung des Sonderdreiecksnetzes in Nordisland angepaßt worden. Hierüber unterrichten den Leser nachfolgend einige weitere Aufsätze.

Schriftumsverzeichnis.

Geologisches Schrifttum.

1. E. Bederke und O. Niemczyk, „Das oberschlesische Steinkohlenbecken“ in „Die technische Entwicklung des deutschen Steinkohlenbergbaus seit der Jahrhundertwende“. Sammelwerk, Band 1. Essen 1942.
2. H. Cloos, „Hebung — Spaltung — Vulkanismus“. Geolog. Rundschau 1939.
3. E. Kayser, „Lehrbuch der Allgemeinen Geologie“. Stuttgart 1921.
4. E. Kraus, „Geologische Forschungen im Allgäu“. Geolog. Archiv 1926.
5. E. Kraus, „Der Abbau der Gebirge“. Band 1, der alpine Bauplan. Gebr. Borntraeger, Berlin 1936.
6. K. Lehmann, „Das rheinisch-westfälische Steinkohlengebirge als Ergebnis tektonischer Vorgänge in geologischen Trögen“. Glückauf 1920.
7. A. S. Makowski, „Die Senkungen während des produktiven Karbons im polnischen Steinkohlenbecken“. Krakau 1936.
8. O. Niemczyk, „Der Aufbau des oberschlesischen Karbonbeckens im Lichte älterer und neuerer geologischer Erkenntnisse“. Kohle und Erz, Festschrift 1930.
9. C. Regelmann, „Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte von Württemberg, Baden usw.“ Stuttgart 1911.
10. O. M. Reis, „Der Schollenaufbau des voralpinen Untergrunds und die neuzeitlichen Bewegungen in Oberbayern“. Geogn. Jahreshfte, München 1924.
11. A. Stahl, „Zur Tektonik des oberschlesischen Steinkohlenbeckens“. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin 1932.
12. A. Stahl, „Die Horizontierung der Muldengruppenflöze in der Beuthener Steinkohlenmulde“. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin 1932.
13. Fr. v. Pavai Vajna, „Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdkruste“. Zeitschr. d. ungar. geol. Ges., Budapest 1926.
14. J. L. Wilser, „Heutige Bewegungen der Erdkruste, erkennbar an Ingenieurarbeiten im Oberrheintalgebiet“. Stuttgart 1929.

Geodätisches und geologisch-geodätisches Schrifttum.

15. Fr. Bastl, „Feststellung von Erdkrustenbewegungen im oberen Lechtal und Flexengebiete“. Geologie und Bauwesen, Wien 1929.
16. G. Förster, „Zusammenschluß von zwei selbständigen Triangulierungen mit einzelnen identischen Punkten“. Zeitschr. f. Verm. 1931.
17. K. Haussmann, „Geodätische Forschungen im Bodenseegebiet“. Österr. Zeitschr. f. Verm. 1937.
18. Th. Klenczar, „Ergänzungsnivellements im polnisch-oberschlesischen Industriebezirk“. Berg- u. Hüttenmänn. Verein Kattowitz, 1926, 1931 u. 1937.
19. H. Martin, „Neubestimmung von Dreieckspunkten unter Aufrechterhaltung der bisherigen geographischen Orientierung“. Zeitschr. f. Verm. 1930.
20. H. Martin, „Geophysikalische Beeinflussung von Präzisionshöhenaufnahmen“. Zeitschr. f. Verm. 1931.
21. H. Martin, „Bewegungen der Erdoberfläche und Präzisionsnivellement“. Zeitschr. f. Verm. 1931.
22. H. Martin, „Neubestimmung von Dreieckspunkten“; eine Entgegnung auf die Darlegungen von G. Förster. Zeitschr. f. Verm. 1933.
23. Mitteilungen des Reichsamts für Landesaufnahme, „Neutriangulation des oberschlesischen Bergbaugesbietes“. 1927/28, Heft 2, S. 51.

24. B. Müller und A. Winkler, „Meßbare Geländebewegungen in Nordböhmen. Betrachtungen über die Veränderung der Lage von Triangulations- und Polygonpunkten“. Geologie und Erdkunde der Sudetenländer, 1929.
25. O. Niemczyk, „Die tektonische Absenkung des Beuthener Erz- und Steinkohlenbeckens und ihre Bedeutung für die Beurteilung von Bergschäden“. Glückauf 1923.
26. O. Niemczyk, „Feineinwägungen von hoher Genauigkeit mit Zeißschem Gerät“. Zeitschr. f. Verm. 1928.
27. H. Paus, „Messungen an der Aachener Sandgewand“. Diss. Aachen 1932.
28. Pinkwart, „Zur Frage der Westwanderung von Hauptdreieckspunkten im bayrischen Alpenvorland“. Zeitschr. f. Verm. 1934.
29. M. Schmidt, „Untersuchung von Höhen- und Lageänderungen von Meßpunkten im bayrischen Alpenvorland“. München 1918.
30. M. Schmidt, „Westwanderungen von Hauptdreieckspunkten infolge neuzeitlicher tektonischer Bewegungen im bayrischen Alpenvorland“. München 1920.
31. R. Schwinner, „Die südbayrische Dreieckskette, ihre Bedeutung, insbesondere auch für die Geologie“. Allgem. Verm.-Nachr. 1933.
32. J. Weißner, „Der Nachweis jüngster tektonischer Bodenbewegungen in Rheinland und Westfalen“. Diss. 1929.

Geophysikalisches Schrifttum.

33. A. Schleusener, „Über Deformationen der Niveaulächen durch bergmännischen Abbau und andere künstliche Massenbewegungen“. Diss. Akad. Verlags-Ges., Leipzig 1936.
34. O. Niemczyk, „Besprechung der Dissertation Schleusener“. Mitt. a. d. Markscheidew. 1936.
35. E. Wanner, „Beiträge zum Studium der PS-Phase und Mächtigkeit der Molasse unterhalb Zürich“. Akad. Verlags-Ges., Leipzig 1931.

Junge Tektonik auf Island und ihre Ursachen.

Von F. Bernauer, Charlottenburg.

Mit 37 Abbildungen und 1 Karte.

A. Einleitung.

Island und das europäische Festland bilden geologisch einen völligen Gegensatz. Die geologische Karte des Kontinents zeigt weiteste Flächen gleichförmig mit Sedimentgesteinen bedeckt. Kristalline Schiefer treten demgegenüber stark zurück. Noch geringer aber ist der Flächenanteil der Erstarrungsgesteine, mögen sie nun als Tiefengesteine in der Erdrinde stecken geblieben oder als vulkanische Laven zur Oberfläche durchgedrungen sein. Nach der Tiefe nimmt freilich neben den kristallinen Schiefen auch die Menge der Erstarrungsgesteine zu; sie erweisen sich zum weitaus größten Teil als hellfarbige, kieselsäurereiche und daher verhältnismäßig leichte, granitische Massen. Tektonisch sehen wir an der Oberfläche neben ausgedehnten Gebieten mit flacher, fast ungestörter Lagerung lang hinziehende Faltingszonen aufgestaut; Zerrungsgebiete sind seltener.

Ganz anders Island. In großartiger Gleichförmigkeit bauen sich an der Ost- wie an der Westküste die flach liegenden, weit ausgedehnten, aber jeweils kaum ein Dutzend Meter dicken Decken dunkler, kieselsäurearmer, schwerer Laven, der „Plateau“- oder „Flut“-Basalte, übereinander, nur durch dünne Tuffzwischenlagen getrennt¹⁾. Nachzuweisen sind diese Deckenpakete in mindestens 3—4 km Mächtig-

¹⁾ Bild: Vgl. 40, Taf. 64; 42, Taf. 64.

keit, wenn man benachbarte Profile vereinigt, doch ist es möglich, daß ihre Gesamtdicke auch das Doppelte oder mehr beträgt, denn wir kennen ihre Unterlage nicht. Das bisher völlige Fehlen sedimentärer Einschlüsse in den isländischen Laven und Tuffen [4, 16] im Gegensatz zu Schottland, Irland und den Hebriden am Rand der nordatlantischen Basaltprovinz, wo Kreidesedimente als Unterlage nachzuweisen sind, legt die Frage nahe, ob etwa eine Sedimentunterlage überhaupt fehlt und der Basalt in die ewige Teufe hinabreicht. Denn selbst wenn solche Sedimente ehemals vorhanden gewesen, aber in den aufsteigenden Lavamassen völlig aufgeschmolzen worden wären, müßte man immerhin im chemischen und mineralogischen Bestand der Laven eine größere Mannigfaltigkeit erwarten, als tatsächlich bislang nachzuweisen ist. Nur ganz junge Sedimente sind vorhanden in Form von marinen Pliozän-tonen, von Moränen, Flugsand und Schwemmassen; sie spielen aber gegenüber den vulkanischen Gesteinen keine wesentliche Rolle. In tektonischer Hinsicht ist zu betonen, daß im Gegensatz zum Festland Faltung vollständig fehlt; nur Bruch- und Zerrungstektonik, mit schwacher Schrägstellung der Schichten verknüpft, ist zu verzeichnen. Jedoch hat die Überarbeitung durch das Eis dem Ganzen, trotz seiner Großartigkeit eine gewisse Einförmigkeit aufgeprägt. Die Fahrt durch das Westland hat mir persönlich den Eindruck erweckt, daß dabei tektonische Vorgänge selbst erster Ordnung verwischt worden sind, doch stehen genauere Untersuchungen hierüber noch aus.

Über das Alter der Flutbasalte der isländischen Tafelberge ist noch keine Übereinstimmung erzielt. Nach der neuesten Zusammenfassung von Hawkes [12, 21] hätten die Ergüsse im Eozän (oder Oligozän) begonnen. Während einer vom Oligozän (oder Miozän) ab dauernden Unterbrechung hätten tektonische Bewegungen, Bildung einer innerisländischen Einebnung und deren randliche Wiedererschneidung, sowie Absatz von marinem Pliozän stattgefunden. Erst darnach — noch im Pliozän — setzte die zweite vulkanische Periode ein, deren älteste Ergüsse noch zum Aufbau der ost- und westisländischen Basalttafeln beigetragen haben.

Aus der Tatsache, daß auch die jüngsten Glieder dieser Folge von Plateaubasalten noch von Verwerfungen durchsetzt werden und daß heute noch zahlreiche Erdbeben aus dem Gebiet der Basalttafeln ihren Ursprung nehmen, ergibt sich, daß dieses noch heute in tektonischer Umformung begriffen ist. Viel deutlicher aber sind die Anzeichen für jugendliche Gebirgsbewegungen in der „jungvulkanischen Zone“, die uns in Folgendem in der Hauptsache beschäftigen soll.

B. Die junge Vulkanzone.

1. Begrenzung.

Das jungvulkanische Gebiet bildet einen zwischen die Basaltplatten West- und Ostislands eingekeilten Streifen, der mit 100 km Breite inmitten der Nordküste beginnt und zunächst nach Süden, dann nach Südwesten verläuft, wobei er sich auf das Doppelte verbreitert. Seine Westgrenze wird im nördlichen Teil durch die gewaltige, zum mindesten mit einem Teil ihres Absenkungsbetrages in die Nacheiszeit fallende Bardartalverwerfung gebildet, die sich als Geländestufe von bis 700 m Höhe nach Iwan [14] etwa 100 km weit verfolgen läßt, und zwar ist hier der jungvulkanische Streifen gegen die im Westen aufragende Basalttafel abgesunken. Ähnlich ist es auch in der Gegend von Reykjavik, wo das Plateau der Esja gegen 900 m das jungvulkanische Gebiet überragt. Weiter nach Südwesten aber ist es umgekehrt, die jungvulkanische Reykjanes-Halbinsel ragt horstartig empor. Im Osten ist

die Grenze weniger deutlich und zum Teil durch die Eismassen des Vatnajökull verdeckt. Im Norden wie im Süden zieht sich das jungvulkanische Gebiet weit ins Meer hinaus, nach Jan Mayen auf der einen, über Westmänner-Inseln, die Fuglasker und andere Klippen zum Reykjanesrücken auf der anderen Seite (vgl. Abb. I, Seite 81 und Tafel I).

2. Gesteinsfolge.

Die junge Vulkanzone ist ausgezeichnet durch das Auftreten der quartären „Palagonitformation“, die heute im wesentlichen auf dieses Gebiet beschränkt ist, während nach Thoroddsen /32, 288/ früher der größte Teil des Landes davon überdeckt war. Sie soll im Mittel 800, stellenweise 1500 m dick sein und umfaßt noch eine Fläche von 50—60 000 qkm. Sie besteht zum großen Teil aus bald aschenartig feinen, bald groben Trümmern von Basaltglas und seinen Zersetzungsprodukten, die, nur zum Teil deutlich geschichtet, mit allerlei Gehängeschutt, Schotter und Moränen wechsellagern, was meines Erachtens aber nicht, wie neuerdings wieder Rittmann /25, S. 7/ nach Beobachtungen am Myvatn schließt, den im wesentlichen explosiv-vulkanischen, und zwar, wie anderorts zu zeigen sein wird, unterseeischen Ursprung dieser „Formation“ in Frage stellen kann. An sehr vielen Stellen sind Kugelbasalte eingeschaltet, die auf Basaltaustritt unter Wasser hinweisen, und zahllos sind die Gänge und Intrusionen, die fast alle durch glasige Salbänder, rhythmische Gasblasenschichtung, kleinsäulige Zerspaltung, häufige unregelmäßige Verästelung u. a. auf Eindringen in unverfestigtes, von Wasser durchtränktes Gestein, d. h. in frisch abgesetztes, wohl marines Sediment hinweisen.

Über (z. T. vielleicht noch innerhalb?) dieser Palagonitformation folgen vielerorts „Dolerit“-Ergüsse, das sind gegenüber den früheren Laven grobkörnigere, heller gefärbte, chemisch etwas saurere, vielleicht unter Zutritt von Wasser zum Magma auskristallisierte Gesteine. Sie sind überall vom Eis geschrammt und daher noch zum Quartär zu rechnen.

Etwa die Hälfte des jungen Vulkangebietes wird aber noch von nacheiszeitlichen Laven überdeckt, welche den Plateaubasalten wieder völlig gleichen. Nur vereinzelt (Snaefellsjökull, Hraun am Hredavatn) greift nacheiszeitliche Vulkanitätigkeit über den oben umschriebenen Streifen hinaus.

3. Tektonischer Charakter.

Das jungvulkanische Gebiet ist gestaltlich reich gegliedert. Es erscheint mosaikartig in größere und kleinere Schollen und Streifen zerrissen, die verschiedene Höhenlagen einnehmen, von unterhalb des Meeresniveaus bis zur Höhe des Snaefell (1822 m) und Herduþreid (1650 m).

Ein Hauptmerkmal dieser jungen Tektonik sind Zerrungsspalten, die dem Streichen des vulkanischen Streifens folgen. Sie laufen also im Norden nördlich, im Südwesten der Insel südwestlich, wobei es noch offen bleiben muß, ob ein Umschwenken der einen Richtung in die andere stattfindet, oder ob die beiden Systeme sich an der kritischen Stelle durchkreuzen (was mir weniger wahrscheinlich vorkommt), weil gerade diese Stelle wenig erforscht und größtenteils vom Eise des Vatnajökull bedeckt ist.

Das Vorherrschen dieser Längsstörungen bedingt eine eigenartige Struktur des Geländes, die sich im Übersichtskartenbild ebenso wie in den Einzeldarstellungen immer wieder geltend macht. Täler, Wasserläufe, Berghänge, Quelllinien, Spalten und Vulkanreihen — alles bevorzugt dieselbe Richtung. Völlig schnurgerade sind

diese Strukturlinien natürlich nicht, leichte Richtungsabweichungen und Biegungen müssen in Kauf genommen werden, aber ihr beherrschender Einfluß ist unverkennbar.

In der Gegend von Akureyri reicht die Nord-Süd-Struktur sehr deutlich noch über die Westgrenze der jungen Vulkanzone hinaus in das Gebiet der älteren Basalte. Der Versuch Sonders jedoch [29 a, S. 233], für ganz Island Spaltennetze zu konstruieren, wobei für große Teile nur die geologische Karte von Thoroddsen 1:60000 zugrunde gelegt werden konnte, scheint mir vorerst zu weit zu gehen, denn gerade die offenen Spalten sind selbst auf der Karte 1:100000 nur zum geringsten Teile verzeichnet.

Diesen durch Zerrung bedingten Längsstörungen stehen die Vertikalbewegungen gegenüber, also Hebungen und Senkungen; ihr Ausdruck im Gelände sind Gräben und Rücken, kesselartige Einbrüche und gehobene Blöcke. Mit ihnen

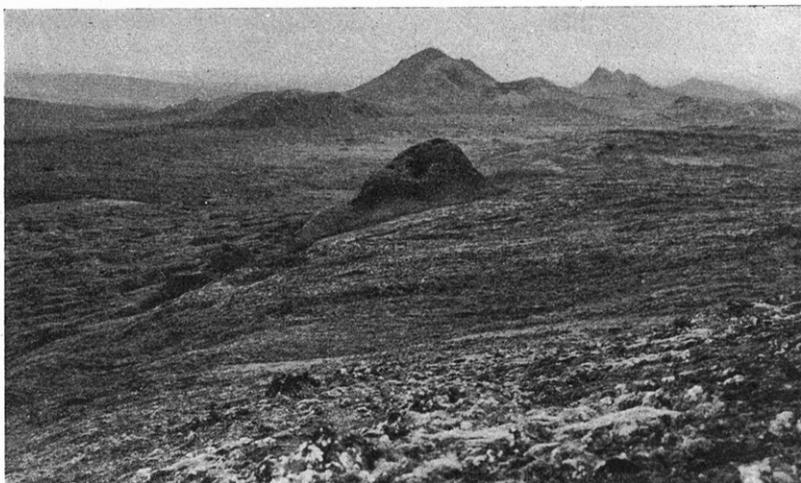


Abb. 2. Durch Spalten eingekerbte und seitlich abgeschnittene Tuffberge südlich Leirhnukur. Tiefere Gebiete durch Lava von 1724 ff. überflutet, im Vordergrund ein kleiner Krater aus jener Zeit.

sind natürlich auch Querstörungen verbunden, doch treten diese gegenüber den Längszerreißen stark zurück und sind nirgends in Form von Zerspalten entwickelt.

Dieses wechselvolle Relief ist nun von zahlreichen vulkanischen Durchbrüchen durchsetzt, welche — von den Zerspalten ausgehend — darnach streben, einerseits vulkanische Berge (meist nur flach ansteigende Lavaschilde) aufzubauen, vor allem aber die Unebenheiten der weiteren Umgebung durch dünnflüssige, weit ausgebreitete Ergüsse, in geringem Maße auch durch Aschenfälle, wieder auszugleichen, so daß Berg und Tal in Gefahr sind, in den Lavafluten zu ertrinken. Als Beispiel sei die Umgebung von Grindavik, das Gebiet südöstlich des Myvatn, die Lavameere des Leirhnukur (Abb. 2) und Laki genannt. Besonders gut sieht man dies auf Flugbildern; man vergleiche außer der nachstehenden Abb. 3 auch Bild 257 in dem Islandbilderbuch [41]. Aber die Gebirgsbewegungen sind noch nicht zur Ruhe gekommen, und der Widerstreit zwischen kräftiger Tektonik und der hier vorwiegend nivellierenden vulkanischen Ausbrüchtätigkeit beherrscht die Gestaltung dieser Gegenden, während die Abtragung

nach dem Verschwinden des diluvialen Eises demgegenüber zurücktritt, zumal die Niederschläge in den Lavawüsten versickern und somit keine wesentliche Erosion ausüben.

Da Zerrungen, Vertikalbewegungen und Vulkanismus sich in diesem Gebiet noch heute vor unseren Augen abspielen, besteht hier Aussicht, näheres über Verlauf und Geschwindigkeit tektonischer Vorgänge zu erfahren. Es

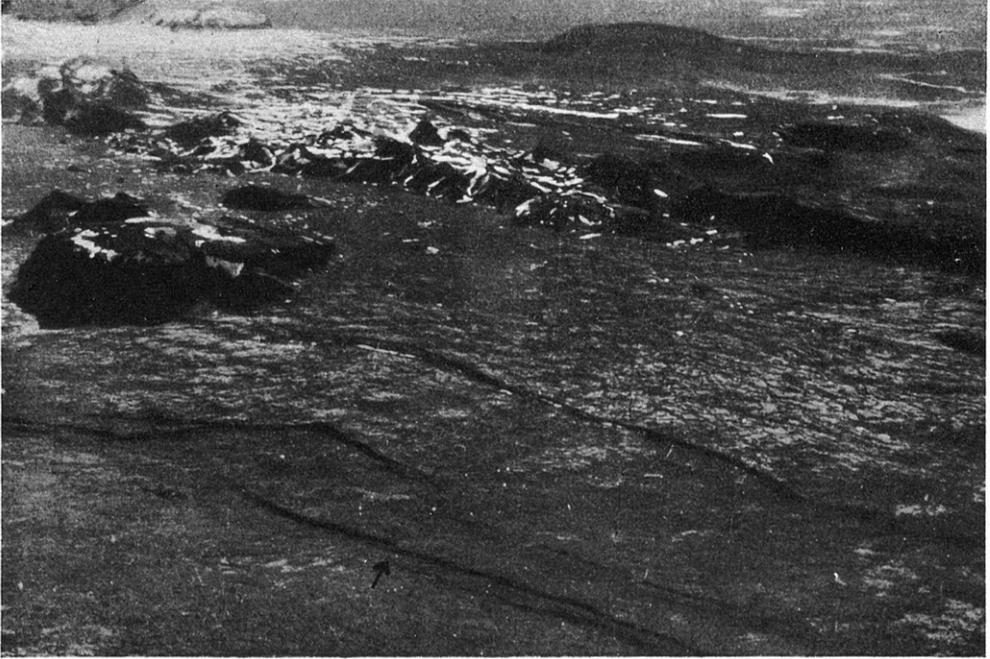


Abb. 3. Östlicher Teil der Thingebene mit der Hrafnagjá ↗. Inselartig aus der Lava herausragende Tuffberge, u. a. Hrafnabjörg (links). Luftbild des Geodätischen Instituts Kopenhagen.

wird im folgenden vor allem unsere Aufgabe sein, die Zerreißungsvorgänge genauer kennenzulernen und in einigen Fällen zahlenmäßig zu verfolgen. Anschließend werden wir die Vertikalbewegungen betrachten und versuchen, beide Arten der Tektonik in Zusammenhang zu bringen und ihren tieferen Ursachen nachzuspüren.

C. Die Zerrungserscheinungen.

I. Beobachtungen.

Das auffälligste und für uns fremdartigste Strukturelement der isländischen Tektonik sind die zahlreichen offenen Spalten, die so häufig sind, daß das isländische Volk eine besondere Bezeichnung für sie geschaffen hat, nämlich „gjár“, spr. gjau, Mehrzahl „gjár“, zu deutsch etwa „Klaffspalte“.

Sie sind im wesentlichen auf die junge Vulkanzone beschränkt (einige Ausnahmen auf der Snaefellshalbinsel bei Thoroddsen [32, Taf. 3]) und hier in langen Streifen parallel angeordnet. Wenn Spethmann [31, 429] auch radial und konzentrisch

angeordnete Klaffspalten anführt, so ist das wohl nur aus theoretischen Gründen erfolgt; mir ist auf Island nichts Entsprechendes bekannt geworden. Ein großer Spaltenzug läuft z. B. vom Südfuß des Skjaldbreid über Thingvellir—Hengill—Geitafell zur See mit Parallelzügen Geitháls—Krisuvik und Kalfatjörn—Kap Reykjanes. Ein anderer reicht im Nordwesten vom Bláfjall über Dalfjall—Leirhnukur—Gjástikki—Ásbyrgi bis zum Eismeer. Ein Gebiet gewaltigster Spalten liegt zwischen Myrdalsjökull und Vatnajökull mit der Lakispalte, der Eldgjá und der neu entdeckten Heliargjá [19, 237], sowie dem zerklüfteten Gebiet um Fiskivötn.

Über die Frage, ob die zwischen diesen Spaltenzügen liegenden Gebiete spaltenfrei sind, vergleiche S. 60.

Der Umstand, daß diese Spalten ganz jung sind und junge Gesteine durchsetzen, verspricht für Folgerungen über die Mechanik der Spaltenbildung viel eindeutigeren Erfolg, als dies für andere Gebiete gilt, welche die Spuren verschiedener, zeitlich getrennter Vorgänge aufgeprägt tragen, wie dies z. B. in Skandinavien nach der Sederholmschen Spaltenkarte (vgl. [29 a, S. 224] der Fall ist.

1. Verhalten der Spalten in verschiedenartigem Gestein.

Am deutlichsten sind sie da, wo sie Lava durchsetzen. Wie bereits angedeutet, sucht in dem zerstückelten und reich gegliederten jungen Vulkangebiet die Lava die Vertiefungen auszugleichen. Welch ausgeprägtes Relief hierbei verschwinden kann, zeigt der Laki-Ausbruch von 1783; die Lava füllte ein über 200 m tief eingeschnittenes Tal bis zum Überlaufen. Solches ist allerdings ungewöhnlich, aber immerhin sah ich an den Wänden der tiefen Spalten von Gjástikki, Almannagjá, Sveinagjá, sowie östlich und nördlich Kap Reykjanes so gut wie nur kompakte Lava. Man erkennt häufig, daß sie in übereinanderliegende Zungen mit Staukuppen usw. gegliedert ist [„flow units“, im Sinne von Nichols, 17], aber diese Zungen gehören zum gleichen Erguß und sind nicht durch Schlackenschichten oder gar Verwitterungshorizonte voneinander getrennt. Dagegen sind mir von der Grjótagjá östlich vom Myvatn solche Schlackenlagen in der Lava bekannt, und an der gewaltigen Eldgjá (Abb. 4) mit ihren stellenweise 150 m hohen Wänden ist in dem mir allein bekannt gewordenen nordöstlichen Teil unter wenigen Dekameter junger Lava die Palagonitformation überall angeschnitten.

Während wir bei uns Verwerfungsflächen meist mit 60–75° einfallen sehen, stehen die Wände dieser Spalten, soweit sie nicht nachgebrochen sind, durchweg senkrecht. Völlig unähnlich dem von Klüften sonst gewohnten Bilde sehen wir auch keine Spur von Glättung oder Rutschstreifen, sondern eine unregelmäßige Zerreißfläche, welche im einzelnen den vorgezeichneten Lockerstellen im Gestein, besonders Kontraktionsfugen, folgt, also jünger ist als diese. So sehen wir an den meterdicken Säulen des Dolerits in den Spalten bei Kaldarsel südöstlich Reykjavik oder der Basalte an der Sveinagjá usw. Einzelheiten, wie Kontraktionswülste, Mineralkrusten, Anätzung durch vulkanische Gase tadellos erhalten. Wo die Lava durch einzelne übereinander ergossene Zungen bankig gegliedert ist, kann die Trennungsstelle in den einzelnen Horizonten gegeneinander versetzt sein, wir finden meterbreite Vorsprünge (Abb. 5), ja in manchen Fällen mehrere Meter überspannende, breite Brücken (Abb. 6), wie an der Grjótagjá östlich Myvatn²⁾. Der

²⁾ Entsprechendes gibt es auch an senkrechten Wänden: Nördlich Villingafjall quert eine meterbreite Gjá eine Lavaabflußrinne, deren Wand mit einer wenige dm dicken Lavakruste bekleidet ist. Die Spalte läuft hier ziemlich gerade, wo sie aber diese Kruste schneiden müßte, ist sie unvermittelt um etwa 1 m versetzt. Offenbar war die Kruste nicht fest mit ihrer Unterlage verschweißt und ist entsprechend der Lage ihrer eigenen Schwächestellen zerrissen worden.



Abb. 4. Nordostabschnitt der Eldgjá. Dünne Decke aus Lava und Klebschlacken über der Palagonitformation. Aufn. J. Hoffmann.



Abb. 5. Spalte nahe der Sveinagjá. Abreißstelle in den einzelnen Basaltbänken gegeneinander versetzt.

Nachfall bei Plattenlava ist gering, besonders bei engen Spalten, die oft 30, ja 50 m tief offen stehen; größere Spalten dagegen, besonders wenn sie mit Verwerfungen verbunden sind, werden oft durch abstürzende Massen verschüttet, die aber unter Umständen ebenfalls eine Art Brücken bilden können (Abb. 23).

Die in Abb. 7 dargestellten Einzelheiten von Spalten aus reinen Lavagebieten zeigen, daß im großen die an der Oberfläche sichtbaren Spalten selbst im kompakten Basalt nicht ungestört sind. Häufig ist die Neigung zum Nachbrechen durch



Abb. 6.

Brückenbildung in gebankter Lava. Grjótagjá östlich Myvatn.

Serien von Nebenspalten angedeutet; auch die in Abb. 7 c und f erkennbare Schrägstellung langgestreckter Schollen ist erst nachträglich erfolgt, als in der Tiefe die Zerrungsspalte bereits vorhanden war, und zwar weiter östlich als man nach dem Befund an der Oberfläche zunächst vermuten möchte, etwa unterhalb X. -- Bei der Gelegenheit sei auch erwähnt, daß der in Abb. 7 c wegen der Kippung der einen Scholle zu hoch gemessene Dehnungsbetrag (25,4 m) durch den entgegengesetzten Fehler bei X, wo die Spalte oberflächlich überhaupt nicht sichtbar wird, mehr als ausgeglichen wird (vgl. punktierte Linie). Die Schrägstellung der Schollen an sich bedingt nur eine geringe zusätzliche Spaltenerweiterung, die bei den Meßlinien (S. 36 ff.) vernachlässigt wurde.

In Blocklava können kleine Spalten wegen des Nachsackens der oberflächlichen Schuttmassen leichter verschwinden (Abb. 8). Leider haben gerade die größten geschichtlichen Lavaströme (Laki, Sveinagjá, Leirhnukur) im wesentlichen Blocklava geliefert, wodurch die Untersuchungen über jüngste Spaltenbildung sehr erschwert sind.

Wo einigermaßen (über 1 m) mächtiger Lehm über Basalt liegt, zeigen oft nur vereinzelte, in anderen Fällen perschnurartig aneinander gereihte Erdfälle (Abb. 9, 10) an, wo in der Tiefe eine unter Umständen meterbreite Spalte durchzieht, so südlich der Sveina-Krater, östlich Hrutafjöll, östlich Námafjall usw. Der

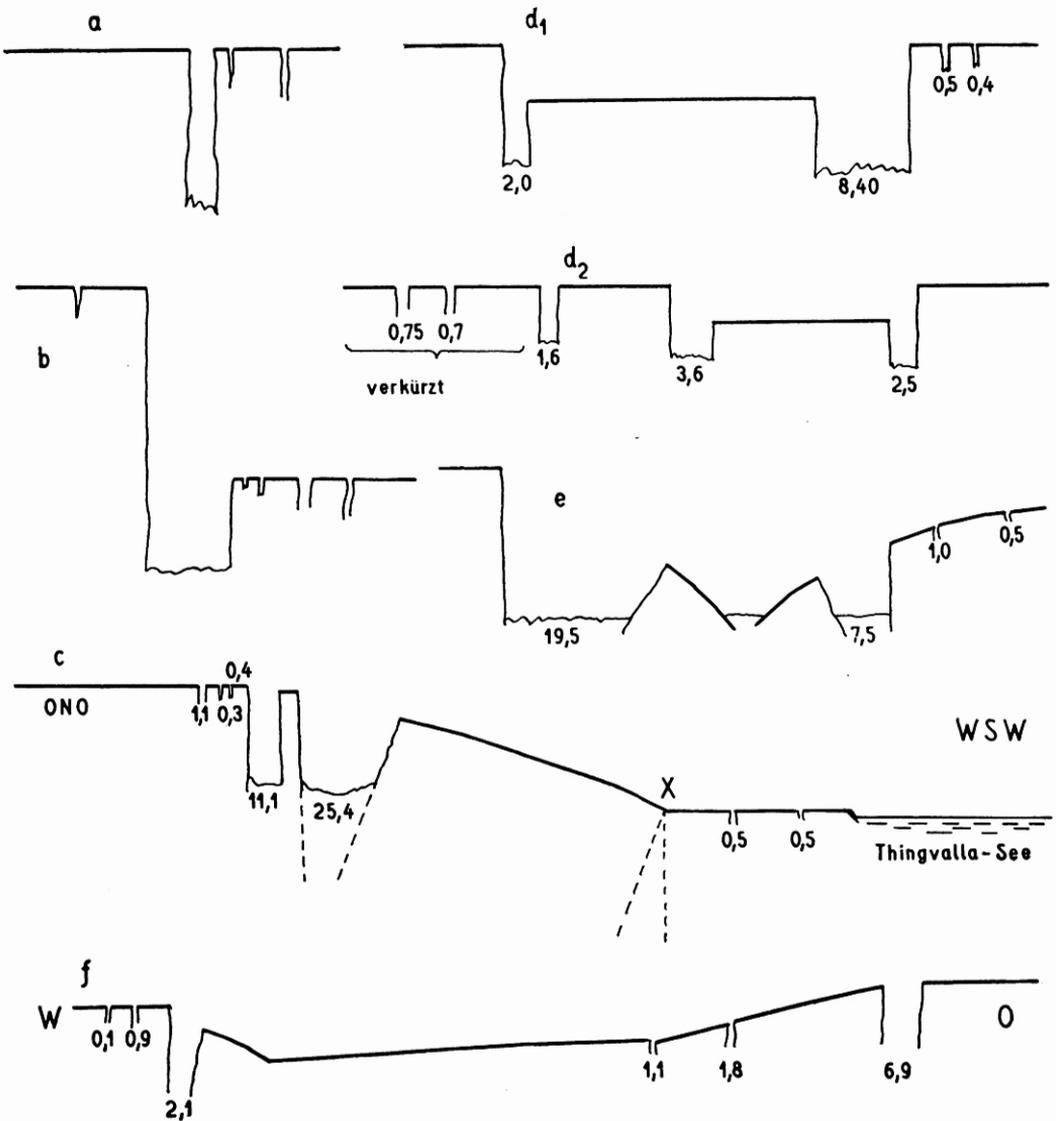


Abb. 7. Einzelprofile von Spalten in Basalt, nicht überhöht.

a Einfache Gjá mit Nebenspalten; b Gjá mit Verwerfung (Westrand Gjástykki, 1:1350); c desgl., nachbrechende Scholle schräg gestellt (Almannagjá südlich Valhöll, 1:2700); d grabenartiger Einbruch an einer Gjá, 1:675; d 1 Gjástykki; d 2 Hrafnagjá westlich Gjábakki; e desgl., aber beiderseits nachgekippte Schollen (Gjástykki 2 km östlich Punkt 3, 1:1350); f unsymmetrischer grabenartiger Einbruch (Gjástykki, 1,5 km westlich Punkt 2, 1:1350). (Bezüglich der Lage der Punkte in Gjástykki vgl. Seite 39.)

zähe, oft durch Wurzeln verfilzte Lehm konnte sich bei der Entstehung der Spalten als Brücke halten, indem er sich stellenweise auf eingeklemmte Lavabrocken stützte.

Sehr scharfe, wohl 40 m hohe Spaltenwände sah ich am Gipfel des Thorbjörn bei Grindavik in einer durch tuffiges Bindemittel verkiteten mächtigen Anhäufung von kopf- bis metergroßen Basaltkugeln. Da hier kein durchgehendes, regelmäßiges Netz von Klüften oder Schwundrissen vorgezeichnet war, sind die Wände besonders rau. Geradezu schauerlich ist der Anblick ähnlich scharfer Spalten, die östlich von Meitill auf Reykjanes dicke Packungen von pechschwarzen, glasreichen Schlacken und schwarzer Palagonitbreccie kilometerweit durchsetzen.

In genügend verfestigtem Palagonittuff laufen manchmal (Nordseite des Laki, Gipfel der Hrutafjöll) kleinere klaffende Spalten in regelmäßigem Zickzack,

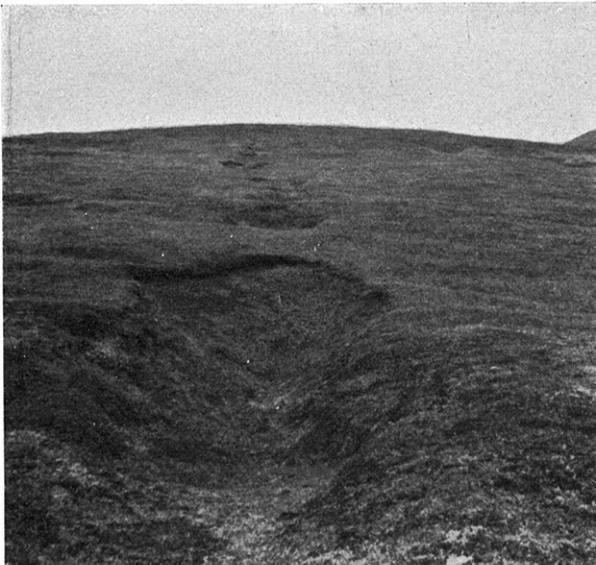


Abb. 9. Durch Gjá verursachte Erdfälle östlich Dalfjall.



Abb. 8.

Stark verstrzte Gjá in Blocklava östlich von Myvatn.

weil offenbar ein Kluftnetz schon vorgezeichnet war. Hier ist es dann besonders augenfällig, daß es sich nicht um eine gleitende Verschiebung, sondern um ein Auseinandergehen der Spaltenränder handelt.

In Kiesablagerungen stellt sich an den Spaltenwänden der natürliche Böschungswinkel ein. Östlich vom Hlidarfjall am Myvatn, wo flachliegende Schotter durch Spalten in 25 bis 150 m breite, gegeneinander um 1 bis 12 m verworfene Streifen zerschnitten sind, erscheinen die Böschungen oft wie künstlich aufgeschüttete, gerade Dämme (Abb. 11, 12).

Weniger regelmäßig ist die Böschung im Gebiet von Moränen und lockerem Tuff,

weil das bei dem hohen Gehalt dieser Gesteine an Feinmaterial bedingte Bodenfließen Unregelmäßigkeiten erzeugt, und weil auch der Wind hier leicht eingreift. Ältere Spalten ohne Verwerfung sind meist verrutscht und in flache Rinnen umgewandelt, die durch Graswuchs (eine Folge des Windschutzes) auffallen. Gerade die großen Spalten werden auch hier wieder wegen des starken Nachfalls leicht verschüttet, wenn nicht wie bei der auffälligen Spalte westlich von Námaskard eine festere Lage die Abriß-Stelle noch erkennen läßt. Mit Verwerfungen verknüpfte Spalten verschwinden fast noch rascher; sie verstürzen oft schon bald nach ihrer Entstehung, so zum Teil am Laki, und gehen schließlich in oft ziemlich unscheinbare Gehängeknicke über, was man besonders deutlich sieht, wo eine Spalte aus Basalt in Tuff übergeht (Abb. 13).

Da in diesem Fall der meiste Nachfall natürlich von der höher liegenden Scholle kommt, wird die Geländekante nach dieser Seite hin verschoben, und man bekommt leicht den Eindruck, daß die Spalte selber bajonettförmig gestaltet sei, oder auch daß sie schräg an der Oberfläche ausstreiche und dadurch in welligem Gelände eine unregelmäßige Schnittlinie hervorrufe. So sehen wir in Abb. 14 das plötzliche Ende einer mehrere 100 Meter langen Kratterreihe, Wahrscheinlich setzt sich aber die zugrunde liegende Spalte noch weiter fort, nur ist die Lava über einem bestimmten Niveau nicht mehr ausgetreten,

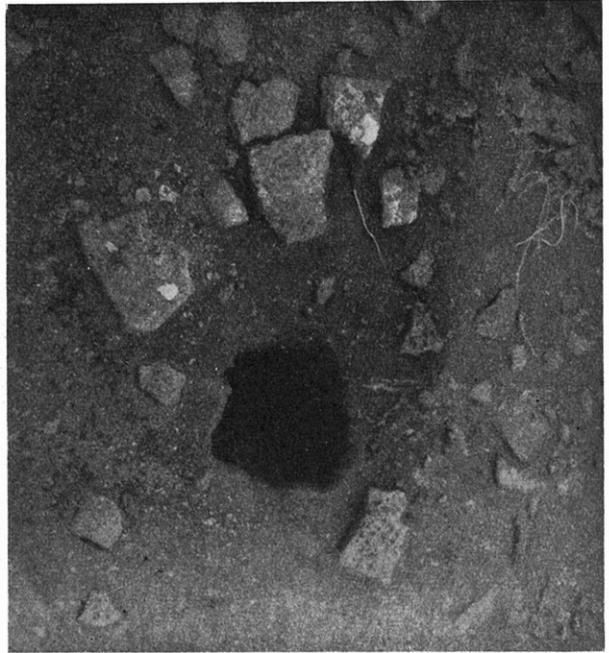


Abb. 10.
Schwach dampfendes Einbruchslot mit Schwefelab-
sätzen im Innern auf versandeter Blocklava von 1724.
(Liegt auf der Verlängerung der Grjótagjá.)



Abb. 11. Blick vom Dalfjall gegen Gaesafjall. Streifenförmige
Zerlegung der tiefgelegenen Schotter- und Tuff-Fläche.

weil sie es ja nicht nötig hatte. Dafür ist hier die Spalte durch von links kommenden Schutt verfüllt und die Geländekante dorthin verschoben worden.

Werden in einem Gebiet mit lockerem Gestein Täler durch eine Gjá senkrecht gequert, so wird das Nachbrechen an den Taleinschnitten natürlich nicht so weit zurückgreifen, wie an den dazwischen herausragenden Rücken (Abb. 15). Es können dann im Kartenbild bei nahe zusammen liegenden Tälern Kraterformen vorge-täuscht werden, wie etwa bei Punkt X und W der Sapper-schen Darstellung der Eldgjá (26, Taf. III).

Mit dem soeben geschilderten wechselnden Verhalten der verschiedenen Gesteine hängt es zusammen, daß man leicht den Eindruck bekommt, die Spaltenbildung sei auf tiefliegende grabenartige Senken beschränkt, wie z. B. bei Thingvellir, Gjástykki u. a. O. Dies ist jedoch eine Täuschung, dadurch bedingt, daß eben in den Senken sich naturgemäß die Lavaströme ausbreiten, in welchen die Spalten am besten erhalten bleiben können. Daß sie jedoch in Wirklichkeit weiter gehen, erkennt man z. B. deutlich auf der schon früher angeführten Flugaufnahme [41, Bild 257], wo sich die aus der Lava von Thingvellir kommenden Spalten der Almannagjá deutlich in den Tuffrücken des Armannsfell hinein fortsetzen. Für einige weitere gute Spaltenbilder vgl. 40, Taf. 38, 39, 87, 88; ferner 42, Taf. 26-29.

2. Richtung und Ausmaß der Spalten.

Die Richtung der Spalten ist im nördlichen Teil des jungen Vulkangebietes im allgemeinen N bis NNO, im Südwestteil laufen sie nord-östlich. Im einzelnen kann natürlich ihre Richtung et-

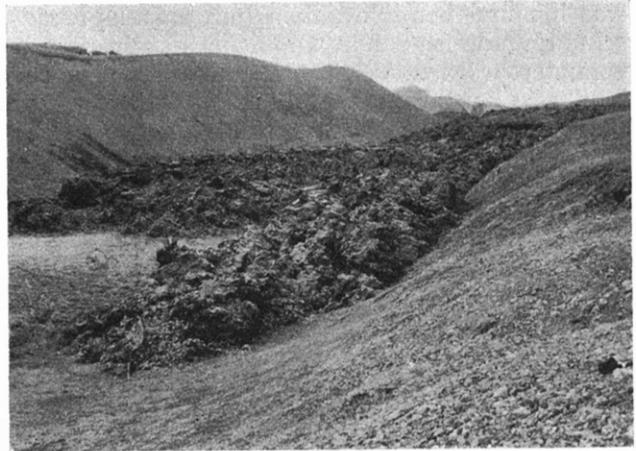


Abb. 12. Einzelheit aus dem Gebiet der Abb. 11. Die Schotter zeigen natürlichen Böschungswinkel. Beginnende Verschüttung durch Lava von 1724.



Abb. 13. Gjá im Basalt offen, im Tuff des Hrutafjöll nur als flache Rinne angedeutet. Gjástykki.

was hin und her schwanken (um etwa 15 Grad), wie auch die Einzelspalte nicht schnurgerade ist, schon weil auch im günstigsten Falle ihre Kanten durch Nachfall verändert werden. Vergabelung ist nicht allzu selten (Almannagjá, Grjótagjá). Sehr häufig ist Auskeilen einer Spalte und Ersatz durch eine oder mehrere sich neu auf-tuende Parallelspalten. Die Länge kann recht bedeutend sein; die längste mir be-kannt gewordene gleichmäßig durchziehende Einzelgjá am Westrand von Thing-vellir mißt 7 km, die Fortsetzung verschwindet im Thingvallasee. Gjástykki (süd-östlich Husavik), hat mindestens 10 km lange Spalten, aber mit viel auf und ab



Abb. 14. Ende einer Kraterreihe südlich Námafjall (rechts hinten). Die Fortsetzung der Spalte scheint nach links verschoben.

durch Nachfall und mit stark wechselnder Sprunghöhe. Offenbar zusammengehörige parallele Spaltenzüge erreichen z. B. auf der Strecke Bláfjall—Leirhnukur—Ásbyrgi 60 km Länge, und ein Zusammenhang zwischen der vulkanischen Tätigkeit im Nord- und Südland (z. B. 1875 Ausbrüche der Askja und der Sveinagjá in unmittelbarer Folge) macht sogar das Bestehen noch viel längerer Spalten mindestens in der Tiefe wahrscheinlich.

In der Breite schwanken die sichtbaren Spalten zwischen einigen Zentimetern und mehreren Dutzend Metern, doch kann eine obere Grenze nicht gegeben werden, denn gerade die weit klaffenden Spalten erster Ordnung sind, besonders wenn sie mit Verwerfungen verbunden sind, im allgemeinen stark verschüttet, so daß man in solchem Fall bisweilen nicht einmal Teilspalten messen kann. Bei Valhöll an der Almannagjá läßt sich eine Spaltenbreite von Fels- zu Felswand von 25,4 m messen, wobei der Nachfall ziemlich genau berücksichtigt ist, die gegenüberliegende Hrafnagjá mißt 15 m. Auf Gjástykki gibt es Stellen, wo der Zerrungsbetrag einer Kluft auf > 40 m zu veranschlagen, aber genaue Messung wegen zu starken Nachfalls unmög-

lich ist. Die Eldgjá gar klappt im NS-Teil wohl > 250 m (Abb. 4). Nur ganz vereinzelt (Gjástykki) war festzustellen, daß die Auseinanderbewegung der beiden Spaltenwände nicht senkrecht zur mittleren Spaltenrichtung, sondern schräg dazu verlief.

Auffallend ist bisweilen das unvermittelte Ende großer Spalten. So an dem NO-Ende der Eldgjá. Die gewaltige Schlucht wird hier plötzlich durch den Gjátindur verriegelt (Abb. 15); eine Fortsetzung scheint höchstens durch das am südlichen Berghang bei ↓ sichtbare grabenähnliche Profil angedeutet. Der Annahme, daß die Schlucht durch Explosionen ausgeräumt sei (Sapper), und diese eben nur bis dahin



Abb. 15. Kreuzung zwischen Eldgjá und Strangakvisl-Tal. Die Talniederung ermöglichte Abfluß der Lava nach rechts; die Lavoberfläche, durch die Hornitos angedeutet, ist noch kaum vom Bach angeschnitten. Die zerspaltenen Hügel W und X (nach Sappers Bezeichnung) sind mit flechtenüberwachsenen Klebschlackenmassen bedeckt, die durch Unterströmungsspalten zerrissen wurden. Im Hintergrund Gjátindur.

wirksam waren, steht das Fehlen entsprechender Mengen von Auswurfsmassen aus altem Gestein entgegen. Ähnliches gilt für das westliche Ende des Teilgrabens V der Sapperschen Karte. Auch die von Rittmann [25, Tafel IV, 7] dargestellte 60 m breite Spalte, westlich Námaskard, läßt sich nur kurz verfolgen.

Alle drei Beispiele betreffen Tuff- bzw. Konglomeratgebiete. Vielleicht spielt daher die gegenüber dem Basalt geringere Gesteinsfestigkeit eine maßgebende Rolle. Eine dicke, wie Sperrholz aus Lagen von verschiedener Struktur zusammengeschweißte Basalttafel dürfte großzügiger reagieren, weniger von örtlichen Zufälligkeiten des Untergrundes beeinflusst sein und deshalb gestreckteren Spaltenverlauf zeigen, als der brüchigere Tuff. Ferner können im Tuff eher als im Basalt einmal größere zusammenhängend absitzende Gesteinskeile die Spalte schließen. Endlich könnte die — wenn auch grobe — Schichtung der Tuffe gelegentlich eine

seitliche Verlagerung des oberflächlichen Spaltenausbisses ermöglichen, wie wir es im kleinen bei der „Brückenbildung“ im gebankten Basalt kennenlernten. Dabei wäre an eine „Schmierung“ der waagerechten Gleitfugen durch eindringende Lagergänge zu denken. Jedoch steht die genauere Geländeuntersuchung noch aus.

3. Verschwinden der Spalten durch Verschüttung.

a) Überdeckung mit Sedimenten.

Es ist klar, daß die Gjár als tief eingeschnittene Hohlformen leicht verschüttet werden können. Das fließende Wasser trägt hierzu nur wenig bei, denn einmal führt das jungvulkanische Gebiet nur wenig Flüsse, weil die Niederschläge von der Lava verschluckt werden, zum anderen können die Spalten über lange Strecken als Flußbetten dienen und dadurch unter günstigen Umständen bei genügendem Gefälle noch durch Erosion erweitert werden. So folgt die Óxará teilweise der Almannagjá und füllt sie nur zum Teil mit Schutt. Gullfoß und ein großer Teil des Flußbetts am Detifóß sind durch Zerrspalten bedingt, während der Sjalfandafjot am Godafoß allerdings einer Lavafließrinne folgt. In Talanschwemmungen ertrunkene Zerrspalten sind mir bisher nicht bekannt, aber wahrscheinlich örtlich vorhanden.



Abb. 16. Spaltenserie nordöstlich Kap Reykjanes. Wegen Versandung nicht meßbar.

Viel wichtiger ist im Innern Islands der Wind. Östlich Sveinagjá, an den Sveinakratern oder im Westteil der Halbinsel von Reykjanes kann man in allen Zwischenstufen verfolgen, wie eine Gjá durch Flugsand eingeebnet und zum Verschwinden gebracht wird (Abb. 16), und wie nachträglich verlehmt, durch Wurzeln verfilzter Flugsand selbst eine Brücke über jüngere, im Untergrund aufklaffende Spalten bilden kann. Das Studium dieser Fälle hat mich insbesondere auf der Strecke Myvatn—Jökulsá zur Annahme zahlreicher, oberflächlich nicht ohne weiteres erkennbarer Spalten geführt; vgl. S. 36.

b) Überdeckung mit Lava.

Wesentlicher ist, daß die Spalten, und zwar naturgemäß gerade die größten, durch vulkanische Vorgänge zum Verschwinden gebracht werden. Schon meterbreite Spalten schneiden manchmal das Magma selber an. Wenn wir von dem auf Island so verbreiteten Aufsteigen von heißen Dämpfen und Gasen aus den Spalten ab-

sehen, ist die Reaktion hierauf bei tiefem Magmastand und dem meist nur geringen Gasgehalt zunächst der Auswurf von etwas Asche und Lapilli. Es entstehen so auf der Spalte aufgereichte Tuffkegel, oft nur wenige Meter hoch, so am Westfuß des Nuphlidurhás auf Reykjanes, die bei höherem Lavapegel in Klebschlackenkegel (Dalfjall usw.) übergehen³⁾. Ist der Gasdruck bei hohem Lavastand so gering,



Abb. 17. Gjá im geschrammten Dolerit (Vordergrund) wird in der Fortsetzung eruptiv und hat Klebschlacken ausgeworfen. Nordöstlich Kap Reykjanes.

oder die Lava derartig dünnflüssig, daß das Gas ohne weiteres entweichen kann, so kann auch beiderseits der Spalte ein kleiner Wall aus überschwappender Lava aufgebaut werden, wie örtlich am Lakiberg. Der Zusammenhang dieser vulkanischen Gebilde ist z. B. sehr deutlich auf Reykjanes, 2½ km nordöstlich Syrfell zu sehen, wo eine mit Verwurf um 2,5 m verbundene und 4,2 m klaffende, aber weit hinauf mit Flugsand erfüllte Spalte in eisgeschliffenem Basalt in ihrer streichenden Fortsetzung mit Klebschlacken ausgekleistert ist und dann in eine kleine Kraterreihe übergeht, die ihrerseits wiederum von einer jüngsten, in der gleichen Richtung aufgerissenen Spalte durchsetzt wird (Abb. 17).

Es ist von da kein großer Schritt zu „Spaltenergüssen“ von solchem Ausmaß, daß die Spalten in der Lava verschwinden⁴⁾. Dann deutet nur noch eine Reihe von Kraterhügeln, die aus der Lavaflut herausragen, auf die zugrunde liegende Spalte, deren Breite nicht mehr festzustellen ist (Abb. 18). So

bei Laki (wo nur an dem Tuffklotz des Lakiberges selber größere Spalten sichtbar geblieben sind), am Leirhnukur und zum großen Teil an der Sveinagjá. Eine Ausnahme bildet die Eldgjá, die noch weithin offen steht. Sie ist im nordöstlichen

³⁾ Diese Gebilde werden vielfach, z. B. von Thoroddsen, als „Krater“ bezeichnet. Man muß sich jedoch hüten, sie gleich „Vulkan“ zu setzen, vielmehr entsprechen sie etwa dem, was die Italiener als „bocca“ bezeichnen, das sind die Lava fördernden Einzelöffnungen von geringerer Größe, welche nur eine Einzelperscheinung an den gewöhnlichen Stratovulkanen darstellen. Auf Island sind die Wälle derartiger „Krater“ meist nur wenige, selten (Laki) bis 50 m hoch.

⁴⁾ Daß die Spaltenergüsse eine bloße Begleiterscheinung oder gar ein Altersmerkmal von Schildvulkanen seien, wie Tyrell (34, 109) andeutet, gilt für Island zweifellos nicht, sondern die großen Spalten sind die beherrschende Ursache des Oberflächen-Vulkanismus, auch des Aufbaus der Schildvulkane, denn deren Anordnung folgt ja auch den tektonischen Spaltenzügen. Im übrigen ist ein isländischer Spaltenausbruch etwas anderes, als der Erguß aus einer Radialspalte eines Einzelvulkans, doch mag eine Beziehung insofern bestehen, als in manchen Fällen die Lage der Radialspalten durch eine im Untergrund durchziehende Schwächeinie, d. h. Spaltenzone vorgezeichnet ist (Ätna, Hawaii u. a.).

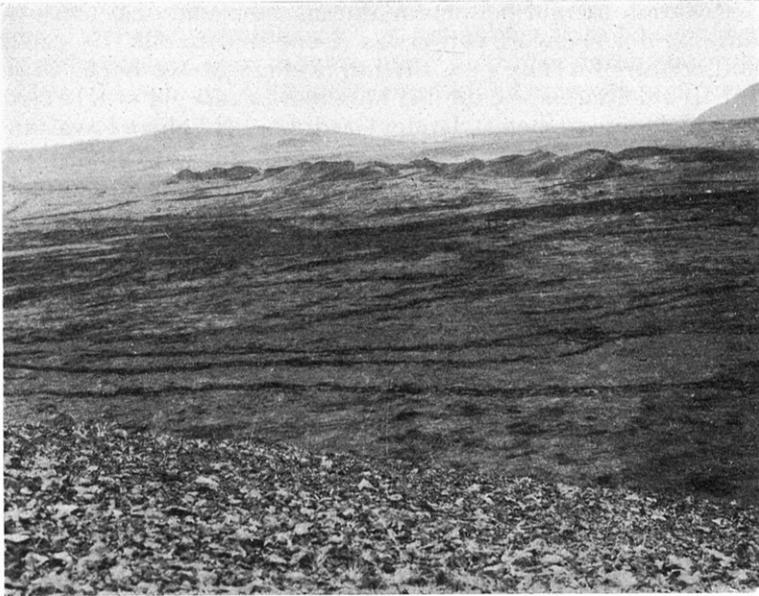


Abb. 18. Kraterreihe und dazu parallele Spalten nordöstlich Villingafjall. (Die breiten Streifen schiefwinklig zur Kraterreihe sind Fließbrinnen der Lava.)



Abb. 19. Nordöstliche Eldgjá mit Wasserfall der Nyrðri Ofaera. Die den Spaltenrand überdeckende Lava hängt hier, durch Unterströmungsspalten zerstückelt, in die Schlucht hinein. Aufnahme J. Hoffmann.

Teil (Abb. 15 und 19) auf lange Strecken über 200 m tief, oben bis 600 m breit, und selbst der nicht mehr vom Gehängeschutt verhüllte mittlere, ebene Teil der Sohle ist noch 250 m breit. Dieser ungeheure Riß ist zunächst viel enger und kürzer gewesen, wobei die Lava in ziemlich hohem Niveau austrat. Mit der Vergrößerung der Spalte sank der Lavaspiegel, weil ihr jetzt viel mehr Platz zur Verfügung stand, vor allem aber, weil weiter südwestlich genügend tief eingeschnittene Täler angeschnitten wurden, welche die Lava abzapften. Daher dürfte es kommen, daß auf beiden Seiten der Spalte mehrfach Lava wie ein kleiner Hängegletscher wieder in die Spalte zurückgeflossen ist. (Oder sind diese oben am Spaltenrand gelegenen Lavamassen alle nur aus Wurfslacken zusammengeschrweißt?) Mit dieser Lavaabsenkung war wegen der Druckentlastung starke Entgasung verknüpft, sie schuf bis 15 m dicke Überschüttung der Ränder mit zerspratzter Lava. Ein weiterer Absatz im Aufgehen der Spalte ist durch Anschmelzerscheinungen in 5 m Höhe über der Lavafläche der Grabensohle weithin nachweisbar.

4. Abschnittsweise Bildung von Spalten.

a) Ohne engere Verbindung mit Lavaaustritt.

Bisweilen läßt sich nachweisen, daß die Spalten in einzelnen Absätzen sich immer mehr erweitert haben. Bei nicht eruptiv gewordenen Spalten ist der Nachweis schwierig; immerhin findet sich in einer an der betreffenden Stelle $1\frac{1}{2}$ m weit offen klaffenden Spalte im Basalt östlich von Sveina ein verfestigter Flugsand mit einer Einschaltung von Liparitasche, der durch Weiteraufgehen der Spalten seinerseits wieder zerrissen worden ist. Der Befund spricht für ruckweises, nicht für gleichförmiges Aufgehen dieser Spalte.

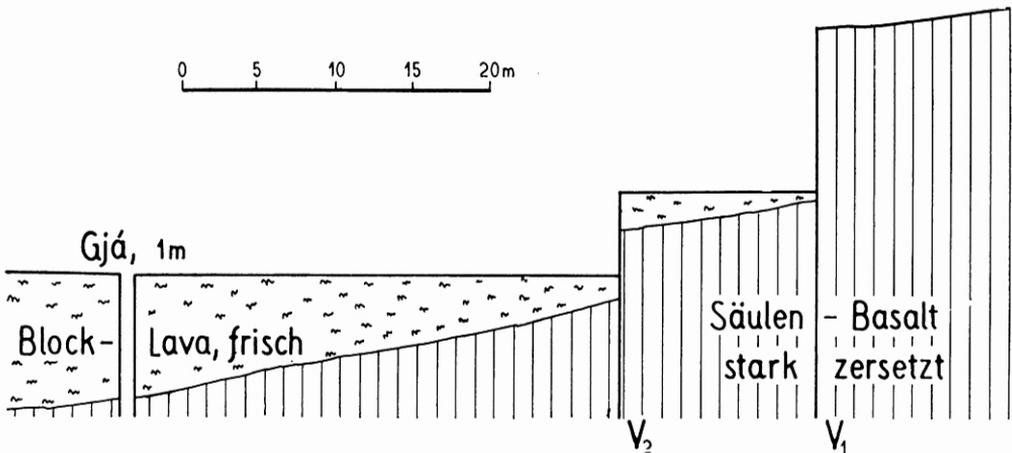


Abb. 20. Die Blocklava hat sich bis zur Verwerfung V_1 ausgebreitet und ist nachher durch eine hierzu parallele Nebenstörung V_2 selbst zerschnitten worden. 2 km westlich Eilifsvötn.

Abb. 20, $2\frac{1}{2}$ km westlich vom Eilifsvötn (nördlich Myvatn) zeigt, wie die Verwerfung V_1 nach dem Erguß des am Fuß der Verwerfungen entlanglaufenden Lavastroms mit einer weiteren Absenkung an einem Parallelriß um 5 m nochmals auflebte.

Ähnlich südöstlich Hafnarfjörður. Die vom Burfell kommende Lava wurde am Smálaskali an einer NNO bis NO streichenden Verwerfung im glazial bearbeiteten

Dolerit von mindestens 30 m Sprunghöhe gestaut, konnte sie dann aber überqueren und floß noch 3 km weiter, wobei sich die Mitte als nordwestlich streichende Fließrinne einsenkte. Später trat die Verwerfung nochmals in Tätigkeit mit einer Absenkung um 8—10 m, die jetzt auch die junge Lava mitergriß und in ihr außerdem noch die Bildung von Parallelspalten verursachte, von denen eine nochmals 2 m Verwurf ergibt. Bezüglich der Laki-Spalte hat Thoroddsen aus der Neigung älterer Lavadecken geschlossen, daß sie schon in der Eiszeit tätig war. Reck stellte am Lakiberg einen schon vor dem Ausbruch 1783 vorhandenen Graben fest [24 a, 74 f.].

b) Spaltenerweiterung während der Ausbrüche.

Trat dagegen eine weitere Dehnung noch während eines Ausbruchs ein, so riß natürlich eine einmal vorhandene Spalte weiter auf. Dadurch wurde der Lavaspiegel in der Spalte gesenkt, sei es bloß durch die Vergrößerung des Spaltenhohlraums,

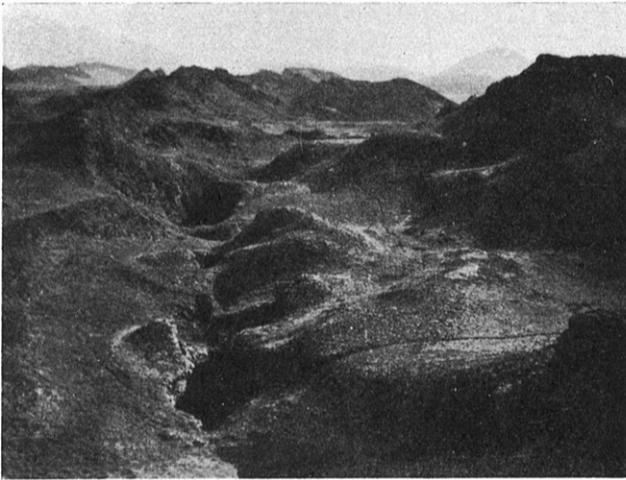


Abb. 21. Durch Erweiterung der Ausbruchsspalte erzeugte Reihe von Lavarückzugslöchern. Nordöstlich Villingafjall.

oder durch Anschneiden einer tiefer gelegenen Abflußstelle für die Lava irgendwo in der Verlängerung der Spalte. Das Beispiel der Eldgjá wurde bereits erwähnt (S. 31). Bei der im wesentlichen aus herausgeschwappter Lava und Klebschlacken aufgebauten Kraterreihe Threngslaborgir (Abb. 21) (östlich Myvatn) sind die — alle etwa in gleicher Höhe liegenden — Kraterböden sämtlich von einer fortlaufenden Längsreihe von bis 12 m tiefen steilwandigen Löchern oder kurzen Gräben durchzogen, die manchmal nur noch schmale Brücken zwischen sich stehen lassen, die z. T. im Kraterinnern liegen, meist aber den Schlackenwällen entsprechen.

Sie weisen z. T. raue Bruchflächen, z. T. Lavaüberzüge auf und zeigen, daß hier der Ausbruch schon im Ausklingen war, als eine nochmalige Dehnung und Spaltenerweiterung stattfand, bei welcher besonders begünstigte Stellen, wie z. B. die frühzeitig erstarrten Klebschlackenwälle der einzelnen Krater, stehen bleiben konnten, weil offenbar der Dehnungsbetrag durch Differentialbewegungen zwischen den einzelnen Schlackenbrocken aufgenommen wurde und so kein zusammenhängender Bruch entstand. So kommt es, daß an einer Stelle eine $\frac{3}{4}$ m breite Spalte mit senkrechten Wänden die Scheidewand zwischen zwei benachbarten Kratern als überdeckter Kanal in der Tiefe durchsetzt. Auch Thoroddsen nennt [32, S. 123] einen Fall, wo am Tjaldvatn ein Kraterboden durch eine neuere Spalte durchzogen wurde; vom Ögmundur-Hraun östlich Grindavik erwähnt er eine Senkung um 66 m noch nach Beginn eines historischen Ausbruches [32, S. 112]. Am Leirhnukur wurde die Lava von 1724 längs der Eruptionsspalte nochmals zerrissen, wobei stellenweise noch Schlacken ausgeworfen wurden (Abb. 22). In der folgenden Abb. 23 sieht man, daß die hier nur etwa 2 m dicke Sveinagjá-Lava

von 1875 eine schmale Gjá in älterem Basalt zunächst glatt überschritt, später aber anlässlich einer Erweiterung der Spalte in diese einsank, wobei durch Verkeilen der Brocken auf weite Erstreckung Brücken gebildet wurden.

Übrigens ist auch am oberen Ende der Ausbruchstellen der Lava von Mascali (Etna) deutlich zu erkennen, daß die Spaltenbildung in drei Stufen vor sich ging, denen auch ein dreifach abgesenktes Lavaniveau entspricht, und von Hawaii wird Erweiterung von Spalten während und gegen Ende von Lavaausflüssen mehrfach berichtet [39], ebenso vom Nyamlagira [36, S. 658] in Belgisch-Kongo.

5. Bildungszeit der Spalten.

Die über die ganze Insel verbreiteten Gletscherschliffe lassen keinen Zweifel, daß Island in der Eiszeit so gut wie ganz unter dem Eis begraben war, einige Nunatakr vielleicht ausgenommen. Nun ist klar, daß unter einer Eisdecke offene Spalten zwar entstehen, aber sich nicht auf die Dauer halten können, sie müssen von Moräne oder fluvioglazialen Schotter ausgefüllt werden. Die oberflächlich freiliegenden Spalten sind also alle nach-



Abb. 23.

Brückenbildung durch Nachfall. Östlich Sveinagjá.

Spalten auf Island 3

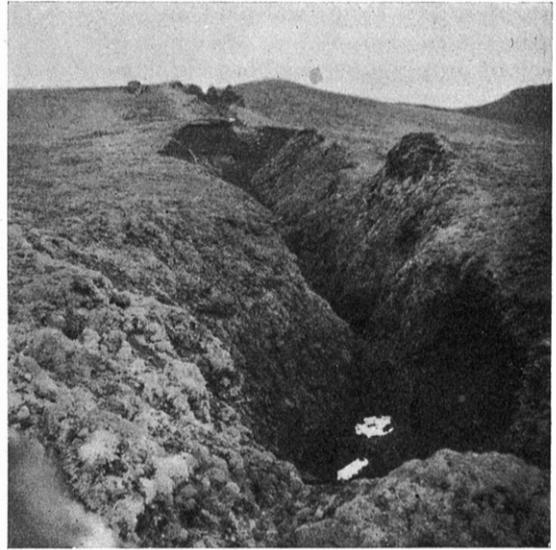


Abb. 22.

Spalte, selbst noch etwas eruptiv tätig, in Klebschlackenpackung von 1724 ff. Nördlich Leithnukur.

glazial. Als Ausnahme wäre denkbar, daß eine derart mit Lockermassen erfüllte Spalte nach Rückgang der Vereisung wieder herausgearbeitet worden wäre, entweder durch Flußerosion [man beachte, daß z. B. Gullfoss und Dettifoss durch Spalten vorgezeichnet sind], oder durch Verwitterung u. Winderosion, wie vielleicht am Hálsnukur, einem schmalen, steilen Vorsprung des Basaltplateaus oberhalb Háls östlich Akureyri, also außerhalb der jungvulkanischen Zone. Er wird vom Hauptplateau durch eine wohl 10 m breite und ebenso tiefe steilwandige Rinne (Richtung N 10° O) abgeschnitten, die an beiden Enden frei in die Luft ausstreicht, also unter den heutigen Geländebeziehungen nicht durch Erosion ent-

standen sein kann, während andererseits die Oberfläche der Basalttafel glazial bearbeitet ist. Die Wände dieser Spalte, besonders deren Oberkanten, sind nicht so scharf ausgebildet, wie das sonst bei jungen Spalten üblich ist. Eine tektonische Anlage ist vorhanden; denn einmal ist der Basalt hier durch ungewöhnlich eng gescharte Klüfte zerschnitten, andererseits sieht man von Westen her schon von weitem, wie dem Hálshnukur eine auffällige Stufe vorgelagert ist, die durch eine Verwerfung bedingt ist, welche unserer Rinne parallel verläuft. (Wie weit diese Verwerfung selbst einer Gjá entspricht, ist wegen der Schuttmassen nicht festzustellen.) Da nun diese Stufe nicht glazial überarbeitet ist, glaube ich, daß sie ebenso wie die Rinne nachglazial entstanden ist und die schlechte Erhaltung der Rinne durch die starke tektonische Zerklüftung des Gesteins und durch den in der betreffenden Höhe (zwischen 600 und 700 m) besonders stark wirkenden Spaltenfrost bedingt ist.

Im übrigen habe ich auf der Schiffsreise längs der Westküste sowie während dreimaliger Autofahrt Reykjavík—Akureyri im Plateaubasalt nur vereinzelt offene Spalten gesehen, eine modellartig scharfe, von der Gljufará durchflossen, kreuzt die Poststraße südlich vom Hredavatn (Myrasysla). Ich bin zwar überzeugt davon, daß sich beim Begehen des Gebietes noch viele auffinden lassen, die vom Postauto aus verborgen bleiben, auch die tektonischen Großformen deuten z. B. bei Akureyri darauf hin, daß die tektonischen Bewegungen der jungvulkanischen Zone auch über deren Bereich hinausgreifen (so ist der Nord/Süd verlaufende Eyjafjord tektonisch angelegt, die ihn östlich abschließenden Täler und Höhenzüge laufen parallel dazu und auf dem Scheitel des ersten dieser Rücken, Vadlaheidi, ist das Hrossadalur als breite Gjá eingesenkt), aber in der Hauptsache geht die Zerspaltung heute doch innerhalb der jungvulkanischen Zone vor sich, wie schon Thoroddsen /32, 107/ ausführt. In welchem Maße früher auch das Deckenbasaltgebiet an den Zerrungsbewegungen beteiligt war, zeigen die zahlreichen, oft in parallelen Scharen verlaufenden Basaltgänge; vgl. S. 42.

Nichts anderes als jüngste Gjár sind nach Richtung und Ausmaß (bis 15 km lang, 3—4 m breit, über Berg und Tal fortstreichend) mindestens z. T. auch die Erdbebenspalten, welche Thoroddsen z. B. vom Südländbeben 1896 beschrieben hat /32, 220/. Von der Thingebene ist bekannt, daß sie sich 1789 zwischen Almannagjá und Hrafnagjá während eines Bebens um 1 Elle gesenkt hat.

6. Abhängigkeit vom Gelände.

Die Spalten gehen im allgemeinen unabhängig von Meereshöhe und äußerer Geländeform durch Berg und Tal. So laufen in der nördlichen Fortsetzung der Almannagjá Spalten aus der basaltübergossenen Thingebene in den 600 m höheren, aus Tuff aufgebauten Armannfell; in ähnlichem Verhältnis stehen Gyástykki und Hrutafjöll, Leirhnukurlavafeld und Thrihyrningur, die etwas älteren Laven bei Grindavík und der Thorbjörn. Die Eldgjá (Abb. 24) läuft auf dem SO-Abhang des Moraudavatnshnukur entlang, in ihrem nordöstlichen Teile schneidet sie in wechselndem, z. T. spitzem Winkel die Täler der Nyrðri und Sydri Ofaera und verschiedene kleinere Rinnen. Am Lakiberg zieht eine Spalte in halber Höhe auf dem steilen Nordhang des Berges entlang, andere durchziehen seinen Gipfel. Genau so gehen die Spalten im kleinen unbekümmert durch Staukuppen ebenso wie durch Rinnen der Lavoberfläche (Gjástikki, Thingvellir usw.).

Dagegen scheint der innere Aufbau, also die Festigkeit des betreffenden Gebietes nicht ohne Einfluß zu sein. Westlich Grimsstadir ragt der aus Tuff und Breccie, untergeordnet aus Schlacken aufgebaute Krater Hrossaborg (Abb. 25) unvermittelt um 35 m aus der Schotter- und Flugsandebene. Seine Außenseite ist im N



Abb. 24. Eldgjá, 5 km von ihrem Nordostende. Die Spalte durchsetzt rücksichtslos Berg und Tal.

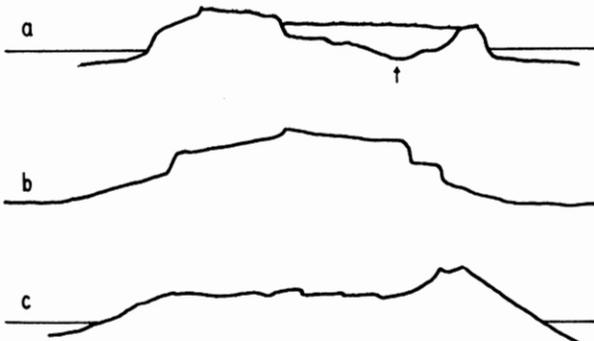


Abb. 25. Hrossaborg. a von SO; b von S; c von SW.
a und c nach Lichtbild, b nach Tagebuchskizze.

und S gleichmäßig geböscht, der N/S-Durchmesser beträgt am Fuße 800 m. Von W nach O haben wir dagegen nur 400 m, obgleich der Kraterboden mit 216 m Durchmesser kreisrund ist; das O/W-Profil ist im Sinne der Abb. 25 b geknickt, und zwar durch 2 Brüche, die der in der Gegend herrschenden tektonischen Hauptrichtung parallel laufen. Die Eruptionsspalte selber folgt der gleichen Richtung, denn in der Richtung S 8° W vom Krater aus schauen in 690 bzw. 800 m Abstand die Reste von 2 kleinen Schlackenkegeln aus dem Sand hervor. Der in der Spalte erstarrte feste Lavapfropf ist vermutlich die Ursache, daß die jüngeren Spalten beide etwas seitlich davon aufrissen. (Die östliche davon hat gerade noch den Kraterboden berührt und dadurch dem Hochwasser einer vorbeiziehenden Rinne Zutritt verschafft, so daß der Kraterboden zugeschwemmt ist.)

Ähnlich auffällig sind zwei NO gerichtete Spalten, die den Kraterand des Burfell (südöstl. Hafnarfjörður) eben berühren, wobei in diesem Fall die Ausflußrinne höher zu liegen kam, als der Krater selber. Auch am Haleyjarbunga nahe Kap Reykjanes läuft eine große Gjá in flachem Bogen nur 100 m vom Kratermittelpunkt entfernt vorbei.

7. Verteilung der Spalten.

Es ist eine wichtige Frage, ob innerhalb des jungen Vulkangebietes die Spalten überall verbreitet sind, oder nur in langgestreckten grabenartigen Zonen auftreten, wie man beim Anblick von Thingvellir, Gjástikki, der

Gegend nordöstlich von Myvatn u. a. vermuten könnte, und wie es Nielsen [18] ausgesprochen hat.

Um dies auf einem möglichst langen Querprofil zu entscheiden, wurde eine in Luftlinie 33 km lange Strecke abgeschritten, die von Reykjahlid nach Osten bis Pjeturskirkja dem Weg folgt, dann über Hrossaborg zur Jökulsá verläuft. Auf den ersten 3 km geht der Weg über junge Lava, zum großen Teil vom Jahre 1724, auf der sich nur 2 Spalten von zusammen 2 m Breite feststellen ließen. Jedoch zeigen die nördlich vom Weg ansteigenden Palagonithänge auf 1,2 km Länge nicht weniger als 10 grasige Rinnen, mit oder ohne kleine Geländestufen, alle ∞ N/S streichend. Ferner wird durch den langgestreckten östlichen Abbruch des Dalfjall und Námafjall, durch die südlich von Punkt 490 klaffende breite Kluft sowie durch Fumarolenreihen die Zerspaltung deutlich, ist aber wegen des lockeren, stark durch Fumarolen angegriffenen Gesteins nicht meßbar. Weiter östlich zeigt sie sich noch durch eine Gjá südlich von Dalhus, sowie durch die an den Schlackenkegel Pkt. 387 nach Süden anschließende Kraterreihe. Auf den folgenden 6 km aber ist wegen mächtiger Überdeckung mit Flugsand (bis 6 m dick aufgeschlossen) keine Feststellung zu machen. Der im Norden an den Weg herantretende kleine Palagonitberg Sandfell zeigt auf seinem Südhang nichts, und im Süden liegt die ganz ungewöhnlich grob zerrissene Blocklava des Burfellshraun, auch schon in Versandung begriffen, so daß Störungen hier verschwinden müssen. Dann aber folgen bis zur Jökulsá immer wieder — höchster Abstand 1,8 km — kleine, aber scharfe und kilometerlang im allgemeinen in Richtung N bis NNO hinziehende Gehängestufen, auffällige Rinnen, vereinzelt auch offene Spalten, trotzdem auch auf dieser Strecke Lehm- und Sandüberdeckung nicht fehlt. Die in gleicher Richtung laufenden Kraterreihen bei Kofi, Sveina, Sveinagjá und Hrossaborg ergänzen das Bild. Ich vermute, daß ein nördlich von Sandfell gelegtes Parallelprofil auch die bisher bestehende 6-km-Lücke ausfüllen würde.

Verlängert man die Profillinie nach W, so liegt am Nordufer des Myvatn der von Spalten dieser Art freie Lavastrom von 1724 ff. Weiter westlich aber sah ich vom Vindbelgurfjall aus 5 deutliche nach N bis NNO streichende Stufen, und das weiterhin anschließende Laxádalur folgt nach Thoroddsen einer Spalte und ist durch Kraterreihen ausgezeichnet. Wir haben damit eine 50 km lange Linie, die überall von Spaltenbildung betroffen wurde, während allerdings ihre verschiedenen Abschnitte offenbar zu verschiedenen Zeiten in Bewegung waren und deshalb die Spalten verschieden deutlich erscheinen, so daß sich die Gebiete bei Dalfjall und Sveinagjá mit rd. 20 km Abstand stark herausheben.

8. Betrag der Dehnung. Meßlinien.

Zur Ermittlung des Dehnungsbetrages wurden einige Profile quer zum Streichen der Spalten abgeschritten⁵⁾ und die hierbei geschnittenen offenen Spalten mit dem Bandmaß, an unzugänglichen Stellen mit dem Zeiß-Entfernungsmesser „Teletop“ gemessen. Wo, wie oft in der Fladenlava, die gegenüberliegenden Spaltenränder unmittelbar aneinander passen, wurde der Dehnungsbetrag wohl auf 5 % genau bestimmt. Wo Nachfall eingetreten war, wurde nach Möglichkeit dessen Betrag abgeschätzt und in Abzug gebracht. Bei großen Spalten, besonders wenn sie mit Verwerfungen verbunden sind, kann allerdings der Nachfall so stark werden, daß

⁵⁾ Schrittlänge auf leichter Blocklava 0,60 m, auf Plattenlava 0,85 m, auf Grasbuckelgebieten 0,70 m.

ein Messen unmöglich wird. Dann wurde entweder seitwärts von der Meßlinie eine bessere Stelle gesucht, oder die bei staffelförmigem Nachbrechen entstehenden Einzelspalten gemessen, um wenigstens einen Mindestwert der Dehnung zu bekommen.

Meßlinie Thingvellir.

Die grabenartige Senke bei Thingvellir ist nur ein Teil der wenigstens 20 km breiten Spaltenzone, die, im N vom Lavaschild des Skjaldbreid zugedeckt, nach SSW über Hengill—Meitill—Geitafell bis zum Meer reicht. Jede der beiden Randspalten von Thingvellir ist von einer Schar von Parallelspalten begleitet; dazwischen liegt ein Streifen von 2,7 km Breite, auf dem zum mindesten größere Spalten fehlen, etwa vorhandene kleinere aber wegen Lehmüberdeckung und Bewachsung mit Buschwald verschwinden müssen. An der westlichen Spalte, der *Almannagjá*, haben wir in der Umgebung von Valhöll auf einer Strecke von 1310 m 18 Spalten in zwölf Gruppen mit zusammen 41,2 m Dehnung. An der östlichen, der *Hrafnagjá*, fan-

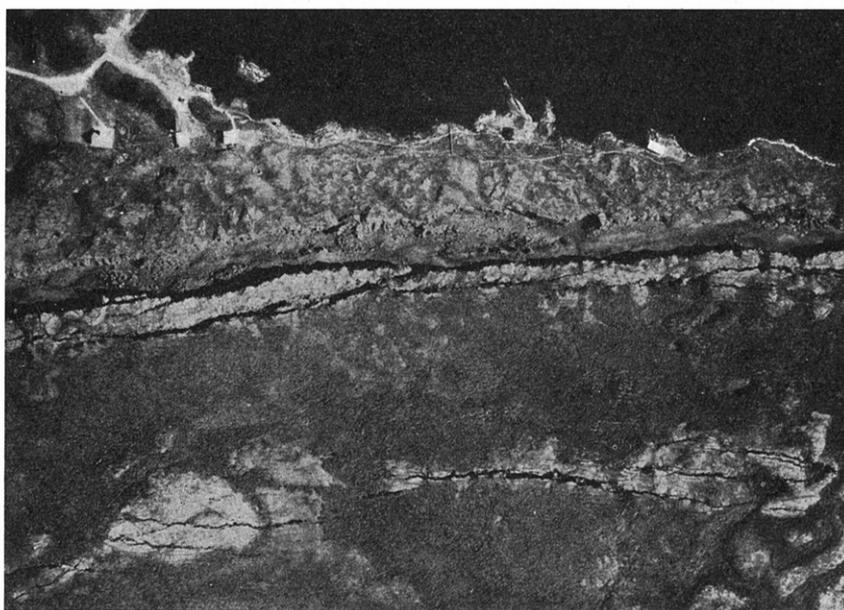


Abb. 26. Teilbild der *Almannagjá* südwestlich Valhöll; oben Thingvalla-See (dunkel). Aufnahme Geodätisches Institut Kopenhagen. Links oben das Gasthaus „Valhöll“.

den sich auf einer östlich Höhe 281 beginnenden Begehungslinie von 2150 m 23 Spalten in 12 Gruppen mit zusammen 33,85 m Dehnung. Auf die ganze Länge einschließlich der 2,7 km breiten Lücke verteilt wäre das eine Dehnung um 1,25 ‰. Die westlich Valhöll noch folgenden Spalten setzen durch lockeres Gestein und sind nicht meßbar, im Osten folgt bald eine Kraterreihe.

Die obenstehende, mir erst nachträglich bekanntgewordene Flugaufnahme (Abb. 26) läßt erkennen, daß schon 400 m südwestlich Valhöll die Lehmüberdeckung soweit zurücktritt, daß in 160 m Abstand von der Hauptspalte eine Serie scharfer paralleler Nebenspalten sichtbar wird, die nach Süden noch über den Bildrand hinausreichen.

Meßlinien auf Reykjanes.

Eine Begehungslinie, bei Reidskard, 8 km OSO Keflavik beginnend und in SSO-Richtung gegen Höhe 87 gerichtet, ergab auf 3960 m Länge 12 meßbare Spalten mit einem Zerrungsbetrag von zusammen 17,65 m = 0,50 ‰; dazu 3 verstürzte, nicht meßbare Spalten. Fast überall war der Nordflügel etwas abgesenkt. Das Gestein ist eine ziemlich angewitterte, mit etwas Lehm und Schutt bedeckte Plattenlava.

Die 3 km westlich Reidskard nach S ziehende Straße nach Grindavik führt durch frische Blocklava des Illuhraun, aus der örtlich noch Dampf aufsteigt. Hier wurden keine Spalten beobachtet, wohl aber in den inselartig aus diesem Lavameer herausragenden Palagonit- und Kugelbasaltbergen Thorbjörn, Hagafell und Lagafell unweit Grindavik.

Eine weitere Meßlinie quer zum Streichen der Spalten, 7,5 km nordöstlich vom Kap Reykjanes vorbeiziehend, fand zwar viele Spalten, eine anscheinend bis 21 m weit klaffend, aber für genaue und durchgehende Messungen zu stark versandet (vgl. Abb. 16).

Meßlinien auf Gjástykki.

Das untersuchte Gebiet liegt in Verlängerung der Leirhnukur-Spalte, die 1724/28 Lava ergossen hat, welche bis an die Grenze unseres Arbeitsgebietes reicht. Es ist fast ganz aus Lava, zum Teil mit Lehmüberdeckung, aufgebaut. Die Spalten sind zum Teil recht frisch; es wird berichtet, daß im Jahre 1875 während des Askja-Ausbruches hier Dampf aufstieg.

Zwischen den Meridianen von Hrutafjöll im O und Stora Viti⁶⁾ im W wurden 6 Meßlinien abgeschritten. Weiter im Westen endet die Zerspaltung mit Annäherung an den Lavaschild des Theistareykjabunga, wobei es offen bleiben muß, ob dieser als festerer Kern der Zerspaltung Widerstand geleistet hat, oder ob seine Laven die Spalten zugekleistert haben, was mir wahrscheinlicher dünkt. Jedenfalls scheint nach der Karte westlich von ihm die Zerspaltung wieder einzusetzen. Im Osten gehen die Messungen nicht über die Linie Mofell-Hrutafjöll hinaus, weil die Spalten in diese Tuffberge zwar hineinsetzen, aber zu sehr verstürzt sind. Das weiter östlich folgende Gebiet bis Eilifsvatn ist meist mit dickem Lehm und Sand überdeckt, trotzdem sind auch hier Erdfälle und offene Spalten nicht selten. Der Palagonitberg Eilifur (mit zahllosen Basalteinlagerungen) ist stark zerhackt, aber die Spalten sind wieder nicht meßbar, sondern es ist alles an den steilen Hängen zu sehr verstürzt. Die Lage der Meßlinien gibt die Abb. 27; die Ergebnisse waren:

Linie	Länge	Zahl d. Spalten	Dehnung	reduz. Dehnung	φ
1/2	3000 m	39	57,5 m	1,98 ‰	76°
3/4	2650	33	60,55	2,67	59
5/6	2960	48	49,05	1,73	73
7/8	2968	36	61,44	2,06	61
9/10	2850	40	50,54	1,83	76
11/12/13	3100	46	28,48	0,99	68
14/15	3200	49	58,38	1,89	77
11/16	5151	48	56,96	1,11	53
				Mittelwert =	1,78 ‰.

Hierin ist φ der Winkel zwischen der Marschrichtung und der mittleren Spaltenrichtung auf der betreffenden Meßlinie. Da die einzelnen Spalten selber senkrecht

⁶⁾ Der Einbruchskrater an der NW-Ecke der Karte Abb. 27.

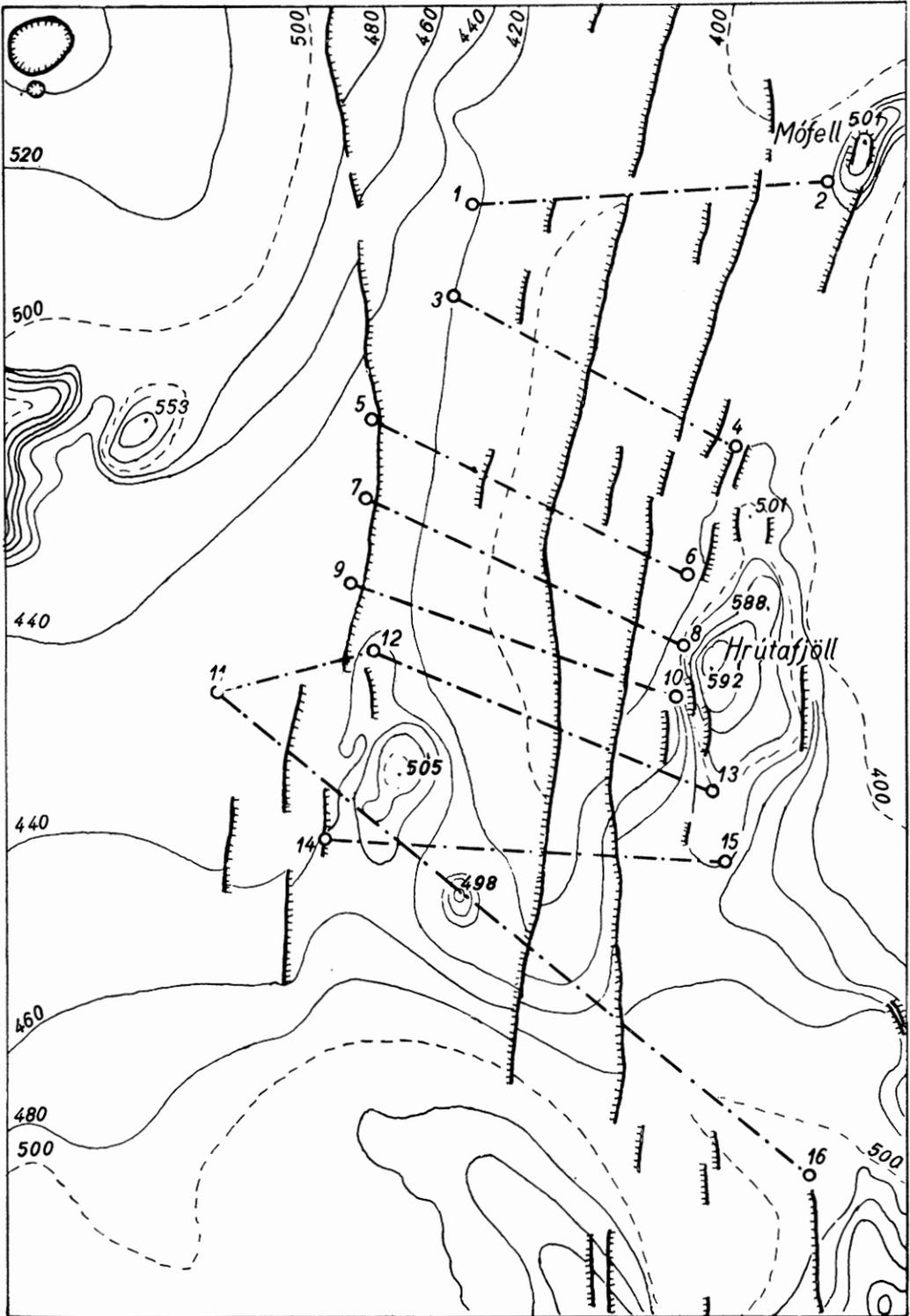


Abb. 27. Lage der Meßlinien auf Gjästykki.

von Wand zu Wand gemessen sind, wurde die Dehnung auf eine reduzierte Meßlänge = $l \cdot \cos \varphi$ bezogen. Der Höchstwert dieser Reduktion beträgt 20 %.

Die hier beigegebenen Profile (Abb. 28) von Gjástykki scheinen auf eine einfache grabenartige Senkung ähnlich wie bei Thingvellir hinzuweisen. Jedoch sei nochmals betont, daß sich unter der Decke jüngster Lava ein viel verwickelterer Bau verbirgt, wie sich aus einzelnen hochragenden Schollen ergibt.

Leider ist die Querverbindung der Einzelprofile nicht eindeutig möglich, da zwar alle Spalten mit dem Kompaß eingemessen sind, aber gelegentlich beim Überschreiten einer Spalte auf 20 Schritt Abstand ein Abweichen der Magnetnadel um 30 Grad festgestellt wurde! Vielleicht sind hieran Basaltgänge schuld; Trausti Einarsson hat an solchen magnetische Ablenkungen um 6 bis 52 Grad beobachtet [6].

Alle bisher genannten Dehnungsbeträge sind als Mindestwerte anzusprechen, da wegen Überwachung usw. nicht alle Spalten erfaßt werden konnten.

Nun sind aber die gemessenen Gebiete mit nachglazialen Laven überdeckt. Da diese sich zu verschiedenen Zeiten ergossen haben, wird ihr mittleres Alter im Höchstfall, d. h. wenn solche jungen Laven sich nirgends überlagern, dem halben Zeitraum entsprechen, der seit dem Verschwinden des Eises in der betreffenden Gegend verflossen ist. Wenn wir letztere Zeit wie im südlichen Schonen mit 10000 Jahren einsetzen, was wegen der Lage Islands jedenfalls zu hoch ist, so bekommen wir für jedes Jahrtausend eine mittlere Dehnung von 3,56 m je km. Da die Dehnungsvorgänge aber zweifellos viel weiter zurückreichen, können wir damit rechnen, daß tieferliegende Gesteinsschichten Dehnung und Zerspaltung in zunehmendem Grade aufweisen.

Das Ausmaß dieser Dehnung ist derart, daß es aussichtsreich erscheint, genauere Werte für die Bewegungen durch zweimalige trigonometrische Vermessung im Abstand einiger Jahre unmittelbar zu erfassen. Der Anfang dieser Arbeit liegt in der Triangulierung des quer zur jungen Vulkanzone liegenden Streifens Akureyri—Grimsstadir durch Niemczyk und Emschermann bereits vor (s. S. 80—113); es steht zu hoffen, daß diese Grundlage durch Einbeziehung des Geländes weiter südlich bis Askja—Herdubreid, sowie durch Teilmessungen im Südländ im Bereich der großen Spalten noch erweitert werden kann.

9. Ähnliche Spalten in fremden Gebieten.

Echte basaltische Spaltenergüsse nach Art der isländischen kennt man aus geschichtlicher Zeit nur noch von den Inseln Lanzarote (Kapverden), S. Jorge (Azoren) und Hawaii. Auf den sonst in mancher Beziehung zum Vergleich nahe liegenden Hawaii-Inseln sind zwar nach Powers [21] die großen Vulkandome über einem Haupt-Spaltensystem aufgebaut, aber die an der Oberfläche sichtbaren zahlreichen Spalten und Grabenbrüche sollen durch örtliches Einbrechen (subsidence) verursacht und jeweils unabhängig von den Nachbarvulkanen sein. Einzelbilder (Taf. 30, S. 510, Fig. 1) gleichen dabei vollkommen denen einer isländischen Gjá. Wood [39] kommt allerdings bei der Betrachtung der Eruption des Mauna Loa 1916 zu dem Ergebnis, daß sie an eine $3\frac{1}{2}$ englische Meilen lange neuentstandene Spaltenzone gebunden ist, die — mit etwas abweichendem Streichen — innerhalb einer großen „crust fracture“ liegt, welche in NNO-Richtung den Mauna Loa durchsetzt, und auf welcher auch frühere Ausbrüche stattgefunden haben. Er stellt ferner fest, daß das Ausmaß der Spalten in gar keinem Verhältnis steht zu der geringen Kraft des Ausbruchs, daß weder Explosionen noch Aufbie-

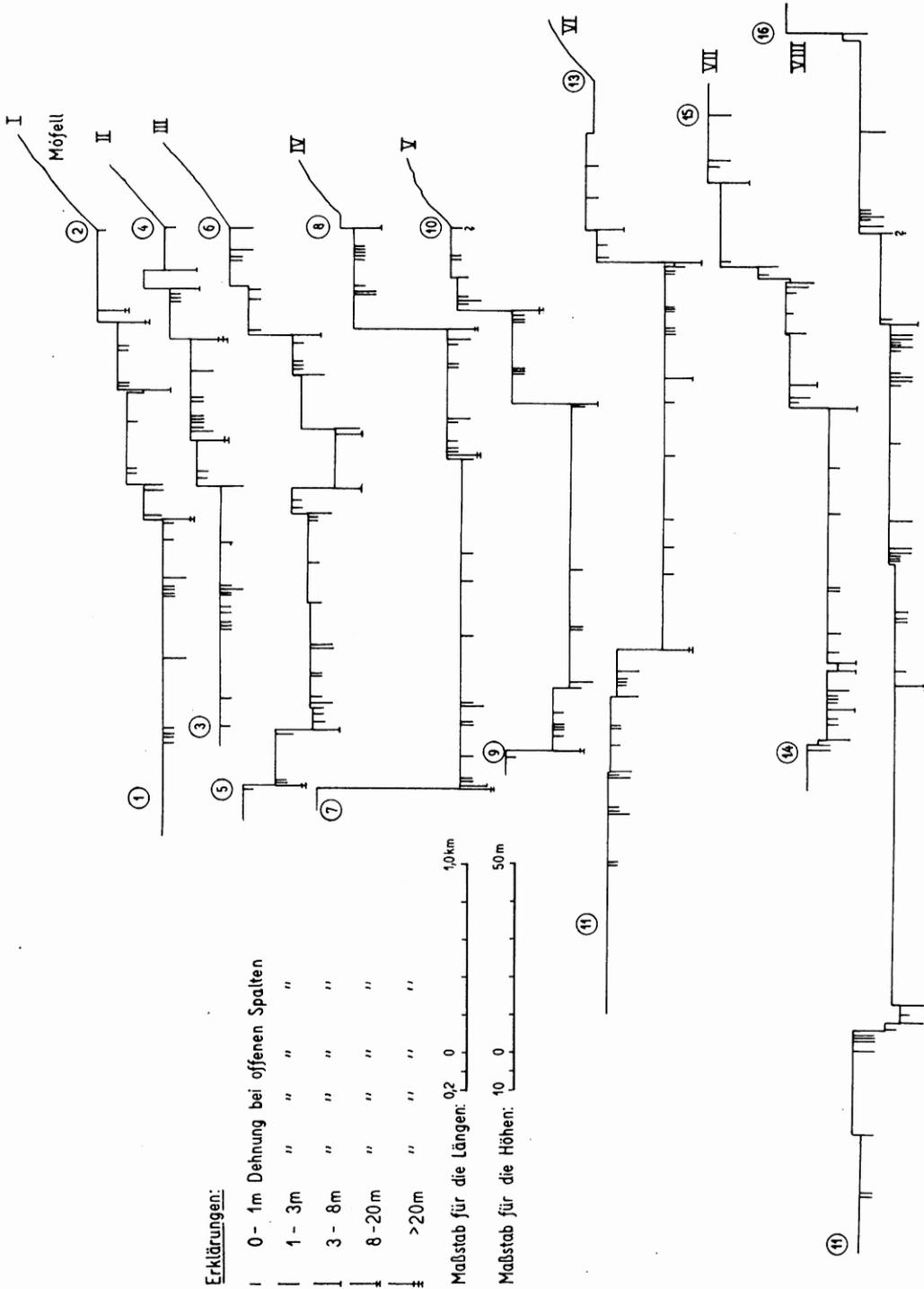


Abb. 28. Profile der Meßlinien auf Gjástykki, zofach überhöht.

gungen der Spaltenränder auf vulkanische Ursache der Spaltenbildung hindeuten, sondern daß die Risse tektonischer Natur sind und den Austritt des Magmas „erlaubt“ haben. Die jungen Laven sind zum Teil selbst noch von Spalten durchsetzt — auch das spricht für passives Verhalten der Lava.

Auf Neuseeland hatte die — schon vorher bekannte — 15 km lange, durch einige Brücken unterbrochene Taraweraspalte 1886 einen im Gegensatz zu Island allerdings rein explosiven Ausbruch, bei dem im wesentlichen durch Dampfexplosionen altes Gestein gefördert wurde, nur örtlich wurden frische andesitische und basaltische Schlacken ausgeworfen. Da die Gesteine der ganzen Umgebung im übrigen liparitisch sind, ist es möglich, daß die Explosion mit sauren Magmen zusammenhängt und der Basalt in der Tiefe nur zufällig angeschnitten wurde. Zahlreiche Gräben, Abbrüche und Parallelspalten /10, 47/ deuten auf ähnliche Mechanik wie auf Island, die Spalten werden von Grange als Zerrungsspalten bezeichnet, die allerdings nach seinem Gewährsmann Taylor infolge von unterirdischem Massenabzug und Einbruch entstanden sein sollen.

Neuerdings haben Benioff und Gutenberg (Journ. Amer. Seismic. Soc. **29**, 1939, S. 333—340) aus dem Vulkangebiet südlich vom Mono Lake in Kalifornien offene Spalten beschrieben und auf ihre Ähnlichkeit mit denen am Myvatn hingewiesen.

10. Spuren älterer Zerrspalten.

In älteren, genügend abgetragenen Eruptivgebieten werden die Zerrspalten in Form von Eruptivgängen auftreten. Jedoch sah ich in den älteren Basalten längs der Westküste oder längs der Straße Reykjavik—Akureyri—Godafoss durchaus nicht allzu viele Gänge; sie machen sicher nicht mehr als einige Prozent der gesamten Profillänge aus. Einige zahlenmäßige Angaben verdanke ich Herrn Dr. Trausti Einarsson in Akureyri; beide Beobachtungspunkte liegen schon in ziemlicher Nähe der jungvulkanischen Zone. Im Gardsardalur, südsüdöstlich Akureyri, fand er auf 900 m Länge 15 Gänge mit Breiten zwischen $1\frac{1}{2}$ und 35 m und einer Gesamtmächtigkeit von 82 m, also 9 % der Meßlänge. Der nächste Kilometer enthielt zwölf Gänge von ähnlichem Ausmaß. Nördlich vom Olafs fjörður zählte er auf 5 km Länge 17 Gänge mit je etwa 4—5 m Breite. Das Streichen entspricht dem der Vulkanzone.

Von Thoroddsens Angaben /32/ seien erwähnt: Ganglängen bis 15 km beobachtet, bis 50—100 km wahrscheinlich; Breite meist 5—10, oft auch nur 1—2, manchmal auch 30—40 m. Im alten Basaltgebiet sind die Mächtigkeiten sehr gleichbleibend, im Tuffgebiet dagegen unregelmäßig, mit Verästelungen usw. Meist sind die Gänge nicht mit Verwerfungen verknüpft, am ehesten noch da, wo sie sehr eng gedrängt auftreten. Manchmal liegen auf engem Gebiet Hunderte von Gängen, dann sind wieder große Strecken frei davon. Die vorherrschende Streichrichtung scheint Nordost zu sein.

Wie man sieht, stimmen viele von diesen Einzelheiten wie Größenverhältnisse, Seltenheit von Verwerfungen, örtliche Scharung ohne weiteres für die Gjár. Doch fällt auf, daß der Dehnungsbetrag bei den Gängen im alten Basalt nur von einer Größenordnung ist, wie er auf Gjástykki usw. schon in 10000 Jahren zustande kam. Demgegenüber ist er im Untergrund der jungen Vulkanzone vielfach größer. Vielerorts (z. B. Laugarnes bei Reykjavik, Hvaleyrri bei Hafnarfjörður, Vindbelgjarfjall am Myvatn, Kirkjubæur im Südländ) enthält die Palagonitformation eine ungeheuerliche Zahl von Gängen, unregelmäßigen Adern und kleinen Intrusionen. Mit dieser starken Zerreißung dürften letzten Endes auch die andersartigen Gesteine,

das Vorherrschen der Tuffe, das Auftreten unterseeisch gebildeter Kugelbasalte, die viele Kleintektonik zusammenhängen. Dennoch handelt es sich aber nicht um einen grundsätzlichen, sondern nur um einen graduellen Unterschied. Wir kommen S. 60 darauf zurück.

Einen mittleren Grad der Dehnung finden wir in der Nähe des Randes des nordatlantischen Basaltgebietes, nämlich in NO-Irland, auf den Hebriden und an der schottischen Küste. Der Vulkanismus ist hier früher erloschen, seine Bauten sind schon stark abgetragen. Geikie [8] unterscheidet hier bei den Basaltgängen 2 Typen: Die einen, die im einzelnen mehr aderförmigen Schwarmgänge („gregarious type“), sind meist nur einige hundert Yards, selten einmal 4–5 englische Meilen lang und wegen ihrer großen Zahl, unregelmäßigen Gestalt und stark hin und her pendelnden Richtung im Gelände kaum zu verfolgen. Sie entsprechen nach allem völlig den zahllosen, vielfach verzweigten und gebogenen Gängen in den Palagonitformationen von Island (und Sizilien), die m.E. als Ausfüllungen von in noch unverfestigtem Tuff usw. aufgerissenen Kraterspalten anzusprechen sind (Näheres folgt a. a. O.).

Die zweite Art, die Einzelgänge („solitary type“), zeigt Scharen von parallelen geraden, zum Teil auch zickzackartig abgelenkten, gleichmäßig dicken Gangplatten. Es werden Längen bis zu 30–60 englischen Meilen bei 30 m Dicke angegeben; der hierher gehörige Cleveland-Gang besteht sogar aus 2 Abschnitten von 80 bzw. 110 Meilen Länge. Die Größenordnung paßt also wieder zu den isländischen Spalten. Die großen Gänge sind gerade und unverzweigt, im Gegensatz zu den kleinen: dies entspricht wohl dem oben schon gestreiften Gegensatz von Hauptspalten und Nachfall. In einem Beispiel ist an Sedimenteinschlüssen nachweisbar, daß der betreffende Gang aus mindestens $5\frac{1}{2}$ km Tiefe aufgedrungen ist.

Wesentlich ist, daß die Einzelgänge die geologischen Strukturen glatt durchschneiden; sie zeigen damit, daß die Gangspalten anderen Kräften ihre Entstehung verdanken, als die Verwerfungen, Falten usw. ihres Gebietes, nämlich den Kräften, welche auch den Basaltnachschub lieferten.

Die Zahl der Gänge geht in die Tausende. Der Dehnungsbetrag ist verschieden; auf Skye stellenweise 20 %, im Distrikt Strathaird 10 %. Manchmal sind aber auch die Gänge der Masse des Nebengesteins gleich, ja dieses ist kaum noch sichtbar! Jedoch können gerade die kleinen, unregelmäßigen Gänge auch örtlich ganz fehlen.

Erwähnt seien auch die „zahllosen Gänge in ausgedehnten parallelen Schwärmen“ auf Oahu und anderen stärker abgetragenen Inseln der Hawaii-Gruppe [34, 104].

Übrigens ist die Bildung großer paralleler Gangserien nicht auf basaltisches Magma beschränkt; ein gutes Beispiel dafür bieten die bis 150 km langen gemischten Gänge südlich von Pilansberg, Südafrika [9].

II. Ursachen der Spaltenbildung.

Da die Spalten über weite Bereiche mehr oder minder gleichmäßig verteilt sind, scheiden zur Erklärung alle Vorgänge aus, die mit Bildung einer einzigen Spalte abgeschlossen sind, z. B. von fernher übertragener Zug wie etwa bei einem technischen Zerreiβversuch. Auch die Vorstellung von Johnston-Lavis ist damit erledigt, der die Spalten auf Thingvellir mit dem Einsinken des Daches eines unterirdisch noch weiterfließenden Lavastromes erklären wollte.

Die Kontraktion abkühlender Lava genügt ebenfalls nicht zur Erklärung; sie müßte nicht parallele Scharen, sondern ein geschlossenes Netzwerk von Spalten liefern. Vielmehr handelt es sich um großtektonische Zerrungsvorgänge,

wie sie zwar auch anderswo auftreten mögen, aber nicht so auffallen, wie in Island, wo das widerstandsfähige Gestein und das Zurücktreten der Schwemmassen für das Sichtbarwerden der Spalten besonders günstig sind. Außerdem wird in anderen Gegenden die Bildung offener Risse selbst bei gleichartiger Ursache wegen der Natur des Gesteins (plastischer Ton, Salz) unter Umständen überhaupt unterbleiben.

Für eine über größere Gebiete gleichmäßig verbreitete streifenförmige Zerstückelung kommt als Ursache in Betracht:

1. Aufwölbung.

Dabei können wir von Auffaltung durch Seitendruck absehen, denn Faltingsanzeichen fehlen auf Island völlig, und schon die gewaltige Magmenförderung spricht gegen seitliche Einengung.

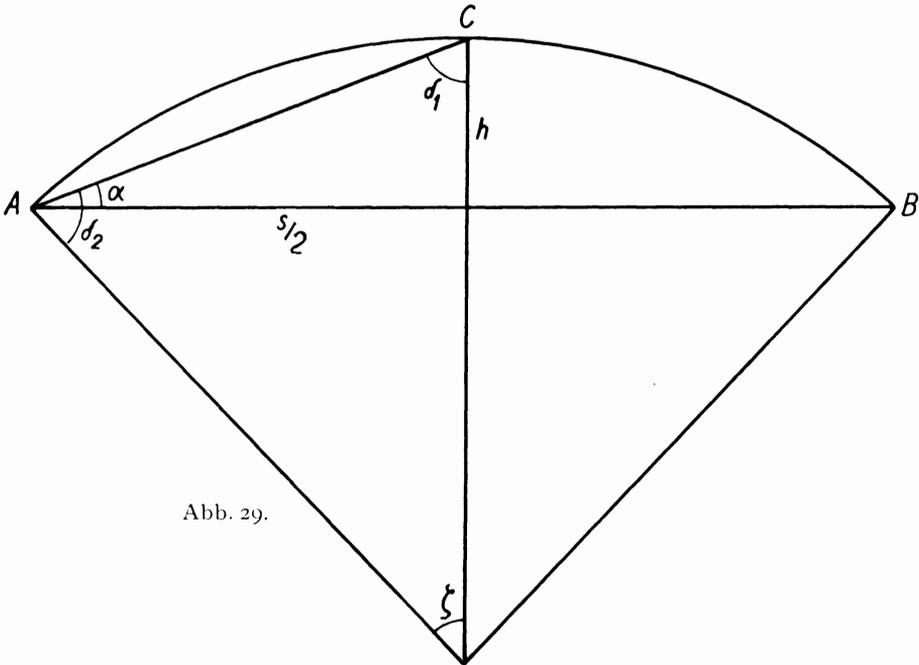


Abb. 29.

Wohl aber könnte Aufbeulung durch Innendruck, also durch Einpressung von Magma, eine Rolle spielen. Wir müßten dann für die Deutung der langen Spaltenzüge eine entsprechende langgezogene Beule voraussetzen. Bleiben in dem Querschnitt einer solchen Beule (Abb. 29) die seitlich angrenzenden Krustenteile unbewegt, so muß die Oberfläche der Beule aufreißen. Das Maß der Dehnung ergibt sich folgendermaßen:

Gegeben die Sehne $A/B = s$ und die Pfeilhöhe $= h$; gesucht der Bogen $A C B$.

Zunächst ist (Abb. 29):

Hieraus:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h}{s/2}$$

$$r = \frac{s/2}{\sin \zeta}$$

$$\delta_1 = \delta_2 = 90^\circ - \alpha; \quad \zeta = 180^\circ - \delta_1 - \delta_2$$

$$\text{Bogen } A C B = 2 \cdot 2 r \pi \cdot \frac{\zeta}{360}$$

$$\text{Dehnungsbetrag} = A C B - A B$$

Diese Dehnung der Oberfläche ist also unabhängig von der Dicke der aufgewölbten Kruste (im Gegensatz zu gewissen Fällen der Faltung durch Seitenschub; /vgl. 5, S. 431 ff./). Zahlenmäßig beträgt sie für 100 (200) km Sehnenlänge und 10 km Pfeilhöhe 2,61 (0,67) ‰, also 26,1 (bzw. 6,7) m/km. Das ist etwa ebensoviel, wie auf den gemessenen Profilen bereits innerhalb weniger Jahrtausende zustande kam. Von einer derartigen Aufbeulung ist aber im übrigen auf Island nichts zu sehen. Im Gegenteil haben die alten Basalte, soweit bekannt, im allgemeinen ein Einfallen von der Küste aus gegen die junge Vulkanzone hin, was also mehr einer Einmuldung, als einer Aufbeulung entspricht. (Schematisches Profil bei Iwan, 13, 9.) Auch fehlt die an den Scheitelgräben von Beulen sonst übliche Aufwulstung der Grabenränder. Vielmehr wird am Ljosavatn mit Annäherung an das Bardartal das Einfallen der Basaltbänke gegen O immer steiler.

Die Gedankengänge von Cloos [5], welcher Aufbeulung und Grabenbildung in ursächlichen Zusammenhang bringt und auch Island dementsprechend als hochgewölbten und aufgeplatzten Tumor auffaßt [5, Abb. 60], sind also hier nicht anwendbar.

2. Freies Fließen und Gleiten.

Scharen paralleler Spalten entstehen, wenn bei Rutsch- und Fließvorgängen eine (zum mindesten an der Oberfläche) wenig zugfeste Masse unterhalb eines Hindernisses oder einer Strecke mit vermindertem Gefälle unter dem Einfluß der Schwerkraft anfängt, sich wieder schneller zu bewegen. Es wird dann von der Stromstirn her ein Zug auf die zurückliegenden, noch langsam fließenden Massen ausgeübt, der sich um so mehr verstärkt, je größer die Massen werden, die sich allmählich der rascheren Bewegung anschließen. Schließlich bildet sich über dem Gefällsknick ein Riß, und das wiederholt sich in regelmäßigen Abständen. Beispiele bieten Gletschereis, rutschender, oben schon eintrocknender Tonschlamm, unter Umständen auch rutschender Sand, in manchen Fällen (Vesuv 1929) auch strömende, oberflächlich überkrustete Lava. Merkmale für derartige Spalten sind: Vorhandensein eines freien Gefälls, zungenförmiger Umriß des zerspaltenen Gebietes, Neigung der Spaltenwände, sich, von oben gesehen, in der Fließrichtung vorzuwölben. Für unsere isländischen Spalten treffen diese Merkmale nicht zu, es ist mir überhaupt kein großgeologisches Beispiel dieser Art bekannt.

3. Triftbewegung von Schollen.

Im Gegensatz zu den bisher erörterten Möglichkeiten zur Bildung von Scharen paralleler Spalten, die doch mehr nur für begrenzte Räume in Betracht kommen, greift die bekannte Hypothese Wegeners auf den ganzen Erdball über, dessen auf ihrer Unterlage „verschiebbare“ Haut „auf der einen Seite aufgerissen, auf der anderen zusammengeschoben“ wird [37, S. 103]. Er vergleicht die Kontinente mit Eisschollen, die sich relativ zum umgebenden Wasser bewegen, weil ihnen aus äußeren Gründen eine zusätzliche Bewegung erteilt wurde. Dabei werden an der Stirnseite der bewegten Festlandsschollen infolge des Widerstandes des zähen Sima (S. 131) Falten angestaut (z. B. die Andenkette), an den Flanken Streifen umgebogen (Grönland), auf der Rückseite Girlanden abgelöst (Westindische Inseln). Die Spaltenbildung am Hinterrande der Schollen geht in einiger Tiefe in bruchlose Dehnung über (S. 117). In manchen Fällen spricht Wegener allerdings auch als Begleiterscheinung von einer Strömung des Simas, welcher einzelne Sialschollen folgen. So wird Madagaskar passiv durch den Simastrom bewegt, oder die Kapverden eilen der Westdrift des afrikanischen Blocks voraus, weil Sima in die sich öffnende atlantische Spalte eingesaugt wird (S. 131) und einzelne Sialsplitter mitreißt.

Es ist klar, daß Abreißen und Wegdriften von Schollen nur Einzelspalten hinterlassen wird (von Sekundärspalten infolge Nachbrechens abgesehen), nicht aber Scharen paralleler Spalten gleicher Größenordnung. Dagegen führt die Vorstellung einer Saugwirkung im Sima, welche die darauf schwimmenden Sialschollen erfaßt, schon hinüber zu dem nächsten Abschnitt, der meines Erachtens eher Ausichten zur Erklärung gibt.

4. Zerreißen bei plastischer Dehnung der Unterlage.

Eine weitere Möglichkeit der Entstehung von Spaltenserien ergibt sich durch Übertragung gleichmäßiger Dehnung einer plastischen Unterlage auf eine sprödere Kruste.

Der einfachste, in der Gesteinswelt allerdings nicht verwirklichte Fall ist der, daß die Unterlage von beiden Enden aus in die Länge gezogen wird. Wird z. B. ein mit einem dicken Anstrich überzogenes Gummiband gedehnt, so entsteht in der aufgetragenen Schicht eine Schar von parallelen Rissen in regelmäßigen Abständen, die von der Festigkeit und Dicke dieser Schicht abhängen. Die Dehnung ist hierbei von unten her übertragen worden.

Ähnliches kann auch zustandekommen, wenn die Unterlage durch Fließvorgänge in die Breite geht. Modellartig scharf zeigt dies in Abb. 30 die bereits erhärtete Oberfläche einer basaltischen Lavazunge, die innerlich noch in Richtung des \rightarrow weiterfloß.

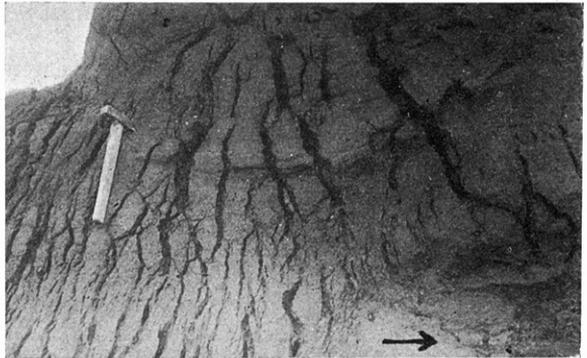


Abb. 30. Rißbildung in der Kruste einer im Innern noch in der Pfeilrichtung fließenden und dabei sich dehnenen Basaltmasse. Vulcano bei Lipari.

Dasselbe zeigen die entglasten Zwischenlagen des Obsidians von Lipari, die allerdings allseitig in noch erhalten gebliebenes Glas eingebettet sind, dessen Fließdehnung die spröderen Lagen zum Zerreißen brachte. Alle Spalten gehen hier scharf quer zur Fließrichtung; steiles Gefälle bedingte die straffe Regelung. Anders bei dem mehr kuchenartig nach allen Seiten auseinander geflossenen Obsidianstrom Hrafninnuhraun am Torfajökull auf Island. Ein dort gesammeltes Stück zeigt eine graue Entglasungsschicht netzartig zerrissen. Man beachte, daß hierbei das „flüssige“ Glas die „feste“ kristalline Masse zu zerreißen vermag!

Erst durch Vergleich hiermit sind mir Vorgänge größeren Maßstabs bei isländischen Basaltausbrüchen verständlich geworden. Laki, Eldgjá und Sveinagjá zeigen alle, besonders in der Nähe der Ausbruchsstellen, Scharen von zum Teil sehr zahlreichen Spalten, die bei wenigen Metern Abstand oft 2–3 m klaffen, dabei aber nur 2–4, vielleicht auch einmal 8 m tief gehen. Im großen sind sie in stromabwärts vorspringenden Bögen angeordnet (Abb. 31)⁷⁾. Die rauhe Wand (Abb. 32) zeigt, daß es offensichtlich Zerrungsspalten sind; bisweilen geht die Zerrung so weit, daß schließlich völlig voneinander getrennte Inseln entstehen, die in einem Fall (Mittl.

⁷⁾ Hierher gehören offenbar auch die „Erdbebenspalten“ Recks am Laki (24 a, Taf. V), sowie „small gullies transverse to slope“ am Katmai nach Fenner (7, Abb. 16, S. 209).

Sveinagjá - Krater) bei 8–12 m Höhe bis zu 90 m auseinander gewandert sind, wobei man an den ursprünglich zusammenhängenden Wänden gelegentlich noch die aneinander passenden Ein- und Ausbiegungen erkennt. Es handelt sich hierbei nicht um kompakte Lava, sondern nur um ziemlich dichte Packungen von zusammengeklebten Schlacken aller Größen. Vermutlich sind sie aus Lavafontänen in gewaltiger Menge innerhalb weniger Stunden oder Tage auf die seitlich ausströmende Lava niedergereget, zusammengebacken und zum Schluß durch die immer noch weitergehende Ausbreitung der Lavaunterlage auseinandergerissen worden. Ähnlich erklären sich wohl auch die zahlreichen in der Lavawüste zerstreuten steilwandigen Schlackenpfeiler nordöstlich von Vogar a. Myvatn als auseinandergewanderte Bruchstücke kleiner Eruptionskegel; stellenweise ist auch noch der oberste Teil der darunter anstehenden kompakten Lava mit zerrissen, so 3 km östlich Reykjahlid. Dies kann natürlich auch geschehen, ohne daß eine Schlackendecke



Abb. 31. Unterströmungsspalten in Klebschlackenschichten. Sveinagjá.



Abb. 32. Unterströmungsspalten in Klebschlackenschichten. Sveinagjá.

darüber liegt. Wo Blocklava solcherart zerreißt, kommt unten glatte, noch plastische Lava zum Vorschein (Ostseite der Sveinagjá-Lava, vereinzelt auch am Leirhnukur) und quillt aus den Spalten hoch. Ihre feste, mit rauhem Bruch zersprungene Kruste war hier⁸⁾ nur dezimeterdick. Gröber, die Kruste $\frac{1}{4}$ m dick, die Spalten 1 m tief, 1–2 dm klaffend, sah ich dasselbe in der Lava von 1928 bei Mascali, Etna.

Es scheint seltsam, daß die sich ausbreitende, plastische Unterlage eine starre, also doch wohl reißfestere Kruste zerreißen kann. Man muß aber bedenken, daß Störungen verschiedener Art, besonders Kontraktionsrisse, bereits vorgearbeitet haben. An der Tatsache der Zerreißung durch

⁸⁾ Zur Zeit der Rißbildung.

Übertragung aus der plastischen Unterlage ist jedenfalls nicht zu zweifeln. Ein Kennzeichen für derartige Spalten ist ihre gleichförmige Verteilung, unter Umständen über große Flächen, ihre manchmal girlandenartige Aneinanderreihung entsprechend den einzelnen Strömungslinien, die Wiederholung bezeichnender Knicke usw. in benachbarten Spalten. Großes Gefälle ist nicht erforderlich, wenn nur die flüssige Unterlage sich noch ausbreiten kann.

Ehe wir diese Modellbeispiele auf die Großvorgänge der Erdkrinde zu übertragen versuchen, betrachten wir noch die Vertikalbewegungen in der isländischen Vulkanzone.

D. Senkrechte Bewegungen.

I. Beobachtungen.

Die Vertikalbewegungen sind zum Teil ganz jung. Die Bardartalverwerfung hat nach Iwan [14] Glazialtäler geköpft. Ähnlich am Hrutafjöll: Dieser Tuffberg ist von mehreren O/W-Rinnen gequert; die südlichste davon zeigt scharfe U-Form, und der Fund eines aus älterem Basalt stammenden Opalgeschiebes deutet hier auf glaziale Zufuhr. Diese Rinne ist an beiden Enden durch die N/S-Randspalten des Berges scharf abgeschnitten, zum Teil sind dessen Wände daher unersteiglich steil, und durch die abflußlose Senke am Fuß der Ostwand streichen zahlreiche, allerdings stark unter Lehm versteckte Spalten. Der Horst der Hrossaborg (s. u.), die Wände des Bláfjall und anderer Berge sind nicht mehr glazial überarbeitet (s. u.). Auch im Südland hat Nielsen aus der Morphologie mehrfach auf bedeutende junge Hebungen schließen können [19].

Freilich besteht auch für die vertikalen Bewegungen unter den besonderen Verhältnissen Islands die Gefahr, durch andersartige Vorgänge verschleiert zu werden. Jede Einsenkung zieht noch mehr als eine klaffende Spalte das Entwässerungsnetz und damit Schotter- und Sandablagerungen auf sich. So steckt der „Horst“ von Hrossaborg bis an den Hals in jüngsten Anschwemmungen. Weiter westlich, so zwischen Pjeturskirkja und Kofi, ist es der Flugsand, der die Senken verhüllt, am Ostfluß des Hrutafjöll ein mächtiger Lehm unbekannter Entstehung. Vor allem aber ist auf Island die Lava imstande, Eintiefungen auszugleichen. Auf Thingvellir oder Gjástykki sind 50 und mehr Meter Lava ohne Tuffzwischenlagen aufgeschlossen, nur in einzelne „Fließeinheiten“ [17] gegliedert, und das starke Relief in der Umgebung läßt vermuten, daß noch viel größere tektonische Höhenunterschiede durch die Lava verdeckt werden. So entsprang nach Thoroddsen [33, 231] die Lava der Sveinagjá 1875 am Westrand einer 400 m breiten Senke mit 20–40 m hohen Wänden und brachte diese größtenteils zum Verschwinden. Bei ganz großen Ausbrüchen kommen schließlich weite Lavameere zustande, aus denen zuletzt nur noch einzelne Hochschollen inselartig herausragen und die starke Zerstückelung des Untergrundes erraten lassen, so Vindbelgjarfjall und Villingafjall unweit vom Myvatn, Syrfell auf Reykjanes, Laki. (Andere Inselberge, so Thorbjörn bei Grindavik und der von der Brandung halb abgetragene Hügel mit dem alten Leuchtturm von Reykjanes dürften dagegen unterseeische, heute herausgehobene vulkanische Aufschüttungsberge darstellen.)

Trotz dieser Schwierigkeiten lassen sich verschiedene Typen der Vertikalbewegungen unterscheiden:

1. Zufällige Höhenunterschiede an Spaltenrändern.

In den Gebieten mit gehäuften Zerrspalten kommt es oft vor, daß das Gelände beiderseits einer Spalte zwar in großen Zügen gleiche Höhe beibehält, im einzelnen

aber ein welliges Auf und Ab aufweist, wobei bald die eine, bald die andere Seite tiefer liegt. So findet sich im westlichen Teil von Gjástykkí eine Stelle, wo die Sprunghöhe an einer Gjá innerhalb von 250–300 m streichender Länge von 10 auf 0 m abnimmt und dann sogar umgekehrtes Vorzeichen mit immerhin 1 m Sprunghöhe erreicht. Derartiger Wechsel geht ganz regellos vor sich und hängt vermutlich damit zusammen, daß die an der Oberfläche austreichenden Spalten selbst nur Spalten zweiter oder dritter Ordnung sind, durch Nachbrechen an den Hauptspalten bedingt. Sie sind daher mehr als jene von örtlichen Zufälligkeiten abhängig, wie Grad der Gesteinsauflockerung, Größe und Reihenfolge der Nachbrüche u. a. Die Abb. 7, S. 22, gibt Beispiele für die Mannigfaltigkeit der Erscheinungen beim Nachbrechen; man sieht auch, wie sich mit Annäherung an eine Gjá Nebenspalt 3. Grades einstellen. Von all diesen untergeordneten Vertikalbewegungen wollen wir im folgenden absehen.

2. Herausgehobene Rücken.

Unter den Großformen fallen am meisten schmale, langgestreckte Rücken auf. An ihrem Fuß, an den Flanken oder auf dem Rücken sind oft Spalten und Kraterreihen festzustellen, die alle in der Längsrichtung verlaufen. So ist die Hekla ein 5 km breiter, 27 km langer Tuffrücken mit einer vulkanischen Überdeckung, die aus Längsspalten auf seinem Rücken gefördert wurden; zahlreiche Kraterreihen geben davon Zeugnis. Am Dalfjall zieht eine kraterbesetzte Spalte auf dem Scheitel, eine andere am östlichen Hang entlang, ähnlich auch am Syrfell auf Reykjanes. Sveifluháls /Bild bei Sonder, 29, S. 436/ bei Krisuvík, ein Tuffrücken, ist mit seiner Verlängerung, dem Austurháls zusammen 25 km lang, 2 bis 3 km breit; an seinem westlichen Fuß liegt eine Kraterreihe, am östlichen finden sich Solfataren. Gleichlaufend mit ihm streichen Nuphlidarháls/Vesturháls mit denselben Größenverhältnissen, an ihrem NW-Fuß zieht eine Reihe von etwa 40 kleinen Tuffkratern entlang, auf Spalten quellen Dämpfe hoch. Der Höhenzug Hrutafjöll/Mofell mit seinen Spalten wurde schon erwähnt. In seiner Fortsetzung nach S folgt der lange, zerklüftete Rücken mit der Krafla, östlich davon der lange Klotz des Hagöng. Diese Beispiele mögen genügen.

3. Gräben.

Das Gegenstück zu diesen langen Rücken bilden ebenso langgezogene „Gräben“. Bei Thingvellir scheint der Idealfall gegeben: Eine 5 km breite, doppelt so lange Senke mit ebenem Boden, an 2 Haupttrandspalten um 40–60 m abgesunken. Aber der Fall liegt nur deshalb so einfach, weil die Lava den Bau des Untergrundes verhüllt. In geringem Ausmaß schon östlich Valhöll, verstärkt einige Kilometer weiter nördlich zeigt auch die gesunkene Fläche Spezialrücken und widersinnige Verwerfungen. Die südliche Fortsetzung liegt unter dem Thingvallasee verborgen; wo sie wieder auftaucht, haben wir Zerstückerung in verschieden hoch liegende Längsstreifen. Und ähnlich dürfte es auch, wenn man die Lava wegdenkt, im Untergrund von Thingvellir aussehen.

Ein Schulbeispiel bietet der tiefliegende, stark zerstückelte, aber bisher erst teilweise von Lava überschwemmte Geländestreifen zwischen Hlidarfjall und Dalfjall am Myvatn. Südlich der Linie Reykjahlid–Námaskard haben sich die Laven von 1724 ff. sowie ältere darüber ausgebreitet und die Zerspaltung (bis auf einige jüngste Risse) verhüllt; sie kommt aber sofort wieder zum Vorschein, wo, wie am Villingafjall oder nördlich vom Hverfjall, Schollen der Palagonitunterlage herausragen. Auch im Gebiet von Gjástykkí verschwindet der Eindruck eines

Grabens mit flacher Sohle, wie er westlich Hrutafjöll so deutlich ist, sowohl nach N, wo schon das topographische Blatt zeigt, wie außerhalb der Ausläufer des Lavaschildes Grjótháls die Spalten wieder erscheinen und bis Ásbyrgi und zur Jökulsá reichen, wie auch im S. Hier ist die Verlängerung des Grabens durch Lava des Leirhnukur eingeebnet, aber östlich anschließend, in Fortsetzung der Hrutafjöll-Mofell-Zone, ist das Gelände wieder in hoch- und tiefliegenden Streifen zerteilt.

Auf die Zuschüttung des Sveinagjágrabens 1875 wurde oben schon hingewiesen.

Man kann rückblickend sagen, daß ein wesentlicher Anteil der jungen Vulkanzone aus verschieden hoch liegenden, langgestreckten Schollen 1. Ordnung besteht, die in kleine Parallelstreifen zerrissen sind, welche ebenfalls untereinander Höhenunterschiede aufweisen, ohne aber die Großtektonik zum Verschwinden zu bringen.

Daneben gibt es aber auch herausragende oder eingesunkene Stellen von mehr quadratischem oder gerundetem Querschnitt. Das auffälligste dieser Elemente sind die Pfeilerberge.

4. Pfeilerberge („Vulkanische Horste“).

Es handelt sich hierbei um eine Reihe von besonders auffälligen Berggestalten, die als plumpe, viereckige Blöcke oder Tafeln schroff aus den umgebenden Lavafeldern emporragen, selbst aber aus Gesteinen der Palagonitformationen bzw. Dolerit bestehen und nur von einem unbedeutenden vulkanischen Oberbau gekrönt sind. Dahin gehören Sellandafjall (1002 m) und Bláfjall (1225 m) in Nähe des Myvatn, weiter südöstlich Herdubreid (Abb. 33, 1659 m), die 20 km Breite erreichende Masse der Dyngjufjöll (1500 m), und wohl auch Burfell (953 m) u. a. Sellandafjall ist glazial überarbeitet, Bláfjall und Herdubreid haben noch wohl erhaltene Krater, der Askjakrater in dem Dyngjufjöll ist noch heute tätig.



Abb. 33.

Herdubreid als Beispiel eines Pfeilerberges. Aus der Bildersammlung „Iceland“ [41].

Über diese Berge bestehen seit langem Meinungsverschiedenheiten. Spethmann [30] und Iwan [13, 105] betrachten sie als von der glazialen Erosion herausmodellerte Zeugenberge, Reck [23] als „vulkanische Horste“, Sonder als „vulkanische Aufstößungen“ [29].

Von der Zeugenberg-Theorie, die sich hauptsächlich darauf stützt, daß die Tuffsockel dieser Berge sich in der Höhenlage einer gemeinsamen, nach NNW fallenden Ebene anschmiegen, die als ehemalige zusammenhängende Landoberfläche angesprochen wird, können wir absehen, denn es hängen die Pfeilerberge eng mit den oben besprochenen Rücken und Gräben zusammen und müssen mit diesen gemeinsam eine tektonische Deutung finden.

Hierfür sind vor allem die Untersuchungen von Reck, dem Erstersteiger der Herdubreid, wichtig. Nach seiner Meinung ist dieser ebenso wie die anderen „Vulkanhorste“ beim Niederbrechen seiner Umgebung deshalb stehen geblieben, weil er durch eingedrungene Basalt gestützt wurde, und zwar weniger durch den kaum mit dem Nebengestein verschweißten eigentlichen Vulkansstiel, als vielmehr durch die Verdickungen, Verästelungen und Radialgänge in der Tiefe.

Dem steht entgegen, daß die genannten Berge zum Teil noch nach der Eiszeit vulkanisch tätig waren und dabei dünnflüssige, extrem heiße Lava gefördert haben. Sollten sie in der seither verflossenen kurzen Zeit bis in ihre Tiefen eingefroren sein? Ein Lavakern, der den 1200 m aus seiner Umgebung herausragenden, 2–3 km breiten Klotz der Herdubreid stützen soll, muß doch wohl erhebliche Ausdehnung besitzen. Anschließend an Überlegungen von Schneiderhöhn [27] für schwäbische Vulkane kommt man zu dem Ergebnis, daß ein bis auf 2 km an die Oberfläche heranreichende Vulkanherd von 1½ km Durchmesser in seinem Innern schon mehr Jahrtausende braucht, um sich von 1200 auf 700° abzukühlen (von wo ab er dann vielleicht eine Stützwirkung ausüben könnte), als hier zur Verfügung stehen.

Die Askja ist aber sogar noch heute tätig (Ausbruch 1931), ihre Randspalten sind mit Kraterreihen besetzt. Auch am Westrand des Bláfjall, ein Stück weit genau seiner (Bruch-)Wand folgend, verläuft eine Kraterreihe mit Lavaergüssen, die also jünger ist als die Bildung des Horstes. Wenn demnach das Magma im Untergrund der Pfeiler noch beweglich ist, kann es nicht als Stütze dienen, einerlei, ob es sich um abgeschlossene Herde oder eine nach unten nicht begrenzte Magmazone handelt.

Weiterhin gibt es in dem Bruchgebiet sowohl glaziale (Grjótháls, Ok) wie auch jüngere (Theistareykjabunga) Lavavulkane, die keine entsprechende Heraushebung zeigen, daneben wieder hochliegende Pfeiler ohne vulkanischen Kern (Hödufell). Ich habe den Eindruck, daß die Höhenlage der Schollen vom Vorhandensein eines vulkanischen Schlottes nicht entscheidend beeinflusst wird.

Von den beiden von Reck zum Vergleich herangezogenen afrikanischen Vulkanhorsten ist nur bei dem einen, dem Ufiome, die Art des Unterbaus erwähnt; er besteht aus Gneis, Gneisgranit und Quarzit, oben drauf sitzt die vulkanische Kappe. Wenn man bei dem mürben Gestein der isländischen Palagonitformation noch an ein Stützgerüst denken mag, so ist das für einen Berg mit solidem Gneisunterbau jedenfalls unnötig.

Auch daß in der Askja noch 1875 eine 4,5 km breite Kaldera einbrach, spricht nicht gerade für einen stützenden Kern.

Der Mangel einer Abrundung der Pfeilerberge, die nach Reck [23, S. 158] bei vulkanischen Aufpressungen zu erwarten wäre, erklärt sich zwanglos aus der Annahme, daß die ja im ganzen Vulkangebiet nachweisbare Zerspaltung während der Pfeilerbildung bereits vorhanden war und deren Umriß, wenigstens auf der Ost- und Westflanke vorzeichnete. Bei Herdubreid ist das Vorherrschen der N/S-

Richtung noch durch den nach S anschließenden, durch einen Sattel vom Hauptberg abgetrennten Rücken der Herdubreidar-Tögl besonders betont. Nach Reck wäre dieser Fortsatz im „tektonischen Schatten“ des Hauptberges stehen geblieben. Aber wie sollte dies geschehen, wo er doppelt so lang ist als der Hauptberg selber und kein Lavagerüst aufweist? M. E. haben wir hier nur ein weiteres Bindeglied zu den zahlreichen sonst aus dem Bruchgebiet herausragenden viereckigen oder langgestreckten Tuffbergen. Auch das „Mißverhältnis der kleinen quadratischen Pfeiler“ zur Gesamtgröße des Senkungsgebietes spricht eher für örtliche Hochpressung als für Stehenbleiben einzelner Schollen.

Schließlich vermißt Reck periklinalen Bau, der seiner Meinung nach bei vulkanischer Hebung der Horste nachweisbar sein müßte. Aber auch dieser Einwand entfällt; denn wir haben es eben nicht mit magmatischer Aufwölbung zu tun, die es bei genügend nachgiebigen Schichten zweifellos gibt, sondern mit Hebung dicker, plumper Klötze, die durch offene (unter Umständen noch durch magmatische Nachschübe „geschmierte“) Spalten von der Umgebung abgetrennt waren, so daß keine wesentliche Schleppung aufzutreten brauchte. Etwaige Ansätze zu solcher Schleppung sind durch die jüngere Lava überdeckt, ebenso die von Reck vermißten älteren Spalten.

Modellartig sieht man die ganze Formenreihe von magmatischer Aufbeulung bis zu magmatischer Hebung an den Kleinformen auf den Lavaströmen, von den sekundären Staukuppen bis zu den Lavapilzen, bei denen schließlich ein scharf herausgeschnittener, senkrechter Pfeiler aus fast ungestörter Umgebung hochgepreßt wird (s. S. 55 f.).

Gerade der Berg aber, den Reck [22] als Musterbeispiel für einen Erhebungs-krater aus unserem Gebiet geltend macht, nämlich die schon S. 35 erwähnte Hrossaborg, ist anders zu deuten. Nach Reck sind hier Palagonittuffschichten nachträglich durch vulkanische Kräfte durchbrochen und dabei ringsum mit 15—30° schräg gestellt worden; dabei wurde die oben darauf liegende Doleritdecke in Fetzen zersprengt, welche mit Palagonitbrocken zusammen die Oberfläche des Berges bedecken. Junges Eruptivmaterial soll fehlen.

Nach meinen Beobachtungen ist Hrossaborg der Rest eines ehemals ideal runden Aufschüttungskegels. Daß er aufgeschüttet, nicht durch örtliche Hochpressung unter periklinaler Schrägstellung der benachbarten Schollen entstanden ist, ergibt sich aus dem Fehlen der bei so starker Hochknickung notwendig zu erwartenden Radialspalten. Ferner finden sich Doleritbrocken — bis $\frac{1}{2}$ m große, wenig gerundete Säulenbruchstücke — nicht nur an der Oberfläche, sondern auch innerhalb der Schichtfolge, besonders in ihrem unteren Teil. An der SO-Seite, untergeordnet im Westen, sind auch Schlacken eingeschaltet; bei einer dünnen Lavabank im SO blieb ich im Zweifel, ob sie zwischen den Tuffschichten liegt, oder ihnen nur auf der Innenwand des Kraters angeklebt war. Sonst zeigt diese Innenseite dünne, nach innen fallende Tufflagen, die zweifellos durch normale Aufschüttung entstanden sind und sich von dem übrigen Tuff durch nichts unterscheiden; es ist alles im wesentlichen umgelagerter Palagonittuff, zum Teil mit zusammenhängenden größeren Brocken von solchem, die beim Herabfallen deutlich die Unterlage eingebault haben! — In Fortsetzung der Spaltenrichtung, 690 bzw. 800 m in Richtung S 8° W von der Kratermitte entfernt, fanden sich die Reste zweier kleiner Schlackenkrater.

Nach allem ist also Hrossaborg durch normale Aufschüttung entstanden, aber nachträglich noch zwischen 2 Nordsüd-Spalten relativ gehoben worden.

Wir kommen also zu dem Schluß, daß die Pfeilerberge hochgehobene Blöcke, nicht stehengebliebene Restschollen darstellen.

5. Einbrüche.

Den Pfeilerbergen entgegengesetzte negative Formen, also kesselartige Einbrüche, gibt es in Island von zweierlei Art.

a) Die einen sind verhältnismäßig klein, auf den oberen Teil von jungen Schildvulkanen beschränkt, und offensichtlich durch Zurücktreten der Lava bedingt. Sie zeigen rundliche Umrisse, denn tektonische Zerklüftung, die dies gestört hätte, suchte entweder solchen kompakten Basaltmassen auszuweichen, oder sie wurde immer wieder überkleistert.

Der 138 m breite, 28 m tiefe, am Boden stark verschüttete *Haleyjarbunga* auf *Reykjanes* liegt an der Stelle, wo zuvor ein Feuersee dünnflüssige Lava ergoß. Der Lavaspiegel hat sich, nachdem die Oberfläche 5 m dick eingefroren war, wenigstens 30 m gesenkt, die Decke ist eingebrochen.

Litla Viti, etwa 120 m breit, 60 m tief, mit senkrechten Wänden unvermittelt in die flache Böschung des *Theistareykjabunga* eingesenkt, kann nur als Einbruch über einem durch Abfluß von Lava entleerten tiefgelegenen seitlichen Abzugskanal gedeutet werden. (Die von Spethmann /30/ beobachteten und als Zeichen einer explosiven Entstehung genommenen Blöcke sind ganz vereinzelt.)

b) Dagegen zeigt der benachbarte gewaltige Kessel von *Stora Viti* (nach *Thoroddsen* \approx 700 m Durchmesser, 100 m tief) durch einen 5 m hohen Randwall wieder deutlich das einseitige Vorhandensein eines Feuersees an. Terrassen deuten auf stufenweises Niederbrechen, das ohne wesentliche Begleitung von Explosionen vor sich ging. Hier ist vielleicht eine Beziehung der Einbrüche zur Tektonik möglich, denn der wenig nördlicher gelegene langgestreckte Haupt-„Krater“ des *Theistareykjabunga*, den ich selbst nicht gesehen habe, zeigt nach *Thoroddsen* an seinem Nordrand N/S-Spalten, in der Richtung denen des benachbarten *Giástykki* entsprechend, nach *Spethmann* eine „spaltenartige Vertiefung mit wechselnder Breite bis 200 m und 1000 m Länge“.

Deutlicher ist dies bei der quadratischen, 10 km breiten *Askja*-Kaldera. Sie ist in den *Palagonitklotz* der *Dyngjufjöll* gegen 400 m eingesenkt und zeigt scharfe N/S- und — ausnahmsweise — auch O/W-Spalten, letztere sogar mit Kratern besetzt. Das Innere ist mit Lava überdeckt, die nach *Spethmann* und nach *Reck* durch die einsinkenden Massen längs der Randspalten hochgepreßt wurden. Die scharfe, winkelige Begrenzung deutet an, daß hier für den Einbruch tektonische Linien vorgezeichnet waren, denn sonst hätte er auch hier runde Formen annehmen müssen.

II. Ursachen der Vertikalbewegungen.

Faltung durch Zusammenschub scheidet wegen der überall flachen Lagerung aus; sie könnte auch die hochragenden „Horste“ nicht erklären. Keilartiges Hoch- bzw. Hinabpressen scheitert an der übermäßigen Reibung und stände im Widerspruch zu den Zerrungsspalten. Vielmehr müssen die senkrechten Bewegungen mit der plastischen Beschaffenheit des Untergrundes im Zusammenhang stehen.

Aber auch da gibt es noch verschiedene Möglichkeiten:

1. Einstellung in Schwimmgleichgewicht.

Die nach der Isostasielehre sich ausbildende, verschieden hohe Einstellung benachbarter Ausschnitte der Gesamt-Erdrinde entsprechend ihrem verschiedenen Gewicht kann für so kleine Schollen und Rücken, wie im isländischen Vulkangebiet, nicht gelten, denn so große Unterschiede im spezifischen Gewicht benachbarter Schollen sind auf so engem Raum nicht denkbar. (Gasentbindung im unteren Teil aufsteigender Massen, die das allenfalls bewirken könnte, kann bei der Gasarmut

isländischer Laven nicht entscheidend beteiligt sein, ist auch wegen des dort herrschenden hohen Drucks und der dadurch bedingten großen Löslichkeit der Gase nicht wahrscheinlich.)

Überhaupt ist nach Erfahrungen der Geophysik die Erdkruste nur in großen Zügen isostatisch ausgeglichen; nur große Schollen (in den Alpen z. B. eine solche von 40000 km nach Niethammer und Lehner) haben erfahrungsgemäß noch Schwimmgleichgewicht erreicht.

Eine etwas abweichende Erklärung hat Sonder [29] gegeben. Er sieht in der Vulkanzone, insbesondere in den „Horsten“, die Spuren einer „seicht liegenden Lakkolith-Tektonik“. Er nimmt an, daß schweres Magma hochdringt; wo es nur glatt durchstößt, entsteht ein Schildvulkan, wo dagegen das Dach zerstückelt wird, können Teile davon als Rücken oder Plateaus zum Schwimmen und damit zum Aufsteigen kommen, weil der Tuff leichter ist als der Basalt. Dies wäre also in verkleinertem Maßstab dasselbe, was wir eben in bezug auf die Gesamt-Erdrinde abgelehnt haben.

Meines Erachtens kommt man hier mit den Unterschieden im spezifischen Gewicht nicht weit. Bei 10 Proben von Palagonittuff erhielt ich als Mittelwert 2,22. Für die Palagonitformation als Ganzes ist dieser Wert wegen der vielen Gänge, Intrusionen, Kugelbasalte usw. sicher zu gering; nehmen wir 2,3. Der isländische Basalt ergab im Mittel von 10 jeweils etwas porösen Proben 2,77, ganz dichte, kristalline Stücke erreichen 3,16. Das spezifische Gewicht des Basaltmagmas dürfte etwa $\frac{9}{10}$ von dem des voll kristallinen, blasenfreien Basalts betragen, also = 2,84. Es müßte dann eine Säule aus Gesteinen der Palagonitformation rund 4,3 km tief in Basaltschmelze eintauchen, um oben zum Beispiel 1 km (Höhe eines Pfeilerberges) herauszuragen. So mächtig ist diese Formation aber schwerlich (nach Thoroddsen 800 bis 1500 m). Ferner tragen die „Horste“ großenteils schwere Basaltkappen. Endlich wäre nicht einzusehen, warum gerade bestimmte, eng begrenzte Schollen aufsteigen sollten, die doch ähnlich gebauten benachbarten aber nicht. Es scheint mir daher zwar sehr wahrscheinlich, daß Intrusionen im Sinne v. Sonder das Tuffdach zerstückelt und einzelne Schollen davon gehoben haben, aber dieses Aufsteigen ist nur in geringem Grade durch Auftrieb infolge von örtlichen Unterschieden im spezifischen Gewicht bedingt.

2. Druckübertragung aus der plastischen Unterlage.

Theoretisch könnte es sich dabei um hydrodynamischen oder um hydrostatischen Druck handeln. Jedoch sind die beiden wegen der geringen Beweglichkeit des Magmas nicht scharf voneinander zu trennen und nicht unabhängig voneinander.

Aufwärts gerichtete Magmaströmung könnte natürlich eine solche Scholle heben. Doch macht die große Zahl verschieden hoch liegender Schollen die Erklärung schwierig; man müßte schon an turbulente Bewegungen eines allgemein aufsteigenden Magmastroms, also sozusagen an deren Einzelwellen oder -wirbel denken. Wahrscheinlicher aber scheint mir, daß im jungvulkanischen Gebiet in der Tiefe allgemein ein latenter Überdruck besteht, der sich jedoch nur örtlich Platz schaffen kann und dabei aus einem gewissen Umkreis heraus Nachschub erhält, wo dann Entspannung und damit Senkung eintritt. Es kommt hierfür Gas- oder Flüssigkeitsdruck in Frage.

a) Gasdruck.

Dieser dürfte auf Island keine entscheidende Bedeutung besitzen. Zwar gibt es große Explosionen, aber diese sind entweder an im Verhältnis unbedeutende Mengen

saurer Restschmelzen gebunden (Askja 1875, Krafla 1724), oder sie stehen mit Gletscherläufen in Verbindung (Katla, Grimsvötn u. a.) und legen so die Vermutung phreatischer Explosionen nahe. Die Regel aber bildet sowohl nach unmittelbarer Beobachtung bei geschichtlichen Ausbrüchen, wie nach dem Bau zahlloser erloschener Krater ein ruhiger Erguß basaltischer, gasarmer Lava, demgegenüber die bei Laki oder Sveinagjá beobachteten Lavafontänen trotz ihrer Gewalt keine wesentliche Bedeutung haben; jedenfalls bezeugen sie keineswegs solchen Überdruck, wie er zum Emporpressen eines „Horstes“ notwendig wäre. Es kommen daher meines Erachtens weder große im Magma gelöste und sich allmählich in Blasen absondernde, und noch weniger in Gaskuppeln angesammelte Gasmengen für die Hochpressung in Betracht, wenn letzteres auch in anderen Gebieten [20] eine gewisse Wahrscheinlichkeit besitzen mag und sich nach Bergeat [2] auch örtliche Gasentbindung hydrostatisch auf größere Entfernung übertragen kann. Auf Island aber dürfte der Gasdruck höchstens eine zusätzliche Rolle für die Erklärung des Innendrucks spielen.

Ähnlich hat neuerdings Verhoo gen für den Schildvulkan Nyamlagira die geringe Bedeutung der Gase für den Lavaausfluß betont [36].

b) Flüssigkeitsdruck.

Daß ein von der Tiefe, d. h. Belastung abhängiger allseitiger Druck im Magma herrschen muß, ist klar. Er ist jedoch wegen dessen geringer Beweglichkeit keineswegs ausgeglichen, und der Ausgleich durch Massenverschiebungen erfolgt nur langsam. Es kann demnach an einer Stelle lange Zeit hindurch Überdruck, an einer anderen gleichzeitig Unterdruck herrschen.

Die feste Kruste reagiert diesen Massenverschiebungen gegenüber verschieden, hier durch

senkrechte Verschiebungen an Brüchen zwischen benachbarten Schollen, dort unter Aufbiegung der weiteren Umgebung. Welche Art der Tektonik vorherrscht, hängt von vielen Bedingungen ab; ein Zerrungsgebiet, gar noch mit offenen Spalten, wird selbständige Einstellung auch kleinerer Schollen ohne Verbiegen ermöglichen. Ferner wird die Entscheidung, ob Biegen oder Brechen, also Aufwölbung oder Schollenhebung, von der Dicke, Festigkeit und etwaigen Biegsamkeit (d. h. Vorhandensein von Schichtung) in der zu hebenden Kruste abhängen.

Sehr hübsch zeigen uns dies die „Modellbeispiele“, welche in so großer Zahl auf den isländischen Lavafeldern in Form von sekundären Staukuppen und hoch ge-



Abb. 34.
Aufgeplatzte Staukuppe neben durchgestoßenen Pfropfen auf derselben, hier wenig mächtigen Lava von 1783. Laki.

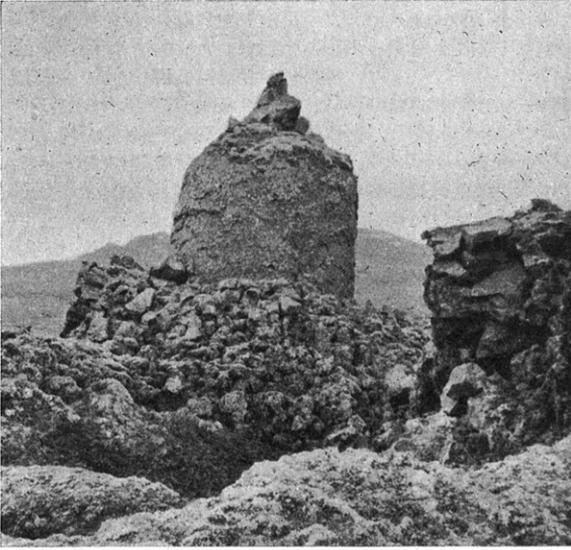


Abb. 35. Lavaturm, 7 m hoch, aus Staukuppe herausgepreßt. Laki.

preßten Pfropfen vorkommen. Nähere Darstellung erfolgt an anderer Stelle; hier sei nur auf das Bild 34 hingewiesen, das auf der gleichen Lava (Laki 1783) beide Formen nebeneinander zeigt, nämlich eine geplatze Kuppe im Vordergrund, Pfropfen hinten. Abb. 35 zeigt einen durchgepreßten Pfropfen von der Nähe. Die wirkende Kraft ist hier der durch das Gefälle der Lavaströme bedingte Innendruck in dem bereits von erstarrter Kruste umhüllten Lava-„Sack“, nicht, wie oft geäußert, Gasdruck. Bei wenig mächtigem Lavaerguß, aber starkem hydrostatischem Druck kann die Höhe der Kuppen bzw. Pfropfen das Fünffache der Lavadicke betragen (Laki; Stora Sandvik; vgl. Abb. 36). Die Dicke der festen Kruste während der Auftreibung läßt sich

aus der Beschaffenheit der Rißränder erkennen; hier einige Beispiele:

Form	Durchm.	Höhe	Krustendicke	Anm.	Beispiele
flacher Schild ⁹⁾	1—2 m	0,1 m	0,05 m	ohne Risse	Laki usw.
flache Kuppe	30 m	2 m	0,5 m	Scheitelspalte	Kapelluhraun
Kuppe ¹⁰⁾	50 m	5 m	0,5 m	Scheitelspalte	Hafnarfjörður
zerbrochenes Gewölbe	50 m	5 m	1 m	dicke „Panzerplatten“	N. Burfellshraun
Gewölbe mit durchstoßenem Pfropfen	3 m	1,5 m	0,3 m		westl. Námaskard
hochragender Lavaturm	8 m	10 m	0,6 m	Nebengestein kaum geschleppt	östlich Lakiberg

Der Grundriß ist meist rundlich, doch gibt es auch Kuppen, die in der Fließrichtung gestreckt sind.

Meist sind die Kuppen bzw. Pfropfen in weitem Umkreis, oft auf viele qkm, von ähnlichem Ausmaß. Es rührt das daher, daß jede durch zufällige Lockerstellen veranlaßte Auftreibung i. a. so hoch geht, bis das gehobene Gewicht samt Reibungswiderstand (sowie Kittwirkung etwaiger ausgetretener Lava) dem Innendruck das Gleichgewicht hält. Dann richtet sich der Innendruck gegen eine andere schwache Stelle, beult sie zu ähnlicher Höhe auf usw., so daß viele isländische Lavafelder völlig mit solchen Auftreibungen bedeckt sind. Kuppen entstehen namentlich da, wo Lavaerguß und Erstarren sich zeitlich in gleichmäßiger Folge aneinanderreihen; sind dagegen Unterbrechungen eingeschaltet und etwa bis zum Einsetzen

⁹⁾ Abbildung etwas größerer Schilde dieser Art bei Nielsen (19, Taf. V, 7).

¹⁰⁾ Kuppe dieser Größe: Vgl. 40, Taf. 36.

eines den Innendruck steigernden Nachschubs bereits Kontraktionsrisse in der Kruste entstanden (was i. a. mit schon bedeutenderer Krustendicke zusammenfällt), so wird der Aufstieg herausgetrennter eckiger, nicht einmal randlich geschleppter Pfropfen begünstigt. Oberflächlich gefrorener Fließsand zeigt ähnliches in kleinerem Maßstab [3]. Wesentlich ist, daß in diesen Fällen ein theoretisch überall gleichstarker Innendruck infolge struktureller Einzelheiten der Kruste eine recht mannigfaltige Gliederung der Oberfläche zustande bringt. Es sei vermerkt, daß es auch Staukuppen verschiedener Größe gibt, die in einem oberflächlich erstarrten Lavaerguß unmittelbar durch den Druck des primären Magmaaufstieges geschaffen wurden, sie sind aber selten. Solche von bis 6 m Höhe und 30 m Durchmesser entstanden im April 1936 in der Umgebung des Vesuv-Zentralkegels. Tafel 5 des Heftes 16 der Geologischen Charakterbilder gibt ein entsprechendes Bild vom Kilauea.

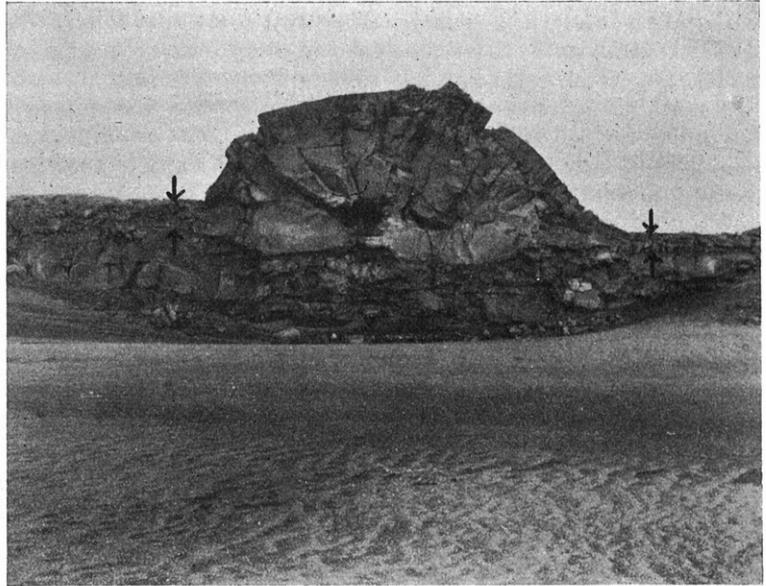


Abb. 36. Staukuppe, 6 m hoch, von Gjá quer durchschnitten. Dicke der zugehörigen „Fließeinheit“, durch Pfeile angedeutet, kaum 1 m. Stora Sandvik nördlich Kap Reykjanes.

Ist entsprechendes auch in der Großtektonik denkbar? Es würde bedeuten: Aufbeulung bei zusammenhängendem, dünnem, leicht verformbarem, insbesondere geschichtetem Deckgebirge, dagegen Schollenaufstieg bei aus dem Zusammenhang gelösten, plumpen, ungeschichteten Massen. Ich glaube, daß letzteres für die isländischen Pfeilerberge in Betracht kommt, es fragt sich nur, woher der innere Überdruck stammt.

Man möchte zunächst auch hier, ähnlich wie bei den Lavaströmen, das Gesetz der verbundenen Röhren in Anspruch nehmen und den hochgelegenen alten Basalttafeln die Erzeugung des Druckes zuschreiben. Schon geringfügiges Absinken solch ausgedehnter Gebiete könnte dann, die Umkehr des Prinzips der hydraulischen Presse verwirklichend, einen Pfropfen beschränkter Umfangs im jungen Vulkangebiet weit herauspressen. Man müßte dann aber, da zwischen den Basaltgebieten und dem jungen Vulkangebiet nur geringe Schwereunterschiede bestehen, also genügend tief hinabreichende, gleich dicke Gesteinssäulen an beiden Orten fast gleich schwer sind, schon einen nach unten abgeschlossenen oder wenigstens an seiner Untergrenze wenig verformbaren, selbständig reagierenden Magmaherd von der Ausdehnung der gesamten Vulkanzone annehmen. Das erscheint nicht ausgeschlossen; vielleicht kann Näheres gesagt werden, wenn genauere Schweremessungen und seismische Untersuchungen vorliegen. Ich glaube aber eher, daß die junge

Schollentektonik nur in einem größeren Rahmen zu verstehen ist, der nicht nur Island, sondern das ganze nordatlantische Basaltgebiet umfaßt. Es handelt sich um eine Fläche von vielleicht 3 Millionen qkm, die vermutlich einst eine zusammenhängende Landmasse bildete, von der aber heute nur noch Reste in Island, Jan Mayen, SO-Grönland, den Färöern, sowie Teilen von Schottland, Irland und den Hebriden über den Meeresspiegel herausragen. Im ganzen Gebiet haben wir vorwiegend während langer Abschnitte des Tertiärs, untergeordnet auch noch heute ein Emporsteigen gewaltiger basaltischer Massen — mit andern Worten — eine weiträumige, Jahrtausenden umspannende, aufwärts gerichtete Magmaströmung, welcher an anderer Stelle ein Absinken entsprechen muß. Wir kommen so von einem anderen Ausgangspunkt her, als etwa Schwinner [28], zur Vorstellung eines magmatischen Kreislaufs, von dem freilich das, was in Form von Ergüssen an die Oberfläche tritt, nur einen winzigen Bruchteil darstellt, denn die Hauptmenge des aufsteigenden Magmas wird nach den Seiten abströmen.

E. Magmaströmungen als Ursache der isländischen Tektonik.

1. Das Strömungsmodell von Griggs und seine Übertragung auf Island.

Neuerdings hat sich Griggs [11] eingehender mit dem Kreislauf im Magma befaßt. Er geht von der Beobachtung aus, daß eine Flüssigkeit in einem flachen, von unten her gleichmäßig erwärmten Gefäß nicht einen einzigen, sondern zahlreiche voneinander unabhängige stationäre Strömungskreisläufe ausbildet. Jede dieser

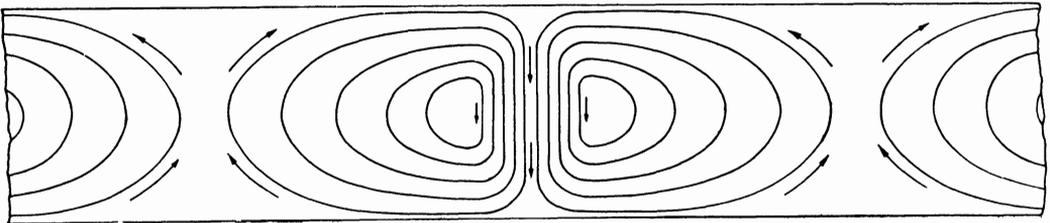


Abb. 37. Strömungsverlauf in einer flächenhaft ausgedehnten, von unten her gleichmäßig erwärmten zähen Flüssigkeit. (Nach Griggs.)

„Zellen“ ist mehr breit als hoch (Verhältnis = $\sim 3:1$, s. Abb. 37). Ähnliche Konvektionsströmungen sollen auch im Erdinnern vor sich gehen, nach unten vermutlich begrenzt durch die von seismischen Untersuchungen her bekannte Sprungschicht in 2900 km Tiefe. Modellversuche, bei denen besonderer Wert auf die richtige Verkleinerung nicht nur der Größenverhältnisse, sondern auch der Stoffkonstanten gelegt wurde und bei denen der Antrieb allerdings nicht durch Erwärmung, sondern durch Drehung zweier entgegengesetzt umlaufender Walzen im „Sima“ erfolgte, zeigen, wie dabei auch das „Sial“ mitbewegt wird. Zunächst entsteht über den Sinkstellen der Strömung eine flache Einmuldung, einer Geosynklinale entsprechend, dann wird die feste Kruste ein Stück weit in diese Senke hineingezogen und dabei zusammengefaltet, zum Schluß, nach Aufhören des Kreislaufs, steigt das ja aus leichterem Stoff aufgebaute „Faltengebirge“ wieder hoch. Dies paßt gut zu den viel genannten Vorstellungen von Vening Meinesz [35].

Was aber von Griggs nicht weiter beachtet wurde, sind die Verhältnisse an

den Quellstellen, wo der Strom wieder aufsteigt. Falls wir zunächst zwei aneinanderstoßende entgegengesetzt umlaufende Strömungszellen annehmen, so wird über der Aufstiegsstelle die Kruste zunächst wulstartig gehoben, und der aufsteigende Strom wird sich unter diesem Wulst teilen und nach beiden Seiten abfließen. Hierbei nimmt der Querschnitt des Stromes ab, dafür wird er beschleunigt und in der Fließrichtung in die Länge gezogen. Die an der Stromoberfläche haftende feste Kruste wird dabei im Sinne der früheren Darstellung (S. 46) in quer zur Bewegungsrichtung liegende Streifen zerrissen. Daneben besteht aber infolge der Teilung der Strömung weiterhin das Bestreben, den gehobenen Wulst an der Scheitellinie aufzuspalten und die beiden Hälften seitlich abschwimmen zu lassen. Auf solche Weise wird das Gebiet magmatischen Aufstiegs von Sialschollen leer gefegt, sie wandern auf die Sinkstellen zu und werden dort als neue Faltungsringe den alten Festlandskernen angeschweißt. Dafür bildet sich über den Quellstellen eine neue, nunmehr aus Sima bestehende Erstarrungskruste, die so lange dem immer wieder erneuerten Vorgang der Dehnung, Zerreißung und Abwanderung unterworfen bleibt, als der Kreislauf andauert. (Griggs gibt, ebenso wie früher schon Schwinner, Gründe dafür, daß im Erdkörper die Kreisläufe nur zeitweilig stattfinden und dann lange Pausen entstehen.) Ist dann Ruhe eingetreten, so wird der schwere, bisher durch die aufsteigende Strömung in der Schwebe gehaltene Simawulst wieder einsinken.

Nimmt man im Versuch statt zweier gegeneinander laufender Walzen nur eine einzige, so wird das Bild an den Sinkstellen unsymmetrisch (s. Griggs). Entsprechendes muß natürlich auch für die Quellstellen gelten. An den allgemeinen Folgerungen ändert sich nichts.

Dürfen wir nun in Island den Rest einer in solcher Art gehobenen und zerrissenen Scholle sehen?

Daß lange Zeit hindurch im wesentlichen eine Aufstiegstendenz bestanden hat, haben wir für die gesamte nordatlantische Basaltprovinz bereits ausgeführt. Dabei sind auf Island, soweit bekannt, auch die untersten der noch sichtbaren alten Plateau-Basalte über dem Meeresspiegel ergossen. (Ihre Unterlage dürfte freilich, wie auf Disko, eine submarine „Palagonitformation“ sein.) Da nun trotz ihrer großen Mächtigkeit (> 4 km!) kein Hochgebirge zustande kam, wie wir aus dem Fehlen von Vereisungsspuren in ihrem Niveau schließen dürfen, so scheint für diese Basalte der Höhepunkt der Hebung schon vor langer Zeit überschritten worden zu sein, sie sind im Begriff, aus dem Scheitel des aufsteigenden Magmastroms herauszuwandern, streifenartig zu zerbrechen und abzusinken. So lag die miozäne Strandlinie auf Island 400 m tiefer als die heutige [13, 21]. (Ähnlich sinkt auch Hawaii mit seinen großenteils noch im Aufbau befindlichen Vulkanen bei einer Überschwere von 120 mgal langsam tiefer.) Die isländische Vulkanzone scheint eine Ausnahme zu machen, nach Sonder [29] und Backlund [1] spricht manches dafür, daß sie horstartig nach oben dringt. Sie liegt anscheinend über der Scheitelspalte selber, die sich immer mehr erweitert und in deren Öffnung von unten her das Magma nachströmt.

Ein Bedenken besteht hier allerdings: Wenn beim seitlichen Abtriften die Schollen streifenförmig zerschnitten werden, so muß die Streifenbreite in einem vernünftigen Verhältnis zur Dicke der Schollen stehen. Aber selbst, wenn man nur die größten beobachteten Einzelspalten mit > 10 m Breite, 5–10 km Länge und einigen Kilometern Abstand untereinander heranzieht, so sind doch alle diese Dimensionen gering gegenüber der vermutlichen Dicke und Festigkeit der Erdkruste. Man pflegt im Atlantik nach seismischen Befunden die Dicke des Sial mit etwa 20, die

Tiefe der nachgiebigen Ausgleichsschicht mit 50 km anzunehmen. Dann kann man sich aber kaum vorstellen, daß z. B. die beiden Hauptspalten auf Gjástykki mit rd. 3 km Abstand unabhängig voneinander bis zu solcher Tiefe hinabsetzen. (Bei dem durch Fließen gedehnten Obsidian von Lipari liegt in den entglasten und zerrissenen Zwischenlagen das Verhältnis Schichtdicke: Rißabstand zwischen 5:1 und 1:5, bei den wenig kompakten Klebschlackendecken über der Lava von Laki usw. [s. S. 47] ist es meist ∞ 5:2.) Größenordnungsmäßig könnten diese Verhältnisse denen in der ja vielfach zerklüfteten Erdkruste entsprechen. Zu ähnlichen Zahlen kommt Cloos [5] bei Biegeversuchen an Tonkuchen; bei den schildartigen Aufwölbungen der Erdrinde findet er „Tiefenspalten“ in Abständen von 45–90, ausnahmsweise (Azoren) von 24 km. Nach allem dürfte also das ganze Spaltengebiet von Gjástykki eher einer einzigen, aus der Tiefe heraufstreichenden, oben aber sich zerschlagenden **Hauptspalte** entsprechen, und die nächste Hauptspalte wäre etwa in der 20 km entfernten Sveinagjá-Zone zu suchen — oder aber die feste Kruste ist unter der jungen Vulkanzone erheblich dünner als angenommen, vielleicht auch in mehrere Stockwerke zerspalten durch mächtige flache Intrusionen, wie sie auf den Färöern und den Hebriden nach Geikie [8] festzustellen sind. Man wird hier seismische Untersuchungen abwarten müssen.

2. Die Bedeutung der Palagonitformation.

Dies wäre der zugrunde liegende Großvorgang. Daß sich dabei im einzelnen Pausen, sowie Schwankungen der Höhenlage (örtliche Bildung von marinem Pliozän!) ergeben, zum Teil wohl durch die wachsende Eisbelastung bedingt, ändert nichts an seinem grundsätzlichen Verlauf. Aber es überlagern sich ihm Begleiterscheinungen besonderer Art. Bei Großzerreißen, insbesondere bei der Scheitelspalte selber werden noch ausbruchsfähige Massen in tiefem Niveau auf breiter Fläche entblößt und dadurch dem Zutritt des Meerwassers ausgesetzt. Dieser ist besonders dann zu erwarten, wenn die Magmaströmung schon abnimmt, die Anschwellung zurückzusinken beginnt. Die Bildung der gewaltigen Mengen vulkanischer Lockermassen der isländischen Palagonitformation mit ihren zahllosen Intrusionen, Gängen, Kugelbasalten und Breccien wird so verständlich. Es ist auch begreiflich, daß der Rückzug des isländischen Vulkanismus auf die schmale heute tätige Zone mit dem Übergang vom effusiven zum explosiven Typus zusammenfällt [16, 107], während heute ruhige Ergüsse wieder vorherrschen. Das Diluviale dürfte nicht so maßgeblich an dieser Änderung beteiligt sein, wie vielfach angenommen wurde, denn die sizilianische Palagonitformation, wo von keiner Eisenwirkung die Rede sein kann, ähnelt der isländischen weitgehend.

Weiter ist zu beachten, daß die unter dem „Wundschorf“ der Palagonitformation neu entstehende Erstarrungshaut natürlich im Verhältnis nur dünn und von vielen immer wieder aufreißenden und wieder verheilten Rissen, sowie zahlreichen Intrusionen durchsetzt ist, wie wir es im kleinen schon bei der Palagonitformation selbst gesehen haben. Wegen dieser Unregelmäßigkeiten muß sich der Druck der aufsteigenden Strömung auf diese Kruste örtlich verschieden auswirken. Jede Druckwelle, auch wenn sie in breiter, ausgeglichener Front heranrückt, findet doch verschieden nachgiebige Stellen vor. Es werden dann — und zwar viel leichter als dies bei einer dickeren Kruste der Fall wäre — örtlich Kuppen herausgewölbt, bei bereits zerklüfteter, starrer Kruste aber Blöcke bis zu einem dem Überdruck entsprechenden Niveau emporgehoben, wie es im kleinen der Innendruck bei halb erstarrten Lavaergüssen tut. Wo aber durch Öffnung von Spalten freie Bahn geschaffen ist (häufig wird als Vorzeichen kommender Ausbrüche unterirdisches Knallen und

Donnern vernommen, das wohl die Auslösung angesammelter Spannungen durch Spaltenbildung und -erweiterung anzeigt), tritt das Magma selbst in ruhigen Spaltenergüssen oder, wenn die Spalten nur bzw. nur noch örtlich gangbar sind, in Schildvulkanen zutage.

3. Die Schwereverhältnisse in der Vulkanzone.

Zu diesem Bilde paßt, was wir bisher über die Schwereverhältnisse auf Island wissen. Wir beschränken uns hier auf die sogenannten Freiluftwerte, welche das Maß der Schwerkraft in Meereshöhe angeben, wenn man die an den Meßpunkten jeweils über den Meeresspiegel emporragenden Massen auf dessen Höhe zusammengedrängt denkt. Sie geben also die gesamte unter jedem Meßpunkt tatsächlich vorhandene Masse an und lassen sich daher zur Beurteilung der Isostasieverhältnisse verwenden, sofern die Meßpunkte in der mittleren Höhe ihrer Umgebung liegen oder die Messungen entsprechend reduziert werden (s. S. 150). Wir sehen, daß sämtliche von Ansel wie von Schleusener gemessenen Werte (S. 121 bzw. S. 152), und zwar einerlei, ob die Punkte innerhalb oder außerhalb der Vulkanzone liegen, merklich die für die betreffende Breite zu erwartende Normalschwere überschreiten. Sehr wahrscheinlich kann dieses Er-

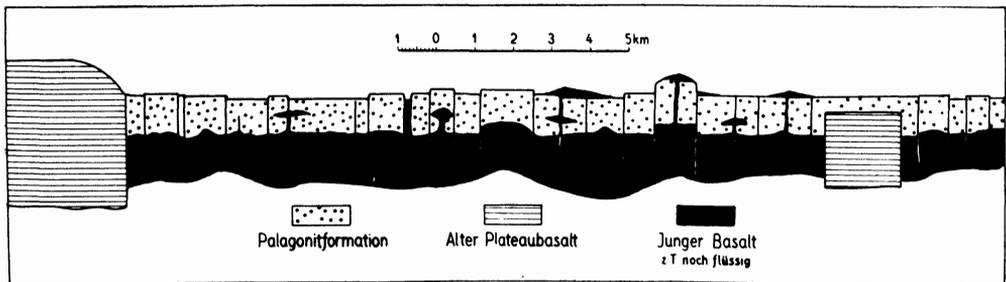


Abb. 38

gebnis auf die gesamte Insel übertragen werden, und wir sehen darin die natürliche Folge der Magmazufuhr, welche Island über das schweremäßig eigentlich erlaubte Niveau hinauf aufgebaut bzw. herausgehoben hat.

Weiter fällt auf, daß die Werte innerhalb der Vulkanzone verhältnismäßig hoch sind, wenn man berücksichtigt, daß diese durch die Zerrspalten erheblich aufgelockert ist, und vor allem, daß hier die spezifisch leichtere Palagonitformation ansteht, deren Mächtigkeit von Thoroddsen auf 800 bis vielleicht 1500 m veranschlagt wird. 1000 m Palagonitgestein (spez. Gew. 2,30) an Stelle von ebensoviel Plateaubasalt (spez. Gew. 2,77) würde unter Zugrundelegen der Freiluftwerte ein Minus von zumindest 20–30 mgal in der Vulkanzone erwarten lassen. Schleusener hat in Abb. 22, S. 160, zur Deutung die Annahme gemacht, daß im Untergrund des „Grabens“ die alten Basalte in größerer Mächtigkeit erhalten geblieben seien, als an den durch Erosion erniedrigten Grabenrändern. Die noch immer starke vulkanische Tätigkeit innerhalb des „Grabens“, die überall nachweisbaren Austritte heißer Gase und Dämpfe auf den Spalten, die vielen warmen Quellen, die geschilderten Zerrungserscheinungen, schließlich das Vorhandensein der gewaltigen submarinen Tufformation lassen aber auch eine andere Deutungsmöglichkeit offen, nämlich daß im Sinne der Abb. 38 innerhalb der Vulkanzone ein mächtiger, heute erst zu einem geringen Teile erstarrter basaltischer Magmakörper in verhältnismäßig geringer Tiefe auftritt. Legen wir eine Dichte der Schmelze von 3,0 zugrunde,

das ist etwa $\frac{1}{10}$ weniger, als bei voll auskristallisiertem, blasenfreiem isländischem Basalt, so würde das Auftreten einer 2000 m mächtigen Magmenmasse an Stelle von ebensoviel Plateaubasalt im Untergrund genügen, um ein Minus von 20 mgal auszugleichen.

Die großen Züge des Schwerebildes lassen sich also erklären unter Annahme einer heute noch schmelzflüssigen Magmamasse innerhalb der Vulkanzone, die bis in das oberste Krustenniveau hinaufreicht, während die alte Basaltformation an dieser Stelle durch Unterströmungen zerrissen und größtenteils weggedriftet ist. Da und dort zurückgebliebene Schollen mögen an der Entstehung der von Schleusener (S. 155 f.) aus den Bouguer-Werten abgeleiteten „Schwerestufen“ in der Vulkanzone beteiligt sein.

Vieles an diesen Gedankengängen erscheint gewagt, weil die Voraussetzungen nicht gesichert sind. Trotzdem scheint mir ihre Darlegung nicht nutzlos, weil damit Ansatzpunkte für weitere, entscheidende Beobachtungen gezeigt werden. Besonders wichtig und aussichtsreich erscheinen für die Zukunft:

1. Ins einzelne gehende Schweremessungen an vulkanischen „Horsten“, sowie an der Eldgjá, besonders an deren brückenartigen Unterbrechungen;
2. Aufnahme eines geologischen Übersichtsprofils quer durch ganz Island unter besonderer Berücksichtigung der Gänge und der Einfallsrichtung der Lavadecken;
3. Erweiterung der trigonometrischen Vermessung quer zur Vulkanzone, wenn möglich auch durch entsprechende Arbeiten in Südisland, und ihre spätere Wiederholung;
4. genauere Untersuchungen über Gesteinsfolge, Mächtigkeit und Entstehung der Palagonitformation;
5. Modellversuche zur weiteren Klärung der Mechanik vulkanischer Aufpressung, insbesondere der Entstehung von langen Horsten, von ejektiven und dejektiven Formen im Sinne von Stille.

Kein Geologe oder Geophysiker wird sich ohne großen Gewinn mit den Problemen dieser weltfernen Insel befassen, bietet sie doch den Schlüssel für einen der wichtigsten Züge der Erdgestaltung, den atlantischen Rücken.

Zusammenfassung.

Die isländische Vulkanzone ist eine tiefe Narbe der Erdrinde, entstanden durch Auseinanderreißen der tertiären Basalttafel infolge aufsteigender Magmaströmung. Beim Aufreißen dieser Wunde kam in großem Umfang eindringendes Meerwasser mit dem Magma in Berührung; die Folge war die Bildung der vulkanisch-marinen „Palagonitformation“ mit ihren eigenartigen Gesteinen. Weiteres Nachdrängen des Magmas bewirkte allmähliche Heraushebung dieser frisch gebildeten Kruste; sein Abströmen beiderseits der Scheitellinie ließ in dem kaum verfestigten Schorf immer wieder neue Zerrungsrisse aufplatzen und ermöglichte so die bis zur Gegenwart reichende Entstehung mächtiger Spaltenergüsse. Das Magma nicht anscheidende Risse 2. Ordnung durchziehen, soweit nicht durch Lavadecken, Flugsand usw. verhüllt, als offen klaffende Spalten meilenweit die Oberfläche, so daß diese in lauter Streifen und Schollen zerborsten ist. Wo der durch die Strömung bedingte Innendruck sich auf eine besonders gelockerte Stelle konzentrieren konnte, wurde diese herausgehoben, Stellen mit Unterdruck sanken nieder. Diese ganzen Vorgänge scheinen heute im Abflauen begriffen, sind aber noch nicht erloschen, und so wird auch noch die Zukunft für Island vulkanische Vorgänge größten Ausmaßes bringen.

Anmerkung. Von den Bildern verdanke ich Nr. 3 und 26 dem Geodätischen Institut Kopenhagen, Nr. 4 und 19 Herrn Joachim Hoffmann in Charlottenburg, Nr. 31 ist der Bildersammlung „Iceland“ (41) entnommen.

Schrifttumsverzeichnis.

1. Backlund, H. G., „Islandprobleme“. Geol. Rdsch. **30**, 625. Stuttgart 1939.
2. Bergeat, A., „Einstürze und Ausbrüche auf Vulcano“. N. Jb. f. Min., S. 89. Stuttgart 1920.
3. Bernauer, F., „Staukuppen und -pfropfen und Einbruchslöcher als Fließformen bei durchwässertem Sand“. Nat. u. Volk 70, 155. Frankfurt 1940.
4. Cargill, H. K., L. Hawkes and J. A. Ledeboer, „The major intrusions of South-Eastern Iceland“. Quart. Journ. **84**, 505. London 1928.
5. Cloos, H., „Hebung, Spaltung, Vulkanismus“. Geol. Rdsch. **30**, 405. Stuttgart 1939.
6. Einarsson, Tr., „Magnetische Störungen an Basaltgängen“. Vis. Isl., Greinar **I**, 2, S. 146. Reykjavik 1937.
7. Fenner, Cl. N., „Earth movements accompanying the Katmai eruption, II“. Am. J. Geol. **33**, 193. Chicago 1925.
8. Geikie, A., „The ancient volcanoes of Great Britain“. London 1897.
9. Gellertich, H., „Über magnetitführende eruptive Gänge und Gangsysteme im mittleren Teil des südlichen Transvaals“. Beitr. z. angew. Geophys. **6**, 337. Leipzig 1937.
10. Grange, L. J., „The geology of the Rotorua-Taupo subdivision, Rotorua and Kaimauawa divisions“. New Zealand Geol. Surv. Bull. **37** (n. s.). Wellington 1937.
11. Griggs, D., „A theorie of mountain building“. Am. J. Sci. **237**, 611. New Haven 1939.
12. Hawkes, L., „Island“. Geol. Jahr-Ber. **2**, Abt. B I, S. 21. Berlin 1940.
13. Iwan, W., „Island“. Berliner Geogr. Abh. **7**. Stuttgart 1935. (Mit vielen Literaturangaben.)
14. Iwan, W., „Die Bardartalverwerfung in Nord-Island“. Z. Ges. f. Erdk. 350. Berlin 1938.
15. Knebel, W. v., „Über die Lavavulkane Islands“. Z. D. Geol. Ges. **58**, Mon.-Ber. S. 59. Berlin 1906.
16. Knebel, W. v., „Island“. Bearb. v. H. Reck. Stuttgart 1912.
17. Nichols, R. L., „Flow units in basalt“. J. Geol. **44**, 617. Chicago 1936.
18. Nielsen, N., „Tektonik und Vulkanismus Islands unter Berücksichtigung der Wegener-Hypothese“. Geol. Rdsch. **21**, 347. Stuttgart 1930.
19. Nielsen, N., „Contributions to the physiography of Iceland with particular reference to the highlands west of Vatnajökull“. Danske Vid. Selsk. Skr., nat-math. afd. (9), **IV**, Heft 5. København 1933.
20. Perret, F. A., „The volcano-seismic crisis at Montserrat 1933—1937“. Publ. Carn. Inst. **512**. Washington 1939.
21. Powers, S., „Tectonic lines in the Hawaiian Islands“. Bull. Geol. Soc. Am. **28**, 501. New York 1917.
22. Reck, H., „Über Erhebungskrater“. Z. D. Geol. Ges. **62**, Mon.-Ber. S. 292. Berlin 1910.
23. Reck, H., „Über vulkanische Horstgebirge“. Z. Vulk. **6**, 155. Berlin 1922.
24. Reck, H., „Das vulkanische Horstgebirge Dyngjufjöll“. Berlin 1910.
- 24a. Reck, H., „Isländische Masseneruptionen“. Geol. Pal. Abh. N. F. **9**, Heft 2. Jena 1910.
25. Rittmann, A., „Die Vulkane am Myvatn in Nordost-Island“. Bull. volc. (2), **4**, S. 1. Napoli 1938.
26. Sapper, K., „Über einige isländische Vulkanspalten und Vulkanreihen“. N. Jb. f. Min., Beil. Bd. 26, S. 1. Stuttgart 1908.
27. Schneiderhöhn, H., „Der Intrusivkörper unter der Uracher Alb“. Jahr.-Ber. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. **23**, 132. Stuttgart 1934.
28. Schwinner, R., „Vulkanismus und Gebirgsbildung“. Z. Vulk. **5**, 175. Berlin 1919/20.
29. Sonder, R. A., „Zur magmatischen und allgemeinen Tektonik von Island“. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. **18**, 429. Zürich 1938.
- 29a. Sonder, R. A., „Die Lineamentektonik und ihre Probleme“. Eclogae geol. Helvetiae **31**, 199. Basel 1938.
30. Spethmann, H., „Die Schildvulkane des östlichen Inner-Island“. Z. Ges. f. Erdk. Berlin 1914.
31. Spethmann, H., „Vulkanische Forschungen im östlichen Zentral-Island“. N. Jb. Min., Beil. Bd. **26**, 381. Stuttgart 1908.
32. Thoroddsen, Th., „Island“. Pet. Mitt., Erg. Heft **152/153**. Gotha 1906.
33. Thoroddsen, Th., „Geschichte der isländischen Vulkane“. Danske Vid. Selsk. Skr., nat-math. afd. (8), **9**. København 1925.
34. Tyrell, G. W., „Flood basalts and fissure eruption“. Bull. volc. (II), **1**, S. 89. Napoli 1937.
35. Vening Meinesz, F. A., Umgrove and Kuehnen, „Gravity expeditions at sea 1923 bis 1932, 2“. Publ. Netherl. Geodet. Com., Delft 1934.
36. Verhoogen, I., „New data on volcanic gases: The 1938 eruption of Nyamagira“. Am. J. Sci. **237**, 658. New Haven 1939.
37. Wegener, A., „Die Entstehung der Kontinente und Ozeane“. 3. Aufl. Braunschweig 1922.

38. Wölk, E., „Zerrung und Pressung als tektonische Probleme“. N. Jb. Min., Beil. Bd. **83**, 185. Stuttgart 1940.
39. Wood, H. O., „Notes on the eruption of Mauna Loa“. J. Geol. **25**, 322 f. u. 367 f. Chicago 1917.
- Wertvoll auch die Bildersammlungen:
40. Ehrhardt, A., „Island“ (103 Tafeln). Hamburg 1939.
41. „Iceland“. Nature and Nation in photographs (264 Bilder). Reykjavik 1938.
42. Heering, W., „Das unbekannte Island“. Harzburg 1936.

Ein einfaches und vielversprechendes Basis-Meßverfahren.

Von O. Niemczyk und E. Emschermann.

Mitteilungen aus dem Institut für Markscheidekunde an der Technischen Hochschule Berlin.

Die Veränderungen, denen die trigonometrischen Punkte der Landesaufnahme in ausgedehnten Berggebieten ausgesetzt sind, haben den Markscheider seit jeher vor die schwierige Aufgabe gestellt, einigermaßen sichere Anschlußrichtungen für die Orientierung des Grubengebäudes zu finden. Insbesondere wird es innerhalb eng zusammenhängender Abbaufelder mehrerer benachbarter Steinkohlenzechen heute kaum noch möglich sein, die waagerechten Verschiebungen, welche die einzelnen Dreieckspunkte fortdauernd erleiden, laufend so unter Beobachtung zu stellen, daß ein anschlusssicheres Triangulationsnetz für die Richtungsübertragungen nach unter Tage jederzeit gegeben ist. Neuorientierungen oder Durchschlagsangaben zwingen daher den Markscheider häufig, seine über- und untertägigen Messungen unabhängig vom Netz der Landesaufnahme durchzuführen, sei es in Form von Präzisions-Polygonzügen oder durch Schaffung einer Ausgangsbasis über Tage, deren Länge in der Regel bis zu 1 km gewählt und mittels geprüfter Stahlmeßbänder oder Meßlatten bestimmt wird. Eine solche Messung erfordert jedoch viel Zeit und hohe Kosten, die zumeist in keinem Verhältnis zu der erreichbaren Genauigkeit der Basislänge stehen. Vielfach ist es auch schwierig, geeignetes Gelände für die Messung einer so großen Länge zu finden. Nach den aus der Praxis bisher bekannt gewordenen Ergebnissen hat man bei derartigen Präzisions-Längenmessungen über Tage im Durchschnitt Genauigkeiten von 1:25 000 erzielt. Unter Tage sind bei söhligem Strecken, gleichbleibenden Temperaturen und guten Punktvermarkungen die Meßbedingungen ungleich günstiger [1, S. 388—389; 2, S. 80—101].

Auf unserer Island-Expedition bot sich nun Gelegenheit, eine von der Firma Carl Zeiß, Jena, hergestellte 3-m-Basislatte mit eingelegtem Invarstab für Basisbestimmungen von 1,2 km Länge zu erproben. Die geodätischen Arbeiten, welche wir innerhalb von 3 Monaten in Nordisland durchzuführen hatten, bestanden vornehmlich in der Sondertriangulation eines 120 km langen und durchschnittlich 25—30 km breiten Gebietes. Diese Triangulation bildet die Grundlage für spätere Wiederholungsmessungen, um innerhalb einer rezenten, durch Erdbeben und vulkanische Ausbrüche gefährdeten Lavazone den Charakter und das Ausmaß vermuteter Erdkrustenbewegungen kennenzulernen. Über die Anlage und innere Genauigkeit dieses Sonder-Dreiecksnetzes I.—IV. Ordnung, sowie über die angewandten Meß- und Ausgleichungsverfahren unterrichten die zwei nachfolgenden Aufsätze.

Zum Verständnis unserer Arbeitsweise mögen die nachstehenden Ausführungen dienen. In Island ist in den Jahren 1900–1934 vom dänischen Generalstab eine Triangulation I. und II. Ordnung für rein topographische Zwecke durchgeführt worden, welche hauptsächlich die Küstengegenden umfaßt. Dieses Randnetz hat einen Umfang von etwa 1200 km und ist durch 4 Basismessungen gesichert, wie Abb. 1 erkennen läßt.

Das von uns im Nordland in Aussicht genommene Arbeitsgebiet lag insofern günstig, als es den unmittelbaren Anschluß an die vom dänischen Generalstab im Jahre 1900 geschaffene Rechnungsbasis bei Akureyri gestattete. An sich hätten wir von der Durchführung einer neuen Basismessung Abstand nehmen können, weil nach den uns von Herrn Professor Nörlund vom Geodätischen Institut Kopenhagen freundlicherweise zur Verfügung gestellten Unterlagen die 1607,6702 m lange Basis Torfunef-Holt bei Akureyri mit einer Genauigkeit von $\pm 0,84$ mm mittels Invardrähten bestimmt worden war. In der Zwischenzeit hatten jedoch in Nordisland mehrfach Erdbeben stattgefunden, von denen besonders das Beben von Dalvik, 40 km nördlich von Akureyri

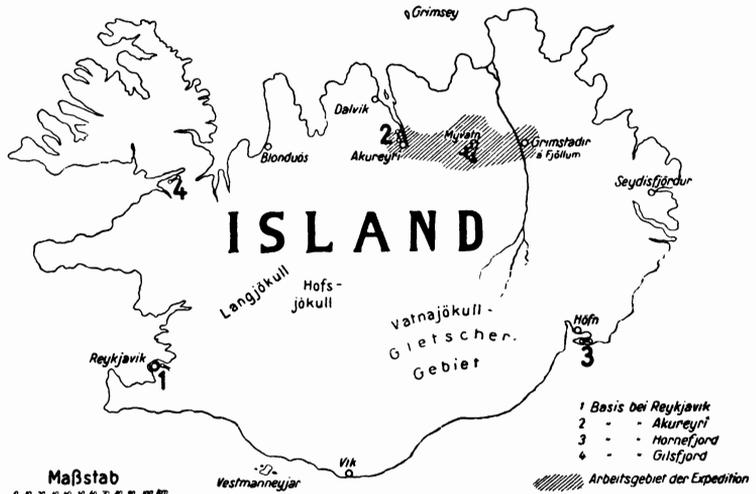


Abb. 1.

(Abb. 1), im Jahre 1934 mit geradezu katastrophalen Wirkungen verbunden war [3].

Bei der Kürze der uns zur Verfügung stehenden Zeit wäre es unmöglich gewesen, eine neue Basismessung mit Invardrähten vorzunehmen, abgesehen davon, daß die Vermarkung der alten Basisstrecke Torfunef-Holt durch Bebauung inzwischen verloren gegangen war. Aus allen diesen Gründen entschlossen wir uns, die 3-m-Basislatte von Zeiß für die geplanten Sonderzwecke nutzbar zu machen. Die Schwierigkeiten, die sich einer Längenmessung in unebenem Gelände entgegenstellen, die hohen Zeitverluste und großen Kosten kommen bei Basismessungen mit der 3-m-Zeißlatte in Fortfall. Erfahrungen über die Verwendung dieser Latte lagen bereits vor, denn es ist bekannt, daß die Basislatte bei photogrammetrischen und topographischen Aufnahmen mit gutem Erfolg benutzt wird, wobei die Erzielung hoher Genauigkeiten jedoch nicht in Frage kommt [4]. Über Versuche mit der sogenannten Meßbalkenmethode berichtet Gigas [5], doch erstreckten sich diese auf die Bestimmung verhältnismäßig kurzer Längen. In der gleichen Zeitschrift beschäftigt sich H. Wolf [6] mit demselben Verfahren, behandelt jedoch ebenfalls die Messung einer kurzen Länge von 14,4 m, für die der Verfasser die erreichte Genauigkeit mit 1:35 000 angibt.

Obwohl hiernach die Vorbedingungen für Präzisionsmessungen mit der 3-m-Basislatte nicht gerade als günstig zu bezeichnen waren, entschlossen wir uns dennoch,

ein Meßverfahren zu entwickeln, welches gestattet, die Länge einer Dreiecksseite von 1,2 km mit einer anzustrebenden Genauigkeit von 1:60000 bis 1:100000 zu ermitteln. Es ist leicht einzusehen, daß die Einschaltung derartiger Basislängen in ein Sondernetz von begrenztem Umfang mancherlei Vorteile mit sich bringen muß. Gelingt es nämlich, Längen von 1—1,5 km mit dieser Genauigkeit bei geringem Kosten- und Zeitaufwand zu bestimmen, dann liegt es nahe, in Abständen von 20 bis 30 km ein von der Landesaufnahme unabhängiges Dreiecksnetz II—IV. Ordnung durch solche Basismessungen zu sichern, um eine möglichst hohe Punktgenauigkeit im trigonometrischen Netz gewährleisten zu können.

Unser Vorhaben, derart hohe Genauigkeiten zu erzielen, ist leider weder durch die Gelände-, noch durch die Wetterverhältnisse in Island in irgendeiner Weise gefördert worden. Die Messungen führten wir in den Monaten Juli bis September 1938 bei Durchschnittstemperaturen von $+6$ bis 8°C durch. Unsichtigkeit, starker Wind, Sand- und Schneestürme, Regen und Kälte mußten sehr oft in Kauf genommen werden. Von rund 100 Arbeitstagen standen uns im ganzen 30 Sichttage zur Verfügung, so daß die Basismessungen auf kaltes, regnerisches, teilweise dunstiges oder sogar windiges Wetter beschränkt blieben. Wir sind deshalb wohl zu der Schlußfolgerung berechtigt, von denjenigen Fachgenossen, die an der praktischen Erprobung solcher Basismessungen interessiert sind, bessere Ergebnisse zu erhoffen, als sie von uns bei den ungünstigen Arbeitsbedingungen erreicht werden konnten.

Die Abb. 2, 3 und 4 unterrichten über die Beschaffenheit und Einrichtung der 3-m-Basislatte von Zeiß. Die Latte ist zerlegbar und bei einem Gewicht von nur 4 kg

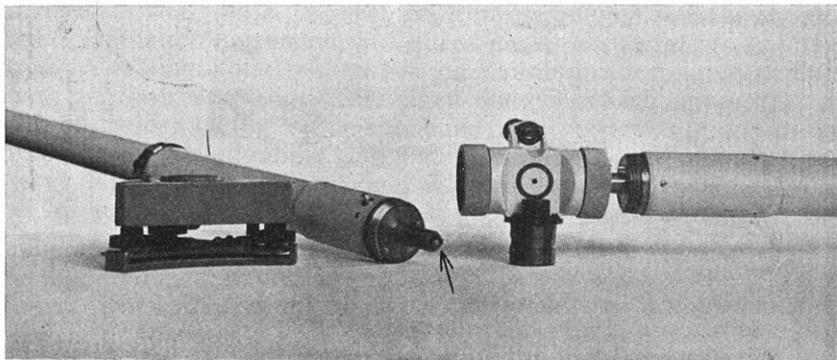


Abb. 2.

leicht zu befördern. Ein für die Einrichtung zur Zwangszentrierung zum Zeiß-Theodolit II passendes Mittelstück (Abb. 2), das mit einer Dosenlibelle ausgerüstet ist, weist seitlich Öffnungen auf, in welche auf jeder Seite ein 1,5 m langes Rohr von 50 mm Durchmesser eingesetzt wird, das die Schutzhülle für einen Invarstab von 5 mm Stärke bildet.

Das Mittelstück trägt ferner ein kleines, durchschlagbares Fernröhrchen, um die Basislatte lotrecht zur Ziellinie zwischen den Instrumentenstandpunkten stellen zu können. Um die 1,5 m langen Rohre in stets gleichbleibender Weise mit dem Mittelstück zu verschrauben, sind entsprechende Marken an den Rohrenden und am Mittelstück angebracht worden. Abb. 2 zeigt auf der linken Seite die Beschaffenheit eines mit dem Mittelstück zu verbindenden inneren Rohrendes. Der Pfeil bezeichnet das aus dem staubdicht verkapselten Rohr herausragende Ende des Invarstabes.

Die Verschraubung der inneren Rohrenden mit dem Mittelstück ist so eingerichtet, daß die beiden Invarstäbe in der Mitte zusammenstoßen, und zwar so, daß eine Änderung der Basislänge beim Zusammensetzen der 3 Teile (Mittelstück und 2 Rohre) ausgeschlossen ist. Die äußeren Rohrenden tragen Dreiecksmarken für die Zielung (Abb. 3)¹⁾.

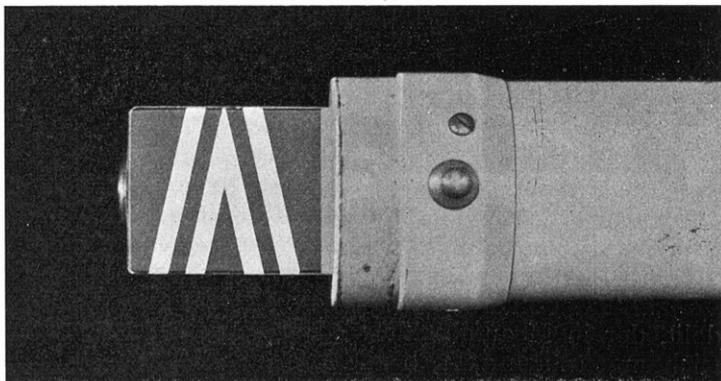


Abb. 3.

Die zusammengesetzte Basislatte auf standfestem Stativ ist in Abb. 4 wiedergegeben. Abb. 5 zeigt den Gebrauch der Latte im Felde und bringt zum Ausdruck, daß

selbst große Unebenheiten im Gelände leicht überwunden werden können. Die Länge der Basislatte in der Gebrauchslage ist von der Physikalisch-Technischen



Abb. 4.

Reichsanstalt, Abteilung I für Maß und Gewicht, Berlin-Charlottenburg, zu
3 m + 0,04 mm

für eine Temperatur von +18° C ermittelt worden. Der angegebene Wert ist auf ± 0,01 mm zuverlässig. Der Ausdehnungskoeffizient ist vorläufig mit + 0,001 mm für 1° C und 1 m Länge angenommen worden. Eingehende Untersuchungen über die Größe des Ausdehnungskoeffizienten werden zur Zeit von der Physikalisch-Technischen Reichsanstalt für einen Temperaturbereich von 0 bis +25° C angestellt, über deren Ergebnis zu gegebener Zeit berichtet werden wird.

Das Meßverfahren wird in der bereits von Gigas [5, S. 54] angegebenen Art und Weise



Abb. 5.

¹⁾ Eine kurze Beschreibung der 3-m-Basislatte findet sich auch in der von Carl Zeiß, Jena, herausgegebenen Druckschrift: Theodolite und Tachymeter, Geo 200, Seite 35.

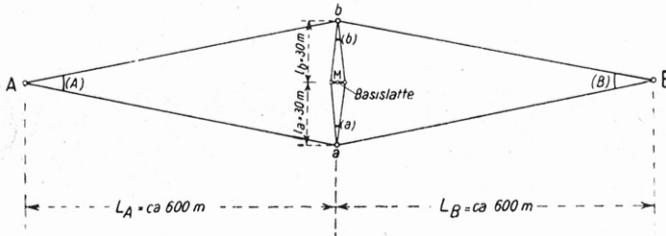


Abb. 6. (Unmaßstäblich.)

durchgeführt. Die Instrumentenstandpunkte a und b können, wie aus Abb. 6 hervorgeht, in einem Abstand von 30 m von der Basislatte gewählt werden, so daß die erste Vergrößerungsbasis 60 m lang wird. Das gleiche zehnfache Vergrößerungsverhältnis gestattet alsdann

die Messung der spitzen Winkel auf den Punkten A und B, deren Entfernung etwa $2 \cdot 600 = 1200$ m beträgt.

Hierbei ist folgendes zu beachten: der eigentlichen Basismessung hat stets die Vermarkung voranzugehen, die von der Mitte der Basis aus erfolgt. Mit dem Theodolit, der in M aufgestellt wird, lassen sich die senkrecht aufeinanderstehenden Richtungen nach a, A, b und B abstecken, wobei die Einstellgenauigkeit bis auf $\pm 1'$ genügt. Die Punkte a und b können mit Hilfe von Meßplatten oder mit dem Meßband festgelegt werden, wobei Dezimetergenauigkeit ausreicht. Die Längen nach A und B hin werden bei einigermaßen übersichtlichem Gelände durch einfaches Abschreiten gewonnen, da es auf ein Mehr oder Weniger von 50 bis 100 m je Teillänge nicht ankommt. Für diese Art der Linienführung und Vermarkung sind 2 Stunden Zeit erforderlich.

Hieran schließt sich nach Aufstellung der Basislatte in M die Messung der spitzen Winkel auf den Punkten a, b, A und B. Das Meßverfahren verlangt das Vorhandensein von zumindest 3 Stativen, weil die Anwendung der Zwangszentrierung unerläßlich ist. Nach erfolgter Messung der spitzen Winkel auf a und b nach den Endmarken der Basislatte sind in a und b Signale einzusetzen, die von A und B aus gut sichtbar sein müssen. Von vornherein mag darauf hingewiesen werden, daß jede überflüssige Arbeit zu vermeiden ist. So sind beispielsweise Winkelmessungen von a bzw. von b nach A und B unbedingt zu vermeiden, da sie keinerlei Gewinn bringen würden, dafür aber mit großen Zeitverlusten verbunden sind.

Zur Erzielung hoher Genauigkeiten der Basismessung ist es notwendig, den mittleren Fehler eines spitzen Winkels in Grenzen von $\pm 0,4$ bis $0,6''$ zu halten. Von dieser Forderung darf aus folgenden Gründen nicht abgewichen werden: die Längenberechnung erfolgt, wenn die Länge der Basislatte mit l und die spitzen Winkel mit den zugehörigen Buchstaben (a), (b), (A) oder (B) bezeichnet werden, nach den Formeln

$$\left. \begin{aligned} l_a &= \frac{l}{2} \cdot \operatorname{ctg} \frac{(a)}{2} \\ l_b &= \frac{l}{2} \cdot \operatorname{ctg} \frac{(b)}{2} \\ &\text{und} \\ L_A &= \frac{l_a + l_b}{2} \cdot \operatorname{ctg} \frac{(A)}{2} \\ L_B &= \frac{l_a + l_b}{2} \cdot \operatorname{ctg} \frac{(B)}{2} \end{aligned} \right\} (1)$$

Da die natürlichen Werte der Cotangens-Funktion bei spitzen Winkeln von $2-30^\circ$, auf die es hier ankommt, durch eine rasch abfallende Zahlenfolge gekennzeichnet

sind, verursacht ein Winkelunterschied von $\pm 1''$ bei 600 m Länge allein schon eine Längenänderung von ± 5 cm. Hieraus geht hervor, daß Zwangszentrierung unentbehrlich ist; ferner daß die spitzen Winkel sehr genau gemessen werden müssen und schließlich, daß die einmalige Messung einer Basislänge A—B nicht ausreicht, um eine anzustrebende Genauigkeit von 1—2 cm/km sicherzustellen.

Die Wahl des Instruments für die Messung der spitzen Winkel ist deshalb von entscheidender Bedeutung. Wir haben in Island mit dem Zeiß-Theodolit II je Standpunkt bei einfacher Winkelmessung in 9 Sätzen (Repetition ist zu vermeiden!) einen mittleren Fehler von $\pm 0,5''$ für das arithmetische Mittel des gefundenen Winkelwertes fast immer mühlos erhalten. Eine doppelt durchgeführte Basismessung dieser Art dauerte einschließlich Vermarkung nicht länger als 8 Stunden, wobei die Verfasser stets auf sich allein angewiesen waren, also keine weiteren Hilfskräfte zur Verfügung hatten.

Bei Anlage der Basis wird man von vornherein auf deren zweckmäßige Einschaltung in eine größere Dreiecksseite Bedacht zu nehmen haben. Wir halfen uns nach Maßgabe der Abb. 7. Die Dreiecksseite R—S ist etwa 5 km lang. Zu ihrer Bestimmung wurde die Basis A—B in einer Länge von rund 1,2 km angelegt. Die Einschaltung dieser Basis in das große Diagonal-Viereck A—R—B—S zeigt, daß die Wahl günstiger Dreiecksformen zu befriedigenden Ergebnissen führen muß, wenn der mittlere Richtungsfehler einer Dreiecksseite mit $\pm 1''$ erhalten wird. Es ist somit gewissermaßen R—S als Rechnungsbasis der kleinen Ausgangsbasis a—b aufzufassen.

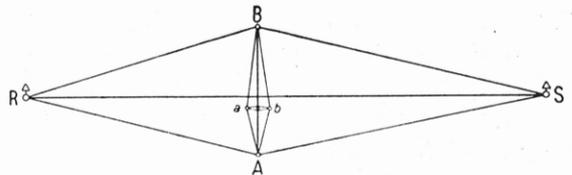


Abb. 7. (Unmaßstäblich.)

Auf diese Weise haben wir in das Sondernetz, das wir in Nordisland anlegten, vier derartige Basismessungen eingefügt. Dadurch ist es uns gelungen, einen guten Vergleich mit der im Jahre 1900 vom dänischen Generalstab bei Akureyri gewonnenen Rechnungsbasis zu finden. Über diese Ergebnisse berichten wir jedoch erst nach Abschluß der gesamten Netzausgleichung, ebenso wie wir erst nach Durchführung einer Wiederholungsmessung in der Lage sein werden, zur Frage des Auftretens rezenter Bodenbewegungen grundsätzlich Stellung zu nehmen.

In zwei Fällen sind wir von der vorherbeschriebenen Form der Basismessung abgewichen und haben uns eines neuen Verfahrens bedient, für das wir im folgenden die theoretischen Grundlagen bringen.

Zur Erzielung hoher Genauigkeiten liegt es nahe, zwei senkrecht aufeinander stehende Basislängen A—B und C—D durch Diagonal-Vierecksmessung miteinander zu verknüpfen. Es entsteht auf diese Weise das in Abb. 8 wiedergegebene Idealbild. Zu prüfen ist dabei zunächst die Frage, ob die hiermit verbundene Mehrarbeit lohnenden Gewinn bringt.

Bestimmt man die Längen l_1 , l_2 , l_3 und l_4 durch Winkel-Vierecksmessung genauer, als dies durch direkte Messung der einzelnen Längen möglich ist, so wird man den Zuwachs an Genauigkeit auf dem Wege der Ausgleichung nur durch langwierige Rech-

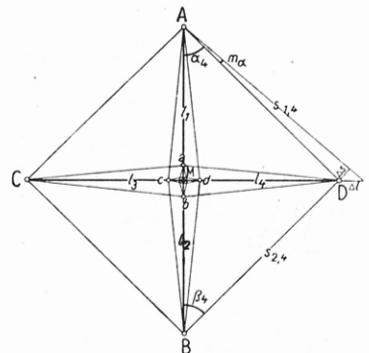


Abb. 8. Idealbild einer Basis-Vierecksmessung.

nung ermitteln können. In diesem Falle müßte das Gewicht einer Funktion von ausgeglichenen Beobachtungen berechnet werden. Es besteht jedoch die Möglichkeit, den erreichbaren Genauigkeitsgewinn mit Hilfe folgender Überlegungen auf einfache Weise festzustellen. Geben wir den Längen l_1, l_2, l_3 und l_4 vor der Ausgleichung die mittleren Fehler m_1 und die Gewichte $p = \frac{1}{m_1^2}$, so ist nach Abb. 8

$$\begin{aligned} l_4 &= l_1 \cdot \operatorname{tg} \alpha_4 \\ \text{und} \quad l_4 &= l_2 \cdot \operatorname{tg} \beta_4. \end{aligned} \quad (2)$$

Durch Differentiation wird

$$dl_4 = dl_1 \cdot \operatorname{tg} \alpha_4 + l_1 \cdot \frac{1}{\cos^2 \alpha_4} \cdot d\alpha_4 \quad (3)$$

Für den Winkelfehler m_α im Diagonalviereck wird beim Übergang zum mittleren Fehler, da $\alpha_4 = 45^\circ$,

$$m_{l_4}^2 = m_{l_1}^2 + \frac{l_1^2 \cdot 2^2 \cdot m_\alpha^2}{\rho^2} \quad (4)$$

Mithin ist das Gewicht p_4 für l_4 , wenn die Länge vom Punkt A aus durch Messung des Winkels α_4 bestimmt wird:

$$p_4 = \frac{1}{m_{l_4}^2} = \frac{1}{m_1^2 + \frac{4 \cdot l_1^2 \cdot m_\alpha^2}{\rho^2}} \quad (5)$$

Zu demselben Ergebnis gelangt man, wenn von l_2 und β_4 ausgegangen wird. l_4 ist mithin dreifach ermittelt worden, einmal mit dem Gewicht p aus der direkten Beziehung $p = \frac{1}{m_1^2}$ und zweimal mit dem Gewicht p_4 . Für das Mittel aus diesen drei Längenbestimmungen gilt alsdann das Gewicht P für l_1 :

$$P = p + 2 p_4 = \frac{1}{m_1^2} + \frac{2}{m_1^2 + \frac{4 \cdot l_1^2 \cdot m_\alpha^2}{\rho^2}} \quad (6)$$

und $M = \frac{1}{\sqrt{P}}$ als mittlerer Fehler der ausgeglichenen Länge l_1 . (7)

Die Länge l_3 trägt selbstverständlich ebenfalls zur Genauigkeitserhöhung von l_1 bei. Doch kann dieser Einfluß als unbedeutend vernachlässigt werden, um den Überlegungsgang möglichst einfach zu gestalten.

Vorstehende Entwicklungen lassen sich aber auch direkt aus Abb. 8 ablesen. Es ist

$$\left. \begin{aligned} s_{1,4} &= l_1 \cdot \sqrt{2} = l_4 \cdot \sqrt{2} \\ \Delta l &= \Delta s \cdot \sqrt{2} \\ \Delta s &= s_{1,4} \cdot m_\alpha \cdot \frac{1}{\rho} = l_1 \cdot \sqrt{2} \cdot \frac{m_\alpha}{\rho} \\ \Delta l &= l_1 \cdot 2 \cdot \frac{m_\alpha}{\rho} \end{aligned} \right\} (8)$$

Hierin ist Δl der Fehleranteil in l_4 , hervorgerufen durch den Winkelfehler m_α (vgl. Gl. 4). Tritt der aus der Längenmessung herrührende Fehler hinzu, so wird

$$m_{l_4}^2 = m_1^2 + l_1^2 \cdot 4 \cdot \frac{m_\alpha^2}{\rho^2}, \text{ wie in Gl. (4).}$$

Für l_1, l_2 und l_3 gelten die gleichen Entwicklungen, so daß es nunmehr leicht ist, im Ausdruck (6) für m_1 und m_α diejenigen Zahlenwerte einzusetzen, die mit den benutzten Instrumenten und Geräten jeweils erreichbar sind.

Beispiel: Wir haben 4 Längen nach dem an Hand der Abb. 8 behandelten Basismessverfahren doppelt bestimmt. Nebenstehende Tafel 1 enthält die notwendigen Zahlen zur Ermittlung von m_1 .

Hiernach ist der mittlere Fehler einer Messung $m_1 = \pm 41,5$ mm/km, und der mittlere Fehler einer Doppelmessung

$M = \pm 29$ mm/km, d. h. rund 1:35 000, so daß ein brauchbarer Wert für m_1 in Gl. (6) gefunden ist. m_α wird bei sorgfältiger Winkelmessung in mehreren Sätzen mit dem Zeiß-Theodolit II zu $\pm 1''$ angesetzt werden können.

Für $l = 600$ m, $m_1 = \pm 18$ mm und $m_\alpha = \pm 1''$ wird somit nach (6)

$$P = \frac{1}{324} + \frac{2}{324 + \frac{4 \cdot (600000)^2 \cdot 1^2}{(200000)^2}} = 0,00864$$

und

$$M = \frac{1}{\sqrt{P}} = \pm 10,8 \text{ mm.}$$

Der Vorteil, den die Vierecksmessung mit sich bringt, beläuft sich demnach auf 7,2:18 mm, d. h. auf rund 40 %, ein für vorliegende Zwecke durchaus beachtlicher Gewinn! Mit Hilfe der Diagonal-Vierecksmessung hätte man diesem Beispiel zufolge die Genauigkeit einer 1,2 km langen Basislänge von 1:35 000 auf 1:56 000 erhöht.

Aus diesen Betrachtungen ergibt sich von selbst, daß eine Steigerung der Winkelmeßgenauigkeit nur dann Sinn hat, wenn zugleich eine größere Längenmeßgenauigkeit angestrebt wird. Erreicht der Messende eine Genauigkeit der Basislängen von 1:75 000, so wird ihm die Winkelmessung mit $m_\alpha = \pm 1''$ rund 30 % Gewinn, dagegen mit $m_\alpha = \pm 0,5''$ rund 40 %, oder eine Genauigkeitserhöhung von 1:75 000 auf 1:120 000 einbringen.

Damit sind die Grenzen des Erreichbaren aufgezeigt. Man wird bei Anwendung des Zwangszentrierungsverfahrens und sehr sorgfältiger Doppelmessung der vier Basislängen, sowie möglichst scharfer Winkelmessung im Diagonalviereck mit einer absoluten Genauigkeit der Übertragungsseite von 1:60 000 bis 1:100 000 rechnen dürfen. Unbedingte Voraussetzung ist die Wahl günstiger Beobachtungsverhältnisse, um bei völliger Windstille, bedecktem Himmel und klarer Beleuchtung der Ziele etwaigen Enttäuschungen vorzubeugen.

Wir bringen nun im Anschluß an die theoretischen Entwicklungen das vollständige Beispiel einer solchen bei Skógar, etwa 20 km östlich Akureyri durchgeführten Basismessung mit Vierecks-Winkelmessung. Die Anlage des Vierecks ist aus Abb. 9 zu ersehen. Die Geländeverhältnisse ließen es nicht zu, die Strecke X—Basismitte—Y als gerade Linie anzulegen. Zur Vermeidung umständlicher Rechenarbeit wurde die Längenmessung von L_Y und L_X mit der Basislatte getrennt durchgeführt, d. h. die Kurzlänge von 60 m ist einmal rechtwinklig zu L_Y , ein anderes Mal rechtwinklig zu L_X abgesteckt worden. Diese Maßnahme erfordert zwar eine Umstellung der Stative und Signale, sowie die doppelte Meßarbeit in der Basismitte. Trotzdem wurden zu der gesamten Auf-

Zahlentafel 1.

s/km	d/mm	d ²	d ² s
0,376	14,7	216,09	574,7
0,866	85,5	7310,25	8441,4
0,660	46,3	2143,69	3248,0
0,583	30,0	918,09	1558,7
			13822,8:8

$$m_1 = \sqrt{1727,85} = \pm 41,5 \text{ mm.}$$

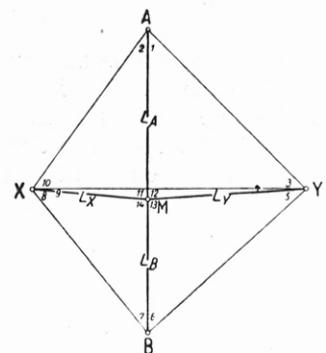


Abb. 9. Diagonal-Basisviereck Skógar.

Dreiecks- bzw. Netz-Gleichungen.

$\begin{array}{r} 2 \\ + (5) \quad 47^0 \quad 19' \quad 05,1'' \\ + (6) \quad 42 \quad 41 \quad 47,5 \\ + (13) \quad 89 \quad 59 \quad 05,7 \\ \hline 179 \quad 59 \quad 58,3 \\ w_2 = -1,7'' \end{array}$	$\begin{array}{r} 3 \\ + (7) \quad 32^0 \quad 23' \quad 01,4'' \\ + (8) \quad 52 \quad 31 \quad 40,0 \\ + (14) \quad 95 \quad 05 \quad 18,5 \\ \hline 179 \quad 59 \quad 59,9 \\ w_3 = -0,1'' \end{array}$	
$\begin{array}{r} 4 \\ - (1) \quad 49^0 \quad 54' \quad 13,2'' \\ + (3) \quad 37 \quad 56 \quad 13,7 \\ - (7) \quad 327 \quad 36 \quad 58,6 \\ - (8+9) \quad 304 \quad 32 \quad 31,8 \\ + (12+13) \quad 179 \quad 59 \quad 58,0 \\ \hline 899 \quad 59 \quad 55,3 \\ w_4 = -4,7'' \end{array}$	$\begin{array}{r} 5 \\ + (2) \quad 43^0 \quad 10' \quad 13,0'' \\ + (10) \quad 48 \quad 59 \quad 18,8 \\ - (4+5) \quad 310 \quad 32 \quad 16,5 \\ - (6) \quad 317 \quad 18 \quad 12,5 \\ + (11+14) \quad 180 \quad 00 \quad 01,3 \\ \hline 900 \quad 00 \quad 02,1 \\ w_5 = +2,1'' \end{array}$	$\begin{array}{r} 6 \\ + (2) \quad 43^0 \quad 10' \quad 13,0'' \\ + (9+10) \quad 51 \quad 55 \quad 07,0 \\ + (11) \quad 84 \quad 54 \quad 42,8 \\ \hline 180 \quad 00 \quad 02,8 \\ w_6 = +2,8'' \end{array}$

Seitengleichungen.

$\frac{LX \cdot LA \cdot LY}{LA \cdot LY \cdot LX} = 1$				
			/ 1''	
lg sin (2)	43 ⁰ 10'	13,0''	= 9.835 1633 2	22,4
lg sin (3+4)	40 04	52,1	= 9.808 7993 7	25,1
lg sin (9)	2 55	48,2	= 8.708 5639 2	411,0
			8.352 5266 1	
lg sin (9+10)	51 55	07,0	= 9.896 0494 5	16,5
lg sin (1)	49 54	13,2	= 9.883 6402 0	17,8
lg sin (4)	2 08	38,4	= 8.573 0007 8	562,0
			8.352 6904 3	
			w ₇ = -1638,2	
$\frac{LA \cdot LY \cdot LB \cdot LX}{LY \cdot LB \cdot LX \cdot LA} = 1$				
				/ 1''
lg sin (3+4)	40 ⁰ 04'	52,1''	= 9.808 7993 7	25,1
lg sin (6)	42 41	47,5	= 9.831 3034 0	22,8
lg sin (8)	52 31	40,0	= 9.899 6281 0	16,2
lg sin (2)	43 10	13,0	= 9.835 1633 2	22,4
			9.374 8941 9	
lg sin (1)	49 ⁰ 54'	13,2''	= 9.883 6402 0	17,8
lg sin (5)	47 19	05,1	= 9.866 3632 9	19,4
lg sin (7)	32 23	01,4	= 9.728 8299 5	33,2
lg sin (9+10)	51 55	07,0	= 9.896 0494 5	16,5
			9.374 8828 9	
			w ₈ = +113,0.	

Basis-Bedingungen.

9			
	lg LA 513,4266 m	= 2.710 4783 4	84,8
lg sin (1)	49° 54' 13,2"	= 9.883 6402 0	17,8
		<u>2.594 1185 4</u>	
	lg LY 609,9794 m	= 2.785 3151 5	71,0
lg sin (3 + 4)	40° 04' 52,1"	= 9.808 7993 7	25,1
		<u>2.594 1145 2</u>	
		w ₉ = + 40,2	
10			
	lg LY	= 2.785 3151 5	71,0
lg sin (5)	47° 19' 05,1"	= 9.866 3632 9	19,4
		<u>2.651 6784 4</u>	
	lg LB 661,2413 m	= 2.820 3599 6	66,0
lg sin (6)	42° 41' 47,5"	= 9.831 3034 0	22,8
		<u>2.651 6633 6</u>	
		w ₁₀ = + 150,8	
11			
	lg LB	= 2.820 3599 6	66,0
lg sin (7)	32° 23' 01,4"	= 9.728 8299 5	33,2
		<u>2.549 1899 1</u>	
	lg LX 446,2346 m	= 2.649 5632 6	97,0
lg sin (8)	52° 31' 40,0"	= 9.899 6281 0	16,2
		<u>2.549 1913 6</u>	
		w ₁₁ = - 14,5	

Bevor weitere Rechnungsergebnisse bekanntgegeben werden, sind einige notwendige Überlegungen anzustellen, die der Vereinfachung des Rechnungsganges dienen.

Die Einführung der Basisbedingungen 9, 10 und 11 in die Ausgleichung des Vierecks erfordert es, einen Maßstab für das Verhältnis von Längen- und Winkelmessung zu finden, da im Endziel neben der Bestimmung des mittleren Winkelfehlers diejenige des mittleren Längenfehlers der Basislängen A—B und X—Y von ausschlaggebender Bedeutung ist. Mit dieser Frage hat sich Wilski [8, S. 1--5] beschäftigt und an anderer Stelle [9, Heft 2, S. 37--38] die von Carl Friedrich Gauß vertretenen Auffassungen mitgeteilt. Wendet man diese Gedanken auf die vorliegende Aufgabe an, so liegt es nahe, Längen- und Winkelmeßgenauigkeiten in ein Verhältnis zueinander zu bringen, das das Gewicht 1 ergibt. Wilski [8, Heft 1, S. 2] hat bewiesen, daß es beispielsweise ohne weiteres zulässig ist, einer Winkelgenauigkeit $m = \pm 1''$ eine Längengenauigkeit $m_1 = \pm 1 \text{ cm/km}$ entsprechen zu lassen, um das Gewicht 1 zu erhalten. Es wird daher zur Vereinfachung der Rechnung stets zweckmäßig sein, die Messung möglichst so zu gestalten, daß ungleichförmige Gewichte vermieden werden.

Bei der hier behandelten Aufgabe gewannen wir aus der Doppelmessung der vier Längen L_A , L_B , L_X und L_Y eine Genauigkeit von 1:40000 oder von 1,5 cm/600 m. Demzufolge war eine Genauigkeit der Winkelmessung im Viereck von $m_\alpha = \pm 1,5''$ anzustreben. Nach Gl. (6) ergab der Voranschlag:

$$P = \frac{1}{225} + \frac{2}{225} + \frac{4 \cdot (600000)^2 \cdot 1,5^2}{(200000)^2} = 0,01098$$

$$M = \pm 9,5 \text{ mm}/600 \text{ m},$$

d. h. es war eine Steigerung der Basislängengenauigkeit um 30 %, von 1:40000 auf 1:63000 zu erwarten. Die Durchrechnung des Beispiels soll zeigen, ob diese Schätzung zu Recht bestand oder falsch war.

Eine weitere Vereinfachung des Rechnungsganges ist durch die Wahl der günstigsten Winkelgleichungen im Viereck nach Jordan-Eggert [7, S. 291 ff.] gegeben. Der Vorzug dieses Verfahrens liegt in einer schnelleren und einfacheren Auflösung der Normalgleichungen und Berechnung der Korrelaten, sowie in der größeren Rechengenauigkeit. Die Ausführungen in Jordan-Eggert beziehen sich allerdings nur auf ein einfaches Viereck mit Richtungsmessungen. Dennoch ist es möglich, auch bei größeren Netzen derartige Vorteile zu erreichen. Im folgenden sollen die Gesichtspunkte, nach denen die günstigsten Bedingungsgleichungen aufzustellen sind, für Winkel- und Richtungsmessung aufgezeigt werden.

Wenn vor Aufstellung der Normalgleichungen die Bedingungsgleichungen so geformt werden, daß entweder die einzelnen Produkte $a_1 b_1$, $a_2 b_2$, $a_3 b_3$ usw. gar nicht oder aber in gerader Anzahl zur Hälfte positiv und zur anderen Hälfte negativ auftreten, so erscheinen einzelne nichtquadratische Koeffizienten $[ab]$, $[ac]$ usw. oder $[bc]$, $[bd]$ usw. als Nullglieder in den Normalgleichungen. An Abb. 9 lassen sich diese Möglichkeiten für ein Netz mit Winkelmessung erläutern. Bei Bildung der Bedingungsgleichungen muß nur darauf geachtet werden, daß Beobachtungen, die in einer Gleichung auftreten, möglichst in den anderen Bedingungsgleichungen nicht enthalten sind. Wesentlich ist dabei, schon die erste Gleichung so aufzustellen, daß sie mit den wenigsten der folgenden Gleichungen gemeinsame Beobachtungsgrößen aufweist. Diese Forderung wird von nachstehenden 11 Bedingungsgleichungen am besten erfüllt.

$$\begin{aligned} \text{a) Dreieck B-M-Y} & \quad (6) + (13) + (5) = 180^\circ \\ \text{b) „ B-X-M} & \quad (7) + (8) + (14) = 180^\circ \\ \text{c) „ X-A-M} & \quad (10) + (9) + (2) + (11) = 180^\circ \\ \text{d) „ A-Y-M} & \quad (1) + (3) + (4) + (12) = 180^\circ \\ \text{e) „ X-Y-M} & \quad (9) + (4) + (12) + (11) = 180^\circ \\ \text{f) } & \quad \frac{\sin(12) \cdot \sin^2(9+10) \cdot \sin(3)}{\sin(3+4) \cdot \sin(11) \cdot \sin(10)} = 1 \\ \text{g) } & \quad (11) + (12) + (13) + (14) = 360^\circ \\ \text{h) } & \quad \frac{\sin(3+4) \cdot \sin(6) \cdot \sin(8) \cdot \sin(2)}{\sin(1) \cdot \sin(5) \cdot \sin(7) \cdot \sin(9+10)} = 1 \\ \text{i) } & \quad \frac{L_A \cdot \sin(1)}{L_Y \cdot \sin(3+4)} = 1 \\ \text{k) } & \quad \frac{L_A \cdot \sin(2)}{L_X \cdot \sin(9+10)} = 1 \\ \text{l) } & \quad \frac{L_Y \cdot \sin(5)}{L_B \cdot \sin(6)} = 1. \end{aligned}$$

In Gl. a) sind die drei Winkel (6), (13) und (5) enthalten, die sich in den folgenden Gl. b) bis f) nicht finden; erst in Gl. g) erscheint Winkel (13) wieder. Mithin sind sämtliche a b, a c, a d, a e und a f je gleich Null. Ähnliches gilt für die Gl. b) und c), so daß die Glieder b c, b d, b e und b f, ferner c d und c e Null werden. Ebenso ergibt sich, daß die Basisbedingungen i) und k) in bezug auf die Gl. a) und b) Null-Koeffi-

zienten liefern. Die Basisbedingungen sind jedoch als Schlußgleichungen einzusetzen aus Gründen, die später erörtert werden.

Würde man andere als die vorerwähnten Dreiecksgleichungen wählen, beispielsweise die Dreiecke AYB , BXA , XAY , AMX und AYM , so ist leicht festzustellen, daß bei weitem nicht die Zahl der oben angegebenen Nullglieder erreicht wird.

Liegen Richtungsmessungen vor, so läßt sich die Aufstellung der Bedingungsgleichungen in der oben beschriebenen Form nicht bewirken, weil benachbarte Winkel stets eine Richtung gemeinsam haben. Die Koeffizienten $[ab]$, $[ac]$ usw. können in diesem Falle nur dadurch Null werden, daß sie paarweise ungleiche Vorzeichen aufweisen. Man hilft sich mit einer skizzenhaften Aufzeichnung von Teilpolygonen, die dem Gesamtnetz entlehnt werden, wie dies Abb. 10 zeigt.

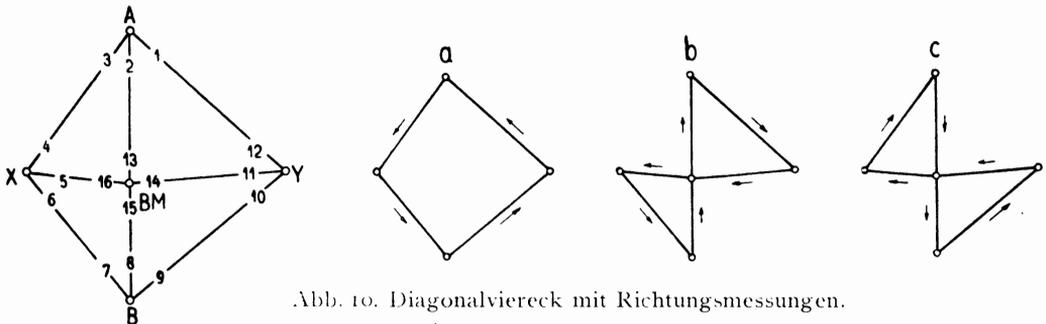


Abb. 10. Diagonalsviereck mit Richtungsmessungen.

Diejenigen Polygone, die mehrere Linien gemeinsam haben (Polygone a, b und c), ergeben in den Normalgleichungen nichtquadratische Koeffizienten für die Richtungen dieser Linien. Ist die Anzahl der gemeinsamen Linien geradzahlig, und wird ferner die eine Polygonhälfte gleichsinnig, die andere Hälfte in entgegengesetztem Sinn durchlaufen, wie dies die Abb. 10b und c zeigen, so müssen die zugehörigen, nichtquadratischen Produkte Null werden. Wenn das auszugleichende Netz genügend umfangreich ist, so lassen sich mitunter auch Polygone finden, die keine Richtung gemeinsam haben, so daß ähnlich wie beim vorigen Beispiel der Winkelmessung die nichtquadratischen Glieder in den Normalgleichungen herausfallen.

An Abb. 10 soll wiederum ein Beispiel besprochen werden. Im Fünfeck $AYBXM$ sind die Richtungen 1—16 gemessen, so daß $16 - 1 = 15$ Netzgleichungen entstehen. Die drei ersten Bedingungen lauten gemäß den Teilfiguren a, b und c der Abb. 10.

$$\begin{array}{l}
 1) -v_1 \quad \quad \quad v_3 - v_4 \quad \quad \quad -v_6 - v_7 \quad \quad \quad +x_9 - v_{10} \quad \quad \quad -v_{12} \quad \quad \quad w_1 = 0 \\
 2) +v_1 - x_2 \quad \quad \quad -v_4 + v_5 - v_7 - v_8 \quad \quad \quad +v_{11} - v_{12} + v_{13} - x_{11} - v_{15} - v_{16} + w_2 = 0 \\
 3) -v_2 - v_3 \quad \quad \quad -v_8 + v_9 - v_{10} \quad \quad \quad x_{11} \quad \quad \quad -v_{12} - v_{14} \quad \quad \quad v_{15} + v_{16} - w_3 = 0
 \end{array}$$

Die Gleichungen a) und b) haben mit den Teilbildern a und b der Abb. 10 die Richtungen (1), (6), (7) und (12) gemeinsam. Die Richtungen (1) und (12) werden in entgegengesetztem Sinn durchlaufen, dagegen (6) und (7) im gleichen Sinn. v_1 und v_{12} haben somit entgegengesetzte, v_6 und v_7 gleiche Vorzeichen. Die nichtquadratischen Produkte heißen also:

$$a_1 b_1 = -1 \quad a_6 b_6 = +1 \quad a_7 b_7 = +1 \quad a_{12} b_{12} = -1,$$

so daß damit $[ab] = 0$ wird. Ähnlich verhält es sich mit den Gliedern $[ab]$ und $[bc]$.

Abschließend sei noch bemerkt, daß es für die Auflösung der Normalgleichungen am vorteilhaftesten ist, wenn diese nach der Anzahl der auftretenden Nullen geord-

net werden. Es entsteht alsdann, wenn die Zahlenglieder mit „z“ bezeichnet werden, für das auf Seite 75 gebrachte Beispiel der Winkelmessung folgendes Bild der Normalgleichungsfolge:

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	k	l	w	s	usw.
a	z	o	o	o	o	o	z	z	o	o	z	z	z	
b		z	o	o	o	o	z	z	o	o	z		usw.	
c			z	o	z	z	z	z	o	z	z		usw.	
d				z	z	z	z	z	z	z	z		usw.	
e						usw.	
f														
g														
h														
.														
.														

Diesen Gedankengängen zufolge haben wir nach Bildung der Faktoren und Produkte die Normalgleichungen für das hier behandelte Beispiel so aufgestellt, daß die Rechenarbeit auf ein Minimum beschränkt bleibt.

Zahlentafel 2.

	a	b	c	d	e	f	g	h	i	k	l	w
a	+4,000	+1,000	+1,000	+2,000	+2,000	+1,000	o	o	o	o	o	- 0,700
b		+3,000	o	+1,000	-2,000	o	o	+ 0,340	o	- 0,340	o	- 1,700
c			+3,000	-2,000	+1,000	o	o	- 1,700	o	o	+ 1,700	- 0,100
d				+7,000	o	-1,000	-38,720	+ 4,080	- 0,730	o	- 1,700	- 4,700
e					+7,000	+3,000	+54,280	- 2,260	+ 2,510	+ 0,340	o	+ 2,100
f						+4,000	+40,040	- 1,060	o	o	o	+ 2,800
g							+1456,130	-182,640	+125,290	o	o	-163,820
h								+ 48,830	- 15,770	- 8,960	-13,64	+ 11,300
i									+138,090	-50,410	o	+ 4,020
k										+102,930	-43,56	+ 15,080
l											+151,29	- 1,450
w												o

Ein Vergleich dieser für die Eliminationsrechnung fertigen Zusammenstellung mit den auf S. 72—74 mitgeteilten Bedingungsgleichungen läßt hinsichtlich der Widersprüche w der 11 Gleichungen Übereinstimmung und Innehaltung der Reihenfolge erkennen. Hierbei fällt auf, daß die drei Basisbedingungen i, k und l, obwohl sie noch 2 Nullen in der ersten Gleichung aufweisen ($[ai] = 0$, $[ak] = 0$), an den Schluß der Rechnung gerückt wurden. Dies hat seinen Grund in folgendem: die geschlossene Aufeinanderfolge der 8 aus der Winkelmessung allein sich ergebenden Gleichungen (5 Dreiecks-, 2 Seitengleichungen und 1 Stationsgleichung) gestattet nach Durchführung der 8. Reduktion (Eliminationsrechnung) die Bestimmung des mittleren Fehlers aus $[vv]' = -[o \cdot 8]$ (Symbol nach Jordan), wie dieser sich aus der Winkelmessung allein ergeben würde.

Der weitere Rechnungsgang erfafßt nunmehr die drei Basisbedingungen, so daß bei der 11. und letzten Reduktion $[vv] = -[o \cdot 11]$ gewonnen wird, mit anderen Worten: es ist nach der 8. Reduktion

$$m' = \pm \sqrt{\frac{[vv]'}{8}}$$

als mittlerer Fehler der Winkelmessung allein, und nach der 11. Reduktion

$$m = \pm \sqrt{\frac{[vv]}{11}}$$

als mittlerer Winkelfehler einschließlich Längenmessung bestimmt worden.

Sind nun die für m' und m ermittelten Werte einander einigermaßen gleich, so ist dies eine Bestätigung dafür, daß die Gewichte für Winkel- und Längenmessung in richtigem Verhältnis zueinander gewählt wurden. Andernfalls bietet eine etwa auftretende merkliche Differenz Anhaltspunkte dafür, in welcher Richtung das zuerst angenommene Gewichtsverhältnis zu verschieben ist.

In unserer Aufgabe erhielten wir am Ende der 8. Reduktion

$$m' = \pm \sqrt{\frac{20,729}{8}} = \pm 1,61''$$

und nach Abschluß der 11. Reduktion

$$m = \pm \sqrt{\frac{27,89}{11}} = \pm 1,59''$$

als Beweis dafür, daß dem angenommenen Gewichtsverhältnis $m_\alpha = \pm 1,5''$ zu $m_1 = \pm 1,5 \text{ cm}/600 \text{ m}$ mit $p = 1$ das tatsächliche Gewichtsverhältnis $1,6'' : 1,6 \text{ cm}/600 \text{ m}$ entspricht. Hätte man beispielsweise für m einen doppelt so großen Wert erhalten als für m' , so würde die gesamte Eliminationsrechnung zu wiederholen sein, unter Neueinführung des Gewichtsverhältnisses $m_\alpha = \pm 1,6''$ zu $m_1 = \pm 3,2 \text{ cm}/600 \text{ m}$ mit $p = \frac{1}{4}$. Diese Überlegungen zeigen, wie bedeutungsvoll von vornherein die Bestimmung des richtigen Verhältnisses von Winkel- zu Längenmessung ist.

Mit Rücksicht darauf, daß der weitere Verlauf des Ausgleichungsverfahrens bekannt ist, kann darauf verzichtet werden, die Werte der 11 Korrelaten sowie die Proberechnungen nebst Prüfung der Bedingungen anzugeben. Wir beschränken uns daher darauf, in Tafel 3 die gemessenen Winkel und Längen den ausgeglichenen gegenüberzustellen.

Zahlentafel 3.

Nr.	Winkel, gemessen	v''	Verbesserter Winkel
1	49° 54' 13,2''	+ 1,85''	49° 54' 15,05''
2	43° 10' 13,0''	- 1,59''	43° 10' 11,41''
3	37° 56' 13,7''	+ 1,67''	37° 56' 15,37''
4	2° 08' 38,4''	- 2,40''	2° 08' 36,00''
5	47° 19' 05,1''	+ 0,43''	47° 19' 05,53''
6	42° 41' 47,5''	+ 0,48''	42° 41' 47,98''
7	32° 23' 01,4''	+ 0,47''	32° 23' 01,87''
8	52° 31' 40,0''	- 0,51''	52° 31' 39,49''
9	2° 55' 48,2''	+ 0,93''	2° 55' 49,13''
10	48° 59' 18,8''	- 0,62''	48° 59' 18,18''
11	84° 54' 42,8''	- 1,52''	84° 54' 41,28''
12	90° 00' 52,3''	+ 1,29''	90° 00' 53,59''
13	89° 59' 05,7''	+ 1,79''	89° 59' 06,49''
14	95° 05' 18,5''	+ 0,14''	95° 05' 18,64''
Basis-Längen, gemessen		v_{cm}	Verbesserte Basislängen
L _A	513,4266 m	- 1,74	513,4092 m
L _B	661,2413 m	+ 1,39	661,2552 m
L _X	446,2346 m	+ 1,04	446,2450 m
L _Y	609,9794 m	- 0,80	609,9714 m

Es ist selbstverständlich, daß mit der Eliminationsrechnung die Berechnung der Gewichtungsfaktoren Hand in Hand gehen muß, wobei auf Jordan-Eggert [7, § 61, S. 191—194] verwiesen sei. Erst, wenn die Funktionswerte der ausgeglichenen Beobachtungen ermittelt sind, ist es möglich, die mittleren Fehler der einzelnen Basislängen und damit von A—B und X—Y zu bestimmen. Hiernach sind folgende mittleren Fehler erhalten worden:

$$\begin{aligned} m_{L_A} &= \pm 0,76 \text{ cm für } 513,4 \text{ m} \\ m_{L_B} &= \pm 0,96 \text{ cm „ } 661,2 \text{ m} \\ m_{L_X} &= \pm 0,52 \text{ cm „ } 446,2 \text{ m} \\ m_{L_Y} &= \pm 0,91 \text{ cm „ } 610,0 \text{ m} \end{aligned}$$

Die Länge A—B ist ermittelt worden zu $1174,6644 \text{ m} \pm 1,7 \text{ cm}$, die Länge X—Y zu $1056,2164 \text{ m} \pm 1,5 \text{ cm}$. Die Vierecksmessung hat infolgedessen eine Steigerung der Genauigkeit der Basislängenmessung von 1:40000 auf rund 1:71000 erbracht, so daß der im Voranschlag (S. 75) vorgesehene Gewinn noch um einiges übertroffen wurde. Die Vorteile, die dieses Meßverfahren trotz der damit verbundenen Mehrarbeit in der häuslichen Auswertung mit sich bringt, sind einleuchtend. Man braucht sich nur zu vergegenwärtigen, daß in einem stark abgebauten Bergwerksfeld zwischen zwei 3—5 km voneinander entfernten Schächten eine Durchschlagsangabe verlangt wird, um zu erkennen, daß das hier beschriebene Verfahren die meiste Aussicht auf höchste Genauigkeitserfolge bietet.

Von den jeweils vorliegenden Verhältnissen wird es auch abhängen, ob man das an Hand der Abb. 6 und 7 beschriebene Meßverfahren zur Bestimmung einer 1,2 km langen Basis anwendet, oder die Diagonal-Vierecksmessung mit zwei senkrecht aufeinander stehenden je 1,2 km langen Basisstrecken vorzieht. Im ersteren Falle gelangt man bei kurzer Meß- und Rechenarbeit schnell zum Ziel, hat jedoch für die erreichte Genauigkeit keinen einwandfreien Maßstab. Die Vierecksmessung dagegen gestattet es, neben einem beachtlichen Genauigkeitsgewinn eine scharfe Bestimmung der mittleren Winkel- und Basislängenfehler sicherzustellen, so daß ein entsprechendes Mehr an Meß- und Rechenarbeit wohl verantwortet werden kann.

Schrifttumsverzeichnis.

1. Niemczyk: Die Bedeutung markscheiderischer Feinmessungen für den deutschen Bergbau. Kohle und Erz 1936, Heft 10.
2. — Die Genauigkeit von Einrechnungszügen bei Anwendung neuzeitlicher Beobachtungsmittel. Mitt. Markscheidewes. 1936.
3. Sigurdur Thorarinsson: Das Dalvik-Beben in Nordisland, 2. Juni 1934. Meddelanden från Stockholms Högskolas Geologiska Institut, Nr. 45.
4. P. F. Jensen: Om Opmaaling i mindre Maalestokke. 1935. Geodetisk Institut, Kopenhagen.
5. Gigas: Die Entfernungsbestimmung nach der Meßbalkenmethode und eine neue einfache Auflösung. Mitt. d. Reichsamts f. Landesaufn. 1936.
6. Helmut Wolf: Zur Berechnung der nach dem Meßbalkenverfahren ermittelten Entfernungen. Mitt. d. Reichsamts f. Landesaufn. 1936.
7. Jordan-Eggert: Handbuch der Vermessungskunde, Erster Band, 8. Auflage. 1935.
8. P. Wilski: Über Ausgleichsaufgaben mit Gewichten in verschiedenen Maßeinheiten. Mitt. Markscheidewes. 1922. Heft 1.
9. — Carl Friedrich Gauß über Ausgleichung mit Gewichten in verschiedenen Maßeinheiten. Mitt. Markscheidewes. 1922. Heft 2.

Sonderdreiecksmessung auf Island zur Feststellung feinsten Erdkrustenbewegungen

Von O. Niemczyk und E. Emschermann.

Mitteilungen aus dem Institut für Markscheidekunde an der Technischen Hochschule Berlin.

Erster Teil.

Das Netz I. Ordnung.

Allgemeines.

Die Aufgabenstellung der wissenschaftlichen Expedition, die unter Leitung von O. Niemczyk vom Juni bis Oktober 1938 vulkanologisch-geodätisch-geophysikalische Arbeiten im nördlichen Teil Islands durchführte, ist bereits mehrfach umrissen worden (O. Niemczyk, 1939 [6] und [7], F. Bernauer, 1939 [1] und [2]). Bernauer hat im Jahre 1937 im Zusammenhang mit Gedankengängen, die sich aus der Wegenerschen Kontinental-Verschiebungs-Theorie ergeben, die Vermutung ausgesprochen, daß die Spaltenbildung auf Island als Folge von Dehnungen des plastischen Untergrundes aufgefaßt werden könne. Die Spalten bildenden Vorgänge vollziehen sich innerhalb einer 80–250 km breiten rezenten Innenzone (Abb. 1). Die mitunter bis zu 20 km langen, parallel zueinander verlaufenden Spalten klaffen wenige Zentimeter oder mehrere Meter breit, ja sogar bis 50 m weit auseinander (Abb. 2, 3 und 4). Aus der Spaltenbreite läßt sich eine nacheiszeitliche Dehnung der Oberfläche ableiten. Auf Grund geschichtlicher Überlieferung, wie aus neuerer Zeit sind wir über das Ausmaß von Erdbeben, sowie von vulkanischen Ausbrüchen und Spalteneruptionen auf Island unterrichtet, so daß die Fortdauer der Bewegungen bis zur Gegenwart feststeht. Inwieweit es sich bei dieser jungen Zerrungs-Innenzone, die ihre Fortsetzung nach Süden in der Atlantischen Schwelle findet, um Auswirkungen magmatischer Unterströmungen handelt, oder ob den Bewegungen eine andere Deutung zukommt, läßt sich vorläufig nicht entscheiden. Es kann aber keinem Zweifel unterliegen, daß die Frage des Verhaltens der alten tertiären Basaltmassive westlich und östlich der jungvulkanischen Innenzone von außerordentlicher Bedeutung ist. Hierüber sowohl wie über die Größenordnung des Auseinanderfließens der inneren Zerrungszone kann lediglich eine in bestimmten Zeiträumen zu wiederholende Feinmessung Aufschluß geben. Die in der Innenzone auftretenden Streckungen und Zerrungen sind von Schollenbewegungen begleitet. Verwerfungen kleinen und großen Ausmaßes, sowie verschiedenen Alters durchziehen diese Zone. Als die großartigste dieser Störungen gilt die Bárdartal-Verwerfung, welche am Westrand der nördlichen Innenzone Sprunghöhen bis zu 700 m aufweist. Es liegt somit nahe, auch die Größenordnung der Bewegungen, die sich an derartigen jungen Störungen vollziehen, mittels Feinmessung zu beobachten und die langgezogenen Spaltenzüge mit eigens für diese Zwecke bestimmten Querprofilen zu überdecken.

Zunächst war Klarheit darüber zu gewinnen, welches Gebiet Islands sich für die Anlage der in Aussicht genommenen Feinmessungen besonders eignet. Die in der Herausgabe befindliche topographische Karte 1:250 000 des Geodätischen Institutes Kopenhagen gestattet ebenso wie die Geologische Übersichtskarte 1:600 000 von Th. Thoroddsen einen klaren Einblick in die Verhältnisse und läßt erkennen, daß die rezente Innenzone im Nordteil der Insel nur etwa 70–80 km breit ist (Abb. 1). Die gesamte Zone nördlich des Vatnajökull wurde auch bis in die neuere Zeit von Erdbeben und vulkanischen Ausbrüchen heimgesucht, von denen die Eruptionen der Jahre 1724–1729 am Myvatn, von 1875 in der Sveinagjá, sowie von 1919

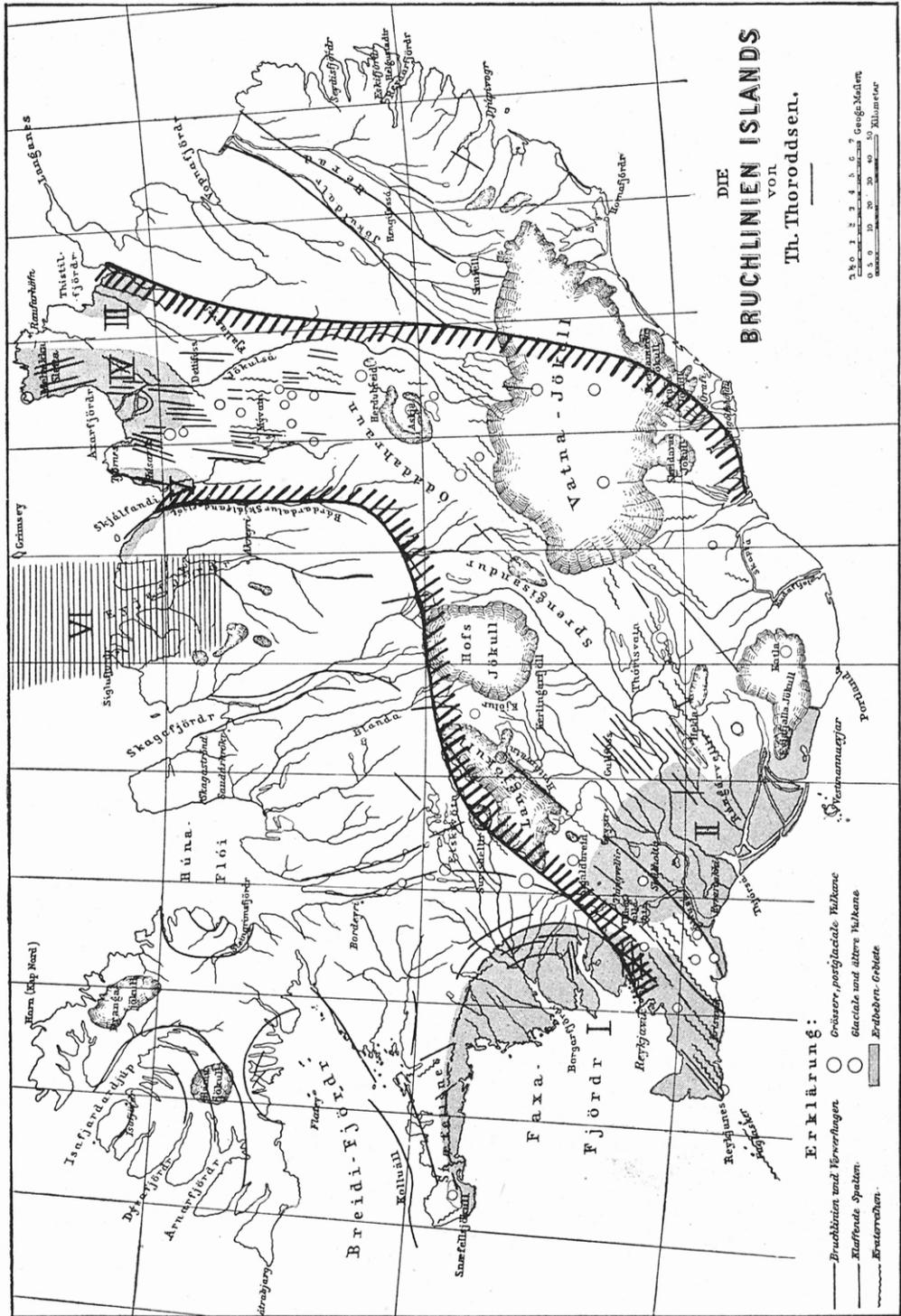


Abb. I.



Abb. 2. Spalte im jungen Lavafeld östlich Myvatn.

ner, daß die Regenhöhe im Nordland erheblich niedriger liegt als im Südländ. Es sprachen daher mannigfache Faktoren für die Auswahl des Arbeitsgebietes im Nordland.

Schließlich ergab sich aus dem Anfang 1938 mit dem Leiter des Geodätischen Institutes Kopenhagen, Herrn Professor Dr. Nörlund aufgenommenen Schriftwechsel, daß gerade die in Nordisland vom Dänischen Generalstab durchgeführte Triangulation I. Ordnung einen ausgezeichneten Ausgangsrahmen für die zu schaffende Sonderdreiecksmessung bot. Die Schaffung des dänischen Netzes I. O. erfolgte in den Jahren 1900—1934. Da die Insel durchweg Gebirgs- bzw. Hochlands-Charakter trägt, ist die Oberflächengestaltung für die Auswahl günstiger Dreiecksformen im großen bestens geeignet. Dagegen stößt die Erkundung und Vermarkung von Netzpunkten niederer Ordnung durch das Vorliegen tief eingeschnittener, langgezogener Täler, sowie im Spalten- und Lavagebiet selbst mitunter auf große Schwierigkeiten.



Abb. 3. Spalte im historischen Lavafeld von Gjástykki.

und 1931 in der Askja (vgl. Abb. 5, Tafel II) eingehende Schilderungen durch Th. Thoroddsen (1925 [9]) und andere Autoren erfahren haben. Ebenso sind in den Küstengegenden nördlich und nordöstlich Akureyri, sowie innerhalb der Innenzone am Myvatn zahlreiche Erdbeben mit teilweise verheerenden Wirkungen wahrgenommen worden, über deren Umfang und Stärke Th. Thoroddsen und S. Thorarinnsson (1937 [10]) berichtet haben. Aus den zahlreichen Registrierungen der Niederschlagsmengen ergibt sich fer-

Die dänische Triangulation I. O. als Grundlage des Sondernetzes.

Die nachfolgenden Mitteilungen verdanken wir der freundlichen Auskunft von Herrn Professor Dr. Nörlund, Kopenhagen. Das dänische Dreiecksnetz auf Island dient ausschließlich als Grundlage für die Herstellung einer topographischen Karte im Maßstab 1:100 000. Die Triangulation ist deshalb auch nur in der I. und II. Ordnung durchgeführt worden und umfaßt in der Hauptsache die Küstengebiete

in einer Breite von 20–100 km und in einer Ringerstreckung von 1100–1200 km (Abb. 5, Tafel II). Das Netz ist durch 4 Grundlinien gesichert, die sämtlich mit dem Jäderingerät gemessen wurden (vgl. O. Niemczyk und E. Emschermann, 1938/8/). Im Jahre 1934 wurde der Ring der Hauptdreiecks-kette bei Basis 3, Hornefjord, geschlossen. Dabei ergab sich für die Seite Krossanesfjall-Afrettatindur nordöstlich Hornefjord von den Grundlinien Akureyri bzw. Hornefjord aus eine Länge von 20 290,9 bzw. 20 292,6 m, d. h. eine Abweichung von 1,7 m! Ferner hat eine geographische Ortsbestimmung in Klifatindur von der Astronomischen Station Reykjavik aus zwischen der nördlichen Dreiecks-kette (Reykjavik–Akureyri–Hornefjord = 650 km) und der südlichen Netzreihe (Reykjavik–Hornefjord = 450 km) einen Widerspruch von 22,62 m erbracht, der auf das gesamte Dreiecksnetz proportional der Länge verteilt wurde. Diesen Abweichungen zufolge reicht die Genauigkeit der Triangulation wohl für die Kartenherstellung in Übersichtsmaßstäben aus, dagegen nicht für den Rahmen eines Netzes, innerhalb dessen Beobachtungen rezenter Bodenbewegungen stattfinden sollen. Sämtliche von uns benutzten Punkte I. O. der dänischen Triangulation waren daher neu zu beobachten.

Die Dreieckspunkte I. O. sind durch Bolzen im Gestein oder in Tonrohren vermarktet und durch Steinmänner gekennzeichnet, die an ihrem Fuß einen Durchmesser von 3 m und eine Höhe von 2,2–2,7 m aufweisen (Abb. 6). In jedem Steinmann fanden wir eine zentrisch über dem Bolzen angebrachte, lotrechte Holzlatte vor, die das Signalstellen erleichterte. Das Netz der Punkte II. O. kam für eine Verwendung innerhalb unseres Sondernetzes nicht in Betracht.

Die Richtungsmessungen der Dänen erfolgten bis zum Jahre 1930 mit einem 13,5 cm Theodolit von Wanschaff, von da ab mit Wildschen Instrumenten. Auf den Punkten I. O. wurden 4 Sätze, in der II. O. nur 2 Sätze beobachtet. Gemessen wurde zumeist am Tage, seltener in den taghellen Nächten der Monate Juli und August, ohne Verwendung von Heliotropen oder Leucht-



Abb. 4. Alte, 100 m breite Spalte der Jökulsá.



Abb. 6. Steinmann auf Punkt 158. Fornastadiafjall.

geräten. Der mittlere Richtungsfehler wird nach unseren vorläufigen Vergleichswerten mit etwa $1,6-2,5''$ Genauigkeit zu bemessen sein. Der durchschnittliche Koordinatenfehler der Punkte I. O. dürfte bei $\pm 0,5$ bis $1,0$ m liegen. Die Höhen sind durchweg auf trigonometrischem Wege bestimmt worden. Unseren Ermittlungen nach sind sie mit Unsicherheiten von ± 2 bis 5 m behaftet. Über die Größe der Refraktionskonstanten k , sowie über die Einflüsse der Seitenrefraktion konnten uns keine Angaben gemacht werden.

Bei der Anlage unseres Sondernetzes war darauf Bedacht zu nehmen, Ausgangs- und Endpunkte mindestens 20 km außerhalb der jungvulkanischen Innenzone zu verlegen, um damit die Verankerung der Dreieckspunkte auf standsicheren, tertiären Basaltsockeln sicherzustellen. Auf diese Weise wurde die Gegend von Akureyri als westliche, das Gebiet bei Grimsstadir à Fjöllum als östliche Begrenzung unseres Arbeitsgebietes gewählt. Hierbei war im Westen der unmittelbare Anschluß an die dänische Basismessung von Akureyri von großem Vorteil. Über die Anlage dieses Basisnetzes unterrichtet Abb. 7. Das Bild bringt die schwierigen Ver-

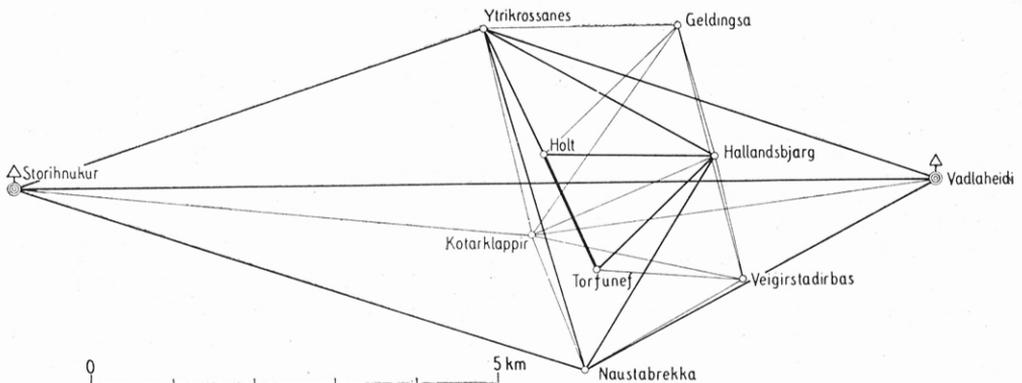


Abb. 7. Dänisches Basisnetz 2. Akureyri.

hältnisse zum Ausdruck, unter denen der Anschluß der $1607,6702$ m langen Messungsbasis Torfunef-Holt an die Rechnungsbasis $152-153^1)$ gewonnen werden konnte. Die Übertragung der mit einer Genauigkeit von ± 1 mm gemessenen Basis auf die Seite Naustabrekka-Ytrikrossanes erbrachte $b = 4477,955$ m. Später fand eine Überprüfung der Bestimmung statt, und zwar durch Einschaltung der Seite Veigirstadir-Geldingsa, wobei sich für b der Wert $4477,987$ m ergab, d. h. eine Abweichung von $+32$ mm. Hieraus läßt sich für die Seite b eine Genauigkeit von $1:204000$ ableiten. Bei Zugrundelegung eines mittleren Richtungsfehlers von einer Sekunde für das gesamte Basisnetz Akureyri dürfte der sphäroidisch ermittelten $11425,884$ m langen Rechnungsbasis $152-153$ eine Genauigkeit von rd. $1:150000$ zukommen, die für die Zwecke unserer Sondermessungen als ausreichend bezeichnet werden kann. Wenn wir uns trotzdem entschlossen, mit einfachen Mitteln eine Überprüfung der Seitenlängen an einigen Stellen des Sondernetzes vorzunehmen (vgl. O. Niemczyk und E. Emschermann [8], S. 65), so geschah dies einmal aus der Erwägung heraus, für die Unveränderlichkeit der Ausgangsbasis Anhaltspunkte zu gewinnen, zum anderen, um ein Basismessverfahren zu erproben, welches bei geringstem Zeit- und Kostenaufwand für örtlich begrenzte Arbeitsgebiete befriedigende Längengenauigkeiten verheißt.

¹⁾ $152 =$ Vadlaheidi, $153 =$ Storihnúkur.

Die Anlage des Sondernetzes.

Die Arbeiten einer Expedition leiden stets unter dem Zeitfaktor. Wenn es gilt, eine Aufgabe von bestimmter Größenordnung innerhalb eines durch die naturgegebenen Verhältnisse begrenzten Zeitraumes zum Abschluß zu bringen, muß jede sich bietende Gelegenheit zur Messung ausgenutzt werden. Dieser selbstverständlichen Forderung stehen in Island die Verkehrsverhältnisse entgegen. Die Benutzung des Autos ist lediglich in örtlich eng eingeschränkten Gebieten möglich. Die Verwendung der ausdauernden und zuverlässigen isländischen Ponies als Reit- und Tragtiere findet bei der Überwindung absoluter Höhen bis zu 1000 m, ebenso wie bei der Überquerung von Lavafeldern und Spaltenzügen ihre Grenzen. Bis Mitte Juli 1938 lagen noch sämtliche Punkte I. O. in Höhen von 800 m über N. N. unter Eis und Schnee (Abb. 6). Da der Schneefall im Oktober wieder einsetzt, bleiben die Beobachtungsmöglichkeiten auf einen Zeitraum von 2½ Monaten beschränkt. Die Unterbringung einer Arbeitsgruppe in den z. T. unbewohnten, unwirtlichen Gegenden erfolgt in Zelten (Abb. 8), wobei im Hochland selbst in den Monaten Juli und August Nachtfrost, Schneefälle und Schneestürme häufig auftreten und die Tagestemperaturen durchschnittlich bei + 2 bis 6° C liegen. Für den Anmarsch zu einer Beobachtungsstelle werden mitunter 5—6 Stunden Zeit gebraucht, weil das Überschreiten der alten und neuen Lavafelder, der vielen, mehrere Meter breiten Spalten zu großen Umwegen zwingt. Zahlreiche, für Messungszwecke angesetzte Märsche wurden erfolglos zurückgelegt, so daß es gar nicht zur Durchführung der Messung kam, oder diese vorzeitig abgebrochen werden mußte. Tagesmärsche von 30—50 km, auf denen zwischendurch 5—6 Stunden gemessen wurde, gehörten keineswegs zu den Ausnahmen. Waldbestände unserer Art gibt es auf Island überhaupt nicht. Da es in den nördlichen Gegenden sogar an Krüppelholz fehlt, war die Anlage und Unterhaltung von Feuerstellen ausgeschlossen. Welche Auswirkungen sich hieraus in bezug auf die Verpflegung und den Kleiderwechsel bei anhaltenden Regenfällen ergeben, braucht nicht besonders ausgeführt zu werden. Von diesen Gesichtspunkten aus sind die nachfolgenden Mitteilungen, sowie die Ergebnisse unserer Arbeiten zu beurteilen, die unter denkbar ungünstigen Verhältnissen ausgeführt werden mußten.

Die Ausgestaltung des Netzes war im wesentlichen darauf abzustellen, in westöstlicher Richtung die jungvulkanische Innenzone zu überqueren, um Festpunkte beiderseits der nordsüdlich verlaufenden Spaltenzüge zu schaffen, ferner, um das Profil der Schwere-messungen festzulegen. Aus diesem Grunde weist das Sondernetz, wie Abb. 9 zeigt, eine langgestreckte Form auf; es hat eine westöstliche Ausdehnung von 120 km, sowie eine nordsüdliche Breite von durchschnittlich 25 km. Da eine Verdichtung bis in die IV. Ordnung anzustreben war, mußten in das bestehende dänische Netz I. O. zunächst die weiteren Punkte I. O. 15, 23 und 30 einge-

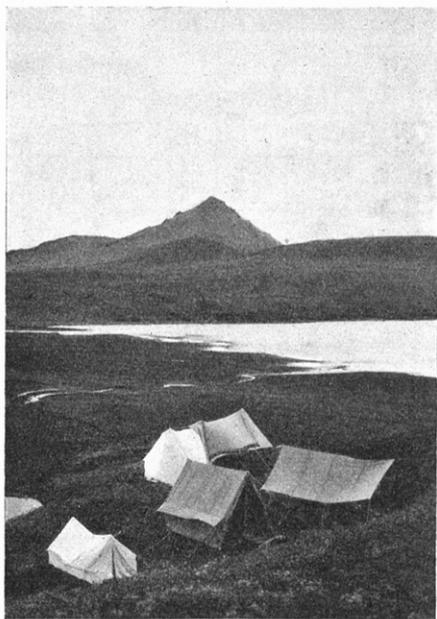


Abb. 8.
Feldlager der Meßgruppe bei Eilifur.

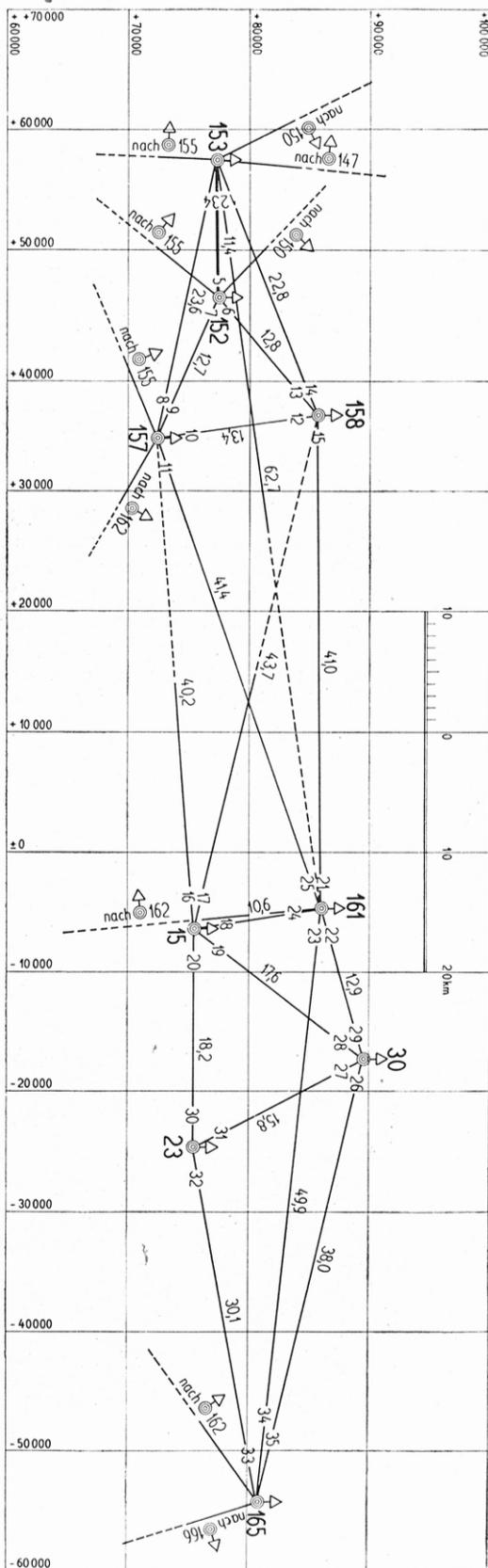


Abb. 9. Sondernetz I. Ordnung.

schaltet werden. Das gesamte Punktnetz I.—IV. O. umfaßt hiernach eine Fläche von rd. 3000 qkm.

Erkundung und Vermarkung konnten größtenteils im Laufe des Monats Juni durchgeführt werden. Die Steinmänner der I. O. wurden mit Signalen versehen, die aus 3 m langen Balken von 10×10 cm Querschnitt bestanden und an der Spitze je zwei senkrecht zueinanderstehende, rotweiß angestrichene Tafeln von 40×60 cm Flächengröße trugen (Abb. 6). Die Steinmänner der II. und III. O. wurden in den Dimensionen kleiner gehalten, jedoch in derselben Weise signalisiert wie in der I. O. (Abb. 10). In der IV. O. genügte die Kenntlichmachung der Punkte durch 3 m lange Fluchtstäbe mit Fähnchen. Der exzentrische Aufstellungspunkt des Instrumentes neben dem Signal wurde in allen Fällen je nach der Geländebeschaffenheit durch Gasrohre, oder durch in den Fels einzementierte Bolzen mit Körnerpunkt vermarkt.

Im allgemeinen wurde in der I. und II. O. in den Mittagstunden gearbeitet, weil sich diese in bezug auf die Sichtverhältnisse und auf die Berücksichtigung von Refraktionseinflüssen am geeignetsten erwiesen. In den taghellen Nächten der Monate Juli und August bot sich keine Gelegenheit, Beobachtungen durchzuführen.

Zur Verwendung gelangte ein Zeiß-Theodolit II mit 360° -Teilung, für den ein zweites Instrument mit 400 g-Teilung in Reserve stand, welches uns Herr Professor N e h m, Aachen, freundlichst zur Verfügung gestellt hatte. Als weiteres Ausrüstungsgerät zum Zeiß-Theodolit II ist die Zwangszentrierung zu nennen, welche bei den Klein-Basismessungen zur Anwendung kam. Während der Messungen gelangte die verdeckte Bauart der Teilkreise des Instrumentes zur Geltung, da die Meßgruppe nicht nur während des An- und Abmarsches zur Arbeitsstelle, sondern

sogar während der Beobachtungen von den gefürchteten Sandstürmen heimgesucht wurde. Trotzdem erwies sich nach Abschluß der Messungen eine gründliche Reinigung des Zeiß-Theodolit II als notwendig.

Die Messungen erstreckten sich für jeden Punkt I. O. auf einen vollen Tag, wobei in der I. O. in 9 Sätzen für die Richtungsmessung und in 2 Sätzen für die Messung der Höhenwinkel beobachtet wurde. Auf Dreieckspunkten II. O. wurden in der Regel 6 Sätze für die Richtungswinkel und 1 Satz für die Höhenwinkel durchgeführt. In der III. und IV. O. beschränkten wir uns auf 4 bzw. 3 Richtungssätze und einen Höhenwinkelsatz.

Das Netz I. Ordnung.

Mit Rücksicht darauf, daß eine unmittelbare Anlehnung der Messungen an die dänische Rechnungsbasis Akureyri gegeben war, konnte die Ausgleichung ohne Anschlußzwang erfolgen (Abb. 9). Von den 12 Bedingungsgleichungen sind 8 Dreiecks- bzw. Netzgleichungen und 4 Seitengleichungen, die nachstehend mitgeteilt werden.

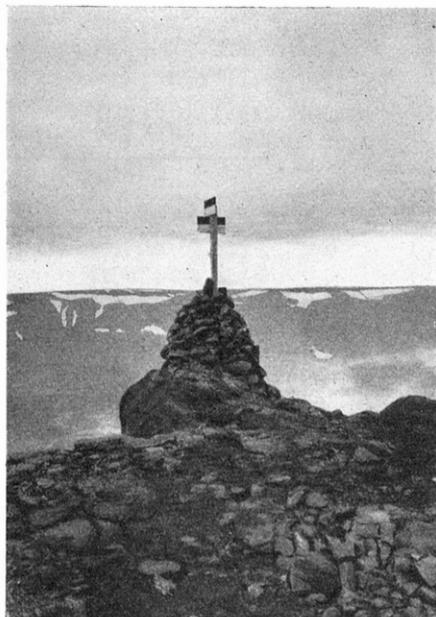


Abb. 10.
Steinmann II. Ordnung, Punkt 3.
Hálshnjókur.

1.

Dreieck 153—158—157

$$\begin{array}{r}
 (4-1) = 33^0 \quad 38' \quad 46,5'' \\
 (14-12) = 76^0 \quad 21' \quad 44,2'' \\
 (10-8) = 69^0 \quad 59' \quad 30,0'' \\
 \hline
 \qquad \qquad \qquad 00,7'' \\
 \varepsilon = - \quad 0,74'' \\
 w_1 = - \quad 0,04''
 \end{array}$$

2.

Dreieck 152—157—153

$$\begin{array}{r}
 (5-7) = 155^0 \quad 47' \quad 46,0'' \\
 (9-8) = 11^0 \quad 27' \quad 53,2'' \\
 (4-3) = 12^0 \quad 44' \quad 20,9'' \\
 \hline
 \qquad \qquad \qquad 00,1'' \\
 \varepsilon = - \quad 0,15'' \\
 w_2 = - \quad 0,05''
 \end{array}$$

3.

Dreieck 152—158—157

$$\begin{array}{r}
 (7-6) = 63^0 \quad 42' \quad 41,7'' \\
 (13-12) = 57^0 \quad 45' \quad 40,8'' \\
 (10-9) = 58^0 \quad 31' \quad 36,8'' \\
 \hline
 \qquad \qquad \qquad 59,3'' \\
 \varepsilon = - \quad 0,37'' \\
 w_3 = - \quad 1,07''
 \end{array}$$

4.

Dreieck 158—161—157

$$\begin{array}{r}
 (12-15) = 82^0 \quad 22' \quad 38,0'' \\
 (21-25) = 18^0 \quad 44' \quad 52,5'' \\
 (11-10) = 78^0 \quad 52' \quad 29,3'' \\
 \hline
 \qquad \qquad \qquad 59,8'' \\
 \varepsilon = - \quad 1,36'' \\
 w_4 = - \quad 1,56''
 \end{array}$$

5.

Dreieck 161-30-15

(24-22)	=	96 ⁰	23'	43,5"
(29-28)	=	36 ⁰	40'	46,7"
(19-18)	=	46 ⁰	55'	30,7"
				<u>00,9"</u>
				$\varepsilon = - 0,35''$
				$w_5 = + 0,55''$

6.

Dreieck 30-23-15

(28-27)	=	65 ⁰	48'	27,5"
(31-30)	=	61 ⁰	51'	32,9"
(20-19)	=	52 ⁰	20'	00,3"
				<u>00,7"</u>
				$\varepsilon = - 0,65''$
				$w_6 = - 0,05''$

7.

Dreieck 30-165-23

(27-26)	=	48 ⁰	58'	22,0"
(35-33)	=	23 ⁰	19'	55,6"
(32-31)	=	107 ⁰	41'	41,8"
				<u>59,4"</u>
				$\varepsilon = - 1,17''$
				$w_7 = - 1,77''$

8.

Dreieck 30-165-161

(29-26)	=	151 ⁰	27'	36,2"
(35-34)	=	7 ⁰	08'	09,7"
(23-22)	=	21 ⁰	24'	14,3"
				<u>00,2"</u>
				$\varepsilon = - 0,64''$
				$w_8 = - 0,44''$

9.

lg sin (14-13)	18 ⁰	36'	03,4" = 9,503 7565.2	$\Delta 1''$
lg sin (10-9)	58 ⁰	31'	36,8" = 9,930 8906.0	62.5
lg sin (4-3)	12 ⁰	44'	20,9" = 9,343 4332.7	12.8
			<u>8,778 0803.9</u>	93.1
lg sin (3-1)	20 ⁰	54'	25,6" = 9,552 4905.1	
lg sin (13-12)	57 ⁰	45'	40,8" = 9,927 2847.6	55.2
lg sin (9-8)	11 ⁰	27'	53,2" = 9,298 3409.7	13.3
			<u>8,778 1162.4</u>	103.8
			$w_9 = - 358.5$	

10.

lg sin (14-12)	76 ⁰	21'	44,2" = 9,987 5795.4	$\Delta 1''$
lg sin (21-25)	18 ⁰	44'	52,5" = 9,507 0527.0	5.1
lg sin (4-2)	19 ⁰	56'	43,7" = 9,532 9144.6	62.0
			<u>9,027 5467.0</u>	58.0
lg sin (4-1)	33 ⁰	38'	46,5" = 9,743 5597.0	
lg sin (12-15)	82 ⁰	22'	38,0" = 9,996 1450.4	31.7
lg sin ((2-4) + (8-11))	11 ⁰	11'	18,3" = 9,287 8822.9	2.8
			<u>9,027 5870.3</u>	106.5
			$w_{10} = - 403.3$	

11.

lg sin (21-25)	18 ⁰	44'	52,5" = 9,507 0527.0	$\Delta 1''$
lg sin (18-16)	85 ⁰	18'	09,0" = 9,998 5387.3	62.0
lg sin ((12-15) + (21-24) + (18-17))	68 ⁰	32'	45,2" = 9,968 8147.6	1.7
			<u>9,474 4061.9</u>	8.2

					$\Delta 1''$
lg sin (12-15)	82° 22'	38,0"	= 9,996 1450.4		2.8
lg sin (25-24)	79° 54'	24,0"	= 9,993 2261.2		3.8
lg sin (17-16)	17° 47'	17,2"	= 9,485 0080.1		65.7
			9,474 3791.7		
			$w_{11} = + 270.2$		

12.

					$\Delta 1''$
lg sin (19-18)	46° 55'	30,7"	= 9,863 5979.8		19.7
lg sin (31-30)	61° 51'	32,9"	= 9,945 3655.5		11.2
lg sin (35-33)	23° 19'	55,6"	= 9,597 7611.8		48.9
lg sin (23-22)	21° 24'	14,3"	= 9,562 2230.9		53.7
			8,968 9478.0		
lg sin (24-22)	96° 23'	43,5"	= 9,997 2888.6		2.4
lg sin (20-19)	52° 20'	00,3"	= 9,898 4948.9		16.2
lg sin (32-31)	107° 41'	41,3"	= 9,978 9507.9		6.7
lg sin (35-34)	7° 08'	09,7"	= 9,004 2105.6		168.2
			8,968 9451.0		
			$w_{12} = + 27.0$		

Aus der Auflösung der Normalgleichungen ergibt sich ein mittlerer Richtungsfehler von $m = \pm \sqrt{\frac{12,17^2}{12}} = \pm 1,01''$. In der dieser Arbeit am Schluß beigegebenen Tafel 1 sind die auf den 9 Dreieckspunkten I. O. gemessenen, sowie die verbesserten Richtungswinkel in den Spalten 3-5 eingetragen. Ein besseres Ergebnis wäre fraglos zu erwarten gewesen, wenn es gelungen wäre, unter gleichmäßigen Beobachtungsverhältnissen zu arbeiten. Nach unseren Eindrücken spielt die Seitenrefraktion keine allzu große Rolle, wenn man die Beobachtungen auf die Mittagszeiten zwischen 11^0 und 15^0 verlegt. Es wird sich später bei Behandlung der Auswertungen II.-IV. O. zeigen, daß das gesamte Netz auch in den niederen Ordnungen durchaus befriedigende innere Genauigkeiten aufweist.

Für die Koordinatenrechnung waren folgende Gesichtspunkte maßgebend. Von Herrn Professor Dr. Nörlund wurde uns der Nullpunkt des Koordinatensystems für Island mit $\varphi = 65^0 00' 00''$ nördl. Breite und $l = 31^0 36' 00''$ westl. der Universitäts-Sternwarte Kopenhagen angegeben. Auf Greenwich bezogen ist $l = 19^0 01' 19,65''$ westl. Gr. zu setzen. Der Kartenherstellung hat das Geodätische Institut Kopenhagen mit Rücksicht auf die Form der Insel die konforme Kegelprojektion zugrunde gelegt. Der Berührungsparellkreis des Kegels wird durch die Breite $\varphi = 65^0$ bezeichnet. Für die X-Achse als Tangente zum Berührungsparellkreis gelten nach Westen zu positive, nach Osten negative Vorzeichen. Die Y-Achse im Meridian $l = 31^0 36' 00''$ westl. Kopenhagen ist nach Norden zu positiv, nach Süden negativ gewählt. Die Maße der Erddimensionen weichen stark gegen das Besselsche, noch schärfer gegen das internationale Hayfordsche Erdellipsoid ab. Für die große Halbachse wird $lg a$ zu 6,8046 1772.88, für die erste Exzentrizität $lg e^2$ zu 7,8231 8431.29 angegeben. Hiernach sind uns die Koordinaten der in Betracht kommenden Dreieckspunkte I. O. von Herrn Professor Nörlund in geographischen und konform-konischen Werten zur Verfügung gestellt worden.

Die Frage, ob die vom Geodätischen Institut Kopenhagen gewählte Projektionsart für unser Sondernetz beizubehalten war, mußte bejaht werden. Die lang-

gestreckte Form des Netzes Akureyri—Grimsstadir hat zweifellos zur Folge, daß im Ostteil Unsicherheiten der Punktbestimmungen in Kauf zu nehmen sind, die sich aus dem spitzwinkligen Abschluß des Dreieckspunktes 165 ergeben. Für eine zweckentsprechende spätere Ausgestaltung des Netzes bestehen nach Süden zu günstige Vorbedingungen. Hinzukommt, daß in neuerer Zeit Spaltenbildung und Ausbrüche in der Askja zu verzeichnen sind, auf deren Zusammenhang mit dem nördlichen Gebiet der Sveinagjá schon Th. Thoroddsen mehrfach hingewiesen hat. Eine Erweiterung des Netzrahmens erscheint somit unbedingt empfehlenswert. Die damit notwendig werdende fortgesetzte Verwendung der im Süden unseres Arbeitsgebietes bereits vorhandenen Dreieckspunkte I. O. der dänischen Triangulation bietet daher in Zukunft Vergleichsmöglichkeiten mit unseren Ergebnissen, wenn die Projektionsart beibehalten wird. Wir haben uns lediglich im Hinblick auf unsere Sonderaufgabe entschlossen, den Nullmeridian $l = 19^{\circ} 01' 19,65''$ auf $l = 17^{\circ} 00' 00''$ westl. Greenwich bzw. $= 29^{\circ} 34' 40,35''$ westl. Kopenhagen zu verlegen. Ferner gaben wir dem Achsenkreuz die allgemein übliche Lage, d. h. der X-Achse die nordsüdliche und der Y-Achse die westöstliche Richtung, womit wir den Vorteil verbinden, innerhalb der rezenten Innenzone Nord-Islands im I. Quadranten mit positiven Koordinaten rechnen zu können. Dies würde auch dann noch der Fall sein, wenn der weitere Ausbau des Sondernetzes bis in die Gegend der Askja zur Durchführung kommen sollte. In diesem Falle wird aber auch eine Sicherung der Dreieckskette durch eine zweite genaue Basismessung erforderlich, weil alsdann die Triangulation I. O. ein Gebiet von etwa 12 000 qkm überdecken würde.

Für den Gang der Koordinatenrechnung gilt folgendes. Zunächst mußten an Hand der oben angegebenen Erddimensionen für die geographische Breite $\varphi = 65/66^{\circ}$ von $10'$ zu $10'$ die Werte für V, W, M, N und r (vgl. Jordan-Eggert, 1939 [4], III. Band, 1. Halbband, Anhang) in zehnstelligen Logarithmen bestimmt werden. Für die weitere Rechnung wurden die von W. Jordan, K. Mauck und R. Vogeler (1895 [3]) herausgegebenen Formeln für die konforme Mecklenburgische Kegelprojektion benutzt, wobei die von uns gewählte Vorzeichengebung Berücksichtigung zu finden hatte. Die wesentlichen, in Frage kommenden Formeln sind auch in Jordan-Eggert, 1923 [5], Band III, S. 529—540, angegeben. Die Koordinatenrechnung geht von den geographischen Werten der dänischen Rechnungsbasis 152—153 aus unter Verwendung der aus dem Ausgleich des Netzes I. O. gewonnenen Richtungen. Für die Berechnung der sphäroidischen Koordinaten y und x, für die Kontroll-Rechnungen, ferner für die Ermittlung der Richtungsverbesserungen t—T, sowie des Vergrößerungsverhältnisses m wurden besondere Formulare ausgearbeitet, welche die Heranziehung von Hilfskräften für die umfangreiche Rechenarbeit ermöglichten und die Übersicht erleichterten. Nach Aufstellung des Abrisses für die sphäroidischen und ebenen Richtungen (vgl. Tafel 1, Anhang) konnte die Zusammenstellung der sphäroidischen Längen lg S und S, sowie unter Berücksichtigung des Vergrößerungsverhältnisses m der ebenen Längen lg s und s der Dreiecksseiten erfolgen, worüber der Abriß auf Tafel 2 im Anhang unterrichtet. Hieran schloß sich an Hand des Trig. Formulares 19 die Berechnung der endgültigen, ebenen Koordinaten der Punkte I. O. im gewählten Projektionssystem.

Die Höhenbestimmung der Punkte wurde auf trigonometrischem Wege vorgenommen. Von vornherein sei darauf hingewiesen, daß die von uns ausgeführte trigonometrische Höhenmessung in der I.—IV. Ordnung in der Hauptsache dem Zweck dient, für das Profil der Schweremessungen zuverlässige Höhen zu erhalten. Zur Erfassung feinsten Erdkrustenbewegungen sind über einige, besonders spaltenreiche Gebiete Feinnivellements gelegt worden, weil die Genauigkeit trigonometri-

scher Höhenmessungen für derartige Zwecke unzureichend ist. Das Höhennetz I. O. ist nach vermittelnden Beobachtungen ausgeglichen worden und weist einen mittleren Fehler von $\pm 0,061$ m/km für eine einfache Zielung auf. Zur Berechnung der trigonometrischen Höhen dienten 2 Formulare, von denen eines die aus der exzentrischen Aufstellung des Instrumentes sich ergebenden Entfernungsunterschiede berücksichtigt, das zweite der Berechnung des Refraktionskoeffizienten k gilt. Hierbei wurde aus 18 Bestimmungen für k ein Mittelwert von 0,150 gefunden, wobei der kleinste Betrag zu 0,126, der größte zu 0,181 ermittelt wurde und die Schwankungen in den k -Werten weniger durch Unterschiede in den Beobachtungszeiten, als in der Temperatur gekennzeichnet sind. Immerhin muß festgestellt werden, daß irgendwelche ungewöhnliche Abweichungen für k gegenüber den in Deutschland beobachteten Refraktionswerten nicht bestehen.

Nachstehende Zusammenstellung gibt die ebenen Koordinaten und Höhen der 9 Dreieckspunkte I. O. an.

Geographische Koordinaten.

	φ			l		
152	65°	41'	30,100"	30°	34'	49,73"
153	65°	41'	18,578"	30°	49'	44,54" westlich Kopenhagen

Ebene Koordinaten und Höhen.

	y	x	h
152	- 46 064,56 m	+ 77 475,33 m	+ 667,90 m
153	- 57 490,26 m	+ 77 322,13 m	+ 911,98 m
157	- 34 432,86 m	+ 72 432,91 m	+ 919,31 m
158	- 36 311,32 m	+ 85 739,30 m	+ 904,43 m
161	+ 47 14,50 m	+ 86 033,18 m	+ 884,38 m
15	+ 6 386,51 m	+ 75 550,30 m	+ 773,99 m
30	+ 17 226,30 m	+ 89 492,90 m	+ 698,87 m
23	+ 24 655,31 m	+ 75 487,35 m	+ 402,96 m
165	+ 54 371,24 m	+ 80 858,64 m	+ 939,93 m

Ergebnisse der Klein-Basis-Messungen mit der 3-m-Invar-Basislatte von Zeiß.

Unsere früher ausgesprochene Befürchtung (/8/, S. 65), daß die Erdbeben-tätigkeit im Gebiet von Akureyri möglicherweise eine Veränderung der Punkte des dänischen Basisnetzes hervorgerufen haben könne, erwies sich als unbegründet. Obwohl seit der Grundlinienmessung nahezu 4 Jahrzehnte verflossen sind, haben unsere Nachprüfungen eine überraschend gute Übereinstimmung mit den Messungen der Dänen erbracht. Es wäre natürlich das Gegebene gewesen, die Überprüfung in erster Linie innerhalb der dänischen Messungsbasis Torfunef-Holt bei Akureyri zu bewirken. Dies war jedoch undurchführbar, weil diese Linie in der Zwischenzeit durch Bebauung verlorengegangen war.

Über das von uns angewandte Verfahren der Klein-Basis-Messung mit Hilfe der 3-m-Invar-Basis-Latte von Zeiß haben wir bereits berichtet (1938 /8/). Abb. 11 zeigt den Anschluß unserer ersten Basis Skògar an die Dreiecksseite 157—158 des Netzes I. O. Die aus der dänischen Rechnungsbasis 152—153 und aus der Ausgleichung des Netzes I. O. gewonnene sphäroidische Seitenlänge 157—158 erhielt den Wert

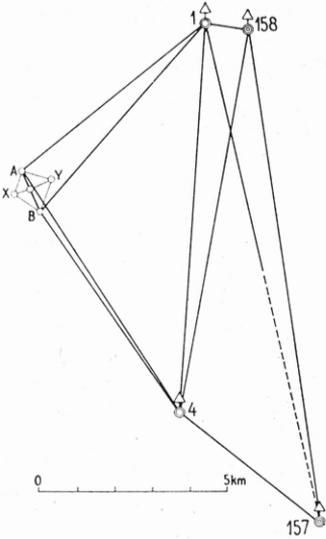


Abb. 11. Anschluß-Basis Skògar an Seite 157—158.

13 437,30 m (vgl. Tafel 2, Anhang). Für das unter außerordentlichen Schwierigkeiten vermarkte und beobachtete Hilfsnetz der Abb. 11 wurde ein mittlerer Richtungsfehler von $\pm 1,37''$ ermittelt. Durch den Netzausgleich ergab sich, von der Basis A—B Skògar ausgehend, der Wert 13 437,11 m für die Seite 157—158, d. h. ein Fehlbetrag von 0,19 m. Wenn auch durch die ungünstige Art der Übertragung der kleinen Basis A—B von 1 174,6644 m auf eine Dreiecksseite I. O. die Genauigkeit auf 1:60 000 herabgesetzt wurde, muß dennoch das erzielte Ergebnis durchaus befriedigen.

Noch überraschender gestaltete sich der Abschluß der zweiten, 30 km östlich Skògar durchgeführten Klein-Basis-Messung bei Màskot, deren Zusammenhang mit dem Hauptnetz aus Abb. 12 hervorgeht. Die beiden Diagonal-Vierecksnetze Skògar und Màskot sind durch eine Dreieckskette II. O. miteinander verbunden, über deren Ausgleichsergebnisse im II. Teil berichtet werden soll. In Màskot kommt dem Basisnetz C—T—D—U ein mittlerer Richtungsfehler von $\pm 1,28''$ zu. Die Diagonale C—D wurde mit 1 249,8914 m $\pm 1,6$ cm, die Diagonale T—U mit 1 241,2582 m $\pm 1,6$ cm ermittelt. Die

Basislängen weisen also mit 1:80 000 eine höhere Genauigkeit auf als in Skògar. Für die Rechnungsbasis Màskot 11—14 gewannen wir bei einem mittleren Richtungsfehler des Anschlußnetzes von $\pm 1,3''$ die Länge 12 782,68 m $\pm 0,19$ m mit 1:67 000 Seitengenauigkeit. Für die Einschaltung in das Hauptnetz kommt die Dreiecksseite 15—161 in Betracht. Der Wert hierfür errechnete sich aus dem Netz I. O. zu 10 614,55 m (vgl. sphäroidische Längen der Tafel 2, Anhang). Aus dem Diagonal-Basis-Viereck Màskot ergab sich für die Seite 15—161 die Länge 10 614,65 m, d. h. ein Mehrbetrag von 10 cm und damit eine Übereinstimmung mit dem Hauptnetz im Rahmen 1:106 000. Es liegt auf der Hand, daß dieses Ergebnis vom fehlertheoretischen Standpunkt zu günstig erscheint und von uns auch nicht erwartet werden konnte. Die bei Màskot günstiger liegenden Beobachtungsbedingungen mögen jedoch ihr Teil zu dieser ausgezeichneten Übereinstimmung beigetragen haben. Selbstverständlich hat bei beiden Klein-Basis-Berechnungen die Reduktion auf N. N. Berücksichtigung gefunden. Wollte man den von uns ausgeführten Kontroll-Basis-Messungen denselben Genauigkeitsgrad zusprechen, welcher der dänischen Hauptbasis Akureyri zukommt, so würde der aus Basis Skògar bestimmten Seite 157—158 eine Genauigkeit von 1:100 000,

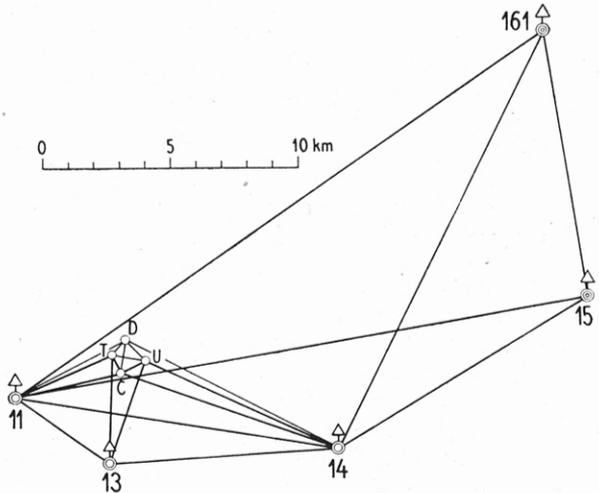


Abb. 12. Anschluß-Basis an Seite 15—161.

der von Måskot aus gewonnenen Seite 15—161 sogar eine solche von 1:150000 beizumessen sein, wenn man an eine Mittelbildung der erzielten Seitenlängen denkt. Eine Gleichschaltung unserer und der dänischen Basismessung kommt jedoch aus fehlertheoretischen Erwägungen nicht in Frage. Trotzdem zeigen die Ergebnisse, daß wir den Ausgangswert der Seite 152—153 als unverändert betrachten dürfen, ferner, daß das von uns erprobte Klein-Basis-Meßverfahren unsere Erwartungen in jeder Beziehung erfüllt hat.

Weniger befriedigend sind die Abschlüsse der 3. Klein-Basis-Messung bei Eilifur und der 4. Messung in der Sveinagjå. Erstere zeigt einen Fehlbetrag von 70 cm, letztere von 46 cm in bezug auf die Dreiecksseite 15—161 an (Abb. 13 und Abb. 14).

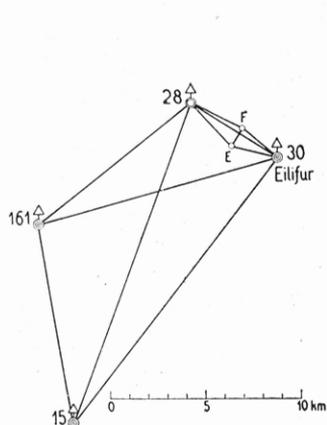


Abb. 13. Basis Eilifur.

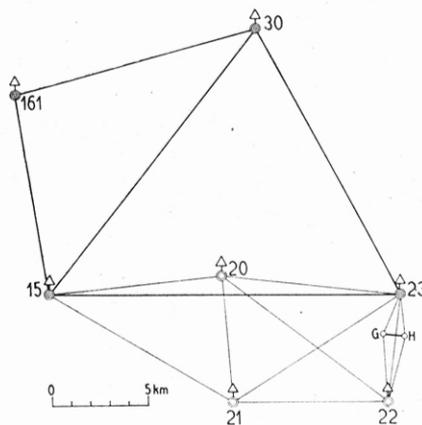


Abb. 14. Basis Sveinar.

Die Gründe für die großen Abweichungen sind aber einfach zu erklären, denn bei diesen beiden Messungen beschränkten wir uns darauf, die Längenbestimmung lediglich nach dem einfachen Übertragungsverfahren vorzunehmen, da Zeit und Beobachtungsverhältnisse für die verfeinerte Messung im Diagonal-Viereck nicht ausreichten. Diese einfache Anschlußart, wie sie bei den photogrammetrischen Messungen üblich ist, stellt bei doppelter Ausführung bestenfalls Genauigkeiten von 1:40000 in Aussicht (vgl [8], S. 74). Hieraus ergibt sich ohne weiteres, daß die Einschaltung einer solchen 1,2 km langen Seite in das Hauptdreiecksnetz zu einer Herabminderung der Genauigkeit führen muß. Aus diesem Grunde kommt auch den Klein-Basis-Messungen 3 und 4 keine Wertung in bezug auf die Längengenauigkeit des Hauptnetzes zu. Sie sind im wesentlichen angelegt worden, um einmal über den Wert derartiger Messungen unter schwierigen Verhältnissen Anhaltspunkte zu gewinnen, zum zweiten, um eine Punktverdichtung in besonders spaltenreichen Lavagegenden herbeizuführen. Für ein begrenztes Arbeitsgebiet von wenigen Kilometern Breiten- und Längen-Ausdehnung wird eine solche Genauigkeit auch stets ausreichen, insbesondere dann, wenn es sich, wie im vorliegenden Falle, darum handelt, einzelne Querprofile innerhalb eines Spaltensystems anzulegen.

Abschließend ist zu dem behandelten Teil I, Netz I. O., noch zu bemerken, daß sich ein endgültiges Urteil über den Genauigkeitsgrad der Gesamttriangulation I.—IV. Ordnung erst nach Auswertung der Richtungs- und Punktbestimmungen niederer Ordnung abgeben läßt. Über diese Ergebnisse unterrichtet der folgende II. Teil.

Zweiter Teil.

Das Netz II. Ordnung.

Das Netz II. Ordnung umfaßt unter Einschluß der Klein-Basispunkte von Skògar und Màskot insgesamt 27 Punkte, die sich in den Rahmen des Netzes I. O. einfügen. Zur Vereinfachung der Ausgleichung haben wir das Netz II. O. in ein West-, Mittel- und Ost-Netz unterteilt. Hinzu kam, daß der erstrebenswerten günstigen Ausgestaltung des Netzes im Westteil unseres Arbeitsgebietes schwierige Gelände- und unzureichende Beobachtungsverhältnisse entgegenstanden. Ein langgestrecktes, tief eingeschnittenes Tal, teilweise mit Moränen und Schuttkegeln bedeckt, teilweise durch einen See (Liðsavatn) ausgefüllt, zwang zur Anlage ungünstig geformter Dreiecke im Anschluß an die Kleinbasis Skògar. Aber auch östlich der Bardartalverwerfung stellt die dort einsetzende innervulkanische Zone zunächst ein unwirtliches, wenig besiedeltes Gelände dar, welches durch flache, unregelmäßige Höhenzüge, Palagonitbreccien, Tuffe und junges Schwemmmaterial gekennzeichnet ist. Auf den weit ausgedehnten einförmigen Höhenrücken sind vielfach Flachmoorbildungen auf großen Räumen anzutreffen, so daß es schwer hielt, geeignete Stellen für die Anlage von Dreieckspunkten zu erkunden. Die hierdurch bedingte Ungunst der Form der westlichen Dreieckskette (Abb. 15) führte zum Netzzwang zwischen der von Skògar aus

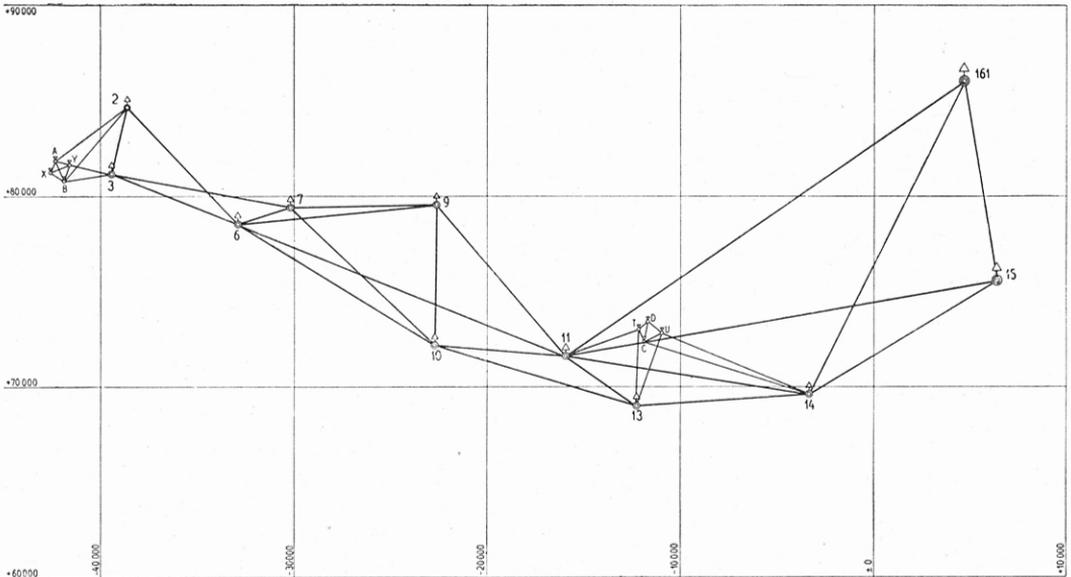


Abb. 15.

bestimmten Dreiecksseite 2—3 im äußersten Westen und der Dreiecksseite I. O. 15—161 im Osten. Das Netz war mit 12 Dreiecks-, 3 Seiten-Gleichungen und 4 weiteren, durch den Anschlußzwang bestimmten Bedingungsgleichungen, insgesamt also mit 19 Bedingungsgleichungen auszugleichen. Auf die Wiedergabe der aufgestellten Dreiecks-, Seiten- und Anschlußbedingungen kann in der II. O. wohl verzichtet werden.

Der mittlere Richtungsfehler ergab sich zu $\pm 2,68''$ ohne und zu $\pm 3,07''$ mit Netzzwang. Dieses ungünstige Ergebnis, welches größtenteils den schlechten Beob-

achtungsverhältnissen zuzuschreiben ist, fällt jedoch wenig ins Gewicht, weil das gesamte Gebiet westlich der Dreiecksseite 14—161 in historischer Zeit bis zur Gegenwart keinen Ausbrüchen ausgesetzt war, so daß es wohl auch in Zukunft für die Ermittlung feinsten Erdkrustenbewegungen ausscheidet.

Wesentlich günstigere Verhältnisse lagen für das Mittel- und Ost-Netz vor (Abb. 16 und 17). Zur Ausgleichung des Mittelnetzes waren 7 Dreiecks- und 3 Seiten-Gleichungen erforderlich. Der mittlere Richtungsfehler wurde zu $\pm 1,62''$ ermittelt. Die Ausgleichung des Ostnetzes, welches in die Dreiecksseite I. O. 23—165 eingebunden wurde, umfaßte 5 Dreiecks- und 1 Seiten-Gleichungen und schloß mit einem mittleren Richtungsfehler von $\pm 1,35''$ ab. Die durchschnittliche Länge einer Dreiecksseite II. O. beträgt im Westnetz 10,7 km, im Mittel- und Ostnetz 11,6 km. Im Gesamtdurchschnitt erhält man für das Netz II. O. eine Zielweite von 11,0 km. Faßt man West-, Mittel- und Ostnetz unter Hinzunahme der beiden Anschlußnetze Skògar und Måskot zusammen, so ergibt sich im Durchschnitt für das gesamte Netz II. O. ein mittlerer Richtungsfehler von $\pm 1,74''$, ein Wert, der sich durchaus dem Rahmen der in der I. O. gewonnenen Richtungsgenauigkeit anpaßt.

Die Koordinatenrechnung wurde in der II. und allen niederen Ordnungen in der Ebene durchgeführt. Nach Ermittlung der mit Hilfe des Trigonometrischen Formu-

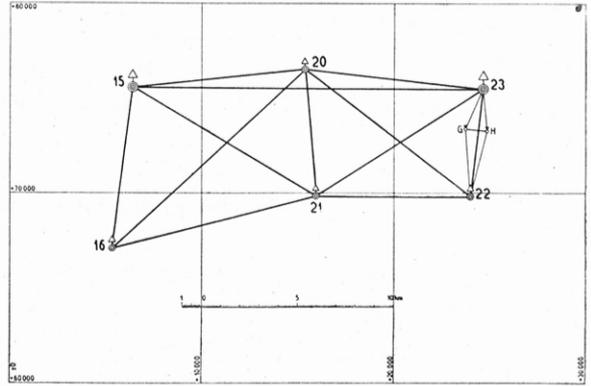


Abb. 16.

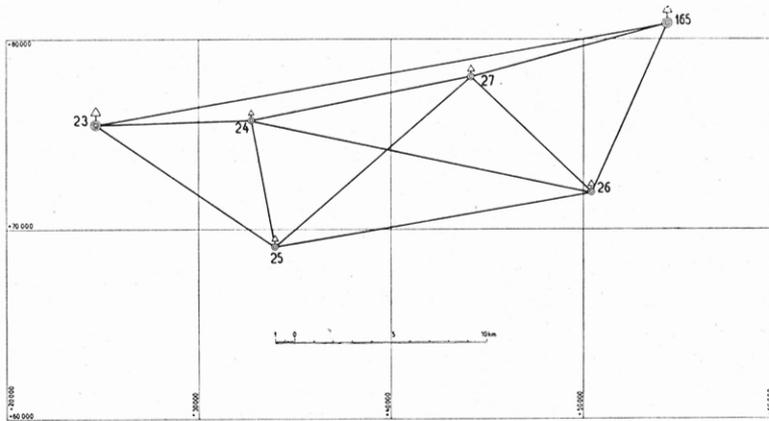


Abb. 17.

lars 19 errechneten Näherungswerte der Punktkoordinaten II. O. wurden in der üblichen Weise (vgl. Jordan-Eggert, Band I, 1935, § 71, S. 247 u. f.) die Werte für die Richtungsverbesserungen $t-T$ und des Vergrößerungsverhältnisses $lg m$ bestimmt, darnach die Aufstellung der Abrisse für die sphärischen und ebenen Richtungen sowie Dreiecksseiten (vgl. I. Teil) und anschließend die endgültige ebene Koordinatenrechnung im konform-konischen Projektionssystem bewirkt.

In bezug auf die trigonometrische Höhenmessung wurden das Westnetz sowie das zusammengefaßte Mittel- und Ostnetz getrennt nach bedingten Beobachtungen ausgeglichen. Im Westnetz waren 14 Netz- und 4 Anschlußbedingungen, im vereinigten Mittelostnetz 18 Netz- und 4 Anschlußbedingungen zu erfüllen. In beiden Fällen ergaben sich für den mittleren Fehler der einfachen Zielung Werte von $\pm 0,066$ bzw. $\pm 0,068$ m/km. Der Refraktionskoeffizient k lag im Mittel bei 0,140. Die Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Triangulation I. O. ist somit auch hier gewährleistet. Allerdings sind die Schwankungen der k -Werte in der II. O. erheblich größere als in der I. O. In einzelnen Fällen fanden wir sogar negative Zahlen für k , und zwar in der Regel auf Dreieckspunkten, von denen aus Zielungen dicht über weite Schneefelder hinweg erfolgen mußten.

Tafel 3 enthält eine Zusammenstellung der Koordinaten und Höhen der 27 Netzpunkte II. Ordnung.

Die Kleindreiecksmessung.

Eine Verdichtung des Netzes I. und II. O. war gemäß Aufgabestellung lediglich so weit anzustreben, daß im Zuge eines westöstlich gerichteten Profiles die Punkte niederer Ordnung in Entfernungen von 3—4 km anzulegen waren. In diesem aus etwa 40 Punkten bestehenden Profil wurden die Schweremessungen durchgeführt, ferner sollte dieses Punktnetz die Anlage von Sondermessungen innerhalb des rezenten Lavagebietes ermöglichen. Zu diesem Zweck sind in das Netz höherer Ordnung 7 Punkte III. und 37 Punkte IV. O. eingeschaltet worden. Ihre Bestimmung erfolgte teils durch vereinigt Vorwärts- und Rückwärts-Einschneiden, in einigen Fällen durch Doppel- oder Mehrpunkteinschaltung. Die Ermittlung der Höhen wurde wiederum auf trigonometrischem Wege vorgenommen.

Abb. 18 (Tafel III) unterrichtet über die Ausdehnung des gesamten Punktnetzes. Ferner ist für die Punkte III. O. in Tafel 4 und für die Punkte IV. O. in Tafel 5 ein Abriß aufgestellt worden, der die erzielten Abschlüsse bekannt gibt. Hiernach sind im Durchschnitt je Punkt III. O. 4 innere und 4 äußere Richtungen, je Punkt IV. O. 4 innere und 1 äußere Richtungen beobachtet worden. Die durchschnittliche Zielweite beträgt in der III. O. 9,2 km, in der IV. O. 8,1 km. Die verhältnismäßig hohe durchschnittliche Seitenlänge eines Zielstrahls IV. O. ist u. a. darauf zurückzuführen, daß wir bei Anlage des Westostprofils an die Einhaltung einer bestimmten Richtung, sowie vorgeschriebener Abstände gebunden waren. Hieraus ergab sich ebenso wie aus der Punktanordnung in tiefeingeschnittenen Tälern zwangsläufig die Auswahl langer Zielstrahlen, deren Häufung zu hohen Durchschnittslängen führte.

Der mittlere Richtungsfehler bewegt sich in der III. O. zwischen $\pm 1,09''$ und $3,25''$ und liegt im Durchschnitt bei $\pm 2,1''$. In der IV. O. schwankt m zwischen $\pm 0,2''$ und $4,8''$ und beträgt im Durchschnitt $\pm 2,6''$. Erwähnenswert ist, daß die in Abteilung 5 der Trig. Formulare 10 und 11 gewonnenen Verbesserungen v nur bei insgesamt 14 Richtungen den Wert von $3''$ überschreiten und bei 20 Richtungen zwischen $2''$ und $3''$ liegen. Im ganzen sind in der IV. O. 188 Richtungen beobachtet worden, deren Verbesserungen zu rund 82 % kleiner als $2''$ sind.

Aus den in Spalte 9 der Tafel 5 ermittelten Punktfehlern M und den durchschnittlichen Zielweiten der Spalte 10 folgte die Berechnung der relativen Seitengenauigkeiten in Spalte 11. Im Durchschnitt ist darnach in der III. O. eine relative Längengenauigkeit von 6,8 mm/km oder 1:147000, in der IV. O. von 10,7 mm/km oder 1:94000 erzielt worden. Diese Ergebnisse halten sich vollauf im Rahmen unserer Erwartungen und können im Sinne der Zielsetzung unserer Arbeiten als befriedigend ange-

sprochen werden. In keinem Falle ist eine Längengenauigkeit von 1:60000 unterschritten worden.

In Spalte 12 der Tafeln 4 und 5 sind schließlich die trigonometrisch ermittelten Höhen und in Spalte 13 ihre mittleren Fehler eingetragen. Die Ausgleichung erfolgte in der üblichen Weise nach den Grundsätzen, die für direkte Beobachtungen ungleicher Genauigkeit gelten. Der mittlere Höhenfehler wächst auch in diesem Falle mit zunehmender durchschnittlicher Zielweite an, wie die Zahlentafeln erkennen lassen und liegt in der III. O. bei ± 7 cm/km, in der IV. O. bei ± 9 cm/km für die einfache Zielung.

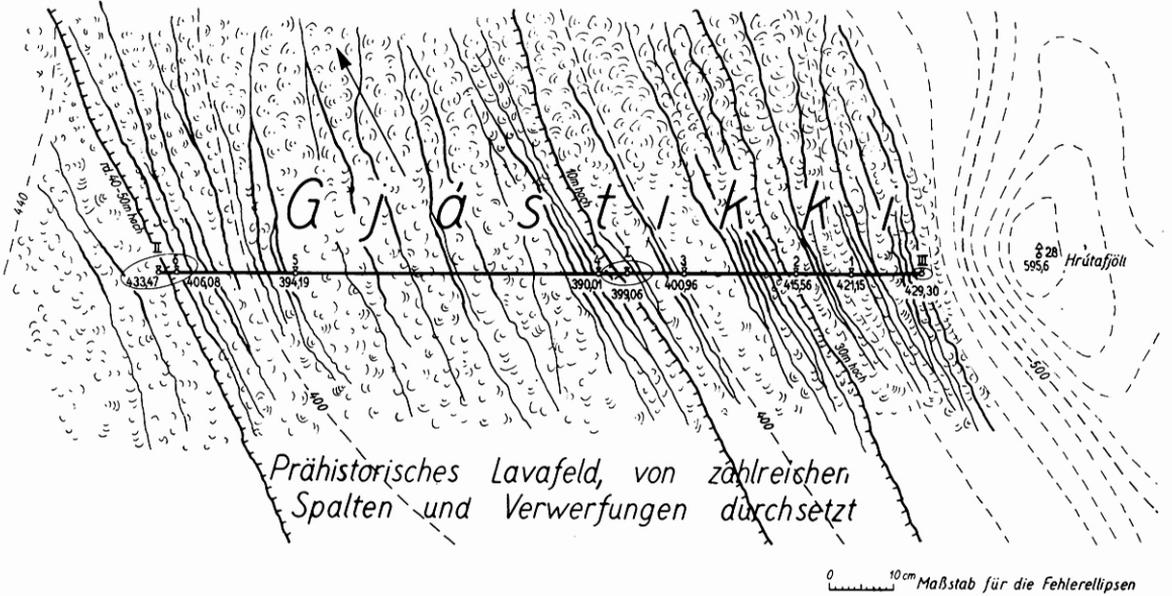
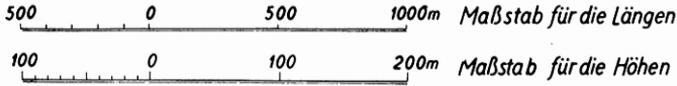
Zur weiteren Beurteilung der Genauigkeit der Punktbestimmungen niederer Ordnung läßt sich die Behandlung der Formen der Fehlerellipsen nicht umgehen, obwohl wir der Auffassung sind, daß ein sicherer Prüfstein der erzielten Punktfehler damit nicht gegeben ist. Um für die Konstruktion der Fehlerellipsen nicht allzuviel Zeit opfern zu müssen, haben wir uns des von Emschermann entwickelten graphischen Verfahrens bedient ([11], 1934, S. 74—78). Die Ermittlung der für die Richtung der großen Achse und für die Achsenlängen notwendigen Werte Θ , a und $\sqrt{1-a^2}$ erfolgte an Hand der graphischen Tafeln dieser Abhandlung (Arbeitsblätter 1 und 2, S. 76 und 77). Die weiteren Rechnungen zur Bestimmung von m_{\max} und m_{\min} , d. h. der großen und der kleinen Halbachsen der Fehlerellipsen, wurden mit dem Rechenschieber durchgeführt. Diese Arbeit nahm einschließlich der Sicherungsrechnungen für sämtliche 44 Punkte III.—IV. O. nur 4 Stunden Zeit in Anspruch.

Der Einfachheit halber sind die Fehlerellipsen in Abb. 18 (Tafel III) im Maßstab 1:4 eingetragen. Trotz wechselnder Größe und Form weisen sie keine auffälligen Besonderheiten nach. Für die 7 Punkte III. O. ergeben sich durchaus günstige Formen, da diese Punkte durch eine große Zahl innerer und äußerer Richtungen gesichert sind, wobei eine zumeist gleichmäßige Verteilung der Zielstrahlen zumindest über 3 Quadranten erreicht werden konnte.

Die Fehlerellipsen der Punkte IV. O. weisen zu 70 % ebenfalls günstige Formen auf. Bei 10 Punkten fällt die gebundene Richtung der großen Achse auf. Es sind dies die Punkte 4, 10, 11, 13, 14, 17, 19, 22, 27 und 28^a, die sämtlich durch einen sehr kurzen Zielstrahl nach einem nahegelegenen Punkt II. oder III. O. und durch mehrere Weitvisuren bestimmt werden mußten. Der kurze Zielstrahl gibt alsdann stets die Richtung der großen Achse der Fehlerellipse an (vgl. Abb. 18).

Außerdem sind die Fehlerellipsen der 11 Punkte 5, 10, 11, 13, 14, 17, 18, 27, 28, 28^a und 30 durch besonders langgestreckte ungünstige Formen gekennzeichnet. Dabei handelt es sich durchweg um Punkte, deren Erkundung nicht nach den allgemein gültigen Gesichtspunkten für die Wahl gut verteilter Richtungen und gleichgroßer Zielweiten erfolgen konnte, sondern an den Marschweg der Schweremessungen im Zuge des Westostprofils gebunden war. In den meisten Fällen ist die langgezogene Form der Fehlerellipse die Folge der bereits erwähnten Ungleichartigkeit der Zielstrahlenlängen (10, 11, 13, 14, 17, 27, 28^a), bei den restlichen Punkten 5, 18, 28 und 30 handelt es sich um Richtungsmessungen, die sich mitunter kaum auf zwei volle Quadranten erstrecken. Es liegen somit Ausnahmefälle vor, welche eine Gleichstellung der erzielten Ergebnisse in der IV. O. mit normal angelegten Dreiecksnetzen ausschließen. Aus diesem Grunde hielten wir es auch nicht für angezeigt, die beachtenswerten Ausführungen von Pinkwart [12] auf unsere Messungen zu übertragen. Es darf bei Beurteilung der Genauigkeit unserer Kleindreiecksmessung nicht außer acht gelassen werden, daß die aufgezwungene ungünstige Punktauswahl nur durch eine weitgehende Verdichtung des Netzes III. O. hätte wettgemacht werden können.

Lageplan des Querprofils Gjästikki



Schnitt in der Linie II-I-III



Abb. 19.

Die Erkundung, Vermarkung und Einmessung weiterer 10—12 Punkte III. O. hätte jedoch die Einhaltung unseres Zeitplanes gefährdet und in keinem Einklang zu dem Erfolg gestanden, den wir durch die Beseitigung einiger Schönheitsfehler würden buchen können. Denn trotz der wenig ansprechenden Formen der Fehlerellipsen dieser 11 Punkte liegt im Durchschnitt ihr mittlerer Richtungsfehler bei $\pm 2,9''$ und

die relative Seitengenauigkeit bei 1:80000. Wohl hat dieses Teilergebnis, für sich betrachtet, zu einer Verschlechterung des Gesamtergebnisses geführt; es hält sich jedoch in Grenzen, die eine Mitverwendung der genannten 11 Punkte durchaus rechtfertigen.

Aufnahmen von Querprofilen.

Im folgenden soll die Aufnahme eines Querprofiles durch eine 3 km breite Spaltenzone in Gjästikki besprochen werden. Von vornherein hatten wir, um derartige Profile der Lage und Höhe nach möglichst genau aufzumessen, an die Durchführung von Präzisions-Polygonzügen und Feinnivellements gedacht und dementsprechend Längenmeßwerkzeuge und Nivelliergerät nebst allem Zubehör mitgeführt. Es stellte sich aber bald heraus, daß die mit junger und alter Lava überdeckten Spaltenzonen derartige Meßverfahren nahezu ausschlossen. Das in den Abb. 19 und 20 behandelte Beispiel dient dazu, die Schwierigkeiten der Vermarkung und Aufnahme solcher Querprofile aufzuzeigen.

Gjästikki zeichnet sich durch eine überwältigend wirkende Zerrissenheit des Geländes aus. Ein ununterbrochenes Auf und Ab von zerklüfteter, erstarrter Plattenlava, von mehr oder weniger breiten und sehr tiefen Spalten (Abb. 21 und 22, ferner auch 2, 3 und 4) ist durch ungleichförmig ausgebildete Störungen in Schollen aufgelöst. Die nahezu senkrechten Verwurfswände weisen 10–50 m Höhe auf. Grober

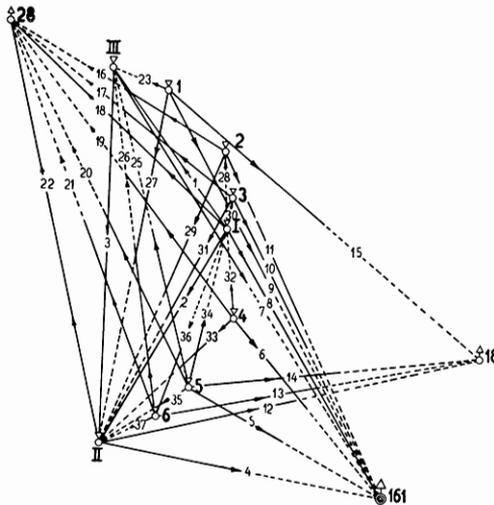


Abb. 20.

Gesteinsschutt und lose Nachfallbrocken verschiedenster Größe füllen das Vor- und Gelände derartiger Grabenbegrenzungen aus und gestalten ihre Begehung schwierig. So konnten in diesem Querprofil (vgl. Lageplan und Profil der Abb. 19) nur 9 Beobachtungspunkte angelegt werden. Ferner ist die Linie II—I—III bei Punkt I leicht gebrochen. In die Strecke III—I sind die Punkte 1, 2 und 3, in die Strecke I—II die Punkte 4, 5 und 6 eingeschaltet. Sämtliche Punkte sind durch einzementierte Nietköpfe in der festen Lava vermarkt und durch Steinmänner bezeichnet worden; lediglich auf Punkt 3 konnte ein Gasrohr geschlagen werden. Allein die sorgfältige Vermarkung dieser 9 Punkte und das Ausfluchten der Linien nahmen 2 Arbeitstage in Anspruch.

Die 3 Hauptpunkte III, I und II wurden durch vereinigt Vorwärts- und Rückwärts-Einschneiden bestimmt und auf dem Wege der Mehrpunkteinschaltung ausgeglichen. Der mittlere Richtungsfehler beträgt $\pm 1,3''$. Mittlere Koordinaten- und Punktfehler sind aus Tafel 5 (lfd. Nr. 35–37) zu entnehmen. Durch Einführung von Gewichtskoeffizienten gewinnt man folgende Längenfehler:

Strecke II—I = $1815,01 \text{ m} \pm 0,046 \text{ m}$, oder $25,3 \text{ mm/km}$,

Strecke I—III = $1156,01 \text{ m} \pm 0,018 \text{ m}$, oder $15,6 \text{ mm/km}$,

Strecke II—III = $2968,35 \text{ m} \pm 0,055 \text{ m}$, oder $18,5 \text{ mm/km}$.

Die erzielte Längengenauigkeit liegt somit im Durchschnitt bei 1:50000. Dieses Ergebnis hätte bei der Unwegsamkeit des Geländes mittels Polygonzugmessung selbst bei Anwendung neuzeitlicher Instrumente und Meßverfahren weder mit mechanischer, noch mit optischer Längenmessung erreicht werden können.

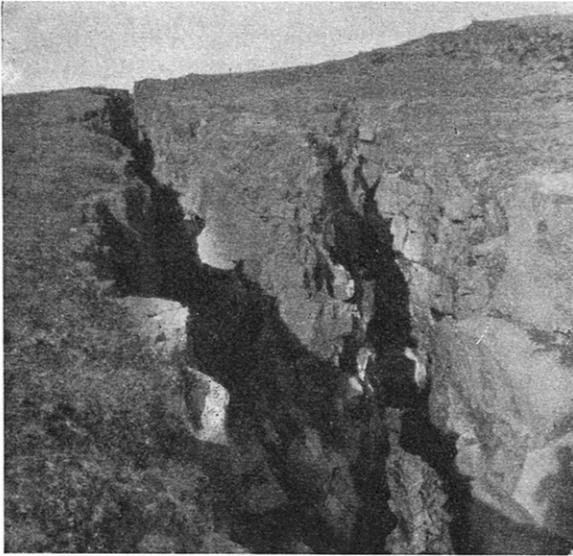


Abb. 21.
Tektonische Spalten in Gjástikki
(Aufgenommen von F. Bernauer)

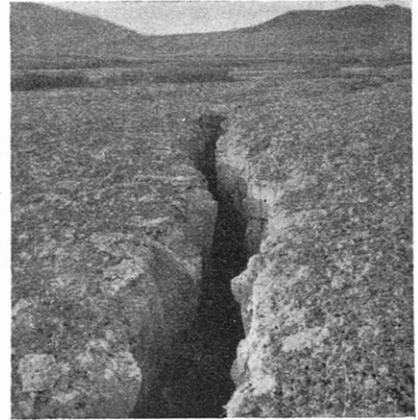


Abb. 22.
Tektonische Spalte in Grjótagjá
östlich Myvatn
(Aufgenommen von F. Bernauer)

Auch die 6 Zwischenpunkte konnten nur durch Rückwärts-Einschneiden bestimmt werden. In Tafel 6 sind die entsprechenden Abschlüsse zusammengestellt. Für eine durchschnittliche Zielweite von 4,4 km (Spalte 10) ergibt sich aus Spalte 11 eine relative Längenunsicherheit von 12,8 mm/km oder rd. 1:80000. Wenn sich auch aus dem Abriß ähnliche gute Ergebnisse ableiten lassen, wie sie für die 3 Hauptpunkte erreicht wurden, darf dennoch nicht übersehen werden, daß die Teillängen innerhalb des Profils erheblich größere Unsicherheiten aufweisen, als die Hauptstrecken. Dieser auf die Ungunst der Verhältnisse zurückzuführende Übelstand kann aber getrost in Kauf genommen werden, wenn man berücksichtigt, daß der auf jede Teillänge entfallende mittlere Längenfehler von rd. $\pm 7 \text{ cm}$ innerhalb der Hauptstrecke konstant auftritt. Die große Anzahl der beobachteten Zielstrahlen bürgt bei einem mittleren Richtungsfehler von $\pm 2,0''$ dafür, daß schon Veränderungen der Punktlagen

von 1–2 cm in Richtung der Profillinie durch eine Wiederholungsmessung festgestellt werden können.

Besondere Schwierigkeiten verursachte die Ermittlung der Höhen. Infolge der oben beschriebenen Geländeverhältnisse war es nur möglich, zwischen den Punkten 6 und 2 (vgl. Abb. 19) ein Feinnivellement mit dem Zeiß-Nivellier III mit Keilstricheinstellung und Invarbandlatten anzulegen. Welche Hindernisse dabei zu überwinden waren, geht allein daraus hervor, daß ein einmaliges Nivellement der 2,4 km langen Strecke einen vollen Arbeitstag beanspruchte. Da sämtliche Haupt- und Zwischenpunkte durch trigonometrische Höhenmessung verbunden wurden, konnten einmal Vergleiche zwischen den auf geometrischem und auf trigonometrischem Wege gewonnenen Höhenunterschieden angestellt werden, zum zweiten bot sich die Möglichkeit, die Ausgleichung des trigonometrischen Höhennetzes unter Verwendung der aus dem Feinnivellement herrührenden fehlerfreien Höhenwerte vorzunehmen. Das nach vermittelnden Beobachtungen ausgeglichene Netz ist in Abb. 20 wiedergegeben. Die Punkte III, I, I und II wurden als Unbekannte eingeführt. Der mittlere Höhenfehler beträgt $\pm 0,095$ m/km für die einfache Zielung. In Tafel 7 sind die Höhen und Vergleichswerte der Profilpunkte zusammengestellt. Die Übereinstimmung zwischen den geometrisch und trigonometrisch ermittelten unausgeglichenen Höhenunterschieden ist, wie aus Spalte 9 hervorgeht, zufriedenstellend. Sie beweist, daß die trigonometrische Höhenmessung mit dem Zeiß-Theodolit II auf begrenztem, von Refraktionseinflüssen freiem Raum zu recht genauen Ergebnissen führt. Bemerkenswert ist, daß die trigonometrische Lage- und Höhenbestimmung sämtlicher 9 Profilpunkte etwa die gleiche Arbeitszeit erforderte, wie das Feinnivellement der kurzen Strecke von Niete 2 bis Niete 6.

Überblick und Ausblick.

Innerhalb von 100 Arbeitstagen, von denen nur 30 als volle Sichttage für Beobachtungen mit guter Beleuchtung zur Verfügung standen, wurde in Nordisland eine Sonderdreiecksmessung I.–IV. O. auf einem Raum von rd. 3000 qkm angelegt. Die Arbeiten sind von beiden Verfassern größtenteils gemeinsam, teils ohne Hilfe, teils unter Heranziehung von 1–2 Trägern ausgeführt worden. Erkundung, Vermarkung und Messungen erstreckten sich auf 9 Dreieckspunkte I., 27 Punkte II., 7 Punkte III. und 37 Punkte IV. O., insgesamt einschließlich besonderer Querprofilmessungen auf rd. 100 Punkte. Außerdem wurden an zwei Stellen (Eilifur und Sveinar) einfache Basismessungen und an weiteren zwei Orten (Skògar und Màskot) Diagonalvierecks-Basismessungen mit einer 3 m Basislatte von Zeiß durchgeführt. Das hierbei entwickelte Arbeitsverfahren hat gezeigt, daß man beispielsweise in ausgedehnten Abbaugebieten unabhängig vom unsicher gewordenen Netz der Landesaufnahme in kurzer Zeit und mit geringem Kostenaufwand ein Messungsnetz im Rahmen einer absoluten Längengenauigkeit von 1:60000 bis 1:100000 zu schaffen vermag. Es braucht nicht weiter ausgeführt zu werden, welche Vorteile die beschriebene Diagonalvierecks-Basismessung mit sich bringt, wenn innerhalb der großräumigen Steinkohlenbezirke Deutschlands Neuorientierungen zusammenhängender Bergwerksbetriebe erforderlich werden, oder in abbaugefährdeten Gegenden Schachtdurchschläge anzugeben sind.

Die Auswertung der Messungen führte zu folgenden Ergebnissen. Für die Dreiecksseiten wurde ein mittlerer Richtungsfehler

in der I. O. von $m = \pm 1,01''$ „ „ II. O. „ $m = \pm 1,74''$	in der III. O. von $m = \pm 2,1''$ „ „ IV. O. „ $m = \pm 2,6''$
--	--

festgestellt. Die durchschnittliche Länge einer Dreiecksseite ist in der I. O. zu 27,3, in der II. O. zu 11,0, in der III. O. zu 9,4 und in der IV. O. zu 8,1 km ermittelt worden.

Der Längenberechnung legten wir die Basismessung der Dänen bei Akureyri vom Jahre 1900 zugrunde. Unseren Ermittlungen zufolge liegt die Genauigkeit der Längen im Netz I. O. bei 1:150000. Die Ergebnisse der Kleinbasismessungen von Skögar und Måskot liefern sowohl den Beweis für die Richtigkeit der veranschlagten Längengenauigkeit, wie auch den Prüfstein für die trotz reger Erdbebentätigkeit unveränderte Größe der dänischen Rechnungsbasis Akureyri.

Als Projektionssystem wurde in Übereinstimmung mit der dänischen Koordinatenrechnung die konforme Kegelprojektion gewählt. Die X-Achse (Nord-Süd) unseres Koordinatensystems ist in den Längenmeridian $l = 17^{\circ}00'00''$ westlich Greenwich und die Y-Achse (West-Ost) in den geographischen Breitenkreis $\varphi = 65^{\circ}$ gelegt worden. Ausgehend von den geographischen Koordinaten der Endpunkte der Rechnungsbasis Akureyri wurde die Koordinatenrechnung in der I. O. sphäroidisch bewirkt und darnach in die ebene, konform-konische Projektion übertragen. Die Rechnungen in der II.—IV. O. fanden in der Ebene statt.

Aus den Punktbestimmungen der III. O. ergibt sich eine relative Seitengenauigkeit von 1:147000 und aus der Triangulation IV. O. eine solche von 1:94000. Im allgemeinen dürften hiernach in den Gebieten der Punktverdichtungen mittlere Richtungsfehler von $\pm 1-3''$ und Längengenauigkeiten von ± 1 cm/km der Dreiecksseiten den erreichten Genauigkeitsgrad kennzeichnen.

Die Ermittlung der Höhen erfolgte durchweg auf trigonometrischem Wege. Lediglich einige kurze Querprofile innerhalb der rezenten Lavazone wurden, soweit die Geländebeziehungen dies zuließen, durch Feinnivellement eingewogen. Innerhalb des gesamten Arbeitsgebietes bewegen sich die Höhenunterschiede zwischen N.N. und rd. 1000 m absoluter Meereshöhe. Der Refraktionskoeffizient k ist im Durchschnitt mit 0,15 anzunehmen. Mit Rücksicht auf die festgestellten, nicht unerheblichen Schwankungen kann dieser Wert allerdings vorläufig nur für unser engeres Arbeitsgebiet Geltung haben.

Die Genauigkeit der trigonometrischen Höhenmessung wurde in der I. O. zu $\pm 0,061$ m/km, in der II. O. zu $\pm 0,067$ m/km, in der III. O. zu $\pm 0,07$ m/km und in der IV. O. zu $\pm 0,09$ m/km für eine einfache Zielung gefunden. Bei der Aufnahme von Querprofilen ergaben sich gute Übereinstimmungen zwischen den auf geometrische und auf trigonometrische Weise ermittelten Höhen.

Unsere Erfahrungen mit den verwendeten Zeiß-Instrumenten und Geräten sind ausgezeichnet. Die verdeckte Bauart der Theodolite und Nivelliere, die standhaften Stative, Latten und sonstigen Einrichtungen haben sich bei den äußerst ungünstigen Witterungsverhältnissen, in Schnee- und Sandstürmen, auf das beste bewährt. Wir sind der Auffassung, daß das geringe Gewicht der mitgeführten Einrichtungen, die Vorzüge der optischen Zentrierung bei Wind und Wetter, die Einfachheit der Bedienung der Instrumente und die hierdurch erreichte Schnelligkeit im Arbeiten, verbunden mit hohen Meßgenauigkeiten, u. a. m. ganz wesentlich zur Erfüllung unseres Arbeitsplanes beigetragen haben. Berücksichtigt man, daß uns für Erkundung, Vermarkung, Signalstellung und Messung nur $3\frac{1}{3}$ Monate zur Verfügung standen, so muß zugegeben werden, daß die gewählten Arbeitsmittel und Meßverfahren von entscheidendem Einfluß auf Arbeitstempo und Leistung sind. Wir haben auf diese Weise Ergebnisse erzielt, die trotz Ungunst der Verhältnisse jeder Sondertriangulation mit ähnlicher Zielsetzung in Deutschland getrost zur Seite gestellt werden können. Somit dürfte unsere Arbeit den Beweis dafür erbracht haben, daß man auch mit

bescheidenen Mitteln in kürzester Frist den Grundstein für eine zeiträumlich zu wiederholende Beobachtung feinsten Erdkrustenbewegungen zu legen vermag.

Es soll nun noch kurz auf eine Gegenüberstellung der dänischen und unserer Richtungsmessungen in der I. O. eingegangen werden. Die in Tafel 8 angestellten Vergleiche sind nur dadurch möglich geworden, daß uns Herr Professor Dr. Nörlund vom Geodätischen Institut in Kopenhagen freundlichst die Werte der dänischen Original-Winkelmessungen auf 4 Punkten zur Verfügung gestellt hat. Einwandfreie Entscheidungen zu treffen, hält schon deshalb schwer, weil die in Spalte 1 der Tafel 8 angegebenen 4 Dreieckspunkte dänischerseits zu verschiedenen Zeiten beobachtet wurden, wie aus Spalte 3 zu ersehen ist.

Für den im Jahre 1914 bestimmten Punkt 153 ergibt sich vollkommene Ruhelage. Den Abweichungen auf den Standpunkten 157 und 158 (vgl. Spalte 6) messen wir nicht allzugroße Bedeutung bei, weil es sich hier um Messungen mit verschiedenen, keineswegs gleichwertigen Instrumenten und zu verschiedenen Zeitpunkten handelt. Einzig und allein der im Jahre 1930 beobachtete Punkt 161, der auch als einziger von den 4 Dreieckspunkten innerhalb der rezenten Lavazone liegt, fällt in den Kreis der Betrachtungen. Aber auch hier zeigt sich in bezug auf die Punkte 157 und 158 Unverändertheit, während die Richtungen nach 165 und 14 mit verschiedenen Vorzeichen aus dem Rahmen fallen. Unter Ausschaltung der den beiden Messungen von 1930 und 1938 anhaftenden Unsicherheiten wird für die Zielung 161—165 mit 49,9 km Länge höchstens ein Widerspruch von $-2''$ in Rechnung gestellt werden können, der eine Verschiebung von 50 cm anzeigen würde. Die Punkte 14 und 15 scheiden für Vergleiche aus, weil sie in den dänischen Messungen als Punkte II. O. auftreten und nicht annähernd mit der gleichen Genauigkeit bestimmt wurden, wie die Punkte unseres Sondernetzes. Die dürftigen Vergleichsmöglichkeiten bieten somit vorläufig keine Handhabe für das Vorliegen einer bestimmten Verschiebungsrichtung und Größe.

Abschließend interessiert im Zusammenhang mit den bekanntgegebenen Abschlüssen die Frage, inwieweit die geschaffene Triangulationsgrundlage für eine spätere Wiederholungsmessung zur Feststellung feinsten Erdkrustenbewegungen als ausreichend gelten kann. Bernauer hat bei seinen Aufnahmen zahlreicher Querprofile innerhalb der rezenten Innenzone des Süd- und Nordlandes aus den Spaltenbreiten eine Zerrung von insgesamt 1—3 % abgeleitet. Wir können in Nordisland für die nachweisbar von Spalten durchsetzte Zone eine mittlere Breite von 35 km und bei vorsichtiger Schätzung einen durchschnittlichen Zerrungsbetrag von 2 %, d. h. von rd. 700 m zugrunde legen. Der seit dem Rückgang der letzten Vereisung verfllossene Zeitraum wird von Bernauer auf 10000 Jahre veranschlagt, so daß man eine jährliche Gesamtdehnung von 7 cm oder von 2 mm/km errechnet. Ein solcher Dehnungsbetrag — mag er auch hinsichtlich der zeitlichen Voraussetzungen eher zu niedrig, als zu hoch bestimmt worden sein — würde, wenn das Auseinanderfließen der innervulkanischen Zone allmählich fortschreitend vor sich ginge, zufolge der erreichten Netzgenauigkeit nach Ablauf von 10 Jahren durch eine Wiederholungsmessung fühlbar werden. Insbesondere in denjenigen Gebieten, in denen Querprofile angelegt wurden, wird mit vertikalen und horizontalen Verschiebungen an jungen Verwerfungslinien zu rechnen sein. Die umstrittene Frage, welche Zeitdauer und Größenordnung derartigen Bewegungen beizumessen ist, ferner, welchen Einfluß diese Veränderungen auf die Auslösung von Spannungen im Gebirgskörper nehmen, wird durch spätere Wiederholungsmessungen und durch die Aufzeichnung von Erschütterungen einer Klärung entgegengeführt werden. Hierdurch wird das Problem über das Auftreten von Rest- bzw. Zusatzspannungen im Gebirge (Gebirgs-

schlagforschung) berührt und im Laufe der Zeit mit einwandfreien Beweismitteln angefaßt werden können.

Nun ist aber anzunehmen, daß sich die mit vulkanischen Ausbrüchen im Zusammenhang stehenden Zerrungsvorgänge nicht langsam zunehmend, sondern ruckhaft vollziehen und zudem auf Gebiete begrenzten Umfangs erstrecken. Es ist daher an sich schon bedeutungsvoll, die Frage, ob allmählich fortschreitende oder ruckhaft stattfindende, kurz oder lang ausklingende Bewegung vorliegt, durch Wiederholungsmessungen einwandfrei zu klären. Da die letztere Annahme einer erst durch vulkanische Ausbrüche ausgelösten, räumlich begrenzten Zerrbewegung die unbedingte Wahrscheinlichkeit für sich hat, ist leicht einzusehen, daß plötzlich eintretende Punktverschiebungen durch eine Wiederholungsmessung zahlenmäßig gut zu erfassen sind. Man wird dann nicht nur Größe und Reichweite der Bewegungen in horizontaler und vertikaler Richtung mit großer Schärfe ermitteln, sondern sogar die Herkunft des Druckes, seine Stärkegrade und die Phasen des Abklingens analysieren können.

Die Frage, zu welchem Zeitpunkt und in welcher Gegend der nächste Ausbruch in Nordisland zu erwarten ist, muß vor der Hand unbeantwortet bleiben. Wir haben uns vorläufig darauf beschränkt, Punktverdichtungen in der Gegend des Myvatn und der Sveinagjá, wo die großen Ausbrüche von 1724–26, 1746 und 1875 stattfanden, vorzunehmen. Im Hinblick auf die Größe des gesamten Unruheherdes in der nördlichen, rezenten Lavazone wird jedoch eine Erweiterung des Arbeitsgebietes zumindest nach Süden zu bis in die Wildnis der Askja und Herdubreid, d. h. bis an den Fuß des Vatnajökull-Gletschers ins Auge zu fassen sein. Man kann alsdann mit einem weit größeren Sicherheitsfaktor hinsichtlich der Erfassung plötzlich eintretender Veränderungen der Erdoberfläche in einem geschlossenen Punktnetz rechnen.

Die einen Ausbruch vorbereitenden Erdbeben spielen im Nordland, wie bereits früher ausgeführt wurde, eine nicht zu unterschätzende Rolle. Die letzten schweren Erschütterungen wurden sicheren Nachrichten zufolge am 12. I. 1940 von Husavik bis in die Gegend von Skðgar und Fosshöll wahrgenommen. Die Errichtung von Erdbebenstationen auf Island erscheint mit Rücksicht auf die ungenauen Angaben der von Menschen verspürten Beben immer dringlicher, wenn man an die Erfolge denkt, welche die Japaner mit Hilfe seismischer Registrierungen in bezug auf das Vorauserkennen von Eruptionsherden erzielt haben.

Schrifttumsverzeichnis.

1. F. Bernauer, „Vulkanische und tektonische Spalten auf Island und die Frage der Kontinental-Verschiebungen“. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1939, Heft 1, S. 84.
2. F. Bernauer, „Island und die Frage der Kontinentalverschiebungen“. Geol. Rundschau, 1939, Band XXX, Heft 3/4.
3. W. Jordan, K. Mauck, R. Vogeler, „Großherzoglich Mecklenburgische Landesvermessung, V. Teil. Die konforme Kegelprojektion und ihre Anwendung auf das trigonometrische Netz I. Ordnung“. Schwerin 1895. Stiller'sche Hofbuchhandlung (J. Ritter).
4. Jordan-Eggert, „Handbuch der Vermessungskunde“. Band III, 1. Halbband. Stuttgart 1939. Metzlersche Verlagshandlung.
5. Jordan-Eggert, „Handbuch der Vermessungskunde“. 1923, Band III.
6. O. Niemczyk, „Die Arbeiten der Island-Expedition 1938“. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1939, Heft 1, S. 83.
7. O. Niemczyk, „Die Arbeiten der Deutschen Island-Expedition vom Jahre 1938“. Geolog. Rundschau 1939, Band XXX, Heft 3/4.
8. O. Niemczyk und E. Emschermann, „Ein einfaches und vielversprechendes Basis-Meßverfahren“ (s. S. 64–79 dieses Buches).

(Fortsetzung auf Seite 106)

Zahlentafel I.
Abriß der Richtungen I. Ordnung.

I	2	3	4	5	6	7	8
Ziel	Richtung	Beobachteter Richtungswinkel	v"	Verbessertes Richtungswinkel	Sphäroidische Richtungen T	t-T	Ebene Richtungen
		o' r' "		o' r' "	o' r' "	"	o' r' "
Standpunkt 153							
158	1	0-00-00,0	+ 0,56	0-00-00,56	68-19-27,82	+ 4,28	68-19-32,10
161	2	13-42-02,8	- 1,03	13-42-01,77	82-21-29,03	+ 12,60	82 01-41,63
152	3	20-54-25,6	- 0,60	20-54-25,00	89-13-52,26	+ 2,23	89-13 54,49
157	4	33-38-46,5	+ 1,07	33-38-47,57	101-58-14,83	+ 4,41	101-58-19,24
Standpunkt 152							
153	5	0-00-00,0	- 0,12	359-59-59,88	269-13-56,72	- 2,23	269-13-54,49
158	6	140-29-32,3	- 0,32	140-29-31,98	49-43-28,82	+ 1,98	49-43-30,80
157	7	204-12-14,0	+ 0,44	204-12-14,44	113-26-11,28	+ 2,23	113-26-13,51
Standpunkt 157							
153	8	34-19-16,1	+ 0,04	34-19-16,14	281-58-23,55	- 4,31	281-58-19,24
152	9	45-47-09,3	- 1,00	45-47-08,30	293-26-15,71	- 2,18	293-26-13,53
158	10	104-18-46,1	- 0,35	104-18-45,75	351-57 53,16	- 0,36	351-57-52,80
161	11	183-11-15,4	+ 1,31	183-11-16,71	70-50-24,12	+ 7,61	70-50-31,73
(15)				197-58-43,02	85-37-50,43	+ 7,57	85-37-58,00
Standpunkt 158							
157	12	283-38-15,8	+ 0,31	283-38-16,11	171-57-52,40	+ 0,39	171-57-52,79
152	13	341-23-46,6	- 0,04	341-23-56,56	229-43-32,85	- 2,04	229-43-30,81
153	14	0-00-00,0	+ 0,24	0-00-00,24	248-19-36,53	- 4,13	248-19-32,10
161	15	201-15-37,8	- 0,51	201-15-37,29	89-35-13,58	+ 8,89	89-35-22,47
(15)				215-05-32,27	103-25-08,56	+ 8,88	103-25-17,44
Standpunkt 15							
157	16	0-00-00,0	- 1,41	359-59-58,59	265-38-05,68	- 7,68	265-37-58,00
158	17	17-47-17,2	+ 1,63	17-47-18,83	283-25-25,92	- 8,50	283-25-17,42
161	18	85-18-09,0	- 0,08	85-18-08,92	350-56-16,01	- 0,33	350-56-15,68
30	19	132-13-39,7	- 0,18	132-13-39,52	37-51-46,61	+ 2,11	37-51-48,80
23	20	184-33-40,0	+ 0,04	184-33-40,04	90-11-47,13	+ 3,48	90-11-50,61
Standpunkt 161							
15	24	280-05-36,0	- 0,04	280-05-35,96	170-56-15,33	+ 0,35	170-56-15,68
157	25	0-00-00,0	+ 0,42	0-00-00,42	250-50-39,79	- 8,06	250-50-31,73
158	21	18-44-52,5	- 0,51	18-44-51,99	269-35-31,36	- 8,90	269-35-22,46
30	22	183-41-52,5	+ 0,10	183-41-52,60	74-32-31,97	+ 2,75	74-32-34,72
165	23	205-c6-06,8	+ 0,04	205-06-06,84	95-56-46,21	+ 10,57	95-56-56,78
(153)				11-11-15,34	262-01-54,71	- 13,06	262-01-41,65
Standpunkt 30							
165	26	311-01-38,0	- 0,33	311-01-37,67	103 05-01,10	+ 8,12	103-05-09,22
23	27	0-00-00,0	+ 0,26	0-00-00,26	152-03-23,69	+ 1,59	152-03-25,28
15	28	65-48-27,5	+ 0,19	65-48-27,69	217-51-51,12	- 2,32	217-51-48,80
161	29	102-29-14,2	- 0,12	102 29-14,08	254-32-37,51	- 2,79	254-32-34,72
Standpunkt 23							
15	30	190-26-45,3	- 0,05	190-26-45,25	270-11-54,09	- 3,48	270-11-50,61
30	31	252-18-18,2	- 0,26	252-18-17,94	332-03-26,78	- 1,51	332-03-25,27
165	32	0-00-00,0	+ 0,31	0-00-00,31	79-45-09,15	+ 5,80	79-45-14,95
Standpunkt 165							
23	33	343-48-14,1	- 0,32	343-48-13,78	259-45-20,90	- 5,93	259-45-14,98
161	34	0-00-00,0	+ 0,01	0-00-00,01	275-57-07,13	- 10,35	275-56-56,78
30	35	7-08-09,7	+ 0,30	7-38-10,00	283-05-17,13	- 7,89	283-05-09,24

Zahlentafel 2.
Abriß der Dreiecksseiten I. Ordnung.

1	2		3	4	5		6	7
Seite	lg S sphäroidisch		S/m sphäroidisch	lg m	lg s eben		s/m eben	Seite
				0,000 0				
152—153	4,0578	898.0	11 425,884	319.5	4,0579	217.5	11 426,73	152—153
152—157	4,1030	085.2	12 676,77	298.5	4,1030	383.7	12 677,64	152—157
152—158	4,1066	156.7	12 782,50	353.6	4,1066	510.3	12 783,54	152—158
153—157	4,3723	309.6	23 568,45	298.6	4,3723	608.2	23 570,07	153—157
153—158	4,3577	139.2	22 788,40	353.8	4,3577	493.0	22 790,26	153—158
153—161	4,7980	056.7	62 806,66	353.2	4,7980	409.9	62 811,77	153—161
157—158	4,1283	121.1	13 437,30	332.1	4,1283	453.2	13 438,33	157—158
157—161	4,6174	132.4	41 439,38	332.1	4,6174	464.5	11 442,55	157—161
157—15	4,6121	004.9	40 935,54	289.0	4,6121	293.9	40 938,26	157—15
158—161	4,6130	295,7	41 023,20	389.1	4,6130	684.8	41 026,88	158—161
158—15	4,6423	977.0	43 893,24	343.7	4,6424	320.7	43 896,72	158—15
161—15	4,0259	015.7	10 614,55	344.5	4,0259	360.2	10 615,39	161—15
161—30	4,1132	785.2	12 980,11	405.8	4,1133	191.0	12 981,33	161—30
161—165	4,6982	864.4	49 921,36	368.5	4,6983	232.9	49 925,60	161—165
15—30	4,2469	699.4	17 659,11	359.7	4,2470	059.1	17 660,62	15—30
15—23	4,2616	826.4	18 267,65	301.2	4,2617	127.6	18 268,91	15—23
30—23	4,2000	997.6	15 852,57	361.2	4,2001	358.8	15 853,90	30—23
30—165	4,5812	881.1	38 131,87	384.4	4,5813	265.5	38 135,24	30—165
23—165	4,4799	381.7	30 195,22	324.6	4,4799	706.3	30 197,48	23—165

(Fortsetzung von Seite 104)

9. Th. Thoroddsen, „Die Geschichte der isländischen Vulkane“. Kopenhagen 1925. Verlag Andr. Fred. Host & Sohn.
10. S. Thorarinsson, „Das Dalvik-Beben in Nordisland am 2. 6. 1934“. 1937. Meddelanden från Stockholms Högskolas Geologiska Institut, Nr. 45.
11. E. Emschermann, Graphische Ermittlung der Fehlerellipse. Mitt. a. d. Markschr.-Wes. 1934.
12. Pinkwart, Zur Fehlertheorie der trigonometrischen Punktbestimmung. Zeitschr. f. Vermessungswes. 1940, Heft 16.

Zahlentafel 3.

Koordinaten und Höhen der Punkte II. O.

Bezeichnung des Punktes	y in m	x in m	Höhe h in m
1	— 37 428,88	+ 85 901,52	+ 876,01
2	— 38 620,38	+ 84 667,14	+ 377,84
3	— 39 421,54	+ 81 157,72	+ 642,91
4	— 38 150,64	+ 75 362,02	+ 683,98
6	— 32 890,24	+ 78 541,12	+ 262,05
7	— 30 182,32	+ 79 412,01	+ 311,48
9	— 22 608,11	+ 79 571,73	+ 297,21
10	— 22 714,52	+ 72 180,25	+ 325,13
11	— 15 958,42	+ 71 550,72	+ 348,92
13	— 12 286,47	+ 68 993,30	+ 368,75
14	— 3 328,40	+ 69 582,00	+ 530,65
16	+ 5 349,83	+ 67 077,14	+ 446,71
20	+ 15 383,12	+ 76 522,54	+ 657,17
21	+ 15 973,77	+ 69 835,91	+ 390,52
22	+ 24 017,87	+ 69 820,28	+ 408,70
24	+ 32 752,06	+ 75 733,59	+ 385,91
25	+ 33 954,56	+ 69 085,47	+ 419,31
26	+ 50 402,82	+ 71 946,50	+ 862,40
27	+ 44 173,29	+ 78 031,48	+ 583,93
A	— 42 334,97	+ 81 862,93	+ 166,63
B	— 41 854,29	+ 80 790,96	+ 152,64
X	— 42 546,70	+ 81 248,64	+ 244,66
Y	— 41 568,17	+ 81 643,86	+ 159,17
C	— 11 890,54	+ 72 380,88	+ 298,91
D	— 11 706,72	+ 73 617,17	+ 301,86
T	— 12 175,38	+ 73 019,28	+ 299,91
U	— 10 947,68	+ 72 836,62	+ 278,73

Zahlentafel 4.

Abriß der trigonometrischen Punkte III. O.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Lfd. Nr. des Punktes	Nr. des Punktes	Endgültige Koordinaten y	x	Anzahl der Richtungen innere äußere	Mittl. Richtungsfehler $\pm m$	Koordinatenfehler $\pm my \pm mx$	mm	Durchschnittliche Zielweite s/km	M ms	Endgültige Höhe + h/m	Mittlerer Höhenfehler mh/m	Nr. des Punktes	
1	5	- 36 216,84	+ 81 778,12	3 3	2,06"	30	22	37	3,89	9,6	159,33	$\pm 0,02$	5
2	8	- 29 170,35	+ 76 525,68	5 5	1,55"	22	23	32	6,71	4,8	212,83	$\pm 0,09$	8
3	12	- 9 720,00	+ 59 742,67	4 4	1,77"	57	83	101	13,17	7,5	452,88	$\pm 0,48$	12
4	17	+ 8 095,61	+ 71 372,36	4 4	1,09"	14	19	24	6,64	3,6	484,28	$\pm 0,08$	17
5	18	+ 12 236,11	+ 79 672,74	4 6	1,63"	45	35	57	11,17	5,1	817,99	$\pm 0,26$	18
6	19	+ 11 009,97	+ 72 580,04	4 4	2,48"	44	32	54	6,24	8,6	396,29	$\pm 0,12$	19
7	28	+ 12 735,90	+ 92 394,56	5 4	3,25"	117	71	137	16,86	8,3	595,63	$\pm 0,13$	28
Summe:				29 30					64,68	47,6			
Durchschnitt:				4 4	$m =$ $\pm 2,1''$				9,2	6,8			

Zahlentafel 5.

Abriß der trigonometrischen Punkte IV.O.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Lfd. Nr.	Nr. des Punktes	Endgültige Koordinaten		Anzahl der Richtungen	Mittl. Richtungsfehler	Koordinatenfehler			Durchschnittliche Zielweite	M s	Endgültige Höhe	Mittlerer Höhenfehler	Nr. des Punktes
		x	y			± m	± my	± mx					
1	1		- 43 693,42	4	0,4"	15	8	17	7,03	2,4	384,68	± 0,17	1
2	2		- 41 002,22	3	3,7"	36	23	43	2,86	15,0	173,10	± 0,01	2
3	3		- 36 820,34	3	0,3"	3	5	6	2,67	2,2	123,79	± 0,04	3
4	3a		- 39 639,53	5	2,6"	13	18	22	2,44	9,0	456,16	± 0,01	3a
5	4		- 34 008,54	3	0,2"	31	34	46	3,59	12,8	136,57	± 0,07	4
6	5		- 32 098,98	4	1,3"	43	24	49	4,68	10,5	121,19	± 0,30	5
7	6		- 29 308,07	4	1,4"	17	22	28	3,61	7,7	111,22	± 0,02	6
8	7		- 26 778,09	4	3,4"	96	50	108	6,33	17,0	109,50	± 0,15	7
9	8		- 24 949,73	4	2,0"	117	61	132	7,92	16,6	117,93	± 0,34	8
10	9		- 21 257,76	5	2,5"	35	61	70	8,30	8,4	279,56	± 0,14	9
11	10		- 16 266,95	4	3,2"	42	171	176	14,44	12,2	312,42	± 0,28	10
12	11		- 12 372,36	4	2,6"	18	45	48	4,31	11,1	292,11	± 0,14	11
13	12		- 8 734,25	5	1,7"	38	25	45	5,63	8,0	333,49	± 0,32	12
14	13		- 5 839,98	4	1,7"	88	30	93	11,59	8,0	307,16	± 0,10	13
15	14		- 2 360,73	4	4,8"	143	101	175	10,64	16,4	278,96	± 0,09	14
16	15		- 1 584,51	5	2,9"	81	45	93	7,82	11,9	279,84	± 0,14	15

Fortsetzung Seite 110.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
17	16G	+ 3 457,04	4	1	1,1"	26	53	59	7,12	8,3	280,82	0,20	16G
18	16P	+ 3 443,72	5	1	3,7"	8	64	65	3,85	16,8	279,86	0,06	16P
19	17	+ 3 550,52	5	1	4,8"	22	85	88	5,92	14,9	295,04	0,24	17
20	18	+ 7 282,21	3	2	2,6"	10	64	65	6,00	10,8	363,78	0,26	18
21	19	+ 10 391,61	4	1	4,8"	59	31	67	5,74	11,7	359,10	0,08	19
22	20	+ 14 990,11	5	—	2,6"	33	58	67	6,59	10,1	403,87	0,22	20
23	21G	+ 20 048,29	4	1	0,2"	17	14	22	10,16	2,1	375,80	0,20	21G
24	21P	+ 20 213,01	4	1	1,5"	130	30	133	7,94	16,7	372,18	0,20	21P
25	22	+ 23 892,53	4	—	4,0"	18	51	54	10,18	5,3	382,87	0,10	22
26	23	+ 27 971,30	5	1	3,5"	139	95	168	14,46	11,6	356,74	0,35	23
27	24	+ 32 118,10	5	—	0,4"	8	9	12	8,49	1,4	375,91	0,04	24
28	25	+ 35 606,87	5	—	4,3"	167	75	183	11,83	15,5	365,73	0,18	25
29	26	+ 40 492,92	5	—	3,1"	155	10	155	11,53	13,4	384,32	0,42	26
30	27	+ 42 113,48	4	1	1,2"	191	47	196	13,77	14,3	428,29	0,19	27
31	28	+ 41 336,39	4	1	0,7"	211	27	213	16,80	12,7	420,87	0,20	28
32	28a	+ 41 819,00	3	2	2,2"	110	198	226	13,30	17,0	416,13	0,25	28a
33	29a	+ 48 020,58	3	2	2,7"	58	98	114	13,38	8,5	351,16	0,55	29a
34	30	+ 50 422,58	3	2	1,4"	152	26	154	14,02	10,9	50,05	0,40	30
35	I	+ 11 272,11	3	3	1,2"	40	19	44	4,34	10,1	399,06	0,05	I
36	II	+ 9 660,02	3	2	1,6"	61	27	67	7,97	8,4	433,47	0,05	II
37	III	+ 12 297,72	3	2	0,2"	16	9	19	3,65	5,2	429,30	0,08	III
Summe:			149	39				300,90	394,9				
Durchschnitt:			4	1	m = ± 2,6"			8,1	10,67				

Zahlentafel 6.

Abriß der trigonometrischen Zwischenpunkte im Profil Gjástikki.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Lfd. Nr.	Nr. des Punktes	Endgültige Koordinaten		Anzahl der Richtungen	Mittl. Richtungsfehler $\pm m$	Koordinatenfehler		Durchschnittliche Zielweite	Endgültige Höhe	Mittlerer Höhenfehler	Nr. des Punktes		
		y	x			$\pm my$	$\pm mx$					s/km	mm
1	Niete 1	+ 12 051,63	+ 92 655,54	4	3,6"	100	50	112	6,46	17,3	421,15	± 0,09	Niete 1
2	" 2	+ 11 861,53	+ 92 753,29	5	1,1"	40	19	44	3,47	12,7	415,57	—	" 2
3	Gasrohr 3	+ 11 473,56	+ 92 952,84	5	1,1"	47	24	52	3,33	15,6	400,96	—	Gasrohr 3
4	Niete 4	+ 11 177,96	+ 93 105,21	4	1,2"	31	16	35	3,28	10,7	390,01	—	Niete 4
5	" 5	+ 10 133,71	+ 93 645,40	6	2,3"	54	28	61	5,10	12,2	394,19	—	" 5
6	" 6	+ 9 722,09	+ 93 858,31	5	1,3"	35	18	39	4,64	8,4	406,08	—	" 6
Summe:				29	—	26,28		76,9					
Durchschnitt:				5	$m = \pm 2,0''$	4,4		12,8					

Zahlentafel 7.

Abriß der Höhen Gjästikki.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Lfd. Nr.	Nr. des Punktes	Ausgegliche- ne Höhe + h/m	Mittlerer Höhenfehler mh/m	Gemessene Strecke	Entfernung s/m	Höhenunterschiede in m geometrische, trigonometr.	Wider- spruch in cm	Gemessene Strecke	
1	III	429,300	± 0,08						
2	Niete 1	421,150	± 0,09	Niete 2—I	662,84	16,508	+ 5	Niete 2—I	
3	„ 2	415,568	—	Gasrohr 3—I	226,56	1,896	0	Gasrohr 3—I	
4	Gasrohr 3	400,956	—	Niete 4—I	106,00	9,052	0	Niete 4—I	
5	I	399,060	± 0,05	Niete 5—I	1281,61	4,873	0	Niete 5—I	
6	Niete 4	390,008	—	Niete 6—I	1745,11	7,017	— 3	Niete 6—I	
7	„ 5	394,187	—						
8	„ 6	406,077	—						
9	II	433,470	± 0,05						

Zahlentafel 8.
Vergleich zwischen den dänischen und den neugemessenen
Original-Richtungswinkeln.

1	2	3	4	5	6
Stand- punkt	Zielpunkt	Dänische Richtungsmessung		Neumessung 1938	Abweichung Spalte 5 minus Spalte 4
		Jahr	Beobachteter Wert		
153	158	1914	0 ⁰ —00 ¹ —00,0 ⁰ ''	0 ⁰ —00 ¹ —00,0 ⁰ ''	
	157	..	33—38—47,3	33—38—46,5	+0,8''
157	153	1919	0—00—00,0	0—00—00,0	
	158	„	69—59—24,9	69—59—30,0	-5,1''
	161	1930	148—51—56,3	148—51—59,3	-3,0''
158	157	1919	0—00—00,0	0—00—00,0	
	153	„	76—21—48,1	76—21—44,2	+3,9''
	161	1930	277—37—19,0	277—37—22,0	+3,0''
	15	„	291—27—09,9	291—27—16,2	-6,3''
161	157	1930	0—00—00,0	0—00—00,0	
	158	..	18—44—52,3	18—44—52,5	-0,2''
	165	..	205—06—11,5	205—06—06,8	-4,7''
	15	..	280—05—37,6	280—05—36,0	-1,6''
	14	..	315—12—32,6	315—12—37,2	+4,6''

Die Schweremessungen.

Erster Teil.

Von E. Ansel, Freiburg i. Br.

Pendelmessungen.

1. Einleitende Ausführungen.

Zu den Aufgaben, deren Lösung kein unmittelbar praktisches Ziel verfolgt, denen vielmehr eine wissenschaftliche Bedeutung zukommt, gehören unter anderem die Schweremessungen, die bis zur Durchführung der deutsch-isländischen Expedition vom Jahre 1938 auch schon früher Beachtung fanden. Das Interesse erwächst aus der Frage, wie man sich den Bau bzw. das Gleichgewicht der größten, in der Hauptsache aus Basalt bestehenden Insel des Atlantischen Ozeans vorzustellen hat, wenn man die Struktur und Zusammensetzung des tieferen Untergrundes berücksichtigt. Der im Vergleich zur Struktur der Erdkruste unterhalb des Festlandes andersgeartete Bau des atlantischen Untergrundes läßt keinen Analogieschluß zu.

Die Kontinente, die von granitischem Material — wenn man von der Sedimentdecke absieht — gebildet sind, werden isostatisch von der basischen Mittelschicht getragen, vielleicht mit Ausnahme der großen Gebirge rezenter Bildung.

Im atlantischen Bau ist die Mächtigkeit der von der Seismik noch als durchgehend angenommenen granitischen Decke weit geringer als im Gebiet der Kontinente. Nun ist diese Schicht längs einer von Schottland ausgehenden über die Färöer und Island bis Grönland reichenden Zone von Basalt durchbrochen bzw. überlagert. Die mittlere Dichte des Basaltes, der ohne Zweifel der Mittelschicht (nach Jeffreys Benennung) entstammt, liegt zwischen 2,8 bis gegen 3,0, ist also schwerer als Granit. Da diese Schicht ohnehin nur geringe Mächtigkeit in der Umgebung der Insel besitzen kann, so ist nicht anzunehmen, daß die mächtige Basaltdecke von der granitischen Unterlage, sofern diese sich überhaupt erhalten hat, getragen wird.

Gegen die Annahme, die Last der ganzen Masse der Insel werde von der Mittelschicht allein getragen, lassen sich Bedenken geltend machen. Es müßte dann auch der von der Auflast stammende Überdruck von der nämlichen Schicht aufgenommen und überdies der Zustand erhalten werden. Gerade dies ist aber wenig wahrscheinlich. In der langen Zeit des Bestehens der Insel hätte sich ein Druckausgleich weitgehend einstellen sollen, dem ein Absinken des Blockes parallel gegangen wäre. An der Wirksamkeit eines solchen Druckausgleichs ist nicht zu zweifeln, da es viele sinnfällige Belege hierfür gibt. Will man aber die Möglichkeit eines erzwungenen bzw. unter Zwang fortbestehenden Gleichgewichts nicht aufgeben, so kann die Messung der Schwere zu einer Entscheidung führen.

Das Material, aus dem die Insel besteht, bildet einen Teil der Mittelschicht und ist wegen der Kontraktion des Basalts bei der Abkühlung ein wenig dichter als der Schmelzfluß. Die Insel selbst wäre ein Gebiet eines beträchtlichen Massenüberschusses und müßte demnach auch eine bedeutende Schwereanomalie zur Folge haben, deren Maxima über dem Bereich der hohen Bergketten des Ost- und Westrandes und vielleicht im Raum des Vatna-Jökull liegen sollten.

Anders läge der Fall, wenn der Drucküberschuß nicht von der Mittelschicht, sondern von der Eklogitschale aufgenommen wird; die Mittelschicht erstreckt sich dann mit einer Wurzel in diese Unterschicht. Alsdann wäre zu erwarten, daß die Schwerestörung in der Mitte des Landes schwach positiv ist und gegen die Randketten hin zunimmt, nicht wegen der Höhe, sondern infolge der Wirkung jener tieferen Massen, die beim Einsinken der Wurzel seitlich und nach oben verdrängt wurden und dabei über das normale Niveau der Schicht wulstartig hinausragen.

Unter der Schwereanomalie in einem Punkte wird hier der Unterschied der gemessenen, für die Topographie des Geländes berichtigten Schwere gegen die Normalschwere verstanden, wenn das Meeresniveau das Bezugsniveau ist und die Schwere von der Stationshöhe wie in freier Luft (nach Faye) darauf reduziert wird. Der Normalschwere liegt die Annahme zugrunde, sie sei unter demselben Parallel der Breite auf den Festländern und Weltmeeren überall die gleiche. Nun fehlt im Pazifischen Becken die granitische Schicht ganz, im Atlantischen und Indischen Ozean soll sie noch bestehen, jedoch nur in geringer Mächtigkeit. Wenn auch nicht so hoch wie im pazifischen Raum, so reichen die dichteren und normal tieferen Massen hier auch in ein höheres Niveau, und so sollte eigentlich eine kleine positive Anomalie im Bereich der Weltmeere überwiegen.

2. Der Plan der Aufnahme.

Die von der geodätischen Zielsetzung her bestimmte Aufgabe legte auch das Programm der Schwerevermessung fest. Die geodätische Aufgabe bestand in einer

mit höchster Genauigkeit auszuführenden Messung eines Punktnetzes bei etwa $65^{\circ} 40'$ in einer Längsausdehnung von rund 120 km. An oder in der Nachbarschaft dieser Linie, wie es gerade die Umstände gestatteten, sollte eine hinreichende Zahl von Schwerestationen angesetzt werden, damit aus den Ergebnissen allein schon der Verlauf der Schwere und der Schwereanomalien längs dieser Linie ersichtlich war. Die Stationen selbst wurden nach Möglichkeit in das geodätische Netz einbezogen, um ihre genaue Lage und Höhe zu gewinnen.

Die Stationsabstände wurden aus der Erwägung bestimmt, daß es wesentlicher sei, möglichst genaue und zuverlässige Schwerewerte zu erhalten, als auf Kosten der Genauigkeit eine größere Zahl von Stationen einzurichten. Bei einem mittleren Abstand der Pendelstationen von 20 km war vorgesehen, Gravimetermessungen auf einer größeren Anzahl eingeschalteter Punkte in Verbindung mit den Pendelmessungen durchzuführen. Auf diese Weise konnte es gelingen, das tatsächliche Schwereprofil getreu zu erhalten.

Eine leicht erreichbare An- und Abschlußstation war für die Pendelmessungen begrifflicherweise besonders wichtig, da die Basisstation zugleich einen Ausgangspunkt für spätere Messungen bilden sollte. Den Anforderungen entsprach am besten eine Station in Akureyri, dem Ankunfts- und Abfahrtsort der Expedition. Das Entgegenkommen der Behörde und der Direktion des Gymnasiums zu Akureyri ermöglichte die Ausführung der Messungen in dieser Schule selbst. Der Punkt befindet sich in der NO-Ecke des Bibliotheksaals, der im Untergeschoß des Hauses liegt. Der Meßpunkt ist leicht auffindbar und trägt die Gewähr seiner Erhaltung für eine größere Zeitspanne in sich.

Bei der Auswahl der Feldstationen mußte man sich den gegebenen Verhältnissen anpassen. Ferner schien es geboten, weitere Punkte zu beiden Seiten des geodätischen Netzes in solchem Abstand anzulegen, daß ein vorläufiger Überblick über das Verhalten der Schwere bzw. ihrer Anomalien nach dem Innern des Landes zu, wie auch nach der See hin gewonnen werden konnte.

3. Die Ausrüstung.

Nach Festlegung eines vorläufigen Arbeitsplanes galt es, die instrumentelle Ausrüstung zu beschaffen, die greifbar nicht vorhanden war. Über ein erprobtes Gravimeter verfügte keines der in Frage kommenden Institute. Lediglich die Seismos G. m. b. H., die diese Apparate selbst entwirft*) und baut, war in der Lage, ein solches Meßinstrument mit einem in seiner Handhabung sehr erfahrenen Fachmann der Expedition mitzugeben. Die Gesellschaft stellte ferner einen passenden Vierpendelapparat und zweimal vier Nickelstahlpendel sowie eine Halbsekunden-Uhr mit Riefler-Pendel aus ihrem Bestand der Expedition zur Verfügung.

Zur Aufnahme der Radio-Zeitsignale stand ein alter Lorenz-Empfänger zur Verfügung, der einige Mängel aufwies und mit seinen häufig notwendigen behelfsmäßigen Instandsetzungen dauernd eine Sorgenquelle blieb; der Geschicklichkeit und der Kenntnis von stud. J. Ansel gelang es, den Empfänger bis zum Schluß der Arbeiten in Gang zu halten, was schon von Beginn an nur mit Hilfe eines selbstverfertigten zusätzlichen Verstärkers möglich war.

4. Die Beobachtungsergebnisse.

Unter den gegenwärtigen Verhältnissen muß auf eine ins einzelne gehende Wiedergabe der Beobachtungen verzichtet werden. Im wesentlichen soll nur auf die

*) Entwickelt von St. v. Thyssen und A. Schleusener („Oel und Kohle“, Band 2, Heft 8, 1934, S. 382—384).

Stationswerte und ihre Reduktion eingegangen werden. In Unkenntnis der Pendelkonstanten, deren Bestimmung auch nachträglich nicht möglich war, blieb keine andere Wahl, als den Einfluß der Dichteverschiedenheit und des Temperaturunterschiedes der einzelnen Stationen gegen die Bezugsstation Akureyri mit plausiblen Näherungswerten einzusetzen. Als Dichtekonstante wurde hierzu der runde Wert $7 \cdot 10^{-5}$ sec und für die Temperaturkonstante $2 \cdot 10^{-7}$ sec angenommen, Werte, die sich nach den darüber von den Askania-Werken eingeholten Auskünften rechtfertigen lassen. Immerhin muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß dadurch kleine Ungenauigkeiten in den Endwerten enthalten sind. Es ist aber zu bemerken, daß sich auf verschiedenen Stationen der Einfluß von Dichte- und Temperaturschwankungen von Tag zu Tag in Schwingungen hätte bemerkbar machen sollen, wenn sie mit den von den Konstanten bestimmten Werten voll eingegangen wären. Die Erfahrung lehrte dagegen, daß dies nicht der Fall sein konnte, da die Schwingungszeiten bei Berücksichtigung dieses Einflusses stärkere Schwankungen hätten aufweisen sollen, als es die unmittelbare Beobachtung erbrachte. Der Grund liegt vermutlich darin, daß ein Teil der Wirkung bereits in den Uhrgang eingeht und daher nur die Differenz in Frage kommt. Auf jeden Fall war es günstig, daß in Akureyri Temperatur und Dichte im Mittel beim An- und Abschluß nicht merklich verschieden waren.

Der Anschluß an die Bezugsstation für die Übertragung der Schwere aus Deutschland erfolgte nachträglich in Freiburg i. Br. Den der Ausreise vorausgegangenen Messungen am Geophysikalischen Institut in Göttingen kam nur der Wert einer Probemessung zu. Nachstehend aufgeführte 8 Stationen wurden in der Reihenfolge ihrer Aufzählung für die Pendelmessungen ausgewählt:

Akureyri, Skógar, Vogar, Kofi, Grimsstadir, Mödrudalur, Húsavík, Laugaskóli, und zum Abschluß wieder Akureyri.

Mit Ausnahme von Mödrudalur, 35 km südöstlich von Grimsstadir und Húsavík im N, am Skiálfandi, liegen alle Stationen innerhalb des geodätischen Netzes (vgl. Abb. 5, zu S. 83, und Abb. 18, S. 98).

Nicht überall waren die Aufstellungsbedingungen gleich gut. Vereinzelt konnte die Apparatur auf vorhandenen oder behelfsmäßig eingerichteten Betonböden bzw. Platten, teilweise direkt auf Basaltunterlage aufgebaut werden. Auf den freien, nur durch Zelte geschützten Feldstationen blieben die auf Island bekannten Sandstürme nicht ohne Einfluß auf den Gang und das Ergebnis der Messungen.

Die Gangbestimmung der Uhr beruhte auf den Zeitsignalen von Greenwich und Nauen. Zeitweise wurde auch das Nachtsignal von Nauen aufgenommen und in solchen Fällen statt der vier Pendelsätze ein weiterer zwischen das zweite Signal von Greenwich und dem Mitternachtssignal von Nauen eingelegt. Damit entstand aber eine mit Beobachtungen nicht überdeckte Lücke; diese durch einen sechsten Satz auszufüllen, wäre von fraglichem Nutzen gewesen, weil ein Beobachter allein bei so vielen Sätzen zu je vier Pendeln und von Tag zu Tag nicht die gleiche Konzentration auf die Dauer halten kann. Als dann noch die mit der Abnahme der Deklination der Sonne stärker werdende Dunkelheit sich fühlbar machte, konnten auch die Nachtbeobachtungen nicht aufrecht erhalten werden. Vier Pendelsätze an einem Tage, kontrolliert durch eine Wiederholung am folgenden Tage und in Verbindung mit den Koinzidenzsignalen von Greenwich und Nauen zu den Zeiten 10, 12 und 18 Uhr Greenwicher Zeit täglich, erwiesen sich als vollkommen ausreichend. Dazu kam dann noch die Wiederholung der Messung in der gleichen Anordnung, jedoch mit einem zweiten Pendelsatz. Im Durchschnitt konnte diese Messungsfolge innegehalten werden, wobei auf einigen Stationen der Zuverlässigkeit halber mehr

Sätze gemessen wurden als auf anderen Stationen. Das Mitschwingen wurde an jeder Station in der üblichen Weise für jeden Pendelsatz bestimmt. Dies ist nicht unbedingt notwendig, da man das Mitschwingen bei der Zweipendelmethode aus den Unterschieden der scheinbaren Schwingungszeiten hinreichend genau finden kann, vorausgesetzt, daß man die wahre, d. h. konstante Differenz der gleichzeitig schwingenden Pendel kennt.

Im folgenden werden die Ergebnisse bekanntgegeben.

Akureyri I. Anfangsstation.

Datum		Mittl. Pendel 15/16	Mittl. Pendel 17/18	Uhrgang
23. VI.	I	0 ^s ,4948071,3	0 ^s ,4944770,1	
	II	8065,0	767,1	
	III	8065,6	774,4	
	IV	8064,6	773,4	
	Mittel	8066,6	4771,3	$\pm 231,7 \cdot 10^{-7}$ sec
ber. f. Uhrgang		8298,3	5003,0	
24. VI.	I	0 ^s ,4948043,6	0 ^s ,4944761,7	
	II	8052,9	767,0	
	III	8051,3	764,5	
	IV	8052,9	765,3	
	Mittel	8050,1	4764,6	$\pm 244,0 \cdot 10^{-7}$ sec
ber. f. Uhrgang		0 ^s ,4948294,1	0 ^s ,4945008,6	

Datum		Mittl. Pendel 11/12	Mittl. Pendel 13/14	Uhrgang
26. VI.	I	0 ^s ,4949524,6	0 ^s ,4948047,9	
	II	522,4	8061,4	
	III	527,0	8056,1	
	IV	521,7	8053,7	
	Mittel	522,7	8053,8	$\pm 256,6 \cdot 10^{-7}$ sec
ber. f. Uhrgang		0 ^s ,4949779,3	0 ^s ,4948310,4	
28. VI.	I	0 ^s ,4949555,9	0 ^s ,4948081,2	
	II	554,4	8081,3	
	III	562,2	8078,2	
	IV	554,2	8084,5	
	V	559,7	8085,7	
Mittel	556,3	8084,2	$\pm 224,3 \cdot 10^{-7}$ sec	
ber. f. Uhrgang		0 ^s ,4949780,6	0 ^s ,4948308,5	

Akureyri II. Endstation.

Datum		Mittl. Pendel 15/16	Mittl. Pendel 17/18	Uhrgang
24. VIII.	I	0 ^s ,4947844,8	0 ^s ,4944553,9	
	II	849,2	553,6	
	III	844,2	550,1	
	Mittel	844,6	552,6	$\pm 452,9 \cdot 10^{-7}$ sec
ber. f. Uhrgang		0 ^s ,4948297,5	0 ^s ,4945005,5	

Datum		Mittl. Pendel 15/16	Mittl. Pendel 17/18	Uhrgang
25. VIII.	I	0 ^s ,4947835,1	0 ^s ,4944551,1	
	II	840,2	541,3	
	III	831,2	537,3	
	Mittel	835,5	543,2	+ 463,8 · 10 ⁻⁷ sec
ber. f. Uhrgang		0 ^s ,4948299,3	0 ^s ,4945007,0	
27. VIII.	I	0 ^s ,4947842,4	0 ^s ,4944543,6	
	II	841,6	558,4	
	III	843,9	548,8	
	Mittel	842,6	550,4	+ 451,8 · 10 ⁻⁷ sec
ber. f. Uhrgang		0 ^s ,4948294,4	0 ^s ,4945002,2	
28. VIII.	I	0 ^s ,4947859,0	0 ^s ,4944568,6	+ 440,0 · 10 ⁻⁷ sec
	II	810,1	528,5	+ 475,8 · 10 ⁻⁷ sec
	III	815,6	529,0	

Der Uhrgang zeigte an diesem Tage eine beträchtliche Differenz zwischen den Zeiten Greenwich I und Nauen, sowie zwischen Nauen und Greenwich II. Diese Störung wurde allerdings während der gesamten Arbeit nur einmal beobachtet. Man hat daher die Uhrgänge getrennt anzubringen und erhält dann die Schwingungszeiten:

		P 15/16	P 17/18	
Satz	I	0 ^s ,4948299,0	0 ^s ,4945008,6	
	II/III	288,6	5004,6	
	gew. Mittel	293,5	5004,6	
Datum		Mittl. Pendel 11/12	Mittl. Pendel 13/14	Uhrgang
30. VIII.	I	0 ^s ,4949319,3	0 ^s ,4947850,0	
	II	329,6	849,8	
	III	325,4	845,5	
	IV	327,3	851,9	+ 456,7 · 10 ⁻⁷ sec
Mittel		325,4	849,3	
ber. f. Uhrgang		0 ^s ,4949782,1	0 ^s ,4948306,3	
31. VIII.	I	0 ^s ,4949339,2	0 ^s ,4947855,8	
	II	344,8	864,4	
	III	331,2	856,3	
	IV	326,8	853,0	+ 445,6 · 10 ⁻⁷ sec
Mittel		335,4	875,4	
ber. f. Uhrgang		0 ^s ,4949781,1	0 ^s ,4948303,0	
1. IX.	I	0 ^s ,4949334,1	0 ^s ,4947855,6	
	II	329,8	853,4	
	III	327,9	856,8	
	IV	328,0	858,2	+ 456,4 · 10 ⁻⁷ sec
Mittel		330,0	856,0	
ber. f. Uhrgang		0 ^s ,4949786,4	0 ^s ,4948312,4	

Akureyri I liefert als Mittel aus den 8 Sätzen die bezüglichen Werte

P 11/12	P 13/14	P 15/16	P 17/18
0 ^s ,4949779,3	0 ^s ,4948310,4	0 ^s ,4948298,3	0 ^s ,4945003,1
0 ^s ,4949780,6	0 ^s ,4948308,5	0 ^s ,4948294,1	0 ^s ,4945008,6
Mittel 0 ^s ,4949780,0	0 ^s ,4948309,5	0 ^s ,4948296,2	0 ^s ,4945005,8

Aus den 12 Sätzen Akureyri II folgt:

0 ^s ,4949782,1	0 ^s ,4948306,3	0 ^s ,4948297,5	0 ^s ,4945005,5
0 ^s ,4949781,1	0 ^s ,4948303,0	0 ^s ,4948299,3	0 ^s ,4945007,1
0 ^s ,4949786,4	0 ^s ,4948312,4	0 ^s ,4948294,4	0 ^s ,4945002,2
		0 ^s ,4948295,5	0 ^s ,4945004,6
Mittel 0 ^s ,4949783,2	0 ^s ,4948307,2	0 ^s ,4948296,4	0 ^s ,4945005,2

Wie die Gegenüberstellung der Ergebnisse der An- und Abschlußmessungen zeigt, haben die Schwingungszeiten der Pendel bis auf den Einfluß der Dichte- und Temperaturverschiedenheiten der einen und anderen Ergebnisfolge keine Änderung erlitten, obgleich die Pendel bei den Stationsverlegungen beachtlichen Beanspruchungen ausgesetzt waren.

Der mögliche Einfluß von Temperatur- und Dichteunterschied kann leicht abgeschätzt werden. Der Bibliotheksaal war dauernd durch Zentralheizung auf eine Temperatur von 20 bis 21^o C erwärmt; Ventile zum Absperrern waren nicht vorhanden. Um nun den Temperaturunterschied gegen die Feldstationen, wo mit niedrigeren Temperaturen zu rechnen war, zu erniedrigen, wurde der Heizkörper mit altem Segeltuch und darüber mit einer geteerten Persenning abgedeckt, mit dem Ergebnis, daß die Temperatur rund 4 Grad niedriger war. Vergleichen wir nun die entsprechenden Werte beim An- und Abschluß für die verschiedenen Pendelsätze: bezüglich der Pendel 11 bis 14 liegen die Temperaturen im Mittel beim Anschluß bei 16,6^o C, beim Abschluß bei 16,7^o C und sind im wesentlichen gleich. Die Dichtewerte belaufen sich unter Annahme der Konstanten $700 \cdot 10^{-7}$ sec im ersten Fall auf 651, im zweiten auf 654. Bezüglich der Pendel 15 bis 18 liegen die Temperaturen entsprechend bei 17,3^o und 17,1^o C und die Dichtereduktionen bei 650 und 647. Da die Streuung der Tagesmittel von etwa derselben Größenordnung ist wie die Differenz der Reduktionswerte, so werden sie vernachlässigt. In den nachfolgend mitgeteilten gewogenen Mitteln können also noch Reste aus dem Dichteinfluß enthalten sein. Keinesfalls sind sie aber bedeutend genug, um das Ergebnis merklich zu beeinflussen. Die Mittelwerte sind:

P 11, 12	P 13/14	P 15/16	P 17, 18
0 ^s ,4949781,8	0 ^s ,4948308,6	0 ^s ,4948296,6	0 ^s ,4945005,9

Die Abschlußmessungen *) in Freiburg i. Br. umfaßten für jedes Pendelquadrupel drei Tage mit je vier Sätzen. Unter Berücksichtigung der mittleren Temperatur- und Dichtedifferenz in den Reduktionsgrößen, die hier nicht vernachlässigt werden konnten, ergaben sich die folgenden Werte der Schwere für Akureyri für die entsprechenden Pendelmittel:

P 11/12	P 13/14	P 15/16	P 17/18
$g = 982,3406 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-2}$	982,3430	982,3430	982,3409

*) Die Mitteilung der Schwerewerte von Freiburg ist z. Zt. zur Veröffentlichung nicht frei.

und als bestanschließender Wert das arithmetische Mittel hieraus zu

$$g = 982,341 \cdot 9 \pm 0,0006 \text{ cm/sec}^{-2}.$$

Die Reduktion auf das Meeresniveau nach dem Verfahren von Faye führt für $H = 47 \text{ m}$ auf die Korrektur $+ 0,014 \cdot 1$ und damit wird

$$g_0 = 982,356 \cdot 0 \text{ cm/sec}^{-2}.$$

Bei Berücksichtigung der topographischen Korrektur bis zum Abstand von 12 km im Radius, die rund $+ 0,005$ Einheiten hinzufügt, folgt:

$$g'_0 = 982,361 \cdot 0 \text{ cm/sec}^{-2}.$$

Anlässlich der Tagung der internationalen Kommission für Geophysik und Geodäsie im Jahre 1930 zu Stockholm wurde für die Darstellung der Normalschwere der Ausdruck angenommen:

$$\gamma = 978,049 (1 + 0,0052884 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2 \varphi),$$

in dem φ die geographische Breite bedeutet. Hiermit folgt als Normalschwere im Meeresniveau von Akureyri:

$$\gamma_A = 982,3395 \text{ cm/sec}^{-2}.$$

Die totale Schwerestörung als Unterschied zwischen der auf das Meeresniveau wie in freier Luft reduzierten und der Normalschwere ist somit:

$$\Delta g'_0 = + 0,021 \cdot 5 \text{ cm/sec}^{-2}.$$

In der folgenden Zusammenstellung werden nun unter Fortlassung der Einzelwerte die Ergebnisse auf den übrigen 7 Pendelstationen mitgeteilt. Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind die Angaben für Akureyri nochmals am Schluß der Tafel wiederholt.

Station	φ	Höhe über Meereshorizont m	Schwerewerte in cm/sec^{-2} nach Pendeln geordnet				Mittel
			P 11/12	P 13/14	P 15/16	P 17/18	
Skógar 2.VII. — 6.VII.	$65^0 43,6'$	161	982, 321 _u	982, 323 ₂	982, 920 ₈	982, 323 ₃	982, 322 ₈
Vogar 14.VII. — 17.VII.	$65^0 37,4'$	280	308 ₂	308 ₀	306 ₈	307 ₁	307 ₅
Kofi 23.VII. — 26.VII.	$65^0 40,0'$	372	284 ₂	284 ₇	283 ₆	283 ₃	283 ₆
Grimsstadir 31.VII. — 3.VIII.	$65^0 37,0'$	384	275 ₇	275 ₇	275 ₀	275 ₆	275 ₆
Mödrudalur 5.VIII. — 8.VIII.	$65^0 12'$	461	234 ₁	233 ₈	233 ₀	234 ₂	233 ₆
Húsavík 11.VIII. — 15.VIII.	$66^0 30'$	8	394 ₇	394 ₂	393 ₁	394 ₁	394 ₁
Laugaskóli 18.VIII. — 21.VIII.	$65^0 43'$	59	357 ₇	358 ₇	359 ₃	359 ₂	358 ₇
Akureyri 23. — 28.VI. und 24.VIII. — 1. IX.	$65^0 40'$	47	340 ₆	343 ₀	343 ₀	340 ₀	341 ₀

5. Ergänzende Ausführungen.

a) Die Genauigkeit der Uhrgänge.

Als Unterlage zur Ermittlung des Uhranges diente die regelmäßige Aufnahme der Koinzidenzsignale von Greenwich um 10 und 18 Uhr sowie das Mittagssignal von Nauen, gleichfalls auf langer Welle. So oft ein weiterer Satz nach dem letzten Greenwichsignal eingelegt war, ergab es sich von selbst, auch das Mitternachts-signal von Nauen aufzunehmen.

Die zu den Zeitsignalen gegebenen Korrekturen der Deutschen Seewarte und auch die des Geodätischen Instituts in Potsdam lieferten für den Uhrgang zu allen Zeiten fast dieselben Werte für die Stationen, auf die sich die Korrekturen bezogen. Darunter fehlte aber die Korrektur für Greenwich II um 18 Uhr, die den von Greenwich mitgeteilten Korrekturen zu entnehmen war, von denen die deutsche Seewarte dem Verfasser in entgegenkommender Weise eine Abschrift zur Verfügung stellte. Nun sind aber die Kataloge der Institute, auf denen die Ausgleichung beruht, verschieden; es bleiben daher auch bei Berücksichtigung der Katalogdifferenz für den betreffenden Tag noch Abweichungen übrig, die zur Folge haben, daß der Uhrgang davon abhängt, ob man die Greenwicher Daten oder die eines anderen Instituts zugrunde legt. Als zweckmäßig erwies es sich daher, die Reduktion mit den Angaben von Greenwich allein durchzuführen, zumal die meisten Beobachtungen in dem Zeitraum zwischen dem ersten und letzten Signal von Greenwich lagen und die Korrekturen für das Nauener Mittagssignal auch von Greenwich mitgeteilt werden. Damit war die notwendige Homogenität wenigstens in diesen Fällen erreicht. Bei Verwendung des Nachtsignales von Nauen ließ sich der Uhrgang unter Benützung des vorausgegangenen Mittagssignals bei Annahme der von der Seewarte mitgeteilten Verbesserungen auswerten.

Sooft es anging, und dies war ab Grimsstadir regelmäßig der Fall, nahm ein zweiter Beobachter gleichzeitig und unabhängig die Signale mit auf. Es gab dabei

Verbesserter Mittelwert		Reduktion auf den Meereshorizont		Normalschwere	Totale Schwerestörung $\Delta g'_0$ für den Meereshorizont
topogr. Korr.	g'	Red.	g'_0		
+ 0,0050	982, 327 ₃	+ 0,0497	982, 337 ₀	982, 3437	+ 0,033 ₃
—	307 ₅	0,0864	393 ₀	3406	+ 0,053 ₃
	283 ₈	0,1148	398 ₀	3395	+ 0,059 ₁
+ 0,0015	277 ₃	0,1187	396 ₀	3362	+ 0,059 ₀
+ 0,0015	235 ₃	0,1422	377 ₅	3079	+ 0,069 ₀
+ 0,0017	395 ₈	0,0025	398 ₃	3657	+ 0,032 ₀
+ 0,0028	361 ₅	0,0182	379 ₇	3434	+ 0,036 ₃
+ 0,0050	346 ₀	0,0141	361 ₀	3395	+ 0,021 ₅

wohl manchmal Abweichungen, doch beeinflussten sie den ausgewerteten sekundlichen Uhgang im Durchschnitt sehr selten um mehr als 3 Einheiten in der 7. Dezimale; sie blieben alsdann gegen das Resultat des Hauptbeobachters unberücksichtigt.

Einige Beispiele zur Erläuterung der Güte und auch der Mängel akustischer Aufnahme seien nachfolgend mitgeteilt.

Am 23. VI., dem ersten Beobachtungstage, ergaben sich aus den Standdifferenzen nach den Koinzidenzsignalen die in der nachstehenden Tabelle aufgeführten Uhrgänge:

sekundlicher Gang	
$N_1 - G_1$	$: + 465^s,5 \cdot 10^{-7}$ mit $0^s,495$ red. $+ 230^s,4 \cdot 10^{-7}$
$G_2 - G_1$	$: + 469^s,1 \cdot 10^{-7}$ $232^s,2 \cdot 10^{-7}$
$G_2 - N_1$	$: + 468^s,4 \cdot 10^{-7}$ $231^s,8 \cdot 10^{-7}$
$N_2 - N_1$	$: + 467^s,7 \cdot 10^{-7}$ $231^s,5 \cdot 10^{-7}$

Das gewogene Mittel hieraus ist $+ 231^s,7 \cdot 10^{-7}$, mit dem die Schwingungszeit zu berichtigen war. G_1, G_2 bezeichnen die Signale von Greenwich um 10 und 18 Uhr, N_1, N_2 die Signale von Nauen um Mittag und Mitternacht. Steht dieses Signal aber am Anfang der Beobachtungsreihe eines Tages, so wird es mit N_0 bezeichnet. Eine solche Reihe bringt das folgende Beispiel:

$G_1 - N_0$	$: + 951^s,5 \cdot 10^{-7}$	$N_1 - G_1$	$: + 940^s,4 \cdot 10^{-7}$	$N_2 - G_1$	$: + 938^s,7 \cdot 10^{-7}$
$N_1 - N_0$	$: + 943^s,7 \cdot 10^{-7}$	$G_2 - G_1$	$: + 935^s,3 \cdot 10^{-7}$	$N_2 - N_1$	$: + 953^s,3 \cdot 10^{-7}$
$G_2 - N_0$	$: + 938^s,8 \cdot 10^{-7}$	$G_2 - N_1$	$: + 946^s,6 \cdot 10^{-7}$	$N_2 - G_2$	$: + 955^s,4 \cdot 10^{-7}$
$N_2 - N_0$	$: + 948^s,6 \cdot 10^{-7}$				

Das gewogene Mittel aus diesen in allen Kombinationen genommenen Differenzen folgt zu $945^s,3 \cdot 10^{-7}$ als sekundlicher Gang; hiervon entfällt auf die Schwingungszeit $0^s,495$ der Anteil $467^s,8 \cdot 10^{-7}$ (Skógar 3. Juli). Ein Teil der Streuung des nach den Stationsdifferenzen geordneten Uhganges geht auf die schwächere Hörbarkeit von Nauen zurück, der Rest hängt mit den zwar kleinen, aber meist immer vorhandenen Unterschieden in den Korrekturen zusammen, wie sie in den Veröffentlichungen der deutschen Seewarte und denjenigen vom Greenwich-Observatorium mitgeteilt sind. Besonders stark fällt manchmal der Unterschied auf bei der Gegenüberstellung eines Nauener Signals, für das die Verbesserung nur von der Seewarte, jedoch nicht auch von Greenwich vorliegt; dabei wurde die Katalogdifferenz (Fundamentalsystem des Berliner astr. Jahrbuches — Eichelbergersches Fundamentalsystem) jeweils berücksichtigt.

Ein Beobachtungstag in Kofi gab folgendes Bild:

23. VII. sekundl. Gang			
$N_1 - G_1$	$: 512^s,0 \cdot 10^{-7}$	$G_2 - N_1$	$: 514^s,8 \cdot 10^{-7}$
$G_2 - G_1$	$: 513^s,5 \cdot 10^{-7}$	$N_2 - N_1$	$: 524^s,1 \cdot 10^{-7}$
$N_2 - G_1$	$: 513^s,4 \cdot 10^{-7}$	$N_2 - G_2$	$: 513^s,2 \cdot 10^{-7}$

Wird daraus wie zuvor das Mittel gebildet, so wird $+ 516^s,1 \cdot 10^{-7}$ als sekundlicher Gang erhalten; auf die Schwingungszeit entfällt davon $+ 255^s,4 \cdot 10^{-7}$.

Diese Beispiele mögen genügen; sie stellen den Durchschnitt dar, weil man danach und nicht nach den sehr gut gelungenen Aufnahmen das Urteil über die er-

reichte Genauigkeit des Uhganges fallen muß. Nach den während der Arbeiten gemachten Erfahrungen dürfte der Fehler der täglichen Gangbestimmung zwischen ± 1 bis $3 \cdot 10^{-7}$ liegen. Im Mittel aller Sätze von 4 Tagen ist er natürlich noch geringer.

b) Zur Ermittlung der Schwereanomalien.

Bei der Erwägung, ob die Schwerestörungen nach den Verfahren von Faye, Bouguer oder mittels der isostatischen Reduktion zu berechnen seien, spielte die Frage nach der physikalischen Tragweite der nach dem einen oder anderen Verfahren erhaltenen Werte eine Rolle. Befindet sich nämlich eine weit ausgedehnte ebene Platte oder eine sphärische Schale von genügend großer Ausdehnung in dem sie tragenden Mittel im hydrostatischen Gleichgewicht, so sollte die totale, also nach Faye ermittelte Anomalie ganz oder bis auf einen kleinen Rest in allen weitab vom Rande liegenden Punkten verschwinden. Tut sie es nicht, so liegt entweder Inhomogenität oder eine Gleichgewichtsstörung vor. In Wirklichkeit sind diese Bedingungen nicht voll erfüllt, denn es ist an der Erdoberfläche auch noch der Einfluß entfernter Massen ober- und unterhalb des als Bezugsfläche dienenden Meeresniveaus zu berücksichtigen.

Die Berechnung der Anomalien nach Bouguer — sie werden mit $\Delta g''_0$ bezeichnet — zieht nach Anbringung der topographischen Korrektur außerdem die Anziehung der zwischen dem Meeresspiegel und dem Stationshorizont befindlichen ebenen Platte in Betracht. Die um diesen Betrag verminderte Schwere an der Station wird mit der Normalschwere im Meeresniveau verglichen; das Ergebnis ist die gesuchte Anomalie. Doch ist sie wenig geeignet für die Vergleichung der Gleichgewichtslage aus den Schwerestörungen ungleichartiger Gebiete, denn da die Masse der Platte ausgeschaltet wird, bezieht sich die Schwere jeweils auf ein anderes Massensystem (Helmert).

Auf einer anderen Voraussetzung beruht die Bestimmung der isostatisch reduzierten Schwerestörungen. Es wird dabei angenommen, die äußere Kruste der Erde sei homogen und habe die Dichte etwa des Granits (2,67) und eine Dicke von 60 oder 113 km. Alle Erhebungen und alle Einsenkungen, darunter auch die ozeanischen Räume, seien die Folge einer Dehnung bzw. Verdichtung dieser Kruste. So gut sich diese Annahme für die Bestimmung der Erdgestalt eignet — erreicht sie doch in weitem Maße eine Herabsetzung der Anomalienwerte im Vergleich zu denen von Faye — so trägt sie andererseits den seit ihrem Aufkommen bekanntgewordenen Tatsachen keine Rechnung. Schon im kontinentalen Untergrund wird die Kruste bis zu etwa 40 km Tiefe aus einer granitischen Schale und einem basischen Schmelzfluß hoher Zähigkeit gebildet, deren Dichten oben 2,7, in der Mittelschicht etwa 3,0 betragen. Unterhalb der zweiten, 20 bis 25 km mächtigen Schicht folgt bis in große Tiefe reichend eine hyperbasische Schicht mit einer Dichte*) von etwa 3,3. Im pazifischen Raum fehlt eine, oder es fehlen gar beide oberen Schichten; im Atlantischen und Indischen Ozean sind Andeutungen vorhanden, daß die granitische Decke zwar besteht, aber jedenfalls sehr wenig mächtig ist.

Es ist nicht angängig, anzunehmen, daß ein Basaltblock von der Größe Islands, dessen Dichte nicht kleiner als 2,9—3,0 sein kann, aus der Dehnung der darunterliegenden Kruste der Dichten 2,67 entstanden ist. Die Voraussetzungen der isostatischen Reduktion sind hier bestimmt nicht erfüllt, und es wäre eine unfruchtbare Arbeit gewesen, danach die Anomalien zu berechnen.

*) Dichtewerte nach Jeffreys.

Zweiter Teil.

Von A. Schleusener, Hannover.

Die Gravimetermessungen.

A. Aufgabe.

Die Hauptaufgabe der Schwerkraftmessungen auf Island besteht, ebenso wie bei den geodätischen Messungen, in der Bestimmung von Festwerten. Diese müssen nach angemessenen Zeiten überprüft werden, um so den positiven oder negativen Nachweis regionaler zeitlicher, unperiodischer Änderungen der Schwerkraft zu erbringen. Die Frage regionaler zeitlicher Änderungen der Schwerkraft auf der Erde ist schon häufiger besprochen worden, hat aber verhältnismäßig wenig Eingang in die neuere Literatur und Forschung gefunden [1 bis 7]. Dies dürfte nicht am mangelnden Interesse liegen, denn es sind beispielsweise die periodisch-zeitlichen Schwankungen der Schwerkraft durch Sonne und Mond gerade in der Neuzeit Gegenstand gründlicher Untersuchungen und Erörterungen gewesen. Die bisher beobachteten regionalen Änderungen¹⁾ wurden wohl um so weniger erörtert, je mehr bei den Pendelmessungen festgestellt wurde, daß verschiedene Beobachter ein und desselben Punktes erhebliche Abweichungen der gemessenen Werte erhielten. Diese Abweichungen lagen einmal beträchtlich über dem auf Grund der errechneten mittleren Fehler zu erwartenden Wert und waren nicht immer mit der Annahme mangelnder Sorgfalt des Beobachters des oft zehn und mehr Jahre älteren Wertes zu erklären. Auch die Einführung des funkentelegraphischen Zeitdienstes brachte nicht die erhoffte Genauigkeit. Dies bewiesen die noch immer auftretenden Widersprüche der Messungen auf den Landeszentralen nach 1920 ebenso, wie insbesondere die ersten von der angewandten Geophysik ausgeführten 100 Pendelmessungen (1935 [9]) in Holstein, bei welchen wohl erstmals bewußt der übliche geringe, innere, mittlere Fehler durch Ausführung einer größeren Zahl von Kontrollmessungen überprüft wurde.

In dem letzten Jahrzehnt wurde dann auch in der großen Geophysik durch Einführung kurzer Schleifen und häufiger Kontrollmessungen gute Übereinstimmung bei Wiederholungsmessungen erreicht, so daß auch bei Pendelmessungen der mittlere Fehler sicher unter ± 1 mgal liegen kann, und einseitige Fehler klein geworden sind.

Daraufhin richtete die Reichsstelle für Bodenforschung auf Anregung ihres Leiters, Direktor Prof. Dr. Barsch, vor einigen Jahren in Deutschland zwei durch Pendel besonders genau vermessene Prüfstrecken als Normalmeßstrecken²⁾ ein, um hier (Harz und bayr. Alpen) eine mögliche zeitliche Änderung der Schwerkraft sowohl auf kleinem Raum, als auch in dem großen, gut gesicherten Dreieck Potsdam—Harz—bayr. Alpen bestimmen zu können. Die Wahrscheinlichkeit, zeitliche regionale Schwereänderungen beobachten zu können, ist in Deutschland allerdings ge-

¹⁾ Nach A. Born, S. 493, wurden in 30 bis 40 Jahren in Indien Schwankungen von ± 27 bis ± 103 mgal beobachtet. Auffälligerweise ist in allen 4 Fällen die Schwerkraft größer geworden, nach Burrard und Fischer, S. 216, liegen keine Beobachtungsfehler vor.

R. Eötvös [4] fand durch Drehwaagenmessungen eine Abweichung von 50 mgal zwischen 2 Pendelpunkten am Balatonsee, welche vorher von v. Sterneck gemessen worden waren. Eötvös nimmt wohl keine zeitliche Änderung an, enthält sich (1906, S. 369) aber auch jeder Äußerung über den möglichen Grund. Später (1909, S. 325) erwähnt er, daß er Inkonstanz der Pendel vermutet.

²⁾ Die Meßstrecke im Harz dient auch als Eichstrecke für Gravimeter.

ringer als in Island. Island müßte mit seinen auf Grund der offenen Zerrspalten (1939 /32/ vermuteten Unterströmungen (vgl. F. Bernauer, dieser Band S. 58 und /33/)) ein besonders geeignetes Beobachtungsgebiet sein.

Es ist jedoch zu betonen, daß die Frage zeitlicher Änderungen der Schwerkraft auf der Erde noch als völlig offen anzusehen ist, natürlich nur im Rahmen der uns bisher zur Beobachtung zur Verfügung stehenden Zeiträume von etwa 50 bis 70 Jahren. Man kann annehmen, daß diese Auffassung vorherrscht, denn in der Literatur wird dieses Problem überwiegend ohne eigene Stellungnahme nur erwähnt oder aber übergangen (vgl. hierzu Helmert, Berroth, Jordan-Eggert, Born, Kosmat, Schweydar, Ansel, Heiskanen³⁾ u. a., obwohl Burrard und Fischer [2, 3] die Schwereänderungen von 27 bis 103 mgal als sicher ansehen wollen. Es ist zu vermuten, daß man in der Frage zeitlicher Schwereänderungen in wenigen Jahrzehnten mehr und insbesondere bessere Unterlagen zur Verfügung haben wird, und zwar auf Grund der großen Verbreitung und Genauigkeit von Gravimetermessungen.

Neben dem oben angeführten Hauptproblem war bei der Anlage der Gravimetermessungen auf Island noch an die Möglichkeit der Prüfung gegenwartsnaher Fragen zu denken, wie z. B. an die Gleichgewichtsverteilung vorhandener Schollen, Feststellung von Schollen- bzw. Grabengrenzen, Verteilung der Schwerkraft nicht nur in dem durch die geologischen und Verkehrsverhältnisse gegebenen Hauptprofil, sondern auch außerhalb desselben. Es konnte natürlich nicht angenommen werden, daß alle diese Fragen mit den vorhandenen Mitteln unter den gegebenen schwierigen Verhältnissen gleich bei der ersten Expedition noch zusätzlich würden bearbeitet werden können. Wohl aber sollte doch versucht werden, einiges Beobachtungsmaterial, insbesondere über die weitere Schwereverteilung, auch außerhalb des Hauptprofils, zu erhalten. Ferner sollte innerhalb des Hauptprofils der Stationsabstand im Bereich der Bårdarttalverwerfung klein genug gehalten werden, um die am Grabenrand⁴⁾ zu erwartende große Schwerestörung (10 bis 20 mgal; Dichtesprung etwa 0.5, Sprunghöhe 500—800 m oder mehr) zu erfassen. Es waren dies Aufgaben, die wegen der Transportverhältnisse und verfügbaren Zeit nur mit einem statischen Schweremesser, und zwar mit einem möglichst leichten Gerät in Angriff genommen werden konnten.

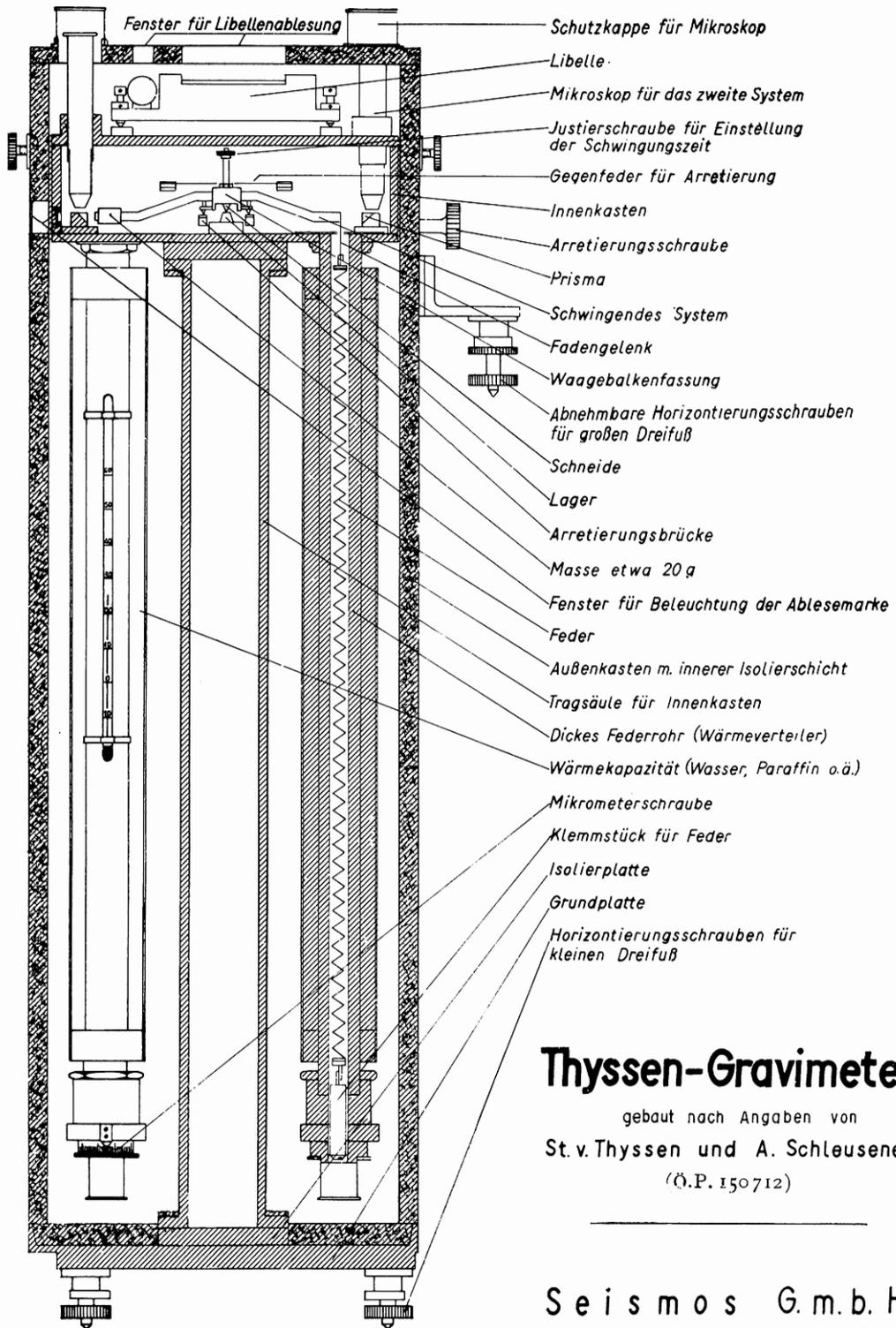
B. Technische Fragen.

1. Beschreibung des Thyssen-Gravimeters mit Zubehör und sonstiger Ausrüstung.

Zur Ausrüstung eines Gravimetertrupps gehören neben dem Gravimeter mit einigen Zubehöerteilen, wie Stativ, Stoppuhr und Werkzeug noch ein Zelt, ein Traggestell und ein Automobil. Als leichtes transportables Gravimeter, welches nicht von

³⁾ W. Heiskanen (1941 /29/) führt S. 164 die Schwerewerte von 26 Bezugsstationen (Landeshauptstationen) nach den Zusammenstellungen von Borrás 1907 und Hirvonen 1939 an. Fast 25 % aller Stationen erhielten Änderungen von 10 bis 13 mgal. Der Fehler wird den älteren Beobachtern zugeschoben. Nach meinen Erfahrungen sicherlich teilweise zu Unrecht, denn bis in die Neuzeit hinein wurde nach der gleichen Methode gemessen. Auch um die Pendelgenauigkeit $\pm 0,2$ mgal auf Grund der Anwendung der Minimumpendel, Quarzstabpendel, Photoregistrierung, Zeitsignalregistrierung und anderen sorgfältig durchgearbeiteten physikalischen Verbesserungen wurde es leider still. Damit soll natürlich nichts gegen die hierfür aufgewendete Mühe und Arbeit gesagt werden.

⁴⁾ Ivan (1938 /20/), S. 104, Fußnote A. 26, glaubt einen Graben ablehnen zu müssen, weil es im Osten das Gegenstück zur Bardarttalverwerfung „nicht gibt“. Es sollte aber wohl besser heißen „nicht bekannt ist“; denn es ist doch eine erhebliche Wahrscheinlichkeit für ihn vorhanden. Eine Entscheidung in dieser Frage wird schwerlich erbracht werden können.



Thysen-Gravimeter

gebaut nach Angaben von
 St. v. Thysen und A. Schleusener
 (Ö.P. 150712)

Seismos G. m. b. H.

Abb. 1

einem Spezialwagen und konstanten Temperaturen abhängig ist, kam ein Thyssen-Gravimeter (Abb. 1) in Frage. Das Gerät wiegt mit Außenkasten und innerer Korkisolation 17 kg. Für ungünstige Temperaturverhältnisse wird es noch mit einer Filzhülle versehen, die es allseitig umschließt. Beim Ablesen wird kurze Zeit die Filzkappe entfernt (Abb. 2). Die Thyssen-Gravimeter (vgl. /8, 9, 12, 13, 14/) wurden 1934 nach Angaben von St. v. Thyssen und A. Schleusener (1934 /8/) in den Werkstätten der Seismos G. m. b. H. entwickelt und sind seither verbessert worden. Die Seismos G. m. b. H. stellte freundlicherweise ein Gravimeter mit Zu-

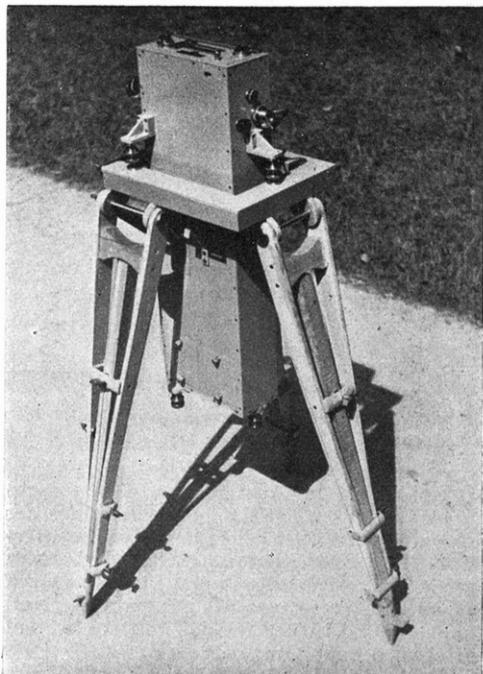


Abb. 2 a. Thyssen-Gravimeter, Gew. 17 kg, mit Holzstativ für Moorarbeiten.

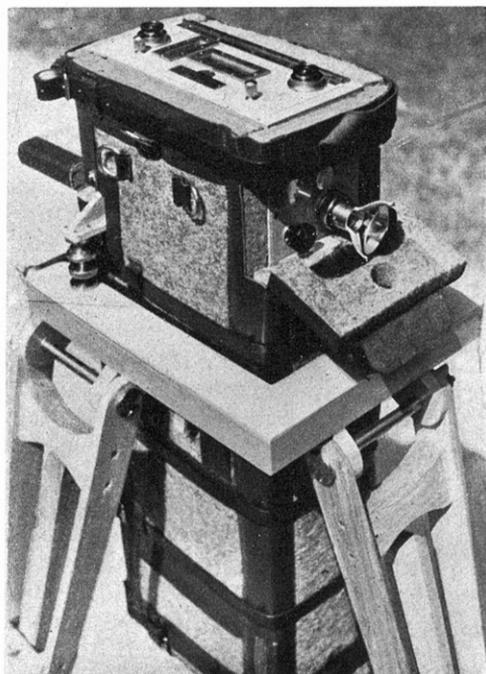


Abb. 2 b. Gravimeter mit Filzhülle, Gewicht 22 kg.

Neben der Tageslichtbeleuchtung der Arretierknopf (oben), Ablesemikroskope. Zwischen den Mikroskopen die Libellenfenster.

ehör zur Verfügung und beurlaubte den Verfasser für einige Monate zur Teilnahme an der Islandexpedition.

Das Gravimeter (Abb. 3) ist schwach astasiert und besteht aus zwei auf Schneiden schwingenden, um 180° versetzten Systemen. Infolge der Astasierung ist der Skalenswert von der Schwingungsdauer (Abb. 4) abhängig, welche ein einfaches Mittel bietet, die Empfindlichkeit zu regeln und das Gerät laufend zu überwachen. Es genügt die Bestimmung der vierfachen Periode (24 bis $30''$) mit einer gewöhnlichen Taschenuhr ($\frac{1}{10}$ oder $\frac{1}{100}$ Sek.) auf $\frac{1}{10}$ oder $\frac{1}{20}$ Sek. genau.

Jedes der schwingenden Systeme (Abb. 1) besteht in der Normalausführung aus einer Masse von etwa 20 g, dem Quarzglasbalken, der Feder und der Schneide. Federangriffspunkt, Schneidenunterkante und Schwerpunkt der 20-g-Masse liegen bei der Normalausführung des Thyssen-Gravimeters in einer Ebene. Die Multipli-

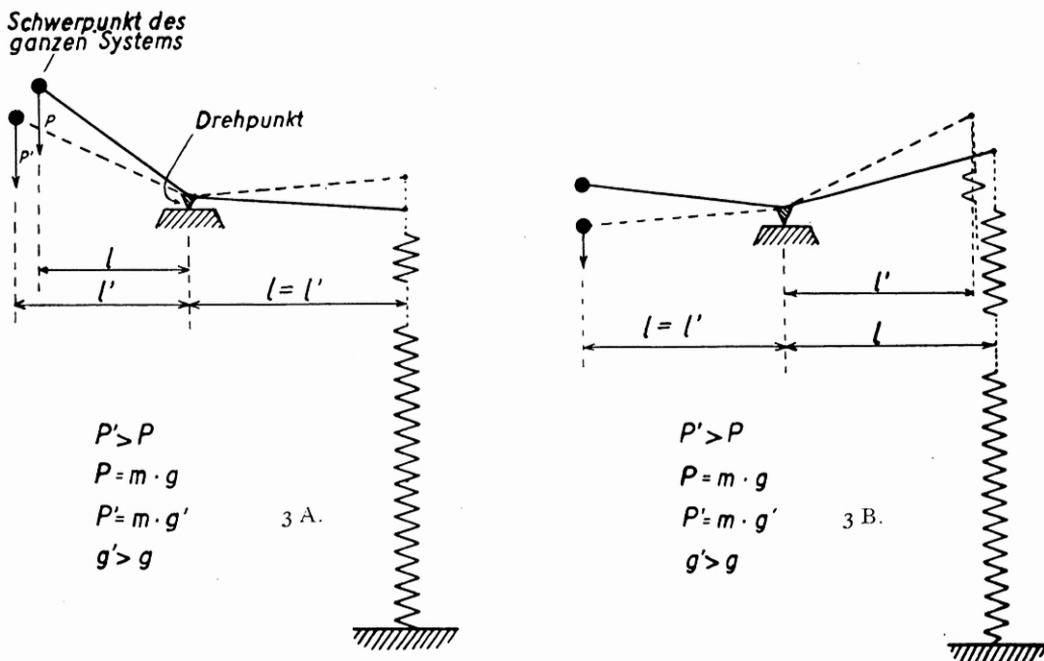


Abb. 3. Schematische Darstellung der Astasierung (Multiplikatorwirkung) beim Thyssen-Gravimeter.

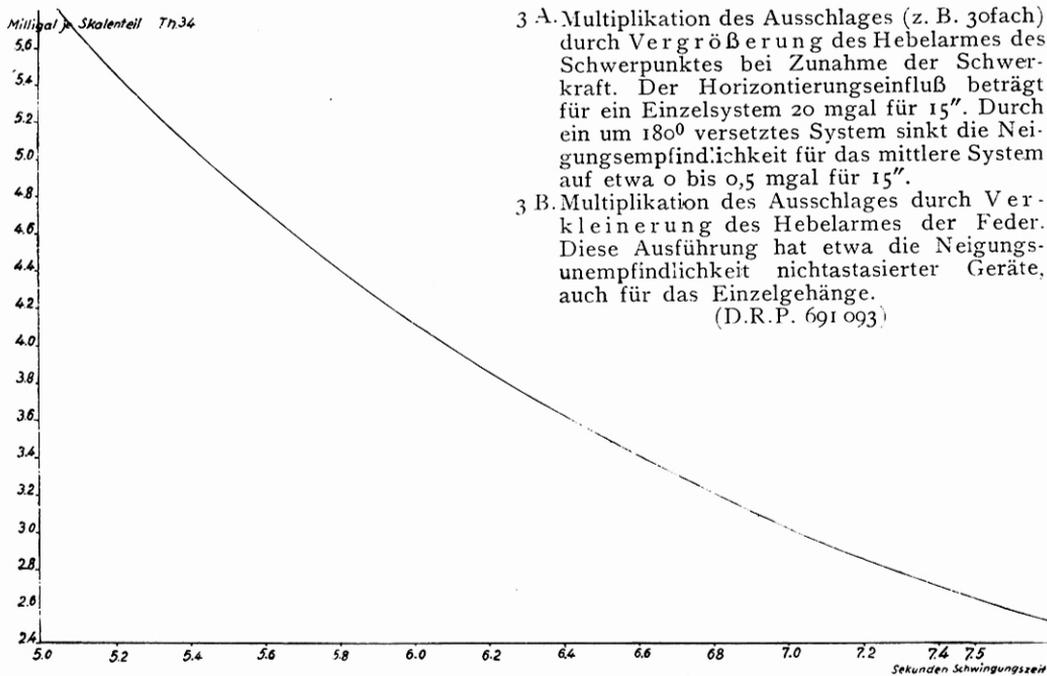


Abb. 4. Abhängigkeit des Skalenerwertes von der Schwingungsdauer.

katorwirkung auf den Federausschlag, also die Astasierung, wird dadurch erzeugt, daß insbesondere die Masse der Schneideneffassung merklich höher als die Schneidenebene liegt. Damit ist der Schwerpunkt des ganzen Systems höher gelegen als die Schneidenebene. Abb. 3 A u. 3 B zeigen in einfacher Darstellung die Entstehung der Multiplikationswirkung beim Thyssen-Gravimeter. Unterliegt die im Schwerpunkt vereinigte Masse m des ganzen Systems (Abb. 3 A) einer vergrößerten Schwereanziehung g' , so wird das Gewicht der Masse $P = m \cdot g$ zu P' , und sie sinkt etwas nach unten, gleichzeitig wird der Hebelarm der Masse zu l' vergrößert, und dadurch wächst das Produkt $P \cdot l$ zu $P' \cdot l'$. Auf der Federseite ist dagegen $l = l'$, denn der Hebelarm der Feder wird bei einem Winkelausschlag nicht vergrößert. Die Federspannung wächst proportional der Federverlängerung zu $F' \cdot l$. Das Produkt $F \cdot l$ vergrößert sich also nur zu $F' \cdot l$, während sich das Gegenmoment von $P \cdot l$ zu $P' \cdot l'$ vergrößerte. Während also bei einem nichtastasierten Gerät, bei dem der Hebelarm l fehlt, das Gleichgewicht hergestellt ist, sobald die Federspannung F' infolge Federverlängerung ebenso groß ist wie die vergrößerte Kraft P' , muß beim Thyssen-Gravimeter die Federspannung zu einem wesentlich größeren F' anwachsen, denn der Hebelarm l' der Masse wird ebenfalls größer, während der Hebelarm l der Feder unverändert gleich l bleibt. Wächst der Hebelarm der Masse zu schnell, liegt also der Schwerpunkt zu hoch, so wird das System labil, weil die Federspannung infolge Federlängung nicht so schnell wächst wie es die Verlängerung des Massearmes erfordert.

Beim Thyssen-Gravimeter ist die Schwerpunktshöhe durch eine kleine Zusatzmasse (Justierschraube) einstellbar. Die Einstellung der Schwerpunktshöhe erfolgt meist derart, daß die Längung der Feder bei 1 mgal Schwereänderung statt $0,3 \mu$ etwa 6 bis 12μ beträgt. Damit wird der Ausschlag durch die Hebelarmänderung (Astasierung) etwa 20- bis 40fach vergrößert.

Während es ohne Anwendung elektrischer Hilfsmittel kaum möglich ist, durch ein Mikroskop noch Bruchteile der $0,3 \mu$ Federbewegung ($0,3 \mu$ entsprechen etwa 1 mgal) abzulesen, genügt beim Thyssen-Gravimeter ein kleines einfaches Mikroskop mit nur 40- bis 80facher Vergrößerung, um eine Ablesegenauigkeit von 0,2 bis $0,3 \mu$ mgal zu erhalten. Da gleichzeitig an 2 Systemen 2- bis 3mal abgelesen wird, und die Ruhelage aus Umkehrpunkten ermittelt wird, wird der Stationswert des mittleren Systems mit etwa $\pm 0,05$ bis $\pm 0,08 \mu$ mgal mittlerem Ablesefehler erhalten.

Die Multiplikatorwirkung kann durch Annäherung an den labilen Punkt sehr hoch getrieben werden. Versuche mit 1000facher Verstärkung des Ausschlages sind verschiedentlich, wenn auch auf ganz anderer Konstruktionsgrundlage, versucht worden. Soweit dem Verfasser bekannt wurde, konnten besondere Erfolge nicht erzielt werden. Es wird dies darin begründet liegen, daß nicht nur die Federlängung, sondern auch Fehlerquellen multipliziert werden.

Der Temperaturkoeffizient ist beim Gravimeter Th 34 nicht linear. Er ist günstigerweise in dem Bereich von 15° bis 20° C Null, um dann bei den üblichen vorgekommenen Temperaturen bis auf 1,5 mgal je Grad anzusteigen (Abb. 5). In Verbindung mit der guten Isolation konnte infolgedessen das Gerät wie üblich ohne automatische Temperaturregulierung oder elektrische Heizung eingesetzt werden, wodurch ja gerade seine Beweglichkeit und Unabhängigkeit mitbedingt ist. Allerdings wurde nicht darauf verzichtet, soweit das mit einfachen Mitteln möglich war, bei Kälte die Temperatur hochzuhalten, um in der Nähe des Temperaturkoeffizienten Null zu bleiben. Das geschah nachts durch die Art der Aufstellung, z. B. in die Nähe

⁵⁾ Vgl. /8, 9, 12, 13, 14/.

der Schlafstätten, aber nicht an eine Außenwand oder in Fensternähe⁶⁾. Bei Auto-transport wurde die Temperatur nur durch Öffnen oder Schließen der Fenster etwas reguliert. Das kurze Aufstellen während der Messung in Temperaturen von nur 5°

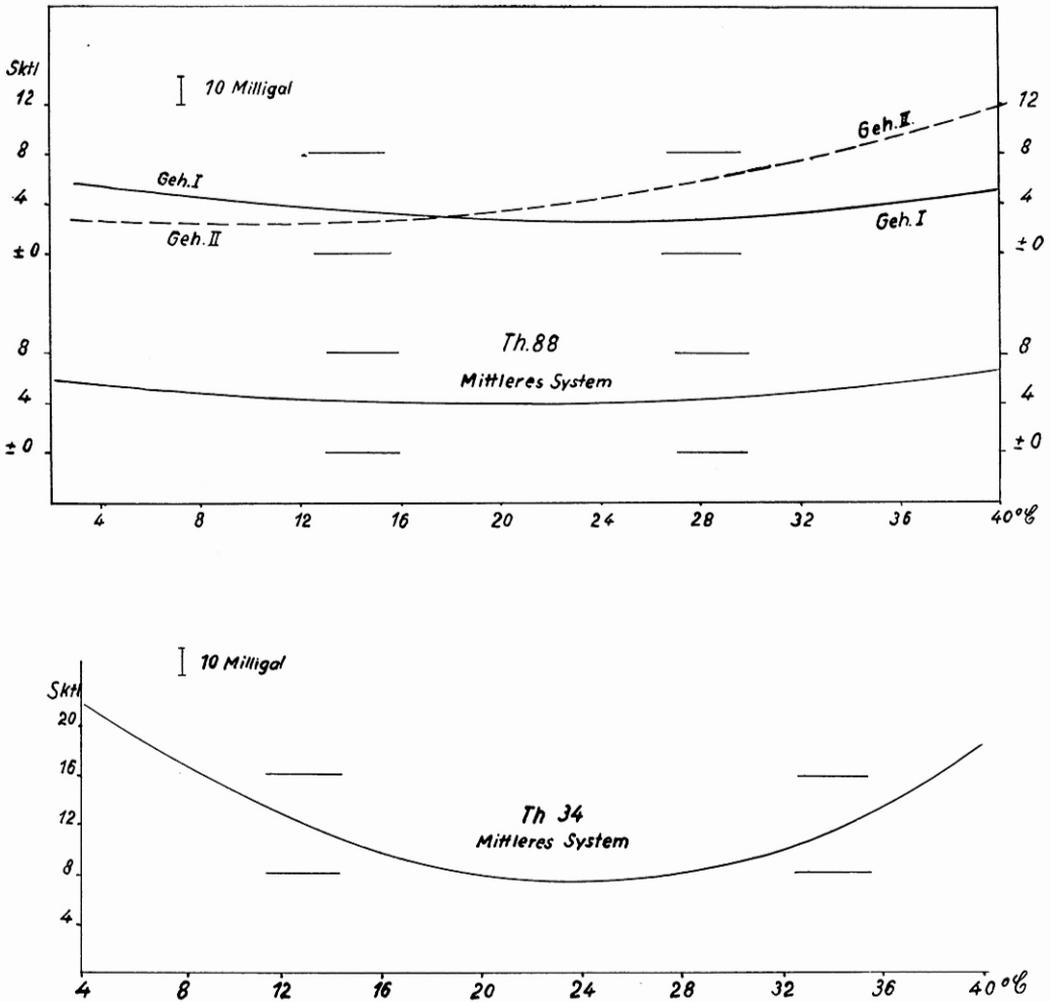


Abb. 5. Temperaturkurven bei Thyssen-Gravimetern.

Für die Auswertung wird nur die Mittelkurve beider Gehänge benutzt. Die dargestellte Temperaturkurve enthält nicht nur den Einfluß der Temperatur auf die Feder, sondern z. B. auch den auf das Federrohr und den Luftauftrieb.

(Anfang Juli) oder in der prallen Sonne in der Wüste bei Grimsstadir (Ende Juli—Anfang August) blieb ohne spürbaren Einfluß auf die Innentemperatur. War jedoch der oft stundenlange Transport im Freien zu erwarten, so genügte es ebenfalls, durch

⁶⁾ Nachstehend werden manche vielleicht unwesentliche Einzelheiten und Begebenheiten erwähnt werden, da sie vielleicht einmal bei Vorbereitungen für ähnliche Verhältnisse doch interessieren könnten.

Art der Nachtaufstellung die Tagestemperatur des Gerätes etwas vorzubereiten. Bedenklich erschien nur zweimal der äußere Temperatursturz, als bei noch hoher Innentemperatur des Gerätes der an die Autofahrt anschließende unerwartet lange Pferdetransport infolge des ungünstigen Geländes (Sumpf und isländischer Strukturboden) trotz geringer Entfernung (4,5 km) 4 Stunden für beide Wege benötigte. Eine der beiden Messungen fiel aus, aber offensichtlich nicht wegen der Temperaturschwankung, sondern weil das Transportpferd auf dem Rückwege beim Überqueren eines Sumpfes durch die zwar schwankende, aber sonst tragende Grasnarbe durchbrach, sich etwas auf die Seite und auf das Gravimeter legte, dann aber mit solchem Schwung hochriß, daß das Gravimeter, Zelt und Stativ etwa einen halben Meter hochflogen, um dann in nicht ganz vorgesehene Lastenverteilung zurückzufallen. Das anschließende energische Abschütteln des Wassers (und der nun schlecht sitzenden Last) trug auch nicht gerade dazu bei, das Gefühl zu beheben, daß die Expedition im gravimetrischen Teil schon im ersten Drittel der Arbeit gescheitert sei.

Aber das Gewicht des Pferdes war wohl infolge der nachgiebigen Sumpfgrasnarbe weder auf das Traggestell, noch auf das Gravimeter schädlich zur Wirkung gekommen. Die Stöße und der Fall hatten zwar einen Sprung von über 50 mgal erzeugt, ohne aber sonst die Genauigkeit des Gerätes zu beeinflussen oder auch nur eine Nachjustierung zu erfordern.

Die Thyssen-Gravimeter besitzen eine kleine Neigungsempfindlichkeit von etwa 0 bis 1 mgal je 15". Bei dem zur Verfügung stehenden Gerät Th 34 war die Neigungsempfindlichkeit mit 0,75 mgal/15" etwas hoch, da sie bei den meisten Geräten zwischen 0 bis 0,5 mgal liegt⁷⁾. Es war erfahrungsgemäß nicht zu befürchten, daß Fehler durch diese Neigungsempfindlichkeit entstehen würden. Immerhin bestand die Möglichkeit, daß auf einem Meßpunkt mit schwankendem Boden ein ungeübter zweiter Beobachter durch unsichere Ablesungen die erforderliche Zahl der Ablesungen erhöhen würde. Dies war zwar bei J. Ansel jr. als Student der Physik weniger zu befürchten als später, als bei seinem unerwarteten Ausfall Tómas Tryggvason und die Frau des Verfassers als zweite Beobachter aushalfen; beide arbeiteten sich aber schnell und zuverlässig ein.

Das Thyssen-Gravimeter hat in der in Abb. 1 dargestellten Form eine merkliche Abhängigkeit seiner Ruhelage von der Luftdichte (Abb. 6). Eine Änderung der Dichte der Luft im Innenkasten beeinflusst den Luftauftrieb der Masse (Hauptmasse); weniger wichtig ist der Einfluß auf die übrigen Systemteile. Er ist abhängig von der Dichte der verwendeten Masse, der Temperatur der Luft und dem Luftdruck. Der Anteil des Luftauftriebes, der von der Temperaturänderung herrührt, wird beim Heizversuch mit der Temperaturkurve ermittelt und berücksichtigt. Es bleibt dann noch die Abhängigkeit der Luftdichte vom Luftdruck zu berücksichtigen. Bei den üblichen Messungen kann meist hinreichend genau die Abhängigkeit des Luftdrucks von der Höhe statt der gesonderten Bestimmung des Luftdrucks zur Anbringung der Auftriebsverbesserung benutzt werden. Die Änderung des Luftdrucks mit der Höhe ist zwar nicht vom Höhenunterschied allein abhängig, aber in Anbetracht der Unsicherheit der ebenfalls höhenabhängigen Bouguerverbesserung kann der kleine Luftauftrieb meist als konstant angenommen werden. Er wird dann der Einfachheit halber nicht beim gemessenen Schwereunterschied korrigiert, sondern die folgenden 3 vom Höhenunterschied ΔH abhängigen Verbesserungen werden zu einem Wert zusammengefaßt:

⁷⁾ Bei astasierten Geräten kann sowohl durch Kompensation die Neigungsempfindlichkeit Null innerhalb praktischer Grenzen erreicht werden, als auch durch die Art der Massen-anordnung.

1 Sktl. = 4.5 mgal

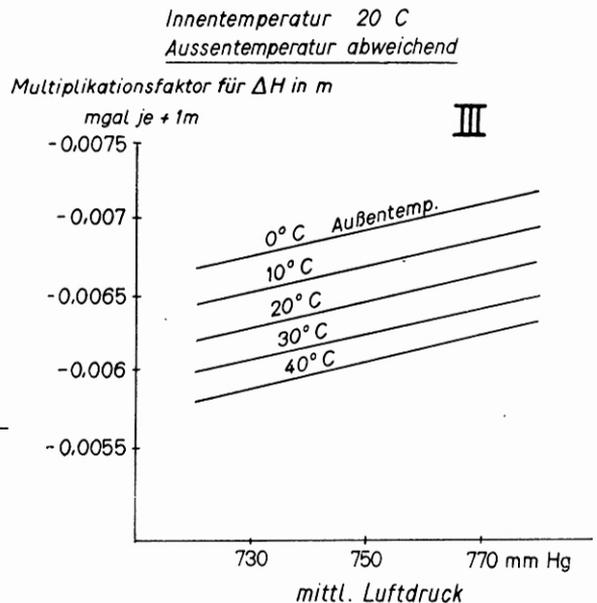
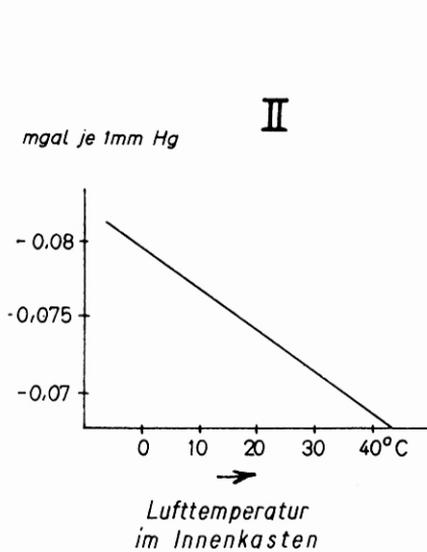
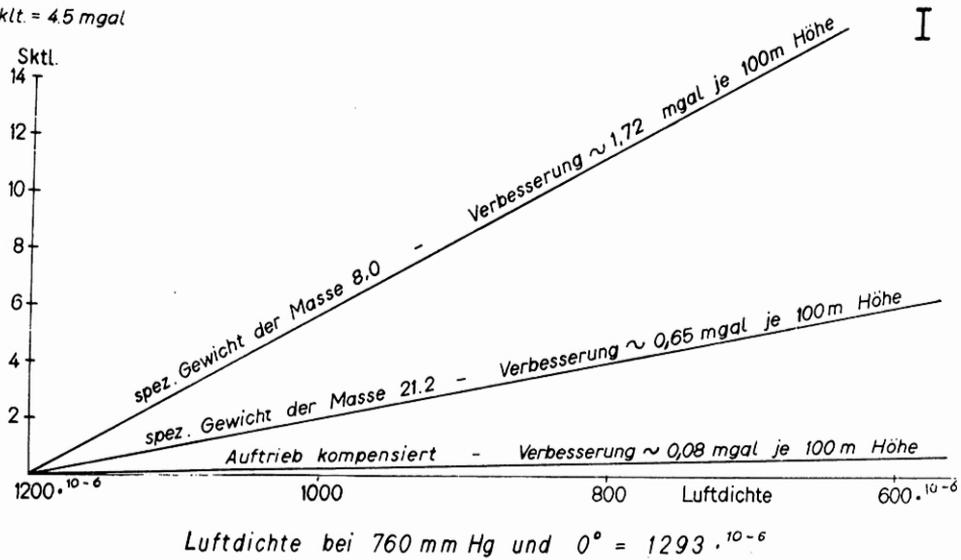


Abb. 6. Luftauftrieb bei Thyssen-Gravimetern.

- I. Kurve a = Masse mit spezifischem Gewicht $\infty 8,0$.
 Kurve b = Masse mit spezifischem Gewicht $\infty 21,2$.
 Kurve c = System mit Auftriebskompensation (D.R.P. 713 427).
- II. Einfluß von 1 mm Hg Luftdruckänderung bei verschiedenen Temperaturen und beliebigem Luftdruck. Spezifisches Gewicht der Masse $\infty 21,2$.
- III. Luftdichteverbesserung in Abhängigkeit vom Höhenunterschied ΔH . Spezifisches Gewicht der Masse 21,2.
 Die Änderung des Luftdichtefaktors mit der Außentemperatur ist bedingt durch die Inkonstanz der Höhenstufe.
 Normalerweise genügt es, den Auftrieb also proportional der Höhe anzusehen. ΔH in Metern wird dann mit $-0,0064$ mgal multipliziert.

1. Schwereabnahme mit der Höhe = $+0,3086 \text{ mgal/m}$
2. Bouguer = $-0,084 \text{ mgal} \cdot \frac{d}{2} \text{ je m}$
3. Auftrieb = $-x \text{ je m}$
 $\Delta H \cdot 0,3086 \text{ mgal}$, Schwereabnahme mit der Höhe
 $\Delta H \cdot (-0,084) \cdot \frac{1}{2}$ Bodendichte, Bouguerverbesserung
 $\Delta H \cdot (-x) \text{ mgal}$ Abnahme des Luftauftriebes mit der Höhe.
 Der Wert $-x$ ist abhängig vom spezifischen Gewicht der Masse und beträgt
 - $0,0172 \text{ mgal je m}$ bei der Dichte $8,0$
 - $0,0064 \text{ mgal je m}$ bei der Dichte $21,0$.

Wird die Auftriebskompensation angebracht, so ist die Auftriebsverbesserung hinreichend genau Null.



Abb. 7. Messung im Freien.

Bei leichtem Wind noch ohne Zelt. (Punkt 32 am Eyafjord. Im Hintergrund der Vadlaheidi mit Paß (Punkt 29 a).

Die Auftriebskompensation besteht in der Anbringung einer spezifischen leichten Gegenmasse auf der Federseite. Diese leichte Gegenmasse kann z. B. aus Aluminium oder einem geeigneten luftdichten Hohlkörper bestehen. Sie kann auch zugleich zur Ausbildung eines Luftdämpfungskörpers benutzt werden, um dann Ablesungen in der Ruhelage ausführen zu können. Beim gedämpften Thyssen-Gravimeter fällt die Gerätekontrolle durch Schwingungsdauermessung fort. Sie wird durch Belastungsversuche ersetzt, die auch sonst zur Gerätekontrolle herangezogen werden.

Für die Messungen in Island wurde ein kleines normales Metallstativ (Autostativ; Abb. 11) und ein großes Holzstativ (sogenanntes Moorstativ) mitgenommen. Das Metallstativ ist besonders für enge Räume geeignet, gibt aber mit seiner

schmalen Aufstellbasis natürlich nicht die feste Aufstellung des großen Stativs. Dieses eignet sich für die Aufstellungen im Freien, denn bei Messungen ohne Zelt werden auf das Gerät wirkende Windimpulse verhältnismäßig schwach übertragen, und es konnten infolgedessen eine Anzahl Stationen im Freien ohne Zelt (Abb. 7) gemessen werden, obwohl auch wir bestätigt finden mußten, daß Island das Land des Windes ist. Bei den Gravimetermessungen im Freien ist es erfreulich, wenn die zwar nur geringe Arbeit des Zeltaufbaus (1 Mann je nach Wind $\frac{1}{2}$ Minute oder mehr) auch noch erspart werden kann. Auf schwankendem Wiesenboden sowie Sumpf- und Moorboden ist das große Stativ oft unerlässlich, nicht nur weil es bei



Abb. 8. Rückentrage. Das Gravimeter steht in einem federnd aufgehängten Schlitten.

breiter Aufstellung entfernt von den Füßen des Beobachters steht, sondern auch weil die Bodenschwankungen bei der bis 2 m breiten Aufstellbasis genügend abgeschwächt werden.

Die Rückentrage (Abb. 8) besteht aus einem festen Rohrrahmen, in welchem ein kleiner, das Gerät aufnehmender Schlitten federnd und in Schienen gleitend, eingehängt ist. Die federnde Bewegung arbeitet vertikal. Für die kleineren seitlichen Stöße war ein Abfangen nicht erforderlich, es genügt die Elastizität des Körpers, des Rückenpolsters und der Gleitschiene. Letztere wirkt zugleich für die ziemlich langen vertikalen Schwingungen dämpfend, denn diese könnten sich sonst im Takt der Schritte von Mensch oder Pferd aufschaukeln. Als Schutz gegen Sonnenbestrahlung oder Regen wird bei Bedarf ein leichter zusammenlegbares Gestell mit Zeltstoffüberzug auf die Rückentrage gesetzt (Abb. 9). Bei starkem Wind und Regen dagegen wäre es empfehlenswerter, wenn auch umständlicher gewesen, das

Gerät selbst in Zeltleinen etwas einzuschlagen, denn der Regenschutz bietet dem Wind eine Angriffsmöglichkeit, die den Träger hätte stören können. Immerhin hatten wir bei Regen nicht so starken Wind, und bei Sonneneinstrahlung kühlte der kräftige Wind ausreichend, um den Sonnenschutz sofort überflüssig zu machen. Das Gerät wurde durch Träger nur zu 2 Meßpunkten (Nr. 13 und 19) getragen, sonst wurden Pferde eingesetzt. Während ungeübte Träger, wie der Verfasser, nur in der Ebene ein leidliches Marschtempo erreichen, kommen kräftige geübte Träger auch auf schlechten Böden und bergigem Gelände gut vorwärts, nur ist es schwierig, geübte

Träger zu erhalten, wenn man sie nur gelegentlich braucht und man sich in einem Lande befindet, in dem seit Jahrhunderten jede Last durch das stets vorhandene Pony befördert wird.

Das Islandpony ist besonders als Lasttier sehr langsam und vorsichtig im Tritt, sichert jede Stelle, die ihm nicht zusagt, und man kommt mit ihm bei Gravimetermessungen sicher nicht schneller vorwärts als mit guten Trägern. Hinzu kommt, daß jüngere, flottere Tiere nicht geeignet sind, da sie leicht durch einen Vogelschrei, ein Blatt oder dgl. Kleinigkeiten scheuen; einen Nachteil scheinen sie alle zu haben, sie sind eigenwillig. Dies ist aber naturbedingt, der Reiter darf dem Reittier in einem Lande mit großen Geländeschwierigkeiten gewissermaßen nur die große Richtung anweisen, den Weg im einzelnen müssen die Ponies selbst suchen. Dafür wird der Reiter von ihnen aber auch ebenso sicher auf bedenklichen Furten durch



Abb. 9. Die Rückentrage (s. Abb. 8) wird mit Regen- und Sonnenschutz am Pferd angehängt. Hinter dem Zaun leichter Strukturboden (Hügel).

einen reißenden Strom mit steinigem Untergrund gebracht, wie er sich ihm unbedenklich auf Saumpfaden anvertrauen kann.

Die Erfahrung hat gezeigt, daß die Durchführung von Thyssen-Gravimetermessungen mit Transport auf ruhigen Pferden oder Ponies durchaus mit Erfolg möglich ist. Aber soweit andere Transportmittel möglich sind, sind diese schneller und insbesondere auch sicherer⁸⁾.

Für den Pferdetransport wurde ein normaler deutscher Reitsattel mit entsprechend verkürztem Bauchgurt benutzt, auf welchem ein passend gebogener horizontaler Eisenbügel befestigt war. Dieser hatte an beiden Enden je zwei aufklappbare Ösen. Die übliche Rückentrage wurde auf der einen Seite in diese Ösen eingehängt, während auf die andere Seite als Gegengewicht Zelt und Stativ oder auch

⁸⁾ Dies bestätigt eigentlich nur die Erfahrung der Unfallversicherungen, nach der ein Kutscher zu den Berufen höherer Gefahrenklasse gehört als ein Kraftfahrer.

statt dessen ein Sandsack hingen. Der Reitsattel gab zwar nicht solche feste Körperlage wie der isländische Lastsattel [10], aber durch das dicke seitliche Polster kommen beim Lastsattel das Gravimeter und Zelt zu weit nach außen und dadurch stark ins Schwanken und das Pony wird beunruhigt. Ferner mußte auf den Strukturböden das Pferd vielfach in den bis 70 cm tiefen schmalen Furchen zwischen den Erdhügeln (Thufur, siehe Iwan (1935 [11]), S. 112, A. 62 gehen. Dabei wäre bei weit außenhängender Last das Gravimeter gegen die Hügel⁹⁾ angestoßen, mußte doch bei den kleinen Pferden schon der Reiter oft die Füße heben, um nicht anzustoßen oder im niedrigen Zwergweidengestrüpp hängen zu bleiben.

Es ist nun naheliegend zu erwägen, ob es nicht vorteilhafter gewesen wäre, das Gerät flach liegend auf dem Rücken der Ponies bzw. auf dem isländischen Lastensattel zu befördern. Dies wäre bei dem geringen Gewicht des Gravimeters eine ideale



Abb. 10. Gravimeter 13 mit vorläufiger Vermarkung. Träger mit Rücken-
trage. Im Hintergrund der Tuffberg Vindbelgjarfjall.

Lösung gewesen, aber einmal erscheinen ohne gedämpft federndes Zwischenmittel die Stöße der meist harten Gangart zu hart, und ferner war die Konstruktion der Geräte für vertikalen Meßtransport ausgeführt worden. Über das Verhalten der Feder nach horizontalem Transport lagen auch keine Erfahrungen vor, weil der Bedarf noch nicht aufgetreten war. Zeit zu Versuchen war nicht vorhanden, und außerdem waren die Ergebnisse befriedigend; es konnte also für die Stationen mit Pferde-transport bei der üblichen Rückentrage und vertikaler Lage bleiben.

Das Beobachtungszelt (Abb. 10) ist für schnelles Aufstellen durch einen Mann gebaut. Die 4 Bambus-Zeltstangen sind beweglich an dem als zusammenklappbares Brett ausgebildeten Dachfirst befestigt. Dadurch steht das etwa 14 kg wie-

⁹⁾ Die Entstehung dieser durch unzählige Erdhügel charakterisierten arktischen Strukturböden ist trotz verschiedener Theorien noch nicht geklärt. Sie bilden sich auf eingebneten Böden in 30 bis 50 Jahren wieder neu.

gende Zelt mit wenigen Handgriffen in $\frac{1}{2}$ bis 1 Minute. Das Aufstellen bei Wind erfordert jedoch je nach Stärke mehr Zeit, kann aber selbst bei kräftigem Wind ebenfalls durch 1 Mann erledigt werden. Wegen der Notwendigkeit der Ein-Mann-Aufstellung wurde das Zelt klein und schmal gehalten. Die Arbeit mit Zelt und Auto ist natürlich trotzdem umständlicher und zeitraubender als das übliche Aufstellen des Gerätes im Auto (Abb. 11). Denn wenn auch das Zelt schnell aufgestellt ist, so muß es doch auch vom Auto abgeschnallt, dann wieder zusammengelegt, gebunden und aufgeschnallt werden.



Abb. 11. Übliche Aufstellung des Thysen-Gravimeters im Meßwagen.

Eine Bodenklappe in einem normalen Personenwagen wird geöffnet und das kleine Metallstativ durchgesetzt.

Als Meßwagen konnte nur ein verhältnismäßig neuer Wagen in Frage kommen, da in Island Ersatzteile nur für amerikanische Wagen zu haben gewesen wären und die Werkstätten nicht auf die besonders bei einem alten Wagen zu erwartende Instandsetzung eines deutschen Wagens eingerichtet waren. Der verfügbare bewährte Meßwagen (Hanomag-Record) schied aus, weil er zu alt war. Es wurde statt dessen ein kleiner Ford-Eifel (Privatwagen; Abb. 12) eingesetzt, welcher jedoch nicht den üblichen Durchbruch für Messungen im Wagen hatte, sich aber sonst recht gut bewährte und manchmal auch dort noch weiter kam, wo stärkere Per-

sonenwagen versagten, weil es bei seiner schmalen Spur möglich war, mit einer Seite aus den tief eingeschnittenen Lastwagenspuren¹⁰⁾ herauszubleiben.

In dem unbesiedelten Gebiet der Punkte 18 bis 25 (etwa 35 km) wurde ein gemieteter starker Lastwagen (Abb. 15) eingesetzt. Obwohl nur ein Stundendurchschnitt von höchstens 5—10 km erreicht wurde, konnten die Messungen doch schneller und billiger beendet werden, als wenn Ponies eingesetzt worden wären, da dann



Abb. 12. In Island wurde ein Kleinwagen benutzt. Das Gravimeter hängt wie üblich federnd im Wagen, Stativ und Zelt sind auf dem Dach angeschnallt. Vordergrund: Ein guter Autoweg, dahinter der Ljósa-Vatn (= Lauter-See). Hintergrund: Der Storadalsfjall 800 m hoch, mit jüngerem Kar. Das Ljósavatn-Tal ist nicht tektonisch angelegt, es ist ein rein glaciales Trogtal. Tal und Plateauberge gehören einem gemeinsamen Plateaubasalthorst an.

¹⁰⁾ Es ist natürlich unmöglich, daß die auf einer Verkehrskarte Islands stark hervorgehobenen Autowege überall gut fahrbar sind, gepflegt und erhalten werden. Es sind Wege, die zum Teil nur dadurch erkennbar sind, daß Autospuren von den ein- bis dreimal in der Woche verkehrenden großen, starken Fern-Autobussen oder örtlich fahrenden Lastwagen sichtbar sind. Fernlastverkehr findet wie im nördlichen Norwegen nur auf Schiffen statt, weil alle Siedlungen an Küstennähe (meist nur bis 50 km) gebunden sind. Soweit die Wege in Bächen laufen oder durch sandige Wüstenteile führen, sieht man oft vom Weg nichts mehr, kann sich aber trotzdem kaum verirren, da man wegen der Strukturböden, Steine oder Furchen mit Wagen nicht weit vom Weg ab kommen kann. Die isländische Regierung bemüht sich tatkräftig (1938) um die Verbesserung des Wegenetzes, zum Teil unter Ausnutzung von Arbeitsdienstlagern, aber bei der dünnen Besiedlung kann nur in einigen Gebieten (meist Stadtnähe) ein Wegebau, ähnlich unseren einfacheren Chausseen, in Frage kommen. Diese Wege müssen dann aber teilweise wegen der dortigen Frosterscheinungen und Frühjahrsregen oft bis Ende Mai gesperrt werden. Bei einer Wiederholung und Ergänzung der Messungen ist damit zu rechnen, daß die diesmal befahrenen Wege wesentlich besser sein werden, insbesondere der von Akureyrir nach Grimsstadir. Allerdings wird mindestens der Brückenbau über die Jökulsá durch den Krieg stark verzögert werden und Wagenfähren, die für einen geringen Verkehr das geeignetste sein sollten, sind in Island aus Gründen, die ich nicht erfahren konnte, unbeliebt, vielleicht auch nur unbekannt, sie scheinen völlig zu fehlen. Vom Mývatn nach Grimsstadir (Reitweg 40 km) sind zur Zeit 250 km Autoweg (2 Tage) erforderlich.

wegen der Pferde ein größeres Lager mit Nachschuborganisation nötig gewesen wäre. Futter für die Ponies bot die Landschaft nicht genug und an leicht heranzuschaffendes Kraftfutter (Hafer) waren die Ponies nicht gewöhnt. Neben den schon genannten Transportmitteln, Personenwagen, Lastwagen, Islandpony und Mensch, wurden bei den Punkten 13, 14 und 15 am Myvatn noch Ruder- und Motorboot eingesetzt. Oft mußten zwei Transportmittel miteinander vereinigt werden, um überhaupt die Stationen erreichen zu können.

2. Meßgebiet, Meßanordnung, Prüfstrecke.

Das Meßgebiet liegt im mittleren Nordisland innerhalb des geodätischen Dreiecknetzes (siehe Niemczyk, S. 98)¹¹⁾, welches nach geologisch-geodätischen Gesichtspunkten¹¹⁾ festgelegt wurde. Es enthält das 100 km lange Hauptprofil (Punkte

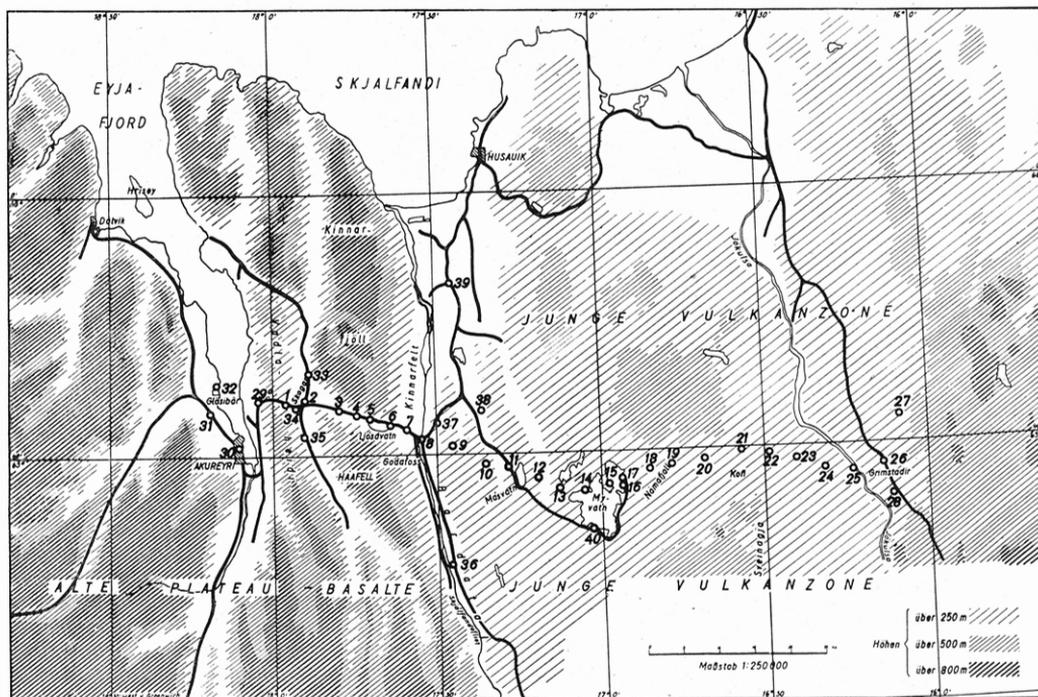


Abb. 13. Meßgebiet, Meßpunkte, Autowege, = starke Linien, Höhenverteilung.

1 bis 15, 17 bis 25, 29, 31, 34), welches sich in West-Ost-Richtung etwa von 5 km nördlich Akureyri bis Grimsstadir erstreckt (vgl. Abb. 13). Beiderseits des Hauptprofils liegen Ergänzungsstationen in verschiedenem Abstand, im allgemeinen wurden bis 5 km Seitenabweichung als ausreichend angesehen. Zwei Ausnahmen bilden Tjörn Nr. 39 und Sigurdarstadir Nr. 36 mit etwa 20 km Abstand vom Profil. Eine Übersicht über die Lage des Meßgebietes, der Meßpunkte und über die Höhenverteilung des Geländes gibt Abb. 13 (vgl. Fußnote 10).

Bei den schwierigen Transportverhältnissen mußte mit Beschädigungen des Ge-

¹¹⁾ Vgl. auch O. Niemczyk und E. Emschermann, S. 82, über die Gebietsauswahl.



Abb. 14. Der Autoweg, der West- und Ostisland miteinander verbindet (Fernomnibusstrecke).

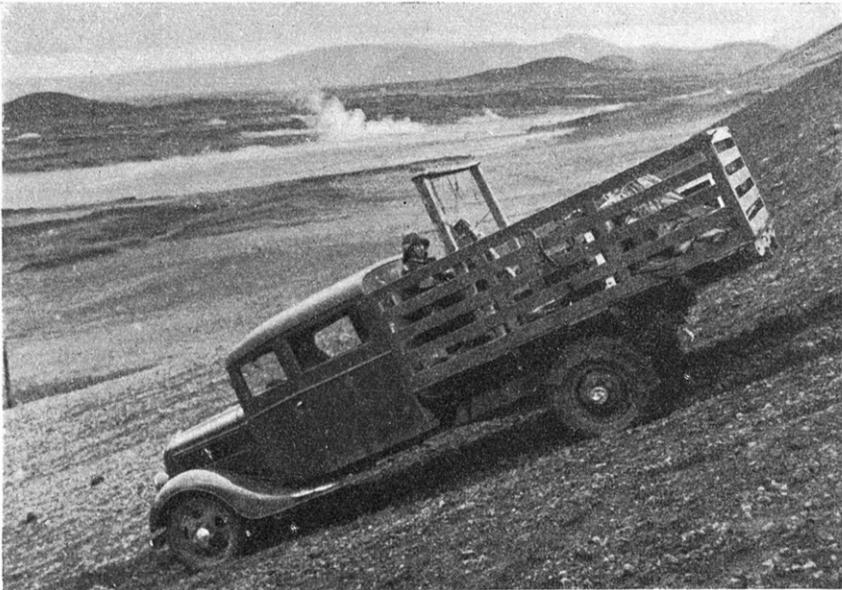


Abb. 15. Östlich des Myvatn wurde das wegeloze Gebiet mit einem schweren Lastwagen befahren. Stundendurchschnitt nur 5 km. Im Hintergrund die dampfenden Schlamm-sprudel am Námaskjard.

rätes gerechnet werden. Deshalb wurde zu Beginn der Messungen bei Skógar eine Prüfstrecke (Punkt 1 und 2) mit 40 mgal Schwereunterschied eingerichtet. Es konnte so jederzeit die Genauigkeit des Gerätes sowie die Konstanz des Skalenwertes auf guten Wegen nachgeprüft werden.

Die Meßanordnung war einfach, und durch die Aufgabe gegeben. Von Akureyri bis Grimsstadir wurden etwa alle 2 Stunden Autofahrzeit ein Basispunkt festgelegt und zwischen diese dann Punkte durch Anschluß an die Basispunkte zwischengeschaltet. Die zwischengeschalteten Punkte liegen zum Teil außerhalb der Autowege, wie die Übersichtskarte zeigt. Zwischen Námaskjard und Grimsstadir ist zwar kein Autoweg vorhanden, jedoch konnte auch hier zum größten Teil querfeldein mit einem Lastwagen gemessen werden.

Alle Punkte des Hauptprofils wurden direkt mit dem zugehörigen Basispunkt, ohne Zwischenschaltung anderer Punkte, mindestens zweimal unabhängig verbunden; eine Ausnahme bildet die nachträgliche Profilverlängerung durch die Punkte 29 a und 31, welche nur einmal angeschlossen worden sind. Die Nebenspunkte wurden ebenfalls nur einmal an die Basis angeschlossen. Schleifenmessungen, bei welchen zwischen 2 Basisaufstellungen mehrere Aufstellungen auf verschiedenen Feldpunkten liegen, wurden nicht ausgeführt. Trotz der verhältnismäßig kurzen Entfernungen war es wegen der schlechten Wegeverhältnisse vorzuziehen, sämtliche Punkte unabhängig voneinander zu messen, wie es am zuverlässigsten bei der direkten Methode (Basis-Feldpunkt-Basis) der Fall ist.

3. Bestimmung von Höhe, Länge, Breite und Gesteinsdichte.

Die Höhe der Punkte des Hauptprofils (ausgenommen 31) sowie einiger Nebenspunkte wurde gelegentlich der trigonometrischen Vermessungen durch Anschluß an die Punkte IV. Ordnung der Sondertriangulation (S. 98) durch Prof. Niemczyk und Dr. Emschermann ermittelt, soweit nicht die Punkte IV. Ordnung und die Gravimeterpunkte miteinander identisch sind. Dadurch wurde die Genauigkeit der Gravimetermessungen merklich erhöht, denn sonst hätten sämtliche Höhen barometrisch bestimmt werden müssen. Für die abseits liegenden Nebenspunkte wurden barometrisch bestimmte Höhen benützt¹²⁾. Ein sehr gutes Aneroid stellte Herr Prof. Niemczyk freundlicherweise aus dem Bestande des Institutes für Markscheidkunde der Technischen Hochschule Berlin zur Verfügung. Der Anschluß war verhältnismäßig einfach an die trigonometrischen Punkte IV. Ordnung möglich und die Höhenbestimmung wurde gleichzeitig mit der Gravimetermessung durchgeführt.

Länge und Breite der meisten Punkte wurden ebenso wie deren Höhe durch die trigonometrische Festlegung der Punkte IV. Ordnung der Sondertriangulation (siehe S. 98) bestimmt. Wenn auch die Länge gar nicht und die Breite nicht sehr stark in die Schwerewerte eingeht, so war die Sondertriangulation für die spätere Wiederherstellung der Punktlage doch erforderlich; außerdem waren die vorhandenen Karten 1:100000 nicht so genau, daß die Eintragung der Gravimeterstationen stets einwandfrei möglich gewesen wäre. Die durch die Ungenauigkeit von Karteneintragungen entstandene Unsicherheit in der Breite hätte mehrfach die Meßgenauigkeit überstiegen. Entsprechend dem Anschluß an das geodätische Netz ist die Lage der Meßpunkte nicht in geographischen Koordinaten angegeben worden, sondern in den Koordinaten x und y der Sondertriangulation. Die Umrechnung auf B und L ist jederzeit nach folgenden Formeln möglich:

¹²⁾ Vgl. Fußnote der Liste der Schwerewerte S. 152/153.

$$\text{Breite } B = 65^0 + \frac{x + \Delta x}{1858} \text{ Minuten,}$$

$$\text{Länge } L = 17^0 - \frac{y}{765} \text{ Minuten, östl. v. Greenwich.}$$

Die Größe der von Dr. Emschermann bestimmten Abweichung Δx zwischen geographischer Breite B und x des Sondernetzes kann in Abhängigkeit von y der Abb. 16 entnommen werden, falls sie einmal interessieren sollte. Es genügt, für alle Punkte die für $65^0 40'$ geltenden Δx zu benutzen.

Die Punkte des Hauptprofils wurden als Dreieckspunkt IV. Ordnung dauervermarkt¹³⁾. Die nicht eingemessenen Nebenpunkte wurden nach der Topographie so gut wie möglich in der Karte 1:100000 festgelegt und die geographischen Koordi-

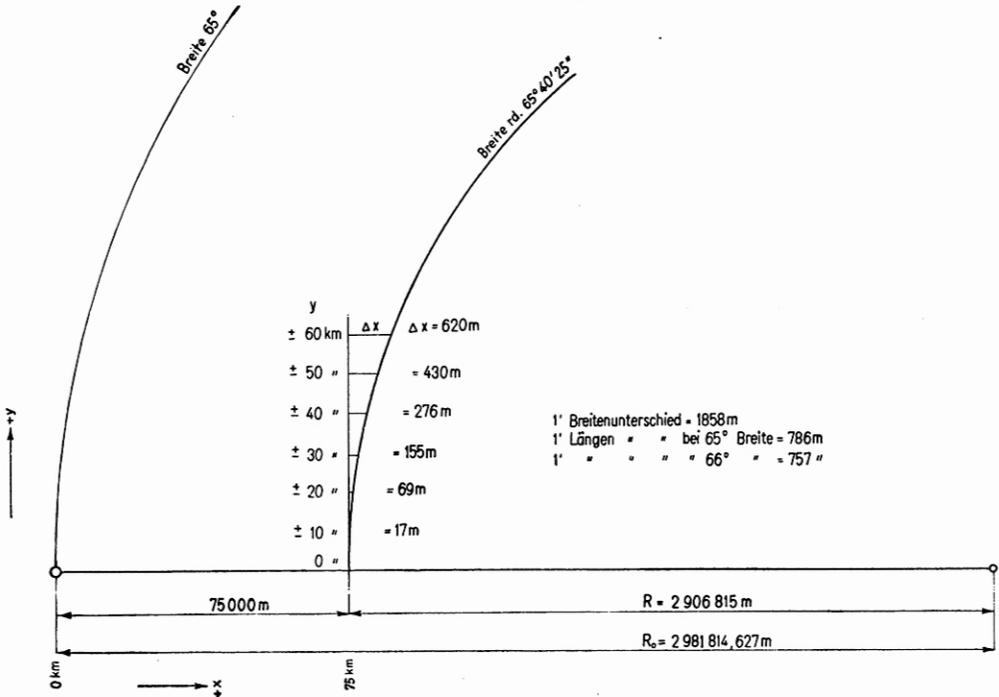


Abb. 16. Verbesserung Δx in Abhängigkeit von y für die Berechnung der Breite B aus dem X des Sondernetzes nach Angabe von Dr. Emschermann.

naten dann in das Sondernetz umgerechnet. Die Unsicherheit wird entsprechend dem Vergleich mit den durch Triangulation festgelegten Gravimeterpunkten bei dem einen oder anderen Punkt mehrere 100 m erreichen, meist aber um 100 m liegen.

Bei der der Gravimetermessung zeitlich im Abstand von 1–2 Monaten folgenden geodätischen Messung sind die Steinmänner weiter ausgebaut und die Aufstellungspunkte durch Gasrohre oder eingemauerte Nietköpfe vermarktet worden.

¹³⁾ Durch sogenannte kleine Varda (Steinmänner und Grassodenstapel) wurden die Gravimeterpunkte, der Landessitte folgend, vermarktet (vgl. Abb. 10 und 17). Nach den dortigen Beobachtungen werden diese Varda vermutlich jahrelang stehen, denn sie sind seit Jahrhunderten ein Markierungsmittel, besonders für Wege, welches geachtet und geschützt wird. Die isländischen Steinmänner stehen zum Teil schon mehrere hundert Jahre (Knebel/Reck (1912 /10)), S. 90.



Abb. 17 a. Steinmänner werden seit Jahrhunderten als Wegemarken benutzt.



17 a aus Basaltschottern, 17 b aus Basalt.

Die mittlere Dichte der für die Bouguer-Verbesserung und Schwerestörungen maßgebenden Gesteine muß im Meßgebiet außerordentlich stark schwanken, denn in einem Gebiet mit Basalten und Tuffen sind Gesteinsdichten zwischen 2,0 und 3,3 zu erwarten. An einzelnen blasigen oder lockeren Handstücken kann die Dichte auch noch geringer sein, aber eine die Gravimetermessungen nennenswert beeinflussende Mächtigkeit und Ausdehnung von Gesteinen geringerer Dichte als 2,0 ist nicht anzunehmen. Die Dichten von 20 Handstücken stellte mir liebenswürdigerweise Herr Prof. Dr. Bernauer zur Verfügung, sie sind nachstehend zusammengestellt.

Für die Gebiete des alten Plateau-Basalt (siehe auch Abb. 13) wurde die Bouguer-Verbesserung mit der Dichte 2,77 und für die übrigen Gebiete mit 2,30 berechnet. Die Dichte 2,30 und nicht der Mittelwert 2,20 wurde verwendet, weil die Palagonittuffe von Basaltgängen durchsetzt sind und stellenweise große Lavadecken die mittlere Dichte erhöhen. Es sind zwar nicht im ganzen Gebiet östlich der Bárðartalverwerfung Palagonittuffe nachgewiesen, aber doch unter der jüngeren Lava-
decke zu erwarten.

Außer den oben angeführten Basalten und Tuffen kommen noch Schotter, glaziale Ablagerungen und Dünen aus dem gleichen Material vor, sowie oberflächlicher Torf. Diese Gesteine blieben unberücksichtigt. Die Dünen und der Torf üben wegen ihrer zu geringen Mächtigkeit nur geringen Einfluß aus. Ein 10 m mächtiger unberücksichtigter Torf mit einer um 1,0 geringen Dichte würde erst einen Fehler von 0,4 mgal ergeben.

Anders steht es dagegen mit den stellenweise mächtigen Schottern und glazialen Ablagerungen, wie sie z. B. durch den Flußlauf des Fnjoská unweit Háls aufgeschlossen sind. Die mittlere Dichte dieser Ablagerungen wurde nicht bestimmt¹⁵⁾; Handstücke wären dafür nicht ausreichend gewesen.

Gesteinsdichten von isländischem Basalt und Palagonittuff nach Bestimmungen von Prof. Bernauer 1938.

Basalte, Mittelwert 2.77.

Nr.	Beschreibung	Herkunft	Dichte
1	Basalt mit Glasrinde	Kleppur	3.159
2	„ blasige Lagen	Kleppur	2.918
3	„ Gang, porös	Vindbe'gur	2.424
4	„ Gang	Reykjanes	2.328
5	„ Gang, hell	Háls	2.696
6	„ Gang, hell	Háls	2.851
7	„ Schliere, hell	Háls	2.794
8	„ Schliere, hell	Háls	2.735
9	„ Schliere, dunkel	Háls	2.864
10	„ Schliere, dunkel	Háls	2.909

¹⁵⁾ Trotz der verhältnismäßig geringen Mächtigkeit sollte der Einfluß der Schotter und Moränen doch genauer abgeschätzt werden; es empfiehlt sich, später die etwas zeitraubende Bestimmung der Dichte der Schotter nachzuholen. Dabei wird es nötig sein, in verschiedenen Horizonten die Oberfläche bis zum nicht ausgewaschenen, bergfeuchten Material freizulegen, dann eine im Verhältnis zur Schottergröße ausreichend große, regelmäßige Grube auszuheben, um aus Rauminhalt der Grube und Gewicht des ausgehobenen Materials das spez. Gewicht der Schotter genau genug abzuleiten.

Palagonittuffe, Mittelwert 2.20¹⁶⁾).

Nr.	Beschreibung	Herkunft	Dichte
11	Palagonittuff	Reykir	2.11
12	„	Eldgjá	2.305
13	„	Eldgjá	2.223
14	„	Vindbelgurfall	2.08
15	„ mit Schlacke	Vindbelgurfall	2.081
16	„ glasreich	Videy	2.524
17	„	Hafnarfjörður	2.034
18	„ mit viel Glas	Hverfall	2.24
19 ¹⁶⁾	„	Sizilien ¹⁶⁾	2.23
20 ¹⁶⁾	„ mit Kalk	Sizilien	2.415

Hier interessiert besonders der Einfluß der Schotter im Bereich der Punkte 2 bis 6. Über die Mächtigkeit dieser Schotter ist leider nicht mehr bekannt, als daß das Flußbett des Fnjoská nur Schotter anschneidet und diese hier etwa 100 m oder mehr Mächtigkeit haben müßten. Die Dichte dieser aus Material des alten Basaltes bestehenden Schotter sollte trotz der lockeren Lagerung nicht wesentlich geringer als die mittlere Dichte des Basaltes sein, denn das leichte Material ist vermutlich aufgearbeitet und hat sicherlich nicht nur die Schotterzwischenräume erfüllt, sondern auch noch Porenräume blasigen Basaltes, ähnlich wie es Th. Thoroddsen (1905 [23]), S. 37 im großen für die Laven annimmt. Dies würde dazu berechtigen, einfach die Dichte des Basaltes einzusetzen. Die Unkenntnis der Mächtigkeit der Schotter würde bei hoher Dichte derselben belanglos sein, während sie bei geringer Dichte stört.

C. Auswertung.

1. Genauigkeit.

Die Genauigkeit der Messung eines Schwereunterschiedes zwischen 2 Punkten wechselte. Es ist eine Abhängigkeit vom Transportmittel und damit von den Verhältnissen¹⁷⁾ erkennbar. Als Maß für die Genauigkeit wird wie üblich der durchschnittliche mittlere Fehler benutzt, berechnet nach einer der folgenden Formeln:

1. Durchschnittlicher mittlerer Fehler des Ergebnisses aus dem Unterschied zweier unabhängig voneinander erhaltener Schwereunterschiede einer Meßstrecke.

$$MF_2 = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\sum d^2}{N}}$$

d = Differenz der beiden Einzelwerte

N = Anzahl der Differenzen d bzw. Meßstrecken.

Für einen brauchbaren Vergleichsmaßstab ist ein N = 3 bis 4 als untere Grenze zu fordern.

2. Mittlerer Fehler des Ergebnisses aus den Abweichungen vom Mittelwert von 3 unabhängig voneinander gemessenen Schwereunterschieden derselben Meßstrecke

$$MF_3 = \sqrt{\frac{\sum v^2}{n}} = 1,7 \sqrt{\sum v^2}$$

v = Abweichung vom Mittelwert

n = Anzahl der Messungen = 3.

¹⁶⁾ Bei der Bestimmung der Mittelwerte blieben die sizilianischen Tuffe unberücksichtigt. Als Mittelwert wurde 2.30 benützt, weil die Tuffe Basaltzwischenlagen haben. Die Berechtigung kann zweifelhaft sein.

¹⁷⁾ St. v. Thyssen (1937 [13]) hat die Abhängigkeit von der Entfernung untersucht.

MF_3 bildet wegen der geringen Zahl der Einzelmessungen keinen Genauigkeitsmaßstab. Erst wenn man aus einer größeren Anzahl von MF_3 den durchschnittlichen mittleren Fehler bildet, erhält man eine brauchbare Angabe. Als untere Grenze kann man den Durchschnitt aus 2 bis 3 MF_3 ansehen. Diese unteren Grenzen entsprechen der bekannten Forderung, daß n bei MF nach 2) 6 bis 8 betragen sollte. Unter Berücksichtigung der Gewichte wird aus MF_2 und MF_3 ein durchschnittlicher mittlerer Fehler MF des gemessenen Schwereunterschiedes berechnet.

3. Die beiden Dreiecksmessungen gestatten ebenfalls die Bestimmung eines durchschnittlichen mittleren Fehlers des Ergebnisses (MF) aus dem Dreieckswiderspruch W . Da nur 2 Dreiecke vorliegen und noch dazu eines mit Pferde- und eines mit Autotransport, ist ihre Zahl zu gering, um zuverlässige Werte zu liefern, immerhin seien sie als Vergleich mit berechnet.

$$MF_w = \frac{W}{\sqrt{3}}$$

Erfahrungsgemäß ist manchmal bei größeren Gebieten der mittlere Fehler des Ergebnisses aus den Widersprüchen etwas größer als der mittlere Fehler aus den Wiederholungen. Dies kann auf systematischen Einflüssen beruhen, kann aber auch ein Zufallsergebnis sein, da es nicht immer der Fall ist.

Auf Island ergaben die Messungen mit dem Thyssen-Gravimeter folgende durchschnittliche mittlere Fehler MF .:

A. Aus Personenkraftwagenmessungen

zweifach gemessen ¹⁸⁾	$MF_2 = \pm 0.25$ mgal
dreifach gemessen	$MF_3 = \pm 0.30$ „
aus Dreieckswiderspruch	$MF_w = -$
<hr/>	
Gesamtdurchschnitt	$MF = \pm 0.26$ mgal

B. Aus Lastkraftwagenmessungen:

zweifach gemessen	$MF_2 = \pm 0.33$ mgal
dreifach gemessen	$MF_3 = \pm 0.75?$ „
aus Dreieckswiderspruch	$MF_w = \pm 0.03$ „
<hr/>	
Gesamtdurchschnitt	$MF = \pm 0.33$ mgal

C. Aus Rückentrage- und Bootsmessungen:

zweifach gemessen	$MF_2 = \pm 0.13$ mgal
dreifach gemessen	$MF_3 = -$
aus 1 Dreieckswiderspruch	$MF_w = -$
<hr/>	
Gesamtdurchschnitt	± 0.13 mgal

D. Aus Pferdemeßungen:

zweifach gemessen	$MF_2 = \pm 0.25$ mgal
dreifach gemessen	$MF_3 = \pm 0.62$ „
aus 1 Dreieckswiderspruch	$MF_w = \pm 0.32$ „
<hr/>	
Gesamtdurchschnitt	$MF = \pm 0.36$ mgal

Der Gesamtdurchschnitt aller Messungen unabhängig vom Transportmittel beträgt ± 0.29 mgal. Bei Messungen in Deutschland beträgt der Durchschnitt nur ± 0.15 bis ± 0.20 mgal.

¹⁸⁾ 2 Werte aus den ersten Meßtagen blieben unberücksichtigt. Obwohl ein Grund für den Ausfall nicht nachzuweisen ist, liegt der Fehler wohl im Einsatz ungeübter 2. Beobachter oder im Anstoßen auf schlechten Wegen.

Die Personenkraftwagenmessungen weisen, was wohl zu erwarten war, einen höheren mittleren Fehler auf als beim Thyssen-Gravimeter üblich ist. Dies ist in erster Linie bedingt durch die örtlichen Verhältnisse, dann aber auch durch die Verwendung eines sehr engen Wagens mit der Gefahr des Anstoßens und vielleicht auch doch etwas durch den Einsatz ungeübter zweiter Beobachter.

Daß die Pferdemeßungen nicht so gut sein würden wie die Messungen im Personenwagen ist selbstverständlich, das Ergebnis der Lastwagenarbeit ist bedingt durch den Einsatz nur auf allerschlechtesten Wegen (Abb. 15). Der mittlere Fehler ± 0.13 für Transport im Ruder- oder Motorboot und Rückentrage durch Träger kann nur ein Zufallsergebnis sein, im größeren Durchschnitt wäre das Ergebnis sicher nicht besser als ± 0.25 gewesen.

Nach den Messungen in Island wurden ähnliche Arbeiten auf dem Balkan durchgeführt, bei denen jedoch beim Pferdetransport Wagen verwendet werden konnten, was auf Island nicht möglich war, weil Islandponies nicht gewöhnt sind, vor einem Wagen zu gehen (vgl. Iwan 1935 [11], S. 95/96). Die im großen durchgeführten Balkanarbeiten ergaben für Pferdetransporte trotz des Fortfalls der Reittiere nur etwas bessere Werte, wie der nachstehende Durchschnitt eines Teiles der Stationen zeigt.

Gesamtdurchschnitte in Jugoslawien:

Rückentrage	28 Punkte	MF = ± 0.24 mgal
Pferdewagen	48 „	MF = ± 0.35 „
Personenauto	579 „	MF = ± 0.19 „

Alle Transportmittel 655 Punkte, MF = ± 0.21 mgal.

Auch in Jugoslawien sind die Messungen mit der Rückentrage genauer als die mit Pferdewagen, aber nicht besser als die Messungen mit Personenautomobilen. Als bester und auch schnellster Transport hat sich die Rückentrage für besonders schlechtes Gelände bewährt. Der Transport erfolgt entweder durch einen Mann auf dem Rücken oder als Zweimann-Trage mit 2 Bambusstangen und Traggurten. Letzterer Transport ist weniger ermüdend und etwas schneller.

Neben dem mittleren Fehler interessiert noch die Konstanz des Skalenwertes des Gravimeters. Zu diesem Zweck wurde zu Beginn der Messungen die 41.9 mgal große Schweredifferenz zwischen Punkt 1 und 2 als Prüfstrecke mit 41,93 mgal ± 0.12 mgal festgelegt. Es lagen keine Gründe vor, das durch Belastungsversuche laufend überwachte Gravimeter noch einmal zwischendurch auf der Prüfstrecke zu eichen. Die Abschlußprüfung ergab mit 41.87 mgal und einem MF von ± 0.09 nur 0,06 mgal Abweichung.

Messungen auf der Prüfstrecke Skógar:

1. Messung	Abschlußmessung
42.05 mgal	41.75 mgal
42.05 „	42.05 „
41.70 „	41.80 „
Mittel 41.93 mgal	Mittel 41.87 mgal
MF ₃ ± 0.12 „	MF ₃ ± 0.09 „

Die Messungen in Island haben gezeigt, daß das Thyssen-Gravimeter für derartige schwierige Aufgaben sehr geeignet ist. Die Anwendung mehrerer verschiedener Transportmittel (je nach Lage Personenauto, Pferde, Motorboot, Rückentrage kombiniert) zur Erreichung eines Meßpunktes war häufig erforderlich ge-

wesen und bedeutete bei der Unabhängigkeit vom Transportmittel keine Schwierigkeit.

2. Die beobachtete und die reduzierte Schwere, sowie die Schwerestörungen nach Freiluft Δg_0 , Bouguer $\Delta g_0''$, Freiluft regional $\Delta g_0'm$.

Die Messung mit dem Thyssen-Gravimeter liefert die Schwere-differenz Δg zwischen zwei Meßpunkten. Einer von beiden Punkten dient auf Grund der Anordnung als Basis, der andere wird üblicherweise als Feldpunkt bezeichnet. Die absolute Schwere g an der Basis muß durch Anschluß an Punkte mit bekannter Schwere, also andere Basispunkte, ermittelt worden sein, um durch Addition der gemessenen Schwere-differenz für den Feldpunkt die absolute Schwere berechnen zu können. Üblicherweise werden einer oder mehrere Basispunkte der Gravimeter-messungen durch Pendelmessungen an den 1898–1904 von Kühnen und Furtwängler durch absolute Messungen bestimmten Schwerewert von Potsdam an-

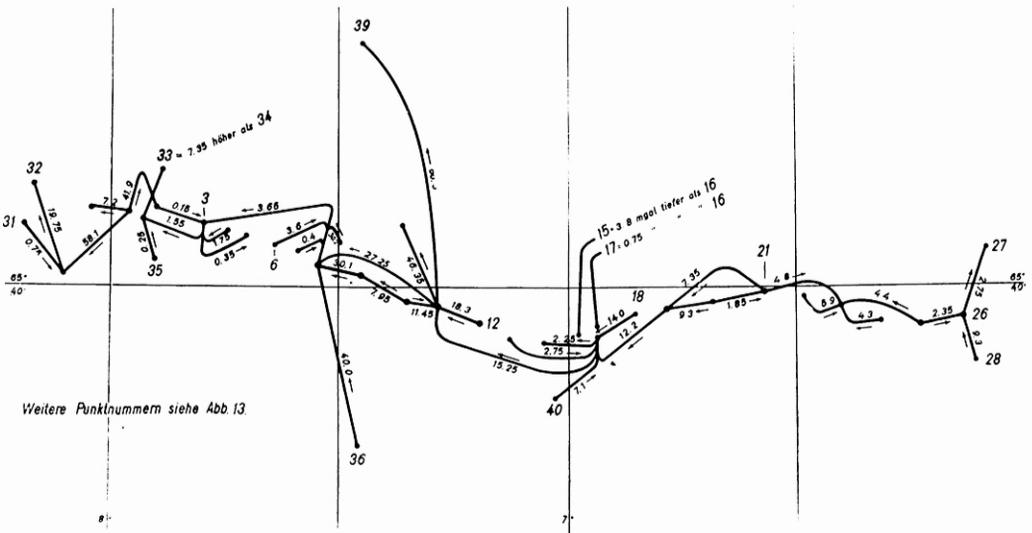


Abb. 18. Die gemessenen Schwere-differenzen.
Der Pfeil gibt die Richtung des Schwereanstieges an.

geschlossen. Die vorliegenden Messungen sind sämtlich auf den Basispunkt 31 Akureyri bezogen, dessen absolute Schwere Professor Dr. E. Ansel (siehe S. 120) bestimmt hat. Der Anschluß an Potsdam erfolgte durch Pendelmessungen an den auf Potsdam bezogenen Pendelpunkt Freiburg im Breisgau.

Die Abb. 18 gibt eine Übersicht der gemessenen Schwere-differenzen, die zur Übertragung der absoluten Schwere vom Pendelhauptpunkt Akureyri bis zum letzten östlichen Gravimeterpunkt bei Grimsstadir benutzt worden sind.

Die absolute, am Meßpunkt bestimmte Schwere g ist ohne Interesse. Sie wurde, wie üblich, von dem Einfluß der Schwere-abnahme mit der Höhe H in Meter durch Hinzufügen von $H \cdot 0.3086$ mgal befreit. Diese auf Meereshöhe reduzierten Werte werden als Freiluftschwere g_0 bezeichnet.

$$g + H \cdot 0.3086 = g_0 \text{ in mgal} = \text{Freiluftschwere.}$$

Die Geländereduktion wurde nach den Nomogrammen (1940 /15/) des Verfassers ermittelt.

$g_0 + \text{Geländeverbesserung} = g_0'$ in mgal.

Die Reduktion der g_0' -Werte nach einer von Bouguer angegebenen Formel durch Abzug der Anziehung der Massen zwischen Meeresniveau und dem Pendelpunkt gibt die Bouguerschen Schwerewerte g_0'' .

$$g_0' - H \cdot 0.0419 \cdot D = g_0'' \text{ mgal} = \text{Bouguerschwere.}$$

Von diesen Schwerewerten ist die für jeden einzelnen Punkt in Meereshöhe geltende Normalschwere γ_0 abzuziehen, um die hier interessierenden Störungen der Schwerkraft durch Unregelmäßigkeiten der Massenverteilung unterhalb des Meeresniveaus zu erhalten.

$g - \gamma_0 = \Delta g$ = absolute Schwerestörung, im allgemeinen ohne Interesse

$g_0 - \gamma_0 = \Delta g_0$ = Freiluft-Schwerestörung

$g_0' - \gamma_0 = \Delta g_0'$ = Freiluftstörung + Geländeverbesserung

$g_0'' - \gamma_0 = \Delta g_0''$ = Bouguersche Schwerestörung.

Isostatische Schwerestörungen wurden nicht berechnet, und zwar, wie üblich, wegen des für die Berechnung erforderlichen Zeitaufwandes. Obwohl die Lehre von der Isostasie im allgemeinen anerkannt ist, ist der Wert isostatisch reduzierter Schwerestörungen im einzelnen noch nicht unbestritten, insbesondere auch wegen des Einflusses der nicht ausreichend bekannten Tiefe der Ausgleichfläche. Trotzdem sollen, falls es die Zeit einmal erlauben sollte, die isländischen Gravimetermessungen isostatisch reduziert werden.

Für die Größe der Schwerestörung spielt die Größe der Normalschwere eine Rolle. Glücklicherweise gehen die durch etwa 7 verschiedene Formeln ausgedrückten Ansichten (siehe Heiskanen (1936 [1], S. 819/822) über die Größe der Normalschwere nicht sehr auseinander. Am häufigsten wird die Normalschwere nach der Helmertschen Schwereformel von 1901 berechnet, obwohl die Normalschwere nach dieser Formel vielleicht etwas zu klein ausfällt und positive Schwerestörungen somit etwas zu groß werden. (In Mitteleuropa $\infty + 12$ mgal.)

$$\gamma_0 = 978,030 (1 + 0.005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi) \text{ gal};$$

Helmertsche Schwereformel von 1901.

Neben dieser heute noch international¹⁹⁾ bevorzugt benutzten Helmertschen Formel wird auch die sogenannte „internationale Schwereformel 1930“ empfohlen²⁰⁾ und angewendet.

$$\gamma_0 = 978,049 (1 + 0.0052884 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi) \text{ gal};$$

internationale Schwereformel 1930.

Für die vorliegende Arbeit wurde γ_0 nach Helmert 1901 benutzt. Die Schwerestörungen „international 1930“ werden durch Abzug von 8.65 mgal erhalten. In der Tabelle Seite 152/153 enthalten die dritt- und viertletzte Spalte auf „international 1930“ reduzierte Werte.

Außer den üblichen Schwerestörungen nach Freiluft und Bouguer werden noch regionale Freiluftstörungen berechnet.

Soweit dem Verfasser bekannt ist, hat Puttnam (1894/95 [27]) zuerst eine größere Zahl von Stationen nach Freiluft regional reduziert. Diese Art der Reduktion wurde später wohl nicht mehr in nennenswertem Umfang benutzt. Das Interesse wandte sich der mathematisch interessanteren und strengeren isostatischen Re-

¹⁹⁾ In USA. wird die Bowiesche Formel bevorzugt, deren Werte für den größten Teil der Erde etwa in der Mitte zwischen Helmert 1901 und international 1930 liegen.

²⁰⁾ Angenommen 1930 auf dem Stockholmer Kongreß der „Union géodésique et géophysique internationale“. Deutschland gehörte der Union nicht an.

duktion zu. An dieser Stelle sei ohne Prüfung der Bedeutung (vgl. hierüber Seite 165) nur der Rechengang angeführt.

Die Freiluftwerte geben die Schwerestörung, verbessert um die zufällige Höhe der Station über dem Meere, an; wünschenswert wäre aber ein Freiluftwert, gemessen auf einem Punkt, dessen Höhe gleich der mittleren Höhe der Umgebung ist. Diese an sich nicht neue Forderung²¹⁾ ist in der Praxis nur schwer zu verwirklichen. Anscheinend wurde aber auch meist nicht einmal der Versuch zur Verwirklichung gemacht, wenigstens gewinnt man diesen Eindruck bei der Betrachtung ausgeführter Pendelmessungen. Man vergleiche hierzu auch die Ausführungen Schwinners [16], die aber nicht etwa nur für die angeführten schweizerischen und österreichischen Messungen Geltung haben. Um die Freiluftwerte von der zufälligen Meereshöhe zu befreien, wurde die mittlere Höhe der Umgebung bestimmt.

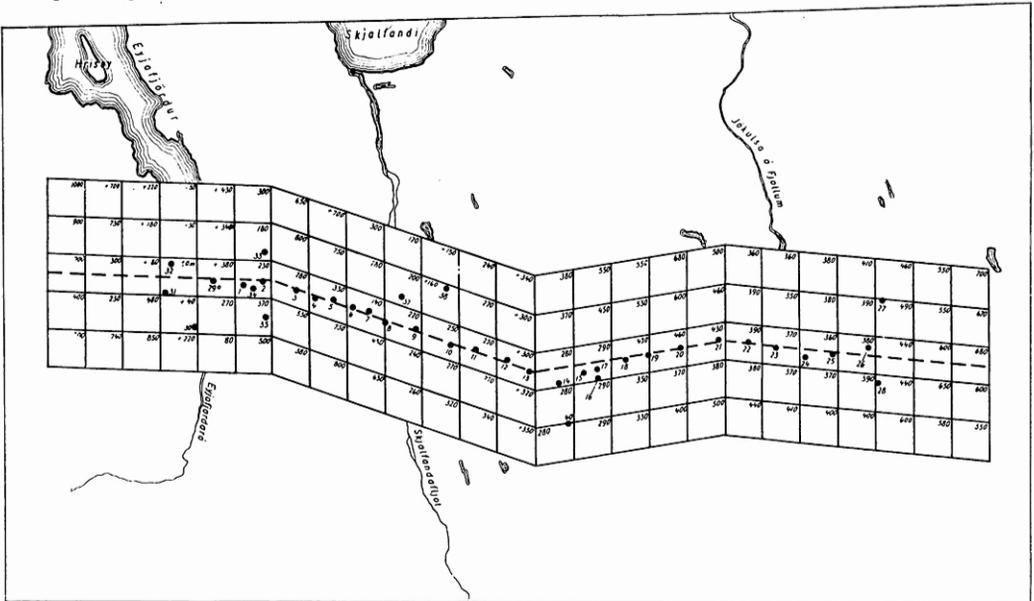


Abb. 19. Mittlere Höhe der Felder von je 25 qkm. Das Mittel aus 25 Feldern wurde als mittlere Höhe für die Berechnung der regionalen Freiluft-Schwerestörungen $\Delta g'_0$ benutzt.

Als „Umgebung“, für die die „mittlere Höhe“ zu ermitteln ist, ist ein Gebiet von etwa 625 qkm festgesetzt worden. Zur Vereinfachung wurde ein Streifen von 25 km Breite, mit dem Hauptprofil in der Mitte, in Felder von je 25 qkm eingeteilt und die mittlere Höhe dieser Felder an Hand der Karten 1:100000 (östl. des Myvatn 1:250000) abgeschätzt. Je 25 Felder um einen Meßpunkt liefern dann die mittlere Höhe der Umgebung des Meßpunktes (Abb. 19).

Eine Messung auf der mittleren Höhe h , also z. B. n Meter über dem tatsächlichen Meßpunkt, unterscheidet sich, auf Freiluft reduziert, nur um die Anziehung einer n Meter dicken Platte mit der Dichte D , also um: $n \cdot 0.419 \cdot D$ mgal von g'_0 , dementsprechend also ist

$$\Delta g'_0 + n \cdot 0.419 \cdot D = \Delta g'_0 m = \text{regionale Freiluftstörung.}$$

²¹⁾ A. Born (1923 /39/) benutzte für seine Betrachtung Fennoskandias den gleichen Weg, bei einer Gebietsgröße von fast 8000 qkm.

Während bei den Freiluftwerten g_0 die Geländeverbesserung üblicherweise nicht angebracht wird, wurde für die regionalen Freiluftwerte g_0' m von den g_0' -Werten ausgegangen.

D. Besprechung der Ergebnisse der Gravimetermessungen auf der Expedition 1938.

1. Zeitliche Änderungen auf Grund eines Vergleiches mit älteren Pendelmessungen.

Die ausgeführten Gravimetermessungen können selbstverständlich über die hier in erster Linie interessierende Frage der zeitlichen Änderung der Schwerkraft noch nichts aussagen. Ein Vergleich des Ansel'schen Wertes für Akureyri mit den im Jahre 1900 von Johansen [17] ausgeführten Pendelmessungen in Akureyri und Oddeyri zeigt nur, daß die Abweichung im Rahmen des üblichen liegt. Johansens Messungen sind über Kopenhagen-Sternwarte mit Potsdam verbunden, Ansel über Freiburg im Breisgau. Freiburg wurde 1937 neu und sehr sorgfältig an Potsdam angeschlossen und darf als recht zuverlässig gelten; Kopenhagen-Sternwarte wird nicht gleichwertig sein. Es ist mir allerdings nicht bekannt, ob der Anschluß der neuen Landeszentrale Kopenhagen-Buddinge an Potsdam auch den Wert von Kopenhagen-Sternwarte verändert hat. Die von verschiedenen Beobachtern²²⁾ (1930 bis 1935) ausgeführten Anschlußmessungen ergaben allein für Kopenhagen-Buddinge Abweichungen untereinander von 5.5 mgal [18]. Mindestens die gleiche Größenordnung wird die Unsicherheit des Wertes von Kopenhagen-Sternwarte haben. Johansen schätzt wegen der Temperaturschwankungen den mittleren Fehler für seine Messungen in Island auf ± 2 bis 4 mgal.

Unter Berücksichtigung dieser Unsicherheiten ist die Übereinstimmung zwischen Ansel und Johansen mit etwa 4 bis 5 mgal²³⁾ Abweichung noch recht gut, sie wird noch besser, wenn man auf Grund der Koordinatenwidersprüche²³⁾ die $\Delta g_0''$ Johansens um 0.9 mgal verringert.

Der Gravimeterpunkt 32 (Heringsfabrik) liegt etwa 500 m nördlich von dem Pendelpunkt Glaesibaer²⁴⁾ (ebenfalls Johansen 1900). Während Johansens Bougouersche Störung $\Delta g_0''$ bei Glaesibaer etwa 11.0 mgal kleiner ist als sein Mittel für Akureyri-Oddeyri, ist sie nach meiner Gravimetermessung 4,4mal größer. Das entspricht einer Änderung der Schwerkraft um 15.5 mgal in 38 Jahren. Solche Widersprüche zwischen Pendel und Gravimeter sind üblicherweise auf das Pendel zurückzuführen. Sie treten bei älteren Messungen und bei neueren nach altem Schema durchgeführten, nicht ganz selten auf, auch unter günstigeren äußeren Umständen als in Island. Es ist zu beachten, daß bei einem mittleren Fehler der Pendelmessungen von ± 4 mgal die Differenz von fast 16 mgal im Bereich der Fehlermöglichkeit liegt, die Fehlerwahrscheinlichkeit 16 mgal ist jedoch sehr gering. Die Unterschiede in der Punktlage zwischen Pendel und Gravimeter sind zu klein, um merk-

²²⁾ H. Schmehl, E. Andersen, B. Brockamp.

²³⁾ Vergleichbar sind nur die $\Delta g_0''$ -Werte, denn beide Beobachter standen auf verschiedenen Punkten. Johansens Koordinaten lassen sich mit heutigen Karten unter Berücksichtigung der Ortsnamen und Höhen nicht in Übereinstimmung bringen. Die Pendelpunkte müssen etwa 2 km östlicher, 1,4 km südlicher gelegen haben als den Koordinaten entspricht.

²⁴⁾ Johansens Punkte wurden nicht mit Gravimeterpunkten besetzt, da sie mir erst 1941 bekannt wurden. Es ist also nur ein Zufall, daß die Gravimeterpunkte in der Nähe der Pendelpunkte liegen.

3. Liste der Schwerewerte und Schwerestörungen.
Gemessen mit dem Thyssen-Gravimeter.

Nr.	M e ß p u n k t	X Breite km	Y Länge km	Höhe m	Dichte	mgal. beob. Schwere g Pots- dam	Gelände- verb. g' - g	red. nach Helmert 1901			reduziert nach International 1930		Freiluftregional Helmert 1901 Milligal H m $\Delta g'_{0 m}$ 025 qkm	Nr.
								mgal γ_0 Normal- schwere	Δg_0 Freiluft- störung	mgal $\Delta g'_{0}$ Bouguer- störung	$\Delta g_0''$ Bouguer	Δg_0 Freiluft		
1	Skogar, 5. Serpent.	+81.970	-43.690	+ 384.7	2.77	^{982,} 283.50	+ 1.85	+ 66.25	+ 23.45	+ 14.80	+ 57.60	+ 360	+ 65.25	1
2	Háls West	+82.540	-41.000	+ 173.1	2.77	325.40	+ 1.70	+ 42.55	+ 24.15	+ 15.50	+ 33.90	+ 380	+ 68.25	2
3	BirningsstadirNord	+81.000	-36.820	+ 123.8	2.77	325.55	+ 4.05	+ 28.40	+ 18.10	+ 9.45	+ 19.75	+ 430	+ 68.00	3
4	Storutjarnir Nord	+79.760	-34.010	+ 136.6	2.77	323.80	+ 3.05	+ 31.35	+ 18.55	+ 9.90	+ 22.70	+ 405	+ 65.55	4
5	Ljosavatn West	+79.230	-32.100	+ 121.2	2.77	325.90	+ 4.80	+ 29.00	+ 19.75	+ 11.10	+ 20.35	+ 390	+ 64.85	5
6	Ljosavatn Ost	+77.930	-29.310	+ 111.2	2.77	325.60	+ 2.50	+ 26.45	+ 16.05	+ 7.40	+ 17.80	+ 400	+ 62.45	6
7	Holtakot	+77.520	-26.780	+ 109.0	2.77	328.75	+ 1.25	+ 29.20	+ 17.80	+ 9.15	+ 20.55	+ 400	+ 62.20	7
8	Godafoss	+76.510	-24.950	+ 117.9	2.77	329.20	+ 0.85	+ 33.10	+ 20.15	+ 11.50	+ 24.45	+ 375	+ 59.45	8
9	Engivatnsás	+75.500	-21.260	+ 279.6	2.30	298.75	+ 0.45	+ 53.00	+ 26.60	+ 17.95	+ 44.30	+ 325	+ 57.90	9
10	Narfastadafell	+73.040	-16.270	+ 312.4	2.30	290.50	+ 0.90	+ 56.40	+ 27.20	+ 18.55	+ 47.75	+ 270	+ 53.20	10
11	Máskot	+72.390	-12.820	+ 251.4	2.30	301.95	+ 0.30	+ 49.45	+ 25.50	+ 16.85	+ 40.80	+ 265	+ 51.05	11
12	Boerjarás	+70.630	- 8.730	+ 333.5	2.30	283.65	+ 0.40	+ 57.55	+ 25.80	+ 17.15	+ 48.90	+ 290	+ 53.75	12
13	Selás	+67.270	- 5.840	+ 307.2	2.30	283.45	+ 0.15	+ 50.10	+ 20.65	+ 12.00	+ 41.45	+ 320	+ 51.50	13
14	Vindbelgur West	+68.800	- 2.360	+ 279.0	2.30	288.35	+ 0.20	+ 46.65	+ 19.95	+ 11.30	+ 38.00	+ 340	+ 52.75	14
15	Hrauney	+70.290	+ 1.580	+ 279.8	2.30	290.00	+ 0.10	+ 47.60	+ 20.75	+ 12.10	+ 38.95	+ 375	+ 56.90	15
16	Vogar	+69.310	+ 3.460	+ 280.0	2.30	286.25	+ 0.25	+ 44.40	+ 17.65	+ 9.00	+ 35.75	+ 390	+ 55.25	16
17	Reykjahlid	+70.450	+ 3.550	+ 295.0	2.30	285.45	+ 0.25	+ 47.55	+ 19.40	+ 10.75	+ 38.90	+ 390	+ 57.00	17
18	Námafjall	+71.500	+ 7.280	+ 363.8	2.30	272.20	+ 0.25	+ 54.90	+ 20.10	+ 11.45	+ 46.25	+ 415	+ 60.10	18

19	Sandfell	+72.310	+10.390	+ 359.1	2.30	274.00	+ 0.40	330.00	+ 54.80	+ 20.60	+ 11.95	+ 46.15	+ 425	+ 61.60	19
20	Austara Sel	+72.720	+14.970	+ 403.9	2.30	264.70	+ 0.15	330.30	+ 59.05	+ 20.30	+ 11.65	+ 50.40	+ 435	+ 62.25	20
21	Kofi	+73.890	+20.050	+ 375.8	2.30	266.65	+ 0.10	331.05	+ 51.55	+ 15.45	+ 6.80	+ 42.90	+ 430	+ 56.90	21
22	Sveinar Süd	+73.550	+23.890	+ 382.8	2.30	265.55	+ 0.05	330.80	+ 52.90	+ 16.05	+ 7.40	+ 44.25	+ 440	+ 58.45	22
23	Sveinhraun	+72.640	+27.970	+ 354.0	2.30	271.45	+ 0.05	330.25	+ 50.40	+ 16.35	+ 7.70	+ 41.75	+ 405	+ 55.40	23
24	Höhe 374	+71.280	+32.120	+ 375.5	2.30	267.15	+ 0.05	329.40	+ 53.65	+ 17.50	+ 8.85	+ 45.00	+ 405	+ 56.55	24
25	Jökulsá-Soeluhus	+71.420	+35.610	+ 365.7	2.30	267.00	+ 0.15	329.50	+ 50.40	+ 15.30	+ 6.65	+ 41.75	+ 425	+ 56.30	25
26	Grimsstadir	+72.070	+40.490	+ 384.3	2.30	269.40	+ 0.20	329.90	+ 58.10	+ 21.25	+ 12.60	+ 49.45	+ 475	+ 67.05	26
27X	Vidarvatn	+78.360	+42.110	+ 428.3	2.30	266.65	+ 0.15	333.75	+ 65.10	+ 23.95	+ 15.30	+ 56.45	+ 465	+ 68.80	27
28X	Höhe 425 crk. 5 km südl. Grimstadir	+67.580	+41.820	+ 416.1	2.30	260.10	+ 0.15	327.15	+ 61.35	+ 21.40	+ 12.75	+ 52.70	+ 485	+ 68.15	28
29a	Vadlaheidi i. West- kehre	+82.750	-48.020	+ 348.8	2.77	290.70	+ 3.05	336.45	+ 61.90	+ 24.45	+ 15.80	+ 53.25	+ 305	+ 59.85	29a
30	Gymn. Akureyni	+75.850	-50.420	+ 47.9	2.77	341.60	+ 2.20	332.20	+ 24.25	+ 20.80	+ 12.15	+ 15.60	+ 350	+ 61.45	30
31X	Höhe 74 Silastadir	+81.150	-54.410	+ 68.5	2.77	342.35	+ 2.80	335.45	+ 28.05	+ 22.90	+ 14.25	+ 19.40	+ 340	+ 62.35	31
32X	Heringsfabrik	+85.000	-53.490	+ 1.0	2.77	361.35	+ 1.45	337.80	+ 23.85	+ 25.20	+ 16.55	+ 15.20	+ 310	+ 61.20	32
33X	Hallgilstadir	+86.130	-40.850	+ 137.5	2.77	334.45	+ 4.10	338.55	+ 38.30	+ 26.45	+ 17.80	+ 29.65	+ 360	+ 68.25	33
34	Skogar	+81.350	-42.200	+ 161.0	2.77	327.10	+ 2.50	335.60	+ 41.15	+ 24.95	+ 16.30	+ 32.50	+ 370	+ 67.90	34
35X	Selgil	+74.850	-41.150	+ 134.0	2.77	326.85	+ 3.10	331.65	+ 36.50	+ 24.10	+ 15.45	+ 27.85	+ 400	+ 70.55	35
36X	Sigurdarstadir	+58.230	-21.180	+ 206.7	2.30	289.20	+ 2.50	321.45	+ 31.50	+ 14.10	+ 5.45	+ 22.85	+ 455	+ 64.65	36
37X	Fijotsbakki H. 293	+79.480	-22.550	+ 293.0	2.30	299.00	+ 0.75	334.45	+ 54.95	+ 27.45	+ 18.80	+ 46.30	+ 335	+ 59.75	37
38X	Laugaskoli	+80.300	-16.550	+ 52.0	2.30	348.30	+ 1.35	335.00	+ 29.35	+ 25.70	+ 17.05	+ 20.70	+ 255	+ 50.30	38
39X	Tjörn	+98.700	-20.400	+ 21.5	2.30	368.45	+ 0.50	346.15	+ 28.90	+ 27.35	+ 18.70	+ 20.25	+ 225	+ 49.05	39
40X	Skutustadir	+63.200	- 1.320	+ 281.0	2.30	279.10	+ 0.05	324.45	+ 41.40	+ 14.35	+ 5.70	+ 32.15	+ 345	+ 47.60	40

X Schwerdifferenz nur einmal gemessen.

+ barometrisch bestimmte Höhen. Wegen häufiger örtlicher Luftdruckstörungen
MF mindestens \pm 2 bis 3 m.

★ +24.0 ist wegen Unsicherheit der barometrischen Höhenbestimmung
sicherlich richtiger.

liche Änderungen im Δg_0 zuzulassen, wenigstens nach den bisherigen Erfahrungen in Island.

Bemerkenswert ist, daß 25 km NNW von Glaesibaer das Epizentrum Hrisey-Dalvik des Erdbebens von 1934 liegt. Trotz allem kann man auf keinen Fall auch nur von einem wahrscheinlichen Nachweis einer Änderung der Schwerkraft in 38 Jahren sprechen. Wünschenswert wäre eine kritische Sichtung des alten Pendelmaterials unter Vernachlässigung einer Verteilung des Anschlußfehlers in Kopenhagen-Sternwarte und ferner eine Erweiterung der Gravimetermessung in Richtung Hrisey-Dalvik mit Besetzung der wirklichen Pendelpunkte.

2. Die Bouguerschen Schwerestörungen Δg_0 mit besonderer Berücksichtigung der Bårdarttalverwerfung.

Über die Bedeutung der Bouguerschen Schwerstörungen Δg_0 ist viel gestritten worden. Sie sind in der „großen Geophysik“ sicher mit Recht zurückgedrängt worden, weil sie bei einer isostatisch ausgeglichenen Erde allein nichts über die Gleichgewichtsverteilung der Kontinente oder einzelner Schollen aussagen können.

Die „Lagerstättegeophysik“, die aus der Verteilung der Schwerstörungen auf die Tektonik und Lagerung der obersten Kilometer der festen Erdkruste schließen soll, arbeitet dagegen nur mit den Bouguerschen Schwerstörungen. Dies ist berechtigt, denn unabhängig von der Größe des betrachteten Gebietes und unabhängig von der Annahme einer starren oder isostatischen Erdkruste gilt folgendes:

Die Bouguerschen Schwerstörungen sind allein bedingt durch die Massenverteilung unterhalb des Meeresniveaus²⁵⁾.

Vorausgesetzt muß hierbei werden, daß die mittlere Dichte der Erde zwischen dem Beobachtungspunkt und dem Meeresniveau hinreichend genau bekannt ist. Änderungen der Bouguerschen Schwerstörungen, die durch isostatische Massenverlagerungen in großer Tiefe bedingt sind, überlagern die Schwerstörungen oberflächennaher Massenstörungen (z. B. Verwerfungen) genau so stetig wie Wirkungen nichtisostatischer Massenverlagerungen in großer Tiefe. In beiden Fällen enthalten die Bouguerschen Schwerstörungen eine kleine, mehr oder minder gleichmäßige regionale Überlagerung. Liegt die isostatisch bedingte Massenverlagerung in geringer Tiefe, also etwa 3 km oder weniger, so interessiert die hervorgerufene Schwerstörung die Oberflächengeologie. Diese isostatisch bedingte Schwerstörung Δg_0 unterscheidet sich nicht von einer solchen, die erzeugt wird durch eine Massenstörung anderer Ursache aber ähnlicher Form. Der Unterschied liegt höchstens in der Oberflächenform der Erde, vorausgesetzt daß lokale Isostasie gilt.

Die Isostasielehre nimmt im allgemeinen an, daß der isostatische Ausgleich in großen Tiefen von 50, 100 oder mehr Kilometern erfolgt, sie schließt nach manchen Anhängern aber geringe Tiefen von 10 oder 20 km nicht aus. Von einer einigermaßen sicheren Festlegung kann keine Rede sein. Man muß deshalb bei der Betrachtung ausgedehnter Bouguerscher Störungen vorsichtig bleiben und quantitative Überlegungen auf geringe Ausdehnungen beschränken. Bei einem 20 km breiten, durch 2 Hauptsprünge oder Sprungserien begrenzten Horst kann man wohl die Lage des Horstes angeben und evtl. auch Berechnungen anstellen über eine Sprunghöhe, die das bekannte Schwerebild erzeugen kann, aber kaum noch darüber, ob z. B. der östliche Sprung höher ansetzt als der westliche. Diese Vorbehalte sind auch

²⁵⁾ Bei regionaler Isostasie sollten deshalb Bouguersche Störungen ein Hilfsmittel sein, um Anhaltspunkte für die Grenzen isostatischer Schollen zu geben. Die restlose Ablehnung der Bouguerschen Reduktion für die große Geophysik wäre zu weitgehend.

hier zu beachten. Ferner soll nicht vergessen sein, daß ein und dieselbe Schwere- störung durch verschiedene Massenanordnungen hervorgerufen werden kann und daß bei manchen Massenanordnungen das Schwerebild von der Tiefe der Störmasse kaum beeinflußt wird. Es gilt also, unter Berücksichtigung der Geologie die mögliche oder sogar die wahrscheinliche Massenanordnung festzustellen. Eine so klare Deutung wie bei vielen Salzstöcken Norddeutschlands ist nur ganz selten möglich.

Die Bouguerstörungen (untere Kurve Abb. 20) des Gravimeterprofils von Akureyri bis Grimsstadir unterscheiden sich von der Mehrzahl der mitteleuropäischen durch eine Gliederung des Profils in eine Anzahl deutlich abgesetzter horizontaler Stufen. Man wird sofort an die auffälligen hohen Tafelberge aus Plateaubasalt erinnert und wird eine gute Übereinstimmung zwischen dieser augenscheinlichen Bruchschollenlandschaft und den stufen- oder horstartigen Bouguerstörungen erwarten.

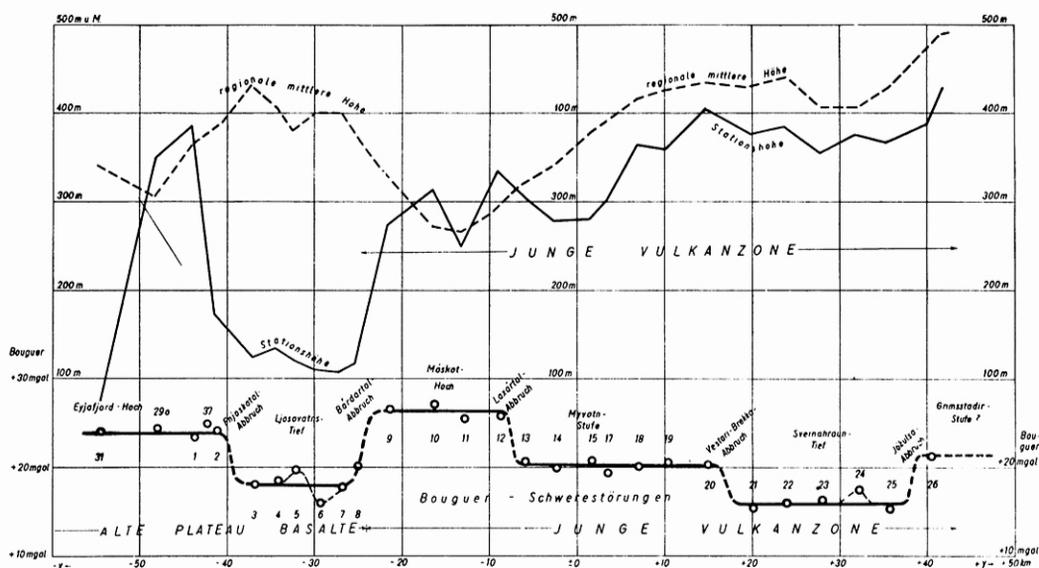


Abb. 20. Bouguersche Schwerestörungen $\Delta g_0''$ der Profilpunkte.

Sie zeigen keinerlei Abhängigkeit von der zufälligen Stationshöhe, wohl aber entsprechen teilweise hohe Schwerewerte niedriger regionaler mittlerer Höhe und umgekehrt. Es ist dies wahrscheinlich nur ein zufälliger Zusammenhang. (Nördl. u. südl. Punkte s. Liste S. 152/153 u. Abb. 21.)

Die Größenordnung der Schwerestörungen (Abb. 20) ist mit 4 bis 8 mgal gering, denn bei den krassen Dichteunterschieden zwischen Plateau-Basalt- (2,77) und Palagonit-Tuffgebieten (2,3) liefern schon 200 m Sprunghöhe 4 mgal Schwerestörung. Die Oberflächengeologie rechnet mit Sprunghöhen bis 700 m (Bárdartal), also sollten Schwerestörungen bis zu 14 mgal auftreten. Quantitativ befriedigt die Sprunghöhe der gemessenen Schwerestörungen also nicht. Andererseits zeigen die einzelnen Schwerestufen meist eine solche Gleichmäßigkeit in der Schwere, daß ihre Realität als gesichert gelten sollte. Diese Gleichmäßigkeit war auch deshalb unerwartet, weil in der jungen Vulkanzone nachweislich noch in geschichtlicher Zeit lange, durch Zerrspalten hervorgerufene Senken von z. B. $\frac{1}{2}$ bis 1 km Breite und bis 50 m Tiefe mit junger dichter Lava ausgefüllt wurden. Dadurch sollten örtlich Schwereüberschüsse von 1 bis 2 mgal entstanden sein. Andererseits konnten stel-

lenweise auch die extrem leichten Dünensande solche Senken ausgefüllt haben. Diese Stellen müßten Schwereminima ergeben. Vielleicht lassen sich so die Punkte 6 (?), 16 und 24 deuten.

Schwer zu beurteilen ist der Einfluß der von Bernauer S. 36 ff. beschriebenen Zerrung (bis zu 3 %). Wird z. B. ein ausgedehntes 3000 m mächtiges Schichtpaket um 3 % gedehnt, und zwar im Sinne einer Auflockerung ohne Absinken der Erdoberfläche, so muß die Schwerkraft an der Erdoberfläche um etwa 4 mgal abnehmen. Das ist etwa die Größenordnung der Schwerestufen in der jungen Vulkanzone. Es erscheint etwas unwahrscheinlich, daß sich auch die Lockermassen trotz Erschütterung durch Erdbeben an einer Auflockerung durch Bildung von vielen offenen Spalten beteiligen, deshalb sollte die Wirkung der Zerrzonen wesentlich kleiner sein, etwa 1 mgal oder weniger. Ganz ohne Einfluß auf die Schwerkraft wird die Zerrung sicherlich nicht geblieben sein.

Ob die nachstehend zusammengestellten Hochgebiete die zu vermutende und durch den Namen gekennzeichnete Ausdehnung und Bedeutung haben, können erst weitere Messungen zeigen. Verglichen mit der Punktbelegung deutscher Gebiete ist die Stationszahl viel zu gering, und nur weil die Geologie (z. B. Bernauer S. 16) zweidimensionale Ausdehnung (N-S-Erstreckung) der Strukturen erwarten läßt, und die Messungen dem nicht widersprechen, durfte eine Festlegung schon jetzt versucht werden; vgl. hierzu Abb. 20 und 21 (Tafel IV) sowie die Liste S. 152/153.

Hoch- und Tiefgebiete der Schwerkraft nach Bouguer (Δg_0).

Breite der einzelnen Gebiete 10–20 km; Schwereunterschiede der Gebiete 4–8 mgal.

Schwerestufen	Schwereabbrüche
I Eyjafjörður-Hoch	Fnjoskádalur-Abbruch
II Ljósavatns-Tief	Bárdardalur-Abbruch
III Máskot-Hoch	Laxárdalur-Abbruch
IV Myvatn-Stufe	Vestari-Brekka-Abbruch
V Sveinahraun-Tief	Jökulsá-Abbruch
VI Grimsstadir-Stufe	

Das Eyjafjörðurhoch hat sehr gleichmäßig die Schwerestörung von +24.5 mgal (Abb. 20). Nur die Punkte 1 und 34 weichen von diesem Betrag um je 1.2 mgal ab, die anderen 3 Punkte nur um ± 0.3 mgal. Diese Gleichmäßigkeit ist über 14 km Breite des Hochs festgestellt worden, obwohl die Geländehöhe von 0 m im Fjord auf 600 m (Vadlaheidi) ansteigt und beim Fnjoská wieder auf unter 100 m abfällt. Die Höhe der Meßpunkte schwankt zwischen 70 und 380 m und somit allein die Bouguerverbesserung zwischen 8 und 42 mgal. Die von Professor Bernauer nach Handstücken bestimmte mittlere Dichte 2.77 für den alten Plateau-Basalt hat somit ausgezeichnete Übereinstimmung der Bouguerwerte gebracht. Ihre Unabhängigkeit von der Höhe zeigt die Höhenkurve der Abb. 20.

Nimmt man mit Th. Thoroddsen [23], S. 87, an, daß der Eyjafjord eine reine Erosionsrinne ist, so entspricht das Schwerebild der Geologie, und das Gebiet des

Eyjafjordhoch gehört trotz Fjord, Flußschotter und Moränen einem einheitlichen Horst des Plateau-Basaltes an.

Das Ljósavatnstief ist durch den Fnjoskádalur-Abbruch vom Eyjafjordhoch geschieden. Es wird absichtlich nicht vom Fnjoská-Abbruch gesprochen, denn der Abbruch setzt erst etwa 1 km östlich von dem Fluß Fnjoská an. Der Punkt 2 und somit das Fnjoskátal liegt, ebenso wie die 5 km nördlich und südlich gelegenen Punkte 33 und 35, noch ausgesprochen auf dem Eyjafjordhoch, obwohl Punkt 2 und 35 hart am Ostrand des Fnjoská-Tales, etwa 1 km jenseits von der Fnjoská liegen. Die dem Augenschein nach auf mächtigen Schottern liegenden Punkte 34, 2 bis 6, sowie 33 und 35 wurden mit der Dichte des Basaltes reduziert. Bei Benutzung einer geringeren Dichte würden diese Punkte, was nicht sehr wahrscheinlich ist (insbesondere für 2), eine größere Schwere erhalten, aber der Fnjoskátal-Abbruch zwischen den Punkten 2 und 3 unverändert bleiben. Es ist also entweder die Dichte 2.77 für die Schotter nahezu richtig (vgl. S. 144), oder entgegen dem Augenschein sind bei den benutzten Punkten die Schotter nicht sehr mächtig. Gegen die Annahme einer geringen Schottermächtigkeit spricht, daß im Einschnitt des Fnjoská bei etwa 60 m Meereshöhe nur Schotter angetroffen werden. Die Punkte 2 und 34 liegen 100 m höher als die Fnjoská. Der besonders auffällige Punkt 2 befindet sich in der Verlängerung der scharfen Nase Hálshnjukur; diese kann sich sehr wohl unter den Schottern fortpflanzen und so die vermutlich hohe Untergrunddichte erklären.

W. Iwan (1935 [11]) vermutet für das Fnjoskátal eine N-S-Verwerfung. Diese würde entsprechend dem Schwereabbruch am Ostrand des Tales ansetzen und im Profilbereich unter Schottern verdeckt sein müssen.

Das Ljósavatns-Tief hat die unruhigsten Schwereverhältnisse von allen Stufen. Der Punkt 3 liegt $\frac{1}{2}$ mgal tiefer, 5 um 1 mgal höher und 6 wieder $2\frac{1}{2}$ mgal tiefer als das angenommene Durchschnittsniveau. Bei dieser Unruhe wäre eine wesentlich größere Punktdichte erwünscht, welche auch eine andere Unterteilung ergeben wird. 1 oder 2 Querprofile mit etwa $\frac{3}{4}$ km Stationsabstand könnten ergeben, ob die Trogform (vgl. auch Abb. 12) sich im Schwerebild ausprägt, und zeigen, ob die Unruhe vielleicht doch nur durch die verschiedene Mächtigkeit der Schotterfüllung des Troges hervorgerufen wird. Punkt 5 mit der höchsten Schwere liegt am Trogrand, die Punkte 3 und 4 befinden sich etwa in der Trogmitte. Punkt 6 mit seiner geringen Schwere liegt mehr zur Trogmitte, aber schon am östlichen „höheren“ Ende des Troges; es ist hier also eine besonders geringe Schottermächtigkeit anzunehmen. Da jedoch der Trog nach Iwan [11], S. 357, im Osten durch die Bárdartall-Verwerfung abgeschnitten worden ist, liegt die Annahme nahe, daß hier schon die Trogform völlig durch ein späteres Entwässerungssystem im Westen zerstört worden ist. Demnach sind hier über die Schottermächtigkeit verschiedene Vorstellungen möglich. Abweichend von den Punkten 3, 4 und 5, welche auf einer älteren Grundmoräne des Ljósavats-Gletschers liegen, befindet sich 6 auf einer Seitenmoräne des jüngeren Bárdardalur-Gletschers.

Wahrscheinlich beeinflußt die Schotterbedeckung die Schwere nur unwesentlich (S. 144 u. 157). Punkt 6 befindet sich in der Nähe (etwa 100 m) der kleinen nachglazialen Kratergruppe Ljósavatns-Gigir. Vergleichsmaterial über das Schwereverhalten isländischer Krater gibt es nicht. Eine Kratergruppe mit nur einigen wenigen Stationen zu untersuchen, wäre nicht ausreichend gewesen. Die Unruhe der Schwere im Ljósavatntal kann nicht auf die ausgedehnten Torflager zurückgeführt werden, denn nach H. Pjeturss (1910, S. 19) wird der Torf nur selten 3 bis 4 m mächtig. Aber selbst bei 10 m Mächtigkeit würde er nur ein Minimum von etwa 0.5 mgal erzeugen. Von den Punkten 2 bis 6 dürfte allenfalls für den Punkt 3 ein ge-

ringer Torfeinfluß denkbar sein, denn die anderen Punkte liegen eindeutig auf Glazialschottern. Ist man mit Iwan (1938 [20], S. 352) der gut begründeten Ansicht, daß das Ljósavatnstal ein nicht tektonisch vorgezeichneter Gletschertrog ist, so sollte das Tal zusammen mit dem Háafell und Fornastadafjall ein Horst sein, während es schweremäßig ein Tief ist. Es liegt wahrscheinlich ein widersinniges Verhalten der Schwerkraft vor; diese Frage wird beim Bárðartall-Abbruch, Seite 159, weiter besprochen werden.

Der Bárðartall-Abbruch stimmt lagemäßig wahrscheinlich mit der bekannten Bárðartallverwerfung überein. Zwar liegt der Schwereabbruch etwa am Godafoss, während die Verwerfung westlich angenommen wird, aber eine Verbindung der Verwerfung von den bekannten Aufschlüssen im Süden und Norden bis in die Gegend des Godafoss²⁶⁾ läßt auch nach Thoroddsens Karte 1:750000 die Möglichkeit zu, daß die Bárðartallverwerfung am Godafoss liegt. Nachweisbar ist sie hier nicht, denn das Glazial sowohl, wie die Tuffe sind überall von nachglazialen Laven unbekannter Mächtigkeit bedeckt. Zwingende geologische Bedenken gegen ein gradliniges Durchsetzen der Verwerfung vom Osthang des Háafell über den Westrand des Kinnarfall bestehen nicht. Thoroddsen [23] schreibt aber S. 153:

„Am See Ljósatn liegt eine Gruppe von Kratern, Ljósavatnsgígir, welche an die große Dislokationslinie des Bárðartalls gebunden ist.“ Damit legt er die Bárðartallverwerfung 4 km westlich vom Godafoss in die Nähe des Punktes 6, während der Schwereabbruch am Godafoss ansetzt. Die Verwerfung muß nach Thoroddsens Auffassung etwa von Öxará über Ljósavatn (Gehöft) zu den Ljósavatnsgígir etwa SO-NW streichen, um hier für einige Kilometer auf SSW-NNO umzusetzen. Die Entfernung der Verwerfung von den Ljósavatnsgígir bis zu dem Schwereabbruch bei Fosshóll würde über 5 km betragen. Ein direkter Zusammenhang zwischen der Bárðartall-Verwerfung und dem Bárðartall-Abbruch der Schwerstörungen könnte dann kaum noch angenommen werden²⁷⁾, auch wenn man die Erfahrung der Lagerstättengeophysik berücksichtigt, daß seitliche Verschiebungen der Schwerstörungen vom bekannten geologischen Körper vorkommen. Dies erklärt sich aus der Erscheinung, daß oberflächennahe Tektonik oder Faltung gegen die oft bedeutendere, nicht erschlossene Tiefentektonik merklich versetzt ist und die Schwere-Wirkung der Tiefentektonik überwiegen kann. Es ist aber anzunehmen, daß Thoroddsen bei seinen Angaben auch hier mehr Wert auf die große Linie seiner Gedanken gelegt hat, als auf Einzelheiten, außerdem braucht sein Hinweis auch nicht unbedingt so aufgefaßt zu werden, daß die kleinen Ljósavatn-Krater der Verwerfung direkt aufsitzen, wie er es (Thoroddsen [23], S. 118/119) für mehrere Kraterreihen beschreibt.

Aus neuerer Zeit (1938) liegt eine Spezialuntersuchung über die Bárðartallverwerfung von Walter Iwan [20], S. 358 u. 359, vor. Diese enthält ein südliches Profil bei Störuvellir und ein nördliches, vom Osthang des Fornastadafjall zum Kinnarfall. Der Abstand beider Profile voneinander beträgt etwa 30 km. Das Kinnarfall-Profil als nächstes ist noch etwa 8 km vom Gravimeterprofil entfernt.

Wichtig ist folgende Feststellung Iwans. Im Süden bei Störuvellir befindet sich die Verwerfung noch hoch oben am Osthang des Vallafjall, um nördlich immer tiefer im Tal anzusetzen. Zwischen Fornastadafjall und Kinnarfall muß sie durch das Tal streichen, vielleicht schon dicht am Westhang des Kinnarfall. Unter Berücksichtigung der Beobachtungen Iwans und gradliniger Interpolation wäre die Bárðartall-

²⁶⁾ Götterfall = Goda-foss.

²⁷⁾ Die Annahme einer Vorstaffel bei Punkt 6 befriedigt nicht sehr, zwingende Gegenstände gegen eine solche keilförmige Vorstaffel zu den Ljósavatnkratern sind mir allerdings nicht bekannt.

verwerfung etwa am Godafoss, also 1 km westlich vom Fosshóll, anzunehmen. Sie ist also mit dem Schwereabbruch zu identifizieren. Eine Seitenverschiebung zwischen Verwerfung und Schwereabbruch besteht dann nicht. Richtigkeit der benutzten Dichten vorausgesetzt, ist anzunehmen, daß der Abbruch bis in große Tiefen reicht und aus mehreren Staffeln besteht, da sonst die Schwerestörung nicht erst am Punkt 9 ausklingen würde. Allerdings ist auch für diese Annahme die Punktdichte reichlich gering. Der Schwereabbruch im Bárdartal ist widersinnig²⁸⁾, sofern man nicht gerade entgegen Iwan /11/ annimmt, daß das Ljósavatnstal einen schmalen, besonders tiefen, mit Tuffen erfüllten Graben darstellt.

Das östlich vom Bárdartal gelegene abgesunkene Mittelgebirge besteht im wesentlichen aus Tuffen, Brekzien und anderen Lockermassen mit zwischengeschalteten Basalthorizonten. Leider ist die wirkliche Erstreckung dieses Tuffgebietes²⁹⁾ der „jungen Vulkanzone“ Bernauers nicht genau nachzuweisen, denn der größte Teil des Gebietes ist mit jüngeren Basalten oder glazialen Ablagerungen bedeckt. Die Tuffe sollten in diesem Gebiet bei mindestens 500 m, wahrscheinlich aber wesentlich größerem Verwurf durch ein ausgesprochenes Tief gekennzeichnet sein. Statt dessen steigt am Bárdartalabbruch (Abb. 20) die Schwerkraft um etwa 8 mgal zu dem Máskothoch an. Sie ist noch etwas größer als über den mächtigen alttertiären Basalten des Eyjafjördur-Hochs. Dieses widersinnige Verhalten der Schwerkraft führt zu der Annahme, daß unter den tertiären Basalten des „Háafell und Fornastadafjall wieder mächtige Palagonit-Tuffe³⁰⁾ liegen. Dann ist der stehengebliebene dichte, tertiäre Basalt unter dem Horst des Ljósavatnstales besonders geringmächtig (2 bis 3 km), während er in der großen Senke östlich des Bárdartalabbruches in großer Mächtigkeit (3 bis 4 km) erhalten geblieben ist und daher hier einen Schwereüberschuß erzeugt (Abb. 22).

Die moderne Auffassung F. Bernauers, S. 58 bis 62, welche Island durch Unterströmung in Schollen auflöst und unter der jungen Vulkanzone das Quellgebiet eines Konvektionsstromes annimmt, führt zu einer anderen Deutung des Bárdartalabbruches und der Überschwere im Máskothoch. Die Überschwere ist dann nicht nach Abb. 22 durch erhalten gebliebenen alten Basalt zu erklären, sondern unter den jungen Palagonittuffen ist nur Magmamaterial zu erwarten, welches im Bereich des Bárdartalabbruchs an den leichteren alten Basalt anstößt und so die Bouguerüberschwere des Máskothochs bedingt. Vgl. S. 160 und Abb. 22.

Die Wechsellagerung mächtiger leichter und schwerer Horizonte von sol-

²⁸⁾ Man spricht von widersinnigem Verhalten der Schwerkraft, wenn z. B. ein geologischer Graben und ein Schwerehoch zusammenfallen. Dabei ist stillschweigend vorausgesetzt, daß normalerweise jüngere Schichten spezifisch leichter sind und somit über dem Graben ein Schweretief verursachen. Diese Voraussetzung ist meist berechtigt, man vergleiche hierzu Breyer /21/ und Schoene /22/. Leider sind manchmal die jüngeren, im Graben erhaltenen Horizonte auch gleich schwer oder schwerer; alsdann ist der Graben nicht feststellbar, oder er liefert ein Schwerehoch.

²⁹⁾ Die Bezeichnung Tuffgebiet ist für das Mittelgebirge vielfach üblich, ohne daß damit gesagt ist, daß die Tuffe allein kennzeichnend sein sollen, denn es kommen die verschiedensten Lockermassen vor. Besser ist die Bezeichnung Bernauers „junge Vulkanzone“; vgl. daselbst auch den Abschnitt 2, Gesteinsfolge.

³⁰⁾ Auch aus geologischen Gründen vermutet Bernauer Palagonittuffe unter dem alten Basalt. Basalt.

Es ist allerdings naheliegend, daran zu denken, daß auch das tiefere Liegende des Basaltes leichter sein kann. Wenn auch in Island außer dem sauren, grannophyrischen Krablit keine vermutbaren Auswürfe aus dem Liegenden bekannt sind, so sollte eigentlich das leichte saure Liegende auch hier ebensowenig fehlen wie in Grönland, Schottland, Färöer usw. Es sprechen jedoch verschiedene Gründe dagegen, wie Bernauer S. 15 ausführt.

chen Abmessungen, wie sie hier anzunehmen sind, erschwert die Deutung der Schwerestörungen außerordentlich. An einer Verwerfung kann bei Wechsellagerung der abgesunkene Teil unveränderte Schwere oder auch Über- oder Unterschwere haben. Die Deutung muß sich auf die Feststellung von Schwereabbrüchen beschränken. Ist jedoch, wie im Bárdartal, Lage und Sinn der Verwerfung einigermaßen bekannt, so kann gefolgert werden, daß im Graben eine besondere Anhäufung spezifisch schwerere Massen vorhanden ist. Diese können z. B. aus dem Magma Bernauers oder aus altem Basalt bestehen.

Zusammenfassend ist für den Bárdartalur-Abbruch festzustellen: Der östliche abgesunkene Teil der Bárdartalverwerfung, also das gravimetrische Máskothoch, enthält besonders schwere Horizonte. Es können dies im Graben erhalten

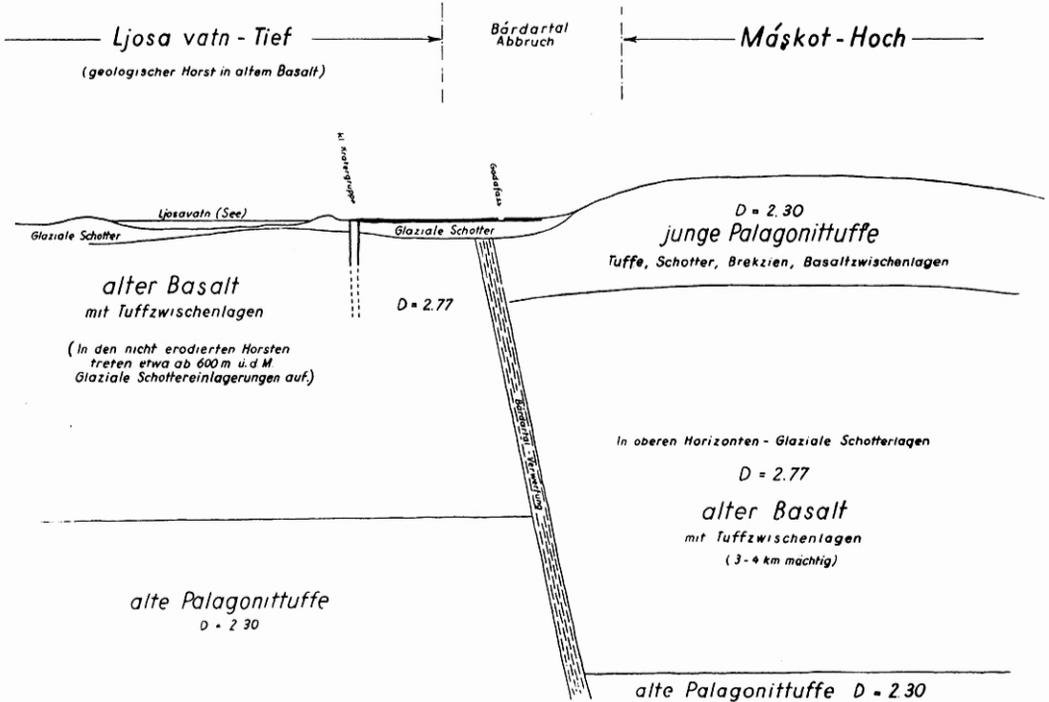


Abb. 22. Erklärung des Schwereüberschusses über der leichten Grabenfüllung durch Annahme eines tiefen Palagonittuffhorizontes im Horst.

Im Graben ist der ganze schwere Plateaubasalt erhalten geblieben. Deshalb muß der Graben Überschwere haben, obwohl an der Oberfläche nur die leichten Tuffe usw. anstehen.

gebliebene tertiäre Basalte sein. Die Überschwere des Grabens setzt voraus, daß die stehengebliebenen Basalte des westlichen Horstes auf mächtigen leichten Massen ruhen. Geologische Gründe gegen die Annahme mächtiger alter Tuffe unter dem allein erschlossenen tertiären Plateau-Basalt bestehen wohl nicht. Iwan [11] betont 1935, S. 10, daß sich am Aufbau der aufgeschlossenen alten Sockel auch erhebliche Lockermassen, Tuffe und Brekzien beteiligen, die sich nicht von den jüngeren unterscheiden³⁰). Dies rechtfertigt die Annahme, daß es sich bei den gravimetrisch zu fordernden, aber geologisch nicht erschlossenen leichten Massen ebenfalls um Palagonit-Tuffe usw. in besonderer Mächtigkeit handelt.

Wünschenswert ist eine wesentliche Verengung des Punktabstandes im Bereich des Bárðartar-Abbruches, also etwa von Punkt 5 bis Punkt 9, denn es ist wahrscheinlich, daß die Störungskurve noch gegliedert ist oder steiler verläuft als in der jetzigen Darstellung zu erkennen ist.

Das Máskot-Hoch ist im wesentlichen im vorstehenden Abschnitt mitbesprochen worden. Es könnte noch der Eindruck entstehen, daß das Hoch mehr oder minder eine rechnerische Größe ist, weil ab Punkt 9 die Dichte 2,3 statt bisher 2,77 für Bouguer benutzt wird. Selbst wenn man den Wert 2,3 für zu niedrig hält, darf jedoch über 2,77, wie dies für den alten Basalt gilt, nicht hinausgegangen werden. Setzt man 2,77 als äußersten Wert für das Máskot-Hoch³¹⁾ ein, so wird dieses $4\frac{1}{2}$ mgal niedriger als jetzt, bleibt aber als Hoch bestehen. Das eigentlich erwartete Grabentief von



Abb. 23. Teilansicht einer Kratergruppe am Myvatn = Mückensee, unweit Skutustadir.

10 bis 20 mgal kann bei keiner Annahme errechnet werden. Verfasser hält eine Erhöhung der Dichte 2,3 für ungerechtfertigt.

Um auch in diesem Gebiet, ebenso wie beim Eyjafjörður-Hoch (Abb. 20), durch Punkte in verschiedener Höhenlage einen Anhalt für die Richtigkeit der benutzten Dichten zu erhalten, wurde der Punkt 38, Laugaskoli, 6 km nördlich der Profillinie, gemessen. Punkt 38 mit 50 m Meereshöhe liegt 240 m tiefer als das mittlere Niveau der Punkte 9 bis 12. Seine Schwerestörung ist nur 1,3 mgal niedriger als die des Máskot-Hochs. Dieser Betrag liegt im Rahmen der möglichen Übereinstimmung. Die Dichte ist somit auch beim Máskot-Hoch offenbar mit 2,30 richtig angesetzt. Vielleicht läßt sich später einmal durch weitere Meßpunkte etwa bei den Gehöften Raudá, Koigindisdalur und Höhenpunkt 104 eine weitere Nachprüfung durchführen. Ein kleines, 5 km nördlicher gelegenes Parallelprofil mit Punkten gleicher Höhen-

³¹⁾ Vgl. Thoroddsen [23], S. 222, Abb.

lage (etwa 100 bis 150 m) würde alle Bedenken zerstreuen können, die mit dem Wechsel der mittleren Höhe von 120 m im Ljósavatns-Tal auf durchschnittlich 280 m der Punkte 9 bis 11 (vgl. Liste S. 152/153) noch bestehen können. Verfasser hält die benutzte Dichte für eine gute Annäherung an die Natur.

Die 3 Punkte nördlich (3,5, 7 und 20 km) des Profiles haben Meereshöhen von 20 bis 300 m und gehören alle zu dem Schwereniveau des Máskot-Hochs. Der südliche (18 km) Kontrollpunkt 36 dagegen hat mit 200 m Höhe und 18 km Entfernung die geringste gemessene Bouguer-Schwere. Geologisch gesehen liegt er ebenfalls merklich östlich der Bárdartar-Verwerfung. Eine Diskussion dieses einzelnen Punktes wäre verfrüht, immerhin zeigt er, daß nicht nur eine Gliederung der Bouguer-Schwere in Ost-West-Richtung auftritt, wie man es in diesem Gebiet mit seiner ausgesprochenen Nord-Süd-Tektonik annehmen möchte. Auch für diesen, wie für alle nur einmal gemessenen Punkte, wurde die Höhe barometrisch bestimmt. Die Entfernung ist so groß, daß wohl ein merklicher Höhenfehler denkbar wäre, aber selbst ein 10-m-Fehler würde mit ± 2.0 mgal nichts an dem niedrigen Wert ändern. Vielleicht weist er auf einen anderen regionalen Schwere-Charakter im Innern Islands hin.

Der Laxár-Abbruch leitet mit 6 mgal Schwereabnahme zu der Myvatn-Stufe³²⁾ über. Während beim Bárdartar- und Fnjoská-Abbruch auch geologisch anzunehmen war, daß eine Verwerfung vorliegt, ist von der Laxá nur bekannt, daß sie die westlichste Leitlinie für eine der vielen Kraterreihen des Myvatn-Gebietes ist (Thoroddsen /23/, 1905, S. 222/223). Die 7 Punkte der Myvatnstufe weichen trotz der Ausdehnung von 22 km im Maximum nur um 0,8 mgal vom Mittel ab (Abb. 20). Dieses Ergebnis war nicht erwartet worden, denn das ganze Gebiet weist junge, offene und mit Lava gefüllte Spalten in großer Zahl auf, außerdem erscheint es übersät mit kleineren und größeren Kratern und Kraterreihen. (Näheres z. B. bei Thoroddsen /23/, S. 222, und F. Bernauer (S. 23) vgl. auch Abb. 22).

Es war daher naheliegend, eine größere Schwereunruhe der Myvatnstufe zu vermuten. Aber die unzähligen Spalten sind wohl nur ein Gabelungssystem einiger tiefer Hauptspalten. Schließlich ist es nicht unbedingt erforderlich, daß selbst tief hinabgreifende Zerrspalten mit großen Vertikalverschiebungen verbunden sind. Erkennbar sollten solche vertikalen Verschiebungen im Schwerebild wenigstens teilweise sein.

Im Gegensatz zu dem ruhigen Schwerebild der Myvatnstufe über 22 km Ost-West-Richtung steht die Abnahme der Schwere nach Süden in Richtung auf die große flächenhaft verteilte Kratergruppe bei Skutustadir (Abb. 23.) Der Punkt 16, nur 1 km südlich des Profiles, hat schon 2 mgal Schwereabnahme und beim Punkt 40 (Abb. 21, Tafel IV), inmitten der Kratergruppe, ist die Schwere über 5 mgal niedriger. Auf die gleiche Erscheinung besonders niedriger Schwere wurde schon S. 157 bei der kleinen Kratergruppe Ljósavatns-Gigir hingewiesen. Es sei abermals betont, daß es verfrüht erscheint, schon jetzt Schlußfolgerungen daraus zu ziehen; weitere, möglichst flächenhaft ergänzte Profile sind dafür erforderlich, Quartier- und Geländeverhältnisse sind an beiden Stellen günstig. Die Höhe der Punkte schwankt zwischen 279 und 404 m, also wesentlich weniger als westlich des Bárdartar-Abbruches, aber noch genug, um einen groben Fehler in der Bouguer-Dichte als Schwereunruhe erkennen zu lassen.

Der Vestari-Brekka-Abbruch kann vielleicht im Zusammenhang mit der Kraterreihe gebracht werden, welche auf eine Spalteneruption hinweist. Dieser Ab-

³²⁾ My-vatn = Mücken-See.

bruch ist der einzige, der nicht an einen Fluß gebunden ist, aber der Punkt 21 liegt an der tiefsten Stelle der trockenen Öde zwischen Naumafjall und Jökulsá.

Das Sveinahraun-Tief hat eine 4 mgal niedrigere Schwere als die Myvatn-Stufe. Bei fast 20 km Ausdehnung beträgt die maximale Abweichung vom Mittel nur 0,5 mgal, wenn man den Punkt 24 ausnimmt, welcher fast 2 mgal Überschwere hat. Geologische Merkmale zur Erklärung dieser Überschwere stehen meines Wissens nicht zur Verfügung. Die bedeutende, ehemals offene Spalte Sveinagjá muß etwa beim Punkt 22 durchstreichen, ohne sich bei diesem Punktabstand anzudeuten. Obwohl sie 1875 nach dem großen Askja-Ausbruch wohl bis zum Magma aufriß und eruptiv wurde, hat sie, wie das Gelände zeigt, keinen erheblichen vertikalen Verwurf gebracht. Auch früher erscheint dies nach dem Gravimeterbild nicht der Fall gewesen zu sein, oder aber es sind dadurch zufällig keine Schwerestörungen eingetreten, wie das nach den Ausführungen Seite 159 durchaus der Fall sein kann.

Der anschließende Jökulsá-Abbruch (Abb. 20)³³⁾ führt zu der 5 mgal höheren Grimsstadir-Stufe über. Ob die Jökulsá im ganzen Bereich dem Schwereabbruch folgt, ist nicht bekannt. Es wäre denkbar, daß der Abbruch im wesentlichen Nord-Süd streicht und vielleicht schon die Grenze eines östlichen Massivs ist, das oberflächlich durch N-S-Gebirgrücken erkennbar ist. 5 km östlich des Jökulsá hat nach Thoroddsen die Ytri-Vatnsleysá den alten tertiären Plateau-Basalt wieder angeschnitten, welcher nach weiteren 25 km wie im Westen in mächtigen Massiven ansteht. Von den beiden Punkten 4,5 km nördlich und südlich des Profilpunktes Grimsstadir hat der südliche die gleiche Schwerestörung wie Grimsstadir, während der nördliche 2,5 mgal Überschwere hat. Nimmt man an, daß alttertiärer Basalt hier schon 100 bis 150 m über den Meeresspiegel reicht, so ist diese Überschwere durch die Bouguerreduktion mit $D = 2,3$ erklärbar. Sollte das Ostende des vermuteten breiten jungvulkanischen Grabens durch den Jökulsá-Abbruch gegeben sein, so würden hier wesentlich andere Schwerebedingungen bestehen müssen als am Bárdartalabbruch. Wünschenswert wäre eine leider sehr zeitraubende Verlängerung des Profiles um etwa 30 km.

Eines läßt das Bouguer-Profil deutlich erkennen. Die Stationshöhe (Abb. 20) hat keinen Einfluß auf die Bougersche Schwerestörung. Würde jeder einzelne Berg, jeder Fjord oder jedes Tal isostatisch ausgeglichen sein, so müßte das Bouguerprofil ein negatives Relief der Topographie³⁴⁾ sein. Daß dies nicht einmal andeutungsweise der Fall ist, zeigt am besten das Eyjafjord-Hoch, welches vom Fjordtal über den Vadlaheidi bis zur Fnjoská unveränderte Schwerestörung aufweist. Bei lokaler Isostasie oder auch nur Gleichgewicht der Schollen untereinander ist dies nicht möglich. Das ganze Bild spricht auch gegen einen größeren regionalen isostatischen Ausgleich. Diese horizontalen Stufen ohne erkennbare großräumige Überlagerungen machen es unwahrscheinlich, daß irgendwo zwei große Schollen, die untereinander isostatisch ausgeglichen sind, aneinander grenzen.

Bei völliger großregionaler Isostasie müssen die Bouguerstörungen etwa bei der mittleren Meereshöhe 0 m verschwinden und mit wachsender Höhe negativ werden, proportional der mittleren Höhe mal Dichte, also in Island genähert -10 mgal für je $+100$ m Höhe. Das trifft nicht zu; selbst bei 300 m mittlerer Höhe beträgt die Bouguerstörung $+25$ mgal statt -30 mgal. Das entspricht etwa $+55$ mgal Überschwere.

Das Bild ändert sich, wenn nicht die Stationshöhen, sondern die mittleren Höhen

³³⁾ Jökulsá = Gletscher-Fluß.

³⁴⁾ Dies gilt allerdings nicht, wenn der Ausgleich in großer Tiefe erfolgt.

für 625 qkm Umgebung der Station (Abb. 19, 20) mit den Bouguer-Störungen verglichen werden. Das Ljósavatn-Tief fällt, wenn auch nur grob, auffälligerweise mit einem Hochgebiete der mittleren Höhe zusammen, während umgekehrt dem Eyjafjord-Hoch und dem Máskothoch Tiefgebiete der mittleren Höhe entsprechen. Eine gewisse Abhängigkeit von der mittleren Höhe im zu fordernden Sinne besteht also für die einzelnen Gebiete untereinander. Sie beträgt aber nur etwa -5 mgal je 100 m. Soll sie isostatisch erklärt werden, so würde man annehmen müssen, daß tektonische oder sonstwie bedingte Vorgänge teilweise kleinregional isostatisch kompensiert wurden, ohne daß dadurch an der Tatsache der groß-regionalen Überschwere etwas geändert worden ist. Auf dieser Grundlage könnten die isländischen Beobachtungen vielleicht einen Ausgleich zwischen den Anhängern großregionaler (100 000 qkm) Isostasie und den Anhängern lokaler, oder besser kleinregionaler Isostasie herbeiführen. Will man an kleinregionale Isostasie denken, so sollte durch weitergehende Untersuchungen geprüft werden, ob nicht NS-Streifen der mittleren Höhe von etwa 5 oder 10 km Breite und größerer Längserstreckung (50 km ?) den besten isostatischen Ausgleich liefern.

Ein teilweiser isostatischer Ausgleich von NS. streichenden Schollen würde sicherlich Vorstellungen über das Gleichgewicht in diesem kleinen Raume befriedigen können; auch für die dabei wohl auftretende Forderung, daß der Ausgleich in verhältnismäßig geringer Tiefe stattfinden sollte, wird sich mit den bisherigen geophysikalischen Beobachtungen eine Lösung finden. Bei allem darf aber nicht vergessen werden, daß bei widersinnigem Verhalten der Bouguerstörungen sowie der im Meßgebiet vorhandenen Topographie, die genannten Ergebnisse auftreten können, unabhängig davon, ob die Ursache der tektonischen Bewegungen durch Isostasie oder durch andere Kräfte verursacht wurde. Es kann somit örtlich vorkommen, daß eine Bestimmung isostatischer Schwerstörungen das Bestehen von Isostasie³⁵⁾ ergibt, nur weil infolge spezifisch leichter Horizonte unter schwereren ein rein tektonischer Horst eine negative Bouguerstörung ergeben muß.

Deshalb sei für die vorliegenden Messungen angenommen: „Obwohl relativ zu Nachbarzonen ein Horst negative Bouguerstörungen liefert, ist ein kleinregionaler Schollenausgleich nicht wahrscheinlich.“ Dies bestätigen auch die mittleren Freiluftstörungen.

3. Die Freiluftstörungen *Ag*.

Die Abb. 24 enthält eine Darstellung der Freiluftwerte und eine solche der zufälligen Stationshöhe. Der Zusammenhang zwischen Freiluft-Schwerstörung und zufälliger Höhe ist so auffällig, daß eine Besprechung dieser Werte unnötig erscheint. Es ist diese ausgesprochene Abhängigkeit nicht etwa neu. Sie zwang in der großen Geophysik, nebst anderen Überlegungen, zur Entwicklung der isostatischen Reduktionen. Bei Messungen im kleinen Rahmen, wie sie in Island vorliegen, wurde meines Wissens die Abhängigkeit noch nicht so deutlich dargestellt. Hier schien es wünschenswert, diese Abhängigkeit zu untersuchen; denn in einem Zerrgebiet mit tiefreichenden offenen Spalten, also mit der Wahrscheinlichkeit, daß sich die einzelnen, vermutlich kleinen Schollen gegenseitig nicht oder nur wenig stützen können, konnte angenommen werden, daß die Freiluftwerte nur noch eine geringe Abhängigkeit von der Höhe aufweisen, besonders weil in Island die Möglichkeit einer unbedeutenden Ausgleichtiefe besteht. Der Einfluß der Höhe ist aber wie üblich

³⁵⁾ Entsprechende Topographie vorausgesetzt.

überwiegend. Im Hauptprofil erreicht der größte Freiluftwert 66 mgal (Höhe 385 m) und der kleinste 26 mgal (Höhe 111 m). Im Bouguerprofil beträgt der Unterschied zwischen größtem und kleinstem Wert nur 10 mgal.

Um die Abhängigkeit von der Höhe zu verringern und vielleicht doch noch einen Zusammenhang zwischen etwas größeren Schollen und Gleichgewicht erkennen zu können, könnte man daran denken, nur ausgewählte Stationen zu betrachten. Die Forderung, die Auswahl so zu treffen, daß nur Stationen benutzt werden, die etwa in der mittleren Höhe der Umgebung liegen, ist nicht neu. Leider wird dabei nur selten dafür gesorgt, daß zufällige und subjektive Einflüsse ausscheiden. Um diese weitgehend auszuschneiden, wurden die im nächsten Abschnitt besprochenen regionalen, auf mittlere Höhe reduzierten Freiluftwerte berechnet.

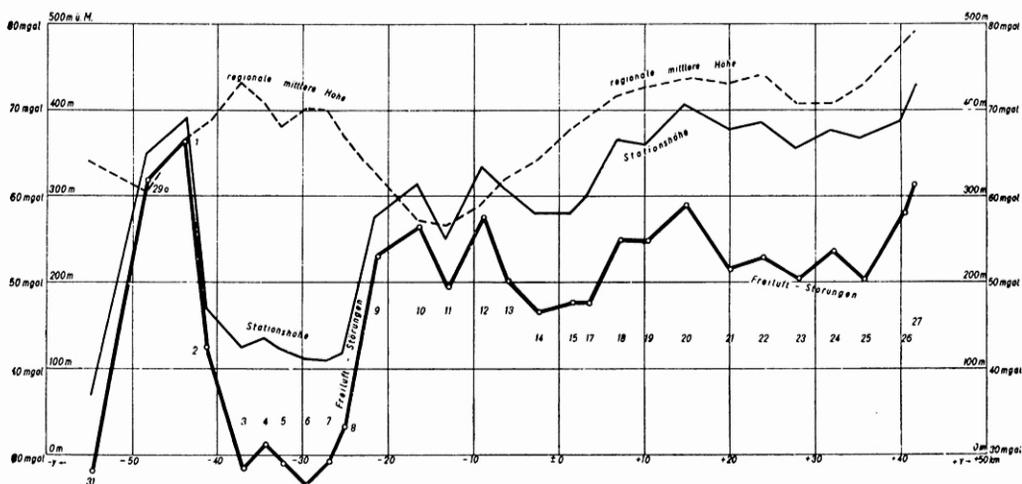


Abb. 24. Freiluftstörungen Δg_0 der Profilpunkte.

Sie zeigen eine so betonte Abhängigkeit von der zufälligen Stationshöhe, daß sie für die Beurteilung geophysikalischer Fragen nicht ohne weiteres verwertbar sind. Sie müssen mindestens als regionale Freiluftstörungen umgerechnet werden, wenn nicht isostatische Schwerestörungen berechnet werden sollen. Für geologisch-physikalische Überlegungen an kleineren Objekten sind Bouguerstörungen $\Delta g_0''$ (Abb. 20 und 21) allein geeignet. (Nördl. und südl. Punkte s. Liste S. 152/153.)

4. Die regionalen Freiluftstörungen $\Delta g_0''$ m.

Die mittlere Höhe regionaler Freiluftwerte (vgl. S. 23 und Abb. 11) ist gebietsweise³⁶⁾ zu bestimmen. Das Gebiet sollte die Größe einer Scholle haben, die sich isostatischen Kräften gegenüber einheitlich verhält. Leider ist uns die Größe solcher Schollen noch unbekannt, obwohl die Untersuchungen über die Frage „regionale oder lokale Isostasie“ Anhaltspunkte geliefert haben, welche offenbar mehr darstellen als nur persönliche Ansichten der Bearbeiter. Einige Auffassungen über die Schollengröße als Beispiele nachstehend:

³⁶⁾ Z. B. Vening Meinesz /30/, S. 167/168.

Bei Freiluftanomalien muß ebenso wie bei isostatischen Anomalien eine Abweichung von der Isostasie vorhanden sein, wenn es sich um Mittelwerte eines größeren Gebietes handelt, nur sind die Ergebnisse weniger sicher. — Bei kleiner Ausdehnung einer Anomalie (Freiluft) gibt sie keinen Anhalt über Isostasiestörungen. Siehe regionale Freiluftwerte A. Borns, 1923 /39/, S. 98.

Nansen [25] nach Bowie [24], S. 36.

Beträchtliche isostatische Bewegungen mögen in Gebieten vorkommen, welche einige 100 km groß sind, oder auch viel kleiner.

W. Bowie, S. 34.

Eine topographische Einheit von 30 km (20 miles) Radius und 100 m (300 Fuß) Dicke ist mindestens teilweise kompensiert.

Putnam (1928 [27]).

Die „average elevation reduction“ (regionale Freiluftreduktion) macht keine Annahme über regionale oder lokale Isostasie. (Müßte wohl noch genauer überprüft werden. Anm. des Verf.) Die mittlere Höhe innerhalb 160 km Radius ist nur eine mathematische Annahme und kein Beweis für irgendeine Ausdehnung regionaler Kompensation.

W. Bowie, 1924, S. 16.

Die Kompensation findet lokal statt, aber nicht größer als 160 km Radius.

F. R. Helmert

spricht sich an mehreren Stellen für regionale, nicht vollkommene Isostasie aus. Die gestörten Schollen können offenbar viele 100 km groß sein.

Mariette Lechner nach Heiskanen [1], S. 919.

Gebilde von 4000 km² sind in den Schweizer Alpen schon isostatisch kompensiert.

Heiskanen [1], S. 919 ff.

Die Kompensation muß regional sein. Im Kaukasus kann die Schollengröße z. B. bis 170 km Radius groß sein.

Abweichend von seinen Vorgängern hat W. Stackler (1926 [25]), nachdem er festgestellt hat, daß in Ostafrika keine lokale Isostasie besteht, Schollenisostasie berechnet und erstmalig Schollengrenzen geologisch nach Krenkelschen Bruchzonen (S. 13) festgelegt. Die nach Stackler vermutlich bestätigten Schollen haben eine Größe von 100 000 bis etwa 500 000 qkm. Wünschenswert wäre auch für Island eine Untersuchung nach geologisch bekannten Schollen gewesen. Leider ist hier eine Zerlegung schwierig, da Schollengrenzen geologisch zu wenig sicher sind. Wohl aus dem gleichen Grunde hat der erwähnte Versuch Stacklers kaum Nachahmer gefunden, obwohl etwa gleichzeitig Schwinner (1926, 38) ebenfalls die Schollenisostasie eingehend empfahl und begründete. Würden für die vorliegenden Islandmessungen Schollengrößen gleicher Größenordnung wie bei Stackler angenommen, so wären die erhaltenen regionalen Freiluftwerte nur um einen konstanten Betrag (vielleicht 40 mgal) größer als die Bouguer-Werte, hätten aber sonst gleichen Profilverlauf wie diese, weil das Meßgebiet zu klein ist. Eine Aufteilung in kleinere Schollen schien geologisch noch verfrüht. Es wurde deshalb die Aufteilung rein schematisch für genäherte Quadrate durchgeführt (vgl. Abb. 19).

Im Bereich der jungen Vulkanzone sind die regionalen Freiluftstörungen kleiner (etwa 7 mgal bei Punkt 8–24) als im Gebiet des alten Plateaubasaltes. Diese geringe Unterschwere der jungen Vulkanzone gegenüber dem Plateaubasalt zeigt an, daß offenbar die leichten Massen der Palagonitformation durch tiefere zusätzliche

Massen im Untergrund nicht ausreichend kompensiert wurden. Es ist aber anzunehmen, daß die Kompensation zu 80 % oder mehr erfolgt ist; daß für das Gebiet des Máskothochs auf jeden Fall eine Kompensationsmasse anzunehmen ist, zeigten schon die Überlegungen bei den Bouguerstörungen, aber eine Überschwere gegenüber Nachbargebieten konnte diese Kompensationsmasse nicht herbeiführen. Eine isostatische Reduktion würde die Unterschwere der jungen Vulkanzone gegen Nachbargebiete kaum beseitigen, eher ist anzunehmen, daß eine andere Schollenform für die Bestimmung der mittleren Höhe, eine Δg_0 -m-Kurve ergeben könnte, die Einzelheiten ähnlich der Bouguer-Kurve zeigt.

Der Bárdartalabbruch (S. 160) bei Punkt 8 ist bei den regionalen Freiluftwerten nicht angedeutet. Dagegen ist der Tökulsá-Abbruch hier ausgeprägter als bei den Bouguerwerten. Auf jeden Fall sind die „regionalen“ Freiluftwerte Δg_0 m für die Betrachtung von Gleichgewichtsfragen geeigneter als die einfachen Freiluftwerte Δg_0 , welche ganz willkürliche Werte liefern.

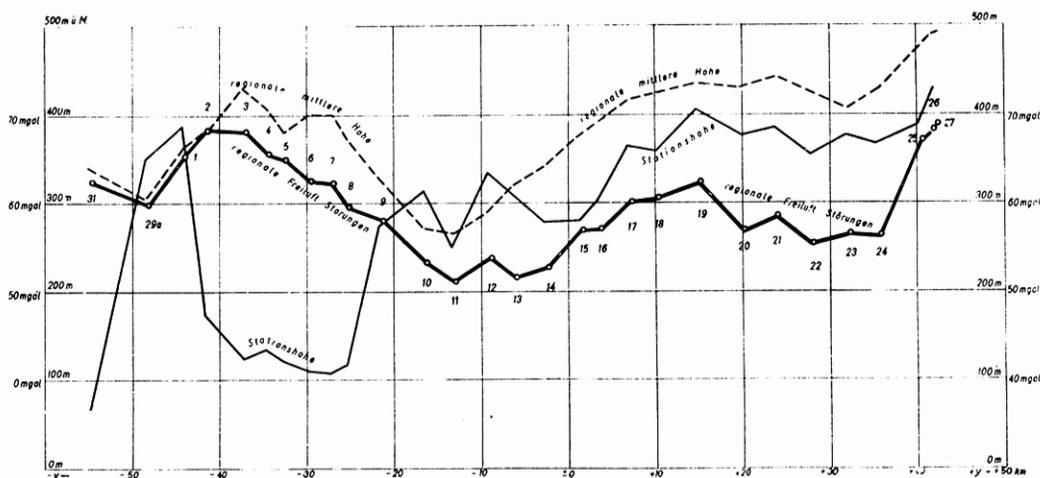


Abb. 25. Regionale Freiluftstörungen Δg_0 m der Profilpunkte.

Sie zeigen noch eine Abhängigkeit von der mittleren Höhe der umliegenden 625 qkm. Würde die mittlere Höhe von etwa 100 km Umkreis benutzt, so würden die regionalen Werte etwa die Bouguerkurve wiedergeben, aber um 30 mgal höher. (Werte der nördl. und südl. Punkte s. Liste S. 152/153.) Auffallend ist die geringere Freiluftstörung Δg_0 m über der jungen Vulkanzone. Die Kompensation ist also zu etwa 60 bis 80 % erfolgt. Die regionale Freiluftschwere nimmt von Nord nach Süd, also mit zunehmender mittl. Höhe zu. Siehe Liste S. 153. Pkte. Nr. 39, 38, 11, 37, 36.

Legt man die Anselnschen Werte der Tafel auf S. 120 zugrunde, so ergibt sich folgendes. Es treten erhebliche Widersprüche auf, insbesondere bei den Stationen Vogar, Kofi, Laugaskoli. Ihre Größenordnung liegt bei +9 bis +20 mgal (Pendel minus Gravimeterwerte). Ohne näher auf die Ursachen dieser Widersprüche einzugehen, mag an dieser Stelle betont werden, daß die oben genannten 3 Stationen, welche in der jungen Vulkanzone liegen, zwar einen völligen Ausgleich zwischen alter und junger Basaltzone ergeben würden, wenn man die Werte von Ansel zugrunde legt. Am gesamten Deutungsbild ändert dies jedoch nichts.

Ebenso sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß sich zwischen den Ansel-

schen und Schleusenerschen Normalschwerewerten ein konstanter Unterschied von 8,65 mgal ergeben muß, der sich aus der Verwendung der Helmertschen und internationalen Normalformel ableitet. Vergleiche die Tafeln S. 120 und 152/53.

Das Schaubild der regionalen Freiluftwerte (Abb. 25) zeigt, daß die Abhängigkeit von der Stationshöhe völlig verschwunden ist. Die Abweichung des größten vom kleinsten Wert (Hauptprofil) beträgt statt 40 mgal nur noch 16 mgal und nähert sich der Größenordnung der Bouguerstörungen (10 mgal).

Es besteht bei den regionalen Freiluftwerten noch eine betonte Abhängigkeit von der mittleren Umgebungshöhe des Meßpunktes. Während diese Abhängigkeit bei den Bouguerstörungen andeutungsweise negativ proportional der mittleren Höhe ist, laufen die Kurven der regionalen Freiluftstörungen und der mittleren Höhen ungefähr gleichsinnig. Bei Bouguer und Freiluft sind jedoch bedeutende Abweichungen vorhanden.

Bei völliger Isostasie müßten die mittleren Freiluftwerte etwa Null sein statt + 60 mgal. Nimmt man an, daß nur die Schollen untereinander ausgeglichen sind, wie es nach den Überlegungen bei den Bouguerstörungen angedeutet erscheint, so können zwar die Freiluftwerte im Durchschnitt die großregionale Abweichung (also + 60 mgal) anzeigen, aber eine deutliche Abhängigkeit von den Änderungen der mittleren Höhe dürfte nicht mehr vorhanden sein. Demgegenüber geht die Abhängigkeit so weit, daß im westlichen Teil etwa + 100 m Höhenunterschied + 10 mgal Schwereänderung entsprechen. Nur in der östlichen Hälfte des Profiles, wo der Höhenanstieg stetiger wird, ist die Abhängigkeit kleiner, um schließlich sogar negativ zu werden.

Die Abhängigkeit von der Höhe unterstützt, bzw. bestätigt die bei den Bouguerstörungen betonten Zweifel an dem isostatischen Ausgleich kleinregionaler Schollen. Ergänzungen der Messungen und strengere isostatische Berechnungen werden daran wahrscheinlich nichts ändern, aber diese Ansicht sollte ihre Durchführung nicht behindern, denn Voraussetzung für die Berechtigung vorstehender Überlegungen zur kleinregionalen Isostasie ist die Annahme, daß ein isostatischer Ausgleich in Island nicht tiefer als höchstens 15 oder allenfalls 25 km erfolgt, weil sonst die einfachen Voraussetzungen für isostatische Überlegungen an Hand von Bouguer- und mittleren Freiluftstörungen ungültig werden.

Die mittleren Freiluftstörungen im Profil betragen durchschnittlich etwa + 60 mgal. Das entspricht einer nicht ausgeglichenen Überlastung durch eine etwa 600 m mächtige Schicht, bei einer in Island vorhandenen mittleren Höhe von mindestens 300 m (großregional). Eine solche Überschwere in diesem Basaltgebiet ist eigentlich nicht so auffallend wie die + 50 bis + 60 mgal betragende Überschwere des Flechtinger Hochs [26] bei nur 100 m mittlerer Höhe. Allerdings ist die Ausdehnung der Überschwere in Island um ein Vielfaches größer.

Ob die Pendelmessungen Johansens bei Reykjavik mit ebenso großer Überschwere (etwa 60 mgal) zu der Annahme berechtigen, daß ganz Island 60 mgal Überschwere hat, müßte erst bewiesen werden, wenn es auch wahrscheinlich ist, denn die ausgeführten Gravimetermessungen mit 100 km Ost-West- und über 50 km Nord-Süd-Erstreckung sowie die Reykjaviker Pendelwerte sprechen dafür, daß dieser Schwereüberschuß nicht nur örtlich besteht, sondern mindestens über große Teile von Island verbreitet und in Innerisland eher größer ist.

Die Überschwere ist vielleicht noch weit verbreiteter, denn sie ist auch für die Hebriden, Orkneyinseln, Shetlandinseln und auf Schottland mit etwa + 50 mgal anzunehmen, während Jan Mayen mit + 180 mgal Freiluftschwere (vgl. Borrás, S. 67 (1911 [17]) alle Werte übertrifft³⁷). Gerade bei den Stationen auf kleinen Inseln

wird aber bei strenger isostatischer Reduktion die Überschwere oft wesentlich geringer und die strenge isostatische Reduktion dieser alten Pendelstationen steht noch aus, ebenso fehlen leider auch noch Schwerkraftmessungen auf dem Meere im Bereich der Basaltregion meines Wissens gänzlich. Die letzteren würden zeigen können, ob diese Basaltinseln bis zur Größe Islands im großen, vielleicht durch Land-senken, doch isostatisch kompensiert sind. — Verglichen mit den Isostasiestörungen in Niederländisch-Indien erscheint die Überschwere weder besonders groß noch unwahrscheinlich ausgedehnt. + 50 bis + 60 mgal entspricht etwa den isostatischen Störungen, die Vening Meinesz [35] höchstens in den Gebieten erhielt, in denen das Quellgebiet zu suchen ist. Es sei auch darauf hingewiesen, daß ohnehin die Helmertsche Formel vielleicht etwa 10 mgal zu große Werte liefert, und daß außerdem der Atlantische Ozean, wie die andern Meere auch, im großen und ganzen etwa 20 mgal, wenn nicht mehr, Überschwere aufweist. So gesehen, bleibt für Island nur eine Überschwere von etwa 30 mgal gegen die Ozeanschollen. Das würde vorerst nur darauf hindeuten, daß die den Meeresspiegel überragenden Massen nicht ganz kompensiert sind.

5. Die Schwerestörungen und die junge Vulkanzone als Unterströmungsgebiet.

Die durch Bernauer (Seite 46) erfolgte Deutung der jungen Vulkanzone als Unterströmungserscheinung gibt eine einfache Erklärung der Zerrungserscheinungen in Island, wobei zur Erklärung der Spaltenbildung nicht unbedingt auf die Wegenersche Kontinentalverschiebungstheorie zurückgegriffen zu werden braucht.

Als ausgesprochene Gebiete einer Schwerestörung im Zusammenhang mit Unterströmungserscheinungen gelten Japan mit der östlichen Schwereminimumzone, sowie Westindien und besonders Ostindien [29, 35, 36] mit der südlichen Schwererinne. In Gebieten mit vermuteten charakteristischen Unterströmungserscheinungen sind große Flächen mit mehr oder minder starken positiven Schwerestörungen (etwa bis + 60 mgal) einseitig oder bogenförmig begrenzt durch ein sehr starkes Schwereminimum von 100 bis 200 km Breite, mehreren 1000 km Länge und bis zu 200 mgal negativer isostatischer Schwerestörung. Diese Schwererinne ist nicht, wie oft angenommen wird, ganz ausschließlich auf die Tiefsee beschränkt, wie z. B. die Insel Timor, welche 450 km lang und bis zu 100 km breit ist, zeigt. Verglichen mit diesen typischen Fällen könnte ganz Island einem Aufstiegsgebiet oder besser Gebieten über der horizontalen Wirbelachse angehören. Die zu fordernde schmale Schwererinne ist hier noch nicht bekannt, vielleicht fehlt sie auch.

Die hypothetische Unterströmung kann in verschiedenen Phasen auf der Erde auftreten. In einer besonders aktiven Phase mit erheblichen Schwerestörungen befinden sich offenbar die japanischen und ostindischen Gebiete. Wenn Unterströmungen überhaupt bestehen, müssen sie auf der ganzen Erde in Erscheinung treten, und da so ausgesprochene Schwerebilder offenbar sehr selten sind, müssen wir annehmen, daß die Mehrzahl der Unterströmungen weniger aktive Phasen darstellen, oder sich in weniger mächtigen Horizonten abspielen. Dann sind aber ihre horizontalen Erstreckungen geringer und auch die Schwerewirkungen kleiner und schwer zu erfassen.

³⁷⁾ Die Grönlandmessungen Karl Weikens (1940 [34] geben an der Westküste $\Delta g_0' = -38$ und im Innern rund + 50 bis + 60 mgal. Der Küstenwert ist, als regionaler Freiluftwert berechnet, wegen der großen mittleren Höhe sicherlich auch positiv. Die übrigen entsprechen ohnehin regionalen Freiluftwerten. Es wäre interessant, auch von Grönland Werte auf dem Basalt der Ostküste zu kennen.

Faßt man nicht ganz Island als Teil eines horizontalen Wirbels auf, sondern nimmt mit Bernauer an, daß die 100 km breite junge Vulkanzone einem Aufstiegsbulst entspricht, so müßte sie von zwei zyklischen Konvektionsströmen eingefäßt sein. Die Dicke der Konvektionsstromschicht in den obengenannten Gebieten (Japan und Ostindien) sollte um ein Vielfaches dicker sein als hier. Der aufsteigende Strom ist nach den Modellversuchen um ein Vielfaches breiter anzunehmen als der Fallstrom. Der Fallstrom erzeugt die schmalen Schweretiefen, welche immerhin bis 200 km breit sind. Bei den bisher bekannten typischen Unterströmungsgebieten ist das vermutete Aufstiegsgebiet schweremäßig nicht betont herausgearbeitet; es kann bislang schweremäßig nicht ohne die begleitende Schwererinne erkannt werden, zeichnet sich aber durch Überschwere aus.

Die gleichen Verhältnisse liegen in Island vor. Weder die Bouguer-Werte noch die regionalen Freiluftwerte zwingen zu der Vorstellung eines Doppelkonvektionsstromes. Das gleiche gilt nach meiner Überzeugung auch für einen einfachen Konvektionsstrom, bei dem man annehmen könnte, daß z. B. der östliche nur rudimentär entwickelt ist. Die Schweremessungen werden eben in Island wie andernorts kaum geeignet sein, die Lage und Ausdehnung der einzelnen Konvektionsströme festzulegen. Ihre Aufgabe wird sich vermutlich auf der ganzen Erde darauf beschränken müssen, an einigen ausgeprägten Beispielen, vielleicht durch Umgrenzung der Schwererinne, die Unterströmungshypothese zu festigen. Genau die gleiche Erscheinung wurde in der Isostasielehre beobachtet. Die Schweremessungen zwangen zu der Annahme, daß auf der Erde isostatisches Gleichgewicht bestehen muß. Eingehende Untersuchungen konnten aber bisher nicht dazu führen, auf Grund der Schweremessungen die Schollen im einzelnen festzulegen und zu begrenzen. Auch die Auffassung der Isostasie als gebirgsbildende Kraft läßt sich offenbar nicht halten. Sie überlagert wohl nur sekundär die Vorgänge und beeinflußt im Sinne der Isostasieerhaltung Richtung und Ausmaß der Gebirgsbildung. Bei abklingender Gebirgsbildung wird die Isostasie auch als Ursache von Einzelercheinungen auftreten. Die Ursache der gesamten Gebirgsbildung selbst läßt sich besser mit Schwiner [38] u. a. durch Unterströmung erklären, für die Konvektionsströme die treibende Kraft sein werden.

Es entsteht nun die Frage, ob an Stelle der Schweremessungen vielleicht ein anderes geophysikalisches Verfahren der Lagerstättengeophysik bessere Ergebnisse in der jungvulkanischen Zone verspricht. In Frage kann nur noch die Seismik kommen.

Die Refraktionsseismik ist besonders geeignet, die Ausdehnung und generelle Lagerung ausgedehnter mächtiger Horizonte hoher Festigkeit und Dichte zu bestimmen. Bei Tiefen über 1000 bis 1500 m wird die Frage der Sprengstoffmenge und damit die Erzielung einwandfreier Einsätze schwierig. Liegen, wie es hier der Fall ist, Wechsellagerungen harter (Lavaströme, Intrusionen, Plateaubasalte) und weicher Schichten vor, und fehlt somit ein einzelner brauchbarer Leithorizont, so wird die Energie von irgendwelchen stets wechselnden Bänken getragen. Diese können wahrscheinlich nicht unterschieden werden. Die Tiefenwirkung wird voraussichtlich gering sein, da die Energie kaum von einem harten Basalthorizont ausreichend über einen tieferen Tuffhorizont auf den nächsten Basalthorizont übergeht. Vermutlich wird nur die Tiefe des obersten festen Basalthorizontes von vielleicht nur 20 m Mächtigkeit ermittelt werden können.

Die Reflexionsseismik verspricht auch nicht mehr Erfolge. Es würden von einem eng begrenzten Gebiet (z. B. 300 m Radius) aus den verschiedensten Tiefen irgendwelche Horizonte die Wellen reflektieren. Das Seismogramm würde aussagen,

daß in einer bestimmten Tiefe ein Horizont unbekannter Mächtigkeit eine verhältnismäßig genau zu bestimmende Neigung hat. Wenn mehrere solcher Horizonte in charakteristischen Abständen aufeinander folgen, kann man aus der Neigung und der Horizontfolge an den verschiedenen Meßpunkten sehr gute Schlüsse ziehen. Verwerfungen und Sprunghöhen lassen sich genau bestimmen. In Island sind aber so viele reflektierende Horizonte vorhanden, daß eine Korrelation nicht möglich sein wird. Für die Frage der Unterströmung werden also Reflexionen kaum etwas nützen. Es ist auch unwahrscheinlich, daß- evtl. aus sehr großer Tiefe (über 5 km) kommende Reflexionen einigermaßen zuverlässig gedeutet werden könnten. Es gäbe in Island zuviel mögliche Annahmen, denn die Reflexion sagt nichts über das Material (ob granitisch, sedimentär, basaltisch) des reflektierenden Horizontes aus. Nur Tiefe und Neigung werden angegeben, falls die Wellengeschwindigkeit richtig geschätzt wird. Ob überhaupt Reflexionen aus großer Tiefe erhalten werden können, ist zudem nicht sicher, weil auch hier die leichten Tuffe unter Basaltbänken und mächtigen Basalthorizonten sehr viel Energie verschlucken werden. Diese Frage könnte nur durch Versuche an Ort und Stelle beantwortet werden.

Es könnte noch daran gedacht werden, daß die Erdbebenseismik nach Einrichtung einiger Erdbebenwarten, die für Island von hoher Bedeutung wären, gute Anhaltspunkte liefern könnte. Verfasser neigt jedoch zu der Auffassung, daß die Umgrenzung eines Aufstiegsgebietes eine Aufgabe ist, die für die große Seismik etwas zu sehr ins einzelne geht. Wahrscheinlich würden interessante Ergebnisse erhalten werden, welche jedoch je nach Auffassung des Bearbeiters eine verschiedene Deutung zulassen werden. Der Lagerstättegeophysiker, der selbst in den obersten 1000 m Erdkruste erleben muß, daß eindeutig erscheinende geophysikalische Ergebnisse nicht beliebig auf fremde Gebiete übertragbar zu sein brauchen, wird natürlich besonders vorsichtig sein. Er wird viel eher Hemmungen haben, physikalische Daten der Erdoberfläche, deren Abhängigkeit von Temperatur und Druck er nicht kennt und in Bohrungen nicht ermitteln kann, auf große Tiefen und vielleicht unbekannt hypothetische physikalische Zustände zu übertragen. Es wird ihm nicht liegen, auf Grund solcher Unterlagen ein Sonderproblem, wie Ausdehnung, Tiefe und Vorhandensein einer Unterströmung als Ursache der jungvulkanischen Zone zu beantworten. Es müßten deshalb zur Frage der Anwendung der Erdbebenseismik noch Vertreter der großen Seismik Stellung nehmen. Ein unzweifelhafter Vorteil würde es sein, wenn die Erdbebenseismik Angaben über die Herdtiefe machen könnte.

E. Zusammenfassung.

Im Rahmen der geodätisch-geologisch-geophysikalischen deutschen Island-Expedition 1938 wurden mit dem Thyssen-Gravimeter Schweremessungen auf 40 teilweise schwer erreichbaren Stationen ausgeführt. Die Messungen sind in Akureyri an die gleichzeitigen Pendelmessungen von E. Ansel angeschlossen worden. Es wurden Bouguersche ($\mathcal{A}g_0''$) und regionale Freiluftstörungen ($\mathcal{A}g_0'm$) berechnet und benutzt. Für die Freiluftwerte ($\mathcal{A}g_0'$) konnte gezeigt werden, daß sie von der zufälligen Höhenlage außerordentlich abhängig sind und ihre Verwendung zu Irrtümern führen muß.

Vergleiche mit 40 Jahre älteren Pendelmessungen geben am seismisch aktiven Eyafjord eine Abweichung von 16 mgal für die Schweredifferenz Akureyri-Glaci-sbaer. Unter Berücksichtigung der Unsicherheiten von Pendelmessungen wird ein Meßfehler und nicht eine zeitliche Änderung der Schwerkraft angenommen. Dieser Vergleich kann also leider noch keinen Beitrag zur Hauptaufgabe „Bestimmung

zeitlicher Änderungen der Schwerkraft“ liefern. Neben dieser Hauptaufgabe wurde auch daran gedacht, die Messungen so anzuordnen, daß sie ein vorläufiges Bild der Schwereverteilung im Meßgebiet ergeben.

Entgegen den Erwartungen geben die Bouguerschen Störungen Δg_0 an der bekannten Bárdartalverwerfung über der abgesunkenen Scholle aus leichten Palagonituffen einen Schwereüberschuß von etwa 8 mgal, an Stelle einer Schwereabnahme von 10 bis 20 mgal. Ferner wurde festgestellt, daß das ganze Gebiet in breite Schwereschollen zerfällt, von denen angenommen werden kann, daß sie eine erhebliche Nord-Süd-Erstreckung haben. Unter Annahme eines mächtigen älteren Palagonithorizontes unter den Plateaubasalten wird gezeigt, daß sich das widersinnige Schwereverhalten auch aus den Basalten und Tuffen allein erklären läßt. Daraus folgt die Wahrscheinlichkeit, daß die Ergebnisse in Island vieldeutig sind, daß also die Schwerestufen nichts über die Bewegungstendenz zugehöriger geologischer Schollen aussagen. Dementsprechend sind sowohl im Bereich des alten tertiären Basaltes, als auch in der jungen Vulkanzone Schwerestufen in einander ähnlicher Hoch- und Tieflage vorhanden. Die einzelnen Stufen haben eine Breite von 15 bis 20 km und teilweise auffallend einheitliche Schwerewerte.

Die regionalen Freiluftwerte $\Delta g_0'$ m sollten bei der mittleren Höhe von mindestens 300 m bei isostatischem Ausgleich Islands etwa ± 0 mgal betragen, statt dessen haben sie im Durchschnitt + 60 mgal. Wenn, wie angenommen wird, auf der gesamten Insel ähnliche Schwereverhältnisse herrschen, sollte Island auch bei strenger isostatischer Berechnung ein Schwereüberschußgebiet von etwa 60 mgal liefern, es befindet sich also isostatisch nicht im Gleichgewicht. Die Überschwere ist jedoch viel zu gering, um schwere Massen, etwa mit der Dichte 3,0, in ungewöhnlicher Mächtigkeit fordern zu müssen.

Betrachtet man die Schwerekurve der regionalen Freiluftwerte im einzelnen, so findet man, daß eine Abhängigkeit von der mittleren Höhe besteht. Diese ist aber nicht einheitlich. Die einzelnen Schollen befinden sich auch untereinander weder im Schwimmgleichgewicht, noch ist die Abweichung von demselben einheitlich. Immerhin sind die Abweichungen voneinander mit höchstens 16 mgal gering, wenn auch etwa doppelt so groß wie bei den Bouguerwerten.

In bezug auf den Vorschlag Bernauers, in der jungen Vulkanzone ein Aufstiegszentrum zweier zyklischer Konvektionsströme zu sehen, wird ausgeführt, daß Schweremessungen nicht geeignet sind, Einzelheiten über Lage, Mächtigkeit, Ausdehnung, Phase usw., der Konvektionsströme zu erbringen. Sie geben offenbar jedoch recht gut die Lage der zugehörigen schmalen, aber kräftig negativen Schwerrinne an, welche mit der Abstiegsstelle zusammenhängt. Diese negative Schwerrinne ist, falls sie besteht, noch nicht bekannt. Wahrscheinlich ist auch sie nur in einer Phase besonderer Aktivität des Konvektionsstromes wirklich ausgeprägt. Die Seltenheit der Schwerrinnen spricht dafür. Es ist anzunehmen, daß auch andere geophysikalische Verfahren (Seismik) keinen Beitrag zur Erklärung der jungen Vulkanzone als Aufstiegsstreifen eines Magmakonvektionsstromes liefern können.

Als Aufgabe für die vorgesehene Wiederholung der Arbeiten der Island-Expedition wird für die Schweremessungen durch Gravimeter vorgeschlagen.

1. Wiederholung der Gravimeterpunkte 1938 zwecks Feststellung einer etwaigen zeitlichen Änderung.
2. Besetzung der Pendelpunkte Johansens mindestens in Oddeyri, Akureyri und Glaesibaer, möglichst mit Erweiterung dieses Profiles nach Norden bis zu dem Erdbebenzentrum Dalvik-Hrisey.

3. Verengung der Punktdichte über den Schwereabbrüchen.
4. Beim Bárdartalabbruch stellenweise flächenhafte Erweiterung des Profiles.
5. Nördliches Parallelteilprofil beim Godafoss.
6. Querprofile im Ljósavatntal.
7. Nachprüfung und Ergänzung der niedrigen Bouguerwerte aller hohen regionalen Freiluftwerte der südlichen Hilfspunkte bei Skutustadir und Sigurdarstadir.
8. Vermessung eines oder einiger Punkte möglichst weit südlich im Innern Islands.
9. Querprofil mit enger Punktdichte über eine oder einige der größeren offenen Spalten (vgl. Bernauer S. 62, Punkt 1).

Wie weit diese Vorschläge durchführbar sein werden oder erweitert werden können, wird nicht nur von der zur Verfügung stehenden Zeit und den Mitteln abhängen, sondern auch von dem Ausbau des Wegenetzes und der Weiterentwicklung im Gravimeterbau. Es ist zu hoffen, daß dann die Schweremessungen in Island nicht nur im Laufe der Zeit einen Beitrag zur Frage zeitlicher Schwereänderungen auf der Erde liefern werden, sondern auch in einem begrenzten, durch die anormalen Dichteverhältnisse gegebenen Rahmen diese oder jene weitere Ergänzung zu geologischen Beobachtungen liefern können und auch unsere Kenntnis über das Gleichgewicht kleinerer Schollen bereichern werden.

Für die Unterstützung, die mir von vielen Seiten zuteil wurde, möchte ich allen Beteiligten auch hier meinen Dank aussprechen.

Ich denke dabei an die Direktion der Seismos, insbesondere Herrn Dr. St. v. Thyssen, auf dessen Anregung hin das Gravimeter zur Verfügung gestellt wurde; ferner an die Förderung, die die Arbeit durch die Besprechung der Probleme mit Herrn Professor Niemczyk und Herrn Professor Bernauer erhielt. Ohne das Bestreben meiner Helfer, stud. phil. Ansel jr., cand. phil. Tryggvason und meiner Frau, sich schnellstens einzuarbeiten und sich dann trotz zeitweiliger Wetterunbilden voll für die Arbeit einzusetzen, wäre es mir nicht gelungen, die Arbeit zu beenden.

Mit besonderer Freude gedenke ich auch der privaten Unterstützung der Zivilbevölkerung des Meßgebietes, sei es, daß wir bei Wegeschwierigkeiten tatkräftige Hilfe erhielten oder daß bei einer Autopanne ein Fachmann einen Tag seines Urlaubs opferte oder ein Bauer uns ein Zimmer zur Verfügung stellte, oder uns bereitwilligst über Wege und Geländebeziehungen Auskunft gab, auch wenn die Verständigung schwierig und umständlich für ihn war.

Schrifttumsverzeichnis.

1. Heiskanen, Handb. d. Geophysik I, 1936, S. 799/800 u. a.
2. O. Fischer, A suggested cause of changes of level in the earth's crusts. Amer Journ. of Science. 4. Serie B. 21, 1906, S. 216.
3. A. Born, Isostasie und Schweremessung, S. 49. Berlin 1923.
4. R. v. Eötvös, Bestimmung der Gradienten der Schwerkraft. XV. Allgem. Konf. d. Int. Erdmessung 1908, Bd. 1, S. 337/395. XVI. Allg. Konf. d. Int. Erdmessung 1910, Bd. 1, S. 319/353.
5. A. Berroth, Handbuch der Physik. Bd. II. 1926, S. 416—486.
6. Handbuch der Exp. Physik. Angew. Geophysik. Bd. 25, 2. u. 3. Teil.
7. Frey, Meinka, Tams, Einführung in die Geophysik, 1922.
8. St. V. Thyssen und A. Schleusener, Ein neuer Schweremesser. Öl und Kohle, 1934, S. 382/384.
9. A. Schleusener, Neuere Erfahrungen über die Genauigkeit der Gravimeter- und Pendelmessungen. Öl und Kohle, 1935, S. 635/640, 854/855.
Über Holsteiner Pendelmessungen siehe: A. Schleusener, Vergleiche über Pendelmessungen, Drehwaagen- und magnetische Messungen. Öl und Kohle, 1934, S. 313/318.
10. W. von Knebel, herausgegeben von Dr. H. Reck, Island, eine naturwissenschaftliche Studie. Stuttgart 1912. Packsattel S. 62.
11. Iwan, Walter, Studien zu einer Landeskunde. Berliner Geographische Arbeiten, Heft 7, 1935.
12. A. Schleusener, Entwicklung der Messungen mit dem Thyssen-Gravimeter in den Jahren 1935/37. Öl und Kohle, 13, 1937, S. 845/853.
13. St. v. Thyssen, Über die Überbrückung größerer Entfernungen durch das Thyssen-Gravimeter. Z. f. Angewandte Geophysik, 1937, S. 7/13.
14. St. v. Thyssen und F. Lubiger, Über eine gravimetrisch und theoretisch bestimmte Schwereanomalie. Beiträge zur angewandten Geophysik, 7, 1939, 366—391.
15. A. Schleusener, Nomogramme für Geländeverbesserung von Gravimetermessungen der angewandten Geophysik. Beiträge zur angewandten Geophysik, Bd. 8, 1940, S. 415/430.
16. Robert Schwiner, Auswahl der Stationsorte für Schweremessungen im Gebirge. Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte. Bd. 87, Heft 1.
17. E. Borrás. Schwerkraftsmessungen 1808 bis 1909. 16. Konferenz der int. Erdmessung, 1911, S. 116, ferner S. 66, 90, 187, 232.
18. H. Schmehl, E. Andersen, B. Brockamp, Relative Bestimmungen der Schwerkraft auf den Landeszentralen (1930 bis 1935). Baltische Geodät. Kommission, Sonderveröffentl. Nr. 6, 1937.
19. H. Pjeturs, Island, Handbuch der regionalen Geologie, von Steinmann und Wilkens, 1910, Bd. IV, S. 1 bis 21.
20. Walter Iwan, Die Bardartalverwerfung in Nordisland. Z. d. Ges. f. Erdkunde z. Berlin, Dez. 1938, S. 350—362.
21. Friedrich Breyer, Dichtebestimmungen an Gesteinen aus deutschen Erdölgebieten. Beiträge zur angewandten Geophysik, 7, 1938, S. 245—259.
22. H. J. Schoene, Über die Bestimmung geomechanischer Eigenschaften an Bohrkernen im Laboratorium. Z. Öl und Kohle, 13, 1937, 1079—1082.
23. Th. Thoroddsen, Island. Petermanns Mitteilungen. Ergänzungsheft Nr. 152 und 153, 1905 und 1906.
24. W. Bowie, Isostatic investigations and Data for Gravity stations. U. S. Coast and Geod. Survey 1924, Special Publ. 99.
25. Willi Stackler, Der isostatische Zustand Ostafrikas. Mitteilungen aus den Deutschen Schutzgebieten. Bd. 34, 1926, S. 23—39.

26. Flotow, Berroth und Schmehl, Veröffentl. des Preuß. geod. Inst. Neue Folge Nr. 106, Potsdam 1931.
27. George R. Putnam, Proof of Isostasy by a simple gravity Reduction Method. Proc. of the National Acad. of Sciences USA., 14, 1928, S. 418—427.
28. Th. Thoroddsen, Vulkane im nördl. östl. Island. Mitt. d. K. K. Geogr. Ges. Wien, 1891, S. 117—145, 245—289.
29. W. Heiskanen, Über die Struktur und Figur der Erde. Gerlands Beiträge zur Geophysik, 57, 1941, S. 132—170.
30. F. A. Vening Meinesz, Gravity Expeditions at Sea. Publ. Netherlands Geod. Com. Delft 1934.
31. O. Niemczyk und E. Emschermann, Sonderdreiecksmessungen auf Island zur Feststellung feinsten Erdkrustenbewegungen. Mitteilungen aus dem Markscheidewesen, 51, 1940, S. 24—39.
32. F. Bernauer, Vulkanische und tektonische Spalten auf Island. Z. d. D. Geol. Ges., 91, 1939, S. 405—420.
33. F. Bernauer, Island und die Frage der Kontinentalverschiebungen. Geol. Rundschau, 30, 1939, S. 357—358.
34. Karl Weiken, Schwerkräftmessungen mit Pendeln, Wissensch. Ergebnisse der Deutschen Grönland-Expedition A. Wegener 1929 und 1930/31, Bd. 5, 1940, S. 33/72.
35. F. A. Vening Meinesz, The Earth's crust deformation in the East-Indies. Königl. Niederl. Akad. d. Wiss., 43, S. 278—293, 1940.
36. D. Griggs, A Theorie of Mountain-Building. Am. Journ. of Science. Vol 237, 1939, S. 611—650.
37. F. A. Vening Meinesz, Die Schwerkraft auf dem Meere. Z. f. Geophysik, 9, S. 75—76, 1933, und andern Ortes, z. B. Gerlands Beiträge.
38. Robert Schwinner, Zur Verwertung der Schwerstörungen für die tektonische Geologie. Z. f. Geophysik, 1926, S. 126—134.
39. Axel Born, Isastasy und Schwerkraftmessung, 1923.
Freiluftstörungen, im wesentlichen beeinflusst durch zufällige Stationshöhe, Abb. 24.

Sachverzeichnis

A

Abbrüche, Schwere- 156
 Abriß der sphäroidischen und ebenen Richtungen I. O. 105
 Abriß der Dreieckseiten I. O. 106
 Abriß der trig. Punkte II. O. 107
 Abriß der trig. Punkte III. O. 109
 Abriß der trig. Punkte IV. O. 110—111
 Abriß der Querprofile Gjástikki 111—112
 Abriß der dänischen und neugemessenen Richtungen 113
 Abschlußmessungen (Pendel) in Freiburg/Br. 119
 Absteckung und Vermarkung einer Kleinbasis 68
 Abtragungsvorgänge auf Island 18
 Abtrocknungstheorie 10
 Akureyri 33, 34, 40, 42, 65, 82, 83, 84, 87, 91, 92, 102, 115, 116, 118, 148, 151
 Álmannagjá 22, 25, 26, 28, 34, 37
 Alpen, bayr. Prüfstrecke 124
 Alpenvorland, oberbayerisches 5
 Aneroid 142
 Anomalien, Schwere- (siehe auch Schwerestörungen) 114, 115, 123, 149
 Armansfell 25, 34
 Ásbyrgi 19, 26
 Askja 26, 40, 50, 51, 53, 55, 82, 90, 104
 Aufgaben der Schweremessungen I, 2, 113, 124
 Aufwölbung 44
 Ausgleichung des Sondernetzes I. O. 87—89
 Ausgleichung des Kleinbasisnetzes Skógar 72—74
 Ausgleichungsverfahren bei Dreiecksnetzen I. O. 87—89
 Ausgleichungsverfahren bei Dreiecksnetzen II. O. 94
 Ausgleichungsverfahren bei Dreiecksnetzen III. und IV. O. 96—99
 Ausrüstung, Pendel 115
 Ausrüstung, Gravimeter 125
 Austurhál 49
 Azoren 60

B

Balatonsee, Schwere 124
 Bárðartál 45
 Bárðartál-Abbruch 156, 159, 160, 167
 Bárðartál-Verwerfung 15, 48, 80, 94, 125, 126, 154, 157, 158, 159, 163
 Basalt, Plateau- 14, 16, 27, 34, 59, 62, 155, 157, 163
 Basalt, alter 159

Basaltflut 14, 15
 Basaltgänge und Intrusionen 16
 Basaltglas 16
 Basaltprovinz, nordatlantische 15, 43, 58, 59
 Basisbedingungen (Kleinbasis Skógar) 74, 76, 77
 Basislatte, 3 m von Zeiß 64 ff.
 Basismessungen, Klein- 64 ff.
 Basismessungen, Klein-, Ergebnisse 91
 Basis, Klein-, Eilifur 93
 Basis, Klein-, Máskot 92
 Basis, Klein-, Sveinar 93
 Basisnetz Akureyri der Dänen 84
 Bedingungsgleichungen 72, 74, 75, 76, 87—89, 94, 95
 Beuthener Randmulde 7—12
 Beuthener Dreiecksnetz II.—IV. O. 7—12
 Bláfjall 26, 50, 51
 Blocklava 21, 36, 47
 Bodenbewegungen, horizontale 4
 Bodenbewegungen, rezente 4
 Bodenseekonferenz, einleitende Arbeiten 12
 Bouguer-Werte 62, 123
 Bouguer-Störungen 154, 163
 Bouguer-Verbesserung nach 131, 163
 Breccien 60, 94, 159, 160
 Bruch- und Zerrungstektonik 15
 Brückenbildung 28
 Burfell 31, 35, 36, 50

C

Cleveland-Gang 43

D

Dalfjall 29, 36, 49, 65
 Dalvík 65
 Dänischer Generalstab, Arbeiten in Island 65, 69, 82 ff.
 Dehnungsbeträge der Spaltenzerrung 21, 36, 40, 43, 103
 Dettifoss 28, 33
 Diagonalvierecksmessung 69 ff.
 Dichte des Basaltes 61, 114, 123, 144, 145, 156, 161
 Dichtekonstanten (Pendelmessung) 116
 Disko 59
 Doleritergüsse 16, 19, 52
 Dreiecks- bzw. Netzgleichungen 73, 87, 88, 94, 95
 Durchbrüche, vulkanische 17
 Dyngjufjöll 50, 53

E

Ebene Koordinaten der Punkte I. O. 91
 Eilifsvötn 31, 38
 Eilifur 85
 Einzelgänge, Einzelspalten 43, 46
 Eklogitschale, Isostasie 114
 Eldgjá 19, 25, 27, 29, 30, 32, 34, 46, 62
 Eliminationsrechnung 77
 Eozän-Ergüsse 15
 Erddimensionen 89
 Erdfälle 21
 Erdsynthesen 1
 Ergebnisse der Sonderdreiecksmessung auf Island 101
 Erstarrungsgesteine, an der Oberfläche und in der Tiefe 14
 Eyjafjord 34
 Eyjafjörður 156, 157

F

Färöer 58, 60, 114
 Feinnivellement der Landesaufnahme 4
 Fehlerellipsen 97, 98, 99
 Fiskivötn 19
 Fladenlava 36
 Fließvorgänge 46, 48
 Flugsand 15, 29, 36
 Flüssigkeitsdruck 55 ff.
 Fnjoská, Schwere 144
 Fnjoskadalur-Abbruch 156
 Fornastadiafjall 83, 158
 Fosshóll 104, 158, 159
 Freiburg, Schwere 116, 148
 Freiluftstörungen 148, 164, 167
 Freiluftstörungen, regionale 148, 165, 167
 Freiluftwerte 61
 Fuglasker-Inseln 16
 Fumarolen 36, 49

G

Gardsárdalur 42
 Gasdruck 54 ff.
 Gehängeschutt 16
 Geitafell 19, 37
 Geitháls 19
 Geländeverbesserung, Pendel 120, 123
 Geländeverbesserung, Gravimeter 148, 152
 Genauigkeit der Kleinbasis Skógar 79
 Genauigkeit der Uhrgänge 121
 Geodätisches Institut Kopenhagen 82, 89, 90, 103
 Geographische Koordinaten der Punkte I. O. 91
 Geologische Karte 1:600000 von Th. Thordsson 80
 Gewichtsbestimmung der Längen und Winkel bei der Kleinbasismessung 74, 78
 Gewichtsfaktoren, Berechnung 79
 Gewichtsverhältnis bei Basisbedingungen 78
 Gjá = Klaffspalte 18, 25, 28, 34, 35, 48
 Gjábakki 22

Spalten auf Island 12

Gjástikki 19, 22, 25, 26, 27, 34, 35, 39, 41, 42, 48, 49, 60, 98, 99
 Glaesibaer, Schwere 151, 154
 Gleichung der 3 m Basislatte 67
 Godafoss 28
 Göttingen, Schwere 116
 Granitischer Untergrund 114
 Gravimeter — Thyssen — 126
 Gravimeter, Astasierung 127, 128, 129
 Gravimeter, Ausrüstung 125
 Gravimeter, Beobachtungszelt 136
 Gravimeter, Beschreibung 125
 Gravimeter, Luftauftrieb 132
 Gravimeter, Masse 126
 Gravimeter-Meßpunkte, Abstand 157
 Gravimeter-Meßpunkte, Höhe 141, 152
 Gravimeter-Meßpunkte, Länge und Breite 141, 152
 Gravimeter-Meßpunkte, mittlere Höhe der Umgebung 150
 Gravimeter-Meßpunkte, Verzeichnis 152
 Gravimeter-Messungen, siehe Schweremessungen
 Gravimeter, Neigungsempfindlichkeit 131
 Gravimeter, Rückentrage 134, 147
 Gravimeter, Schwerpunkt 129
 Gravimeter, Schwingungsdauer 128, 129
 Gravimeter, Skalenwert 128, 129
 Gravimeter, Temperaturkoeffizient 129, 131
 Gravimeter, Zubehör 125
 Grimsstadir 40, 84, 90, 116, 120, 163
 Grimsstadir-Stufe 156
 Grimsvötn 55
 Grindavik 17, 23, 32, 34, 38, 48
 Grjótagjá 19, 26, 51
 Grönland 58, 114, 169
 Gullfoss 33

H

Hafnarfjörður 31, 35, 42
 Hagafell 38
 Hagöng 49
 Haleyjarbunga 53
 Háls, Gesteinsdichte 144
 Hálshnukur 33, 34, 87
 Harz, Prüfstrecke für Gravimeter 124
 Hawaii 33, 40, 43, 59
 Hebriden 43, 58, 60
 Hebungen, Beobachtungen 4
 Heliargjá 19
 Hengill 19
 Herdubreid 40, 50, 51, 52, 104
 Hlidarfjall 23, 49
 Höhen der Gravimeterpunkte 141, 150
 Holstein, Pendelmessungen 124
 Hornefjord, Basis der Dänen 83
 Hraun, am Hredavatn 16
 Hrafnagjá 34, 37
 Hredavatn 16, 34

Hrisey-Dalvik, Erdbebengebiet 154
 Hrossadalur 34
 Hrossaborg 34, 36, 48, 52
 Hrutafjöll 21, 34, 38, 48, 49
 Husavik 26, 116, 120
 Hvaleyri 42
 Hverfjall 49

I, J

Jan Mayen 16, 58, 168
 Illuhraun 38
 Jökulsá 28, 36, 83, 156, 162
 Irland 58
 Isostasie 53, 114, 154, 163, 167, 168
 Isostasie, Ausgleichstiefe 123, 154
 Isostasie, Schollengröße 166
 Isostatischer Ausgleich 54, 154
 Jugoslawien, Schwere 147
 Jungvulkanische Innenzone Islands 15, 25, 28,
 34, 61, 64, 80, 155, 159, 166, 169

K

Kaldarsel 19
 Kaldera 51, 53
 Kalfatjörn 19
 Karbongeosynklinale 8
 Karpathen 8
 Katla 55
 Kinnerfell (Bárdartal) 158
 Kirkjubaer 42
 Klebschlacken 29, 32, 47, 60
 Kleinbasislängen Skógar 79
 Kleinbasismessungen, siehe Basismessungen
 Kleindreiecksmessung auf Island 96
 Koeffizienten für Dreiecksgleichungen 76, 77
 Kofi 36, 48, 116, 120, 122, 153
 Koinzidenzsignale 121
 Konform-konische Koordinaten 89 ff.
 Konglomerate 27
 Kontraktions-Risse, -Fugen 19, 43, 47
 Konvektionsstrom 159, 170
 Koordinaten der Punkte I. O. 91
 Koordinatenrechnung 89, 90, 91
 Kopenhagen, Schwere 151
 Krafla 49, 55
 Kratergruppe und Schwere 161
 Kraterreihen 24, 29, 30, 35, 36
 Kreidesedimente 15
 Krisuvik 19, 49
 Krossanes-Afrettatindur 83
 Kugelbasalte 16, 23, 38, 60

L

Lagafell 38
 Laki 17, 19, 21, 29, 32, 34, 46, 48, 55, 60
 Lakkolith 54
 Längengenauigkeiten, relative 96, 97
 Lanzarote (Kapverden) 40, 45
 Laugarnes 42
 Laugaskoli, Schwere 116, 153
 Lavapfropfen 56 ff.
 Lavapilz 52

Lavaschild 17, 37
 Lavastrom 25
 Laxádalur 36
 Laxádalur-Abbruch, Schwere 156, 159, 162
 Leirhnukur 17, 21, 26, 29, 32, 34, 47
 Ljósavatn 94, 156, 157, 158, 160
 Liparitasche 31
 Litla Viti 53

M

Madagaskar 45
 Magmaströmung 54, 57, 58, 62, 80
 Mascali (Etna) 33, 47
 Maße der Erddimensionen für Island 89
 Máskot 92, 94, 156, 159, 161
 Massenverluste durch Bergbau 9, 10
 Mauna Loa 40
 Meitill 37
 Meßbalkenmethode 65
 Meßgebiet der Schweremessungen 115, 139
 Miozänergüsse 15
 Mittlerer Fehler der Dreiecksseiten II. O.
 94, 95
 Mittlerer Fehler der Kleinbasismessungen 91,
 92, 93
 Mittlerer Fehler der Kleindreiecksmessung 96
 Mittlerer Fehler der Richtungsmessungen
 I.—IV. O. 89, 94, 95, 96, 101
 Mittlerer Fehler der trigonometrischen Höhen-
 messung 90, 91, 96, 101, 102
 Mittlerer Fehler der Schweremessungen 146
 Mödrudalur, Schwere 116
 Mofell 38, 39
 Molasse, tertiäre im bayr. Alpenvorland 5
 Mono Lake (Kalifornien) 42
 Morandavatnshnukur 34
 Moränen 15, 23, 94
 Myrdalsjökull 19
 Myvatn 17, 19, 23, 28, 31, 32, 36, 42, 47, 49, 80,
 82, 104, 140, 161
 Myvatn-Stufe, Schwere 156, 162

N

Námafjall 21, 36
 Námaskard 24, 27, 49
 Nebenspalten 21, 49
 Netzeinpassung von H. Martin 10, 11
 Niveauflächensenkungen 10
 Nivellementsergebnisse in der Beuthener
 Mulde 9
 Nivellementsergebnisse Gjástikki 101, 112
 Nomogramme für Geländeverbesserung 148
 Normalgleichungen 76, 77, 89
 Normalschwere 61, 114 ff., 123
 Nullpunkt des dänischen Koordinatensystems
 auf Island 89
 Nullpunkt des Koordinatensystems der Son-
 dertriangulation 89
 Nunatak 33
 Nuphlidurhál, Vesturhál 29, 49
 Nyamlagira 33, 55
 Nyrðri und Sydri Ofaera 30, 34

O

Oberschlesisches Steinkohlenbecken 7
 Obsidian von Lipari 46, 60
 Oddeyri, Schwere 151
 Ögmundur-Hraun 32
 Ok 51
 Olafsjörður 42
 Oligozänergüsse 15
 Öxará 28

P

Palagonitformation 16, 19, 54, 59, 60, 62, 166
 Palagonittuff 23, 52, 54, 155, 159
 Pendel-Messungen 113—123
 Pendel-Ausrüstung 115
 Pendel, Bezugsstation 116, 119
 Pendel, Genauigkeit 116, 124, 151
 Pendel, Landeshauptstationen 125
 Pendel, Mitschwingen 117
 Pendel, Schwingungszeiten 117
 Pendel-Stationen auf Island 116
 Pendel, Temperatureinfluß 119
 Pendel, Uhrgang 117, 121
 Pendel, Zeitsignale 116
 Pfeilerberge 50 ff., 57
 Pjeturskirkja 36, 48
 Pilansberg (Südafrika) 43
 Plastische Dehnungsvorgänge 46
 Plateaubasalt, siehe Basalt, Plateau-
 Pliozäne, marine 15, 60
 Ponie, Island- 85, 135, 136
 Potsdam, Bezugsstation für Schwere 148
 Punktwanderungen im bayr. Alpenvorland 6

Q

Querprofilaufnahmen in Island 80, 99—101

R

Rechnungsbasis Akureyri 65, 84
 Rechnungsbasis Eilifur 93
 Rechnungsbasis Máskot 92
 Rechnungsbasis Skógar 92
 Rechnungsbasis Sveinar 93
 Reduktion der Pendelstationswerte 120, 121
 Reduktion der Normalgleichungen 77, 78
 Refraktionseinflüsse bei der Horizontalwinkel-
 messung 86
 Refraktionskonstante k 91, 96, 102
 Reidskard 37
 Reikjahlid 36, 47, 49
 Reykjanes-Halbinsel 15, 19, 28, 29, 35, 38,
 48, 53
 Reykjavik 1, 19, 34, 42, 83, 168
 Richtungsfehler, mittlerer 89, 94, 95, 96, 101
 Richtungsmessungen 83 ff.
 Rutschstreifen 19

S

Saumtiefe 8
 Schildvulkane 55, 61
 Schotter 16, 48

Schottland 58, 114
 Schwarmgänge 43
 Schwemmassen 15, 44, 94
 Schwereanomalie, siehe Schwerestörungen
 Schweredifferenzen, gemessene 148
 Schwere, Grönland 169
 Schwere, Hebriden 168
 Schwere-, Hoch- und Tiefgebiete nach Bou-
 guer 156
 Schwere, Indien 124
 Schwere, Island, ältere Messungen 151
 Schwere, Jan Mayen 168
 Schwere-Liste 120, 152, 153
 Schweremessungen 113, 124
 Schwere Anschlußmessungen 116, 119, 151
 Schwereergebnisse 151
 Schweremessungen, Graben-Grenzen und
 Schollen 125
 Schweremessungen, Gravimeter 124
 Schweremessungen, Genauigkeit 145
 Schweremessungen, Punktabstand 157
 Schweremessungen, Punktliste 152
 Schweremessungen, Pendel 113
 Schweremessungen, Genauigkeit 116, 124, 151
 Schweremessungen, Punktliste 120
 Schweremessungen, Prüf Strecken 124, 141, 147
 Schweremessungen, Wiederholung in späteren
 Jahren 172
 Schwere, Normal- nach Helmert 1901, 149,
 168
 Schwere, internationale 1930 120, 149, 168
 Schwerestörungen, absolute 149
 Schwerestörungen, Faye 120
 Schwerestörungen, Bouguer 123, 148, 155, 163,
 171
 Schwerestörungen, Freiluft 114, 148, 164, 172
 Schwerestörungen, Freiluft regional 149, 164,
 167, 171
 Schwerestörungen, isostatische 123, 149
 Schwerestörungen, totale 120
 Schwere, Reykjavik 168
 Schwere, isostatische 159, 163
 Schwere, Schollen im isostatischen Gleich-
 gewicht 125, 166
 Schwere, Schollen, Grenzen und Größen 166
 Schwundrisse 23
 Seismik 170
 Seismik, Erdbeben 65, 82, 104, 171
 Seismik, Reflektions- 170
 Seismik, Refraktions- 170
 Seitengleichungen 73, 88, 89, 94, 95
 Sellandafjall 50
 Senkungsbeobachtungen, Ermittlung 4
 Senkungsbeobachtungen, im bayr. Alpenvor-
 land 6, 7
 Senkungsbeobachtungen, im ober-schlesischen
 Steinkohlenbecken 8, 9, 12
 Sial 45, 46, 59, 60
 Sjalfandafjot 28
 Siebenbürgisch-ungarisches Becken 10
 Sima 45, 46, 59
 Skjalbreid 19

Skiálfandi 116
 Skógar 79, 94, 116, 120, 122, 141
 Skye 43
 Smálaskali 31
 Snaefellsjökull 16
 Sonderdreiecksnetz I. O. auf Island 80 ff.
 Sonderdreiecksnetz II. O. auf Island 94—96
 Sondertriangulationen, Zweck und Bedeutung
 4, 7, 12
 Spaltenergüsse 29
 Spalten, offene 18—28
 Stationsabstände, siehe Schweremessungen
 Stationsgleichungen 72
 Staukuppen 19, 52, 56
 Steinmänner 83, 99, 143
 Stora Viti 38, 53
 Störuvellir, Schwere 120, 141
 Strathaird 43
 Strömungskreislauf 58 ff.
 Sweifluháls 49
 Sveinahraun-Tief, Schwere 156, 162
 Sveinagjá 19, 20, 21, 26, 28, 29, 32, 36, 46,
 47, 48, 50, 55, 60, 80, 90, 100, 104, 163
 Sveinakrater 21

T

Tafelberge, isländische 15
 Taraweraspalte (Neuseeland) 42
 Teletop, Entfernungsmesser 36
 Temperaturkonstante (Pendel) 116
 Theistareykjabunga 38, 51, 53
 Thingebene 34
 Thingvallasee 26, 49
 Thingvellir 19, 25, 26, 34, 35, 37, 40, 48, 49
 Thorbjörn 23, 34, 38, 48
 Threngslaborgir 32
 Thrihyrningur 34
 Thufur (arktische Erdhügel) 136
 Thyssen-Gravimeter, siehe Gravimeter
 Tjaldvatn 32
 Topographische Karte Islands in 1:100 000
 und 1:250 000 80
 Torfajökull 46
 Torfunef-Holt 65, 84, 91
 Triangulationen I. O. 4, 80 ff.
 Triftbewegung 45
 Trigonometrische Höhenmessung 90, 91, 96,
 101, 102
 Trogbildung 5, 8
 Tuffe, junge Vulkanzone 23, 24, 27, 42, 49,
 61, 159, 166

Tuffgesteine 14, 23
 Tuffkegel 29
 Tuffrücken 25, 38, 52

U

Überdruck (Magma) 55 ff.
 Übertragung der Schwere vom Kontinent nach
 Island 119
 Ufiome (Afrika) 51
 Uhrgang, Schwere 121
 Uhrgang, Genauigkeit 122
 Unterdruck (Magma) 55 ff.
 Unterseeischer Ursprung der Palagonitforma-
 tion Islands 16, 60
 Unterströmung 159, 169

V

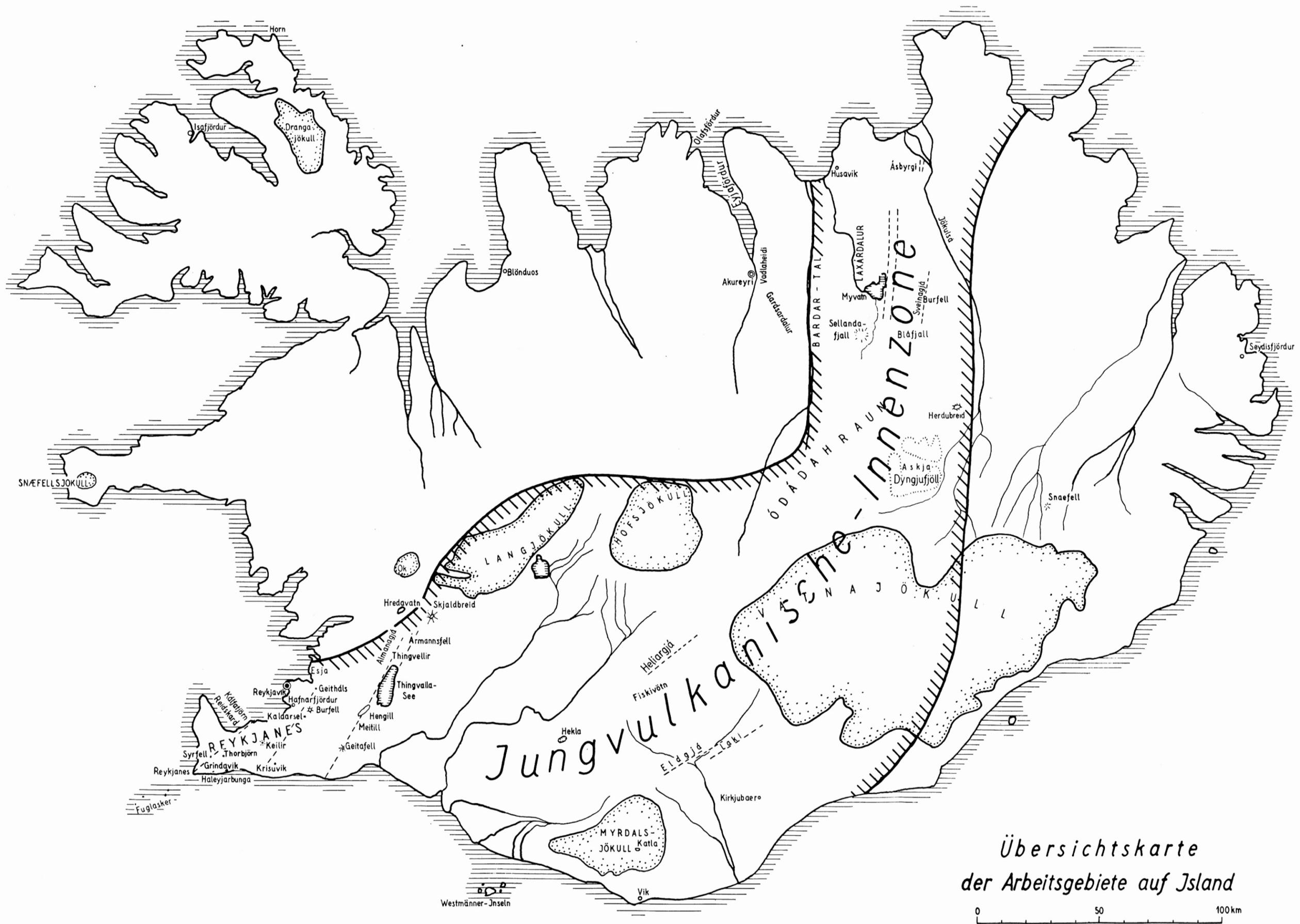
Vadlaheidi 34, 84
 Valhöll 26, 37
 Vatnajökull 19, 80, 104, 114
 Vereinfachung des Rechnungsganges bei der
 Netzausgleichung 75—77
 Vergrößerungsverhältnis 90, 95
 Vertikalbewegungen auf Island 17, 48, 55, 80,
 99
 Vestari Brekka-Abbruch, Schwere 156, 162
 Vesuv 45
 Villingafjall 30, 48, 49
 Vindbelgjarfjall 42, 48
 Vogar 47, 116
 Voranschlag für Kleinbasismessungen 71
 Vulkanzone, siehe Jungvulkanische Innenzone
 Islands

W

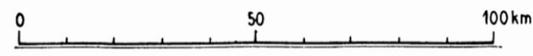
Wegeverhältnisse 85, 138, 140
 Westmänner-Inseln 16
 Wiederherstellungstriangulation in Ober-
 schlesien 9—11
 Wiederholungsmessung in der Beuthener
 Mulde 7, 11, 12
 Winkelmessung beim Kleinbasismessverfahren
 69 ff.

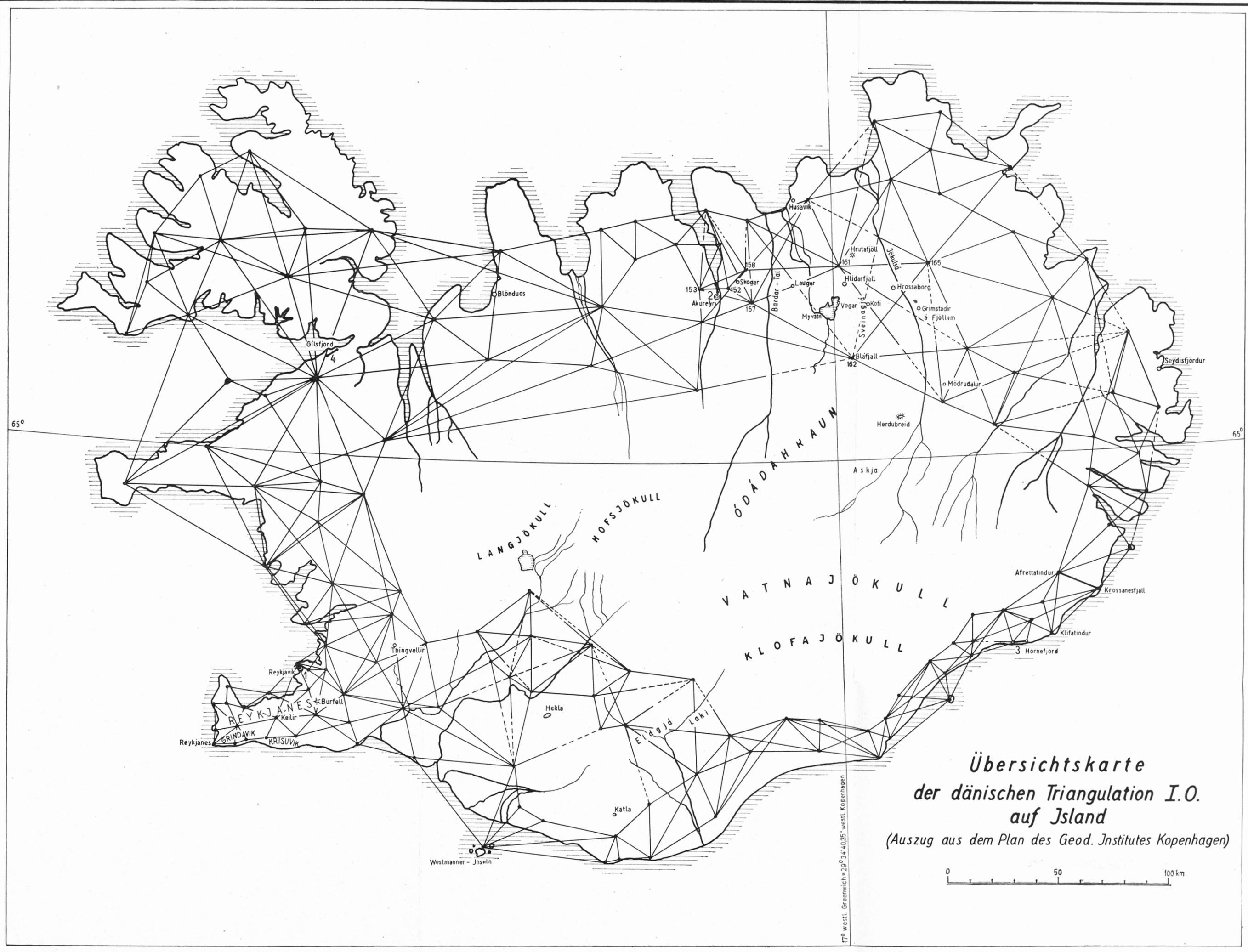
Z

Zeitsignale 115, 116, 121
 Zerrungsspalten 16, 28, 46, 61, 80, 100, 156
 Zwangszentrierung bei der Kleinbasismessung
 71



Übersichtskarte
der Arbeitsgebiete auf Island





**Übersichtskarte
der dänischen Triangulation I.O.
auf Island**
(Auszug aus dem Plan des Geod. Institutes Kopenhagen)

17° westl. Greenwich = 29° 34' 40,25" westl. Kopenhagen

Übersichtsplan der Sonderdreiecksmessung

Erläuterungen: Seen // Spalten

Geschichtliche Ausbruchgebiete

Vorgeschichtliche Ausbruchgebiete

Punkte I, II, III und IV-Ordnung

P Pendelstation

Fehlerellipsen der Punkte III und IV-Ordnung



Abb. 18.

halten auf Island

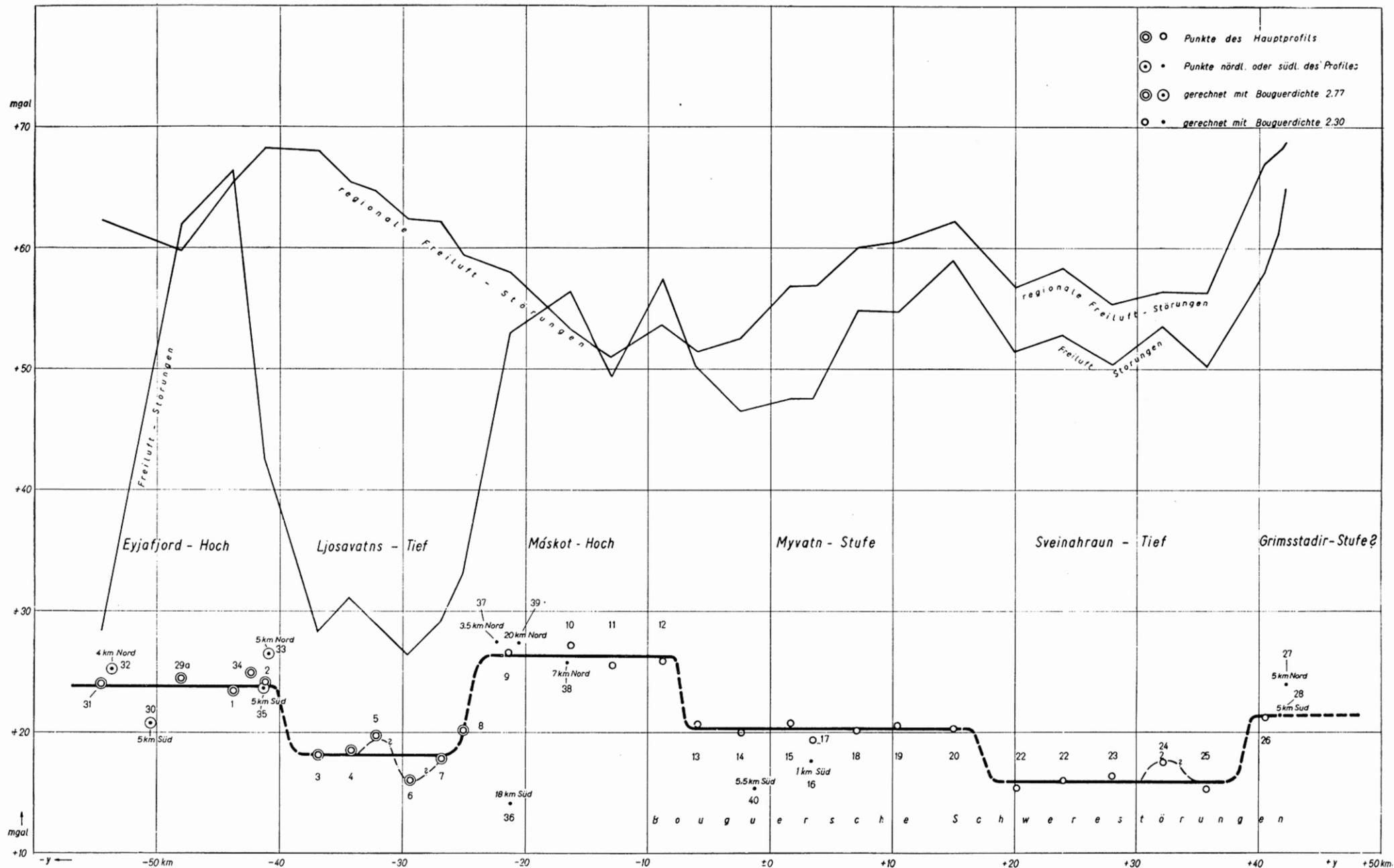


Abb. 21. Bouguersche Schwerestörungen (Helmert 1901)

Zum Vergleich:
 Freiluftstörungen, im wesentlichen beeinflusst durch zufällige Stationshöhe, Abb. 24.
 Regionale Freiluftstörungen, gerechnet mit Dichte der Bouguerstörungen, Abb. 25.
 Bouguersche Schwerestörungen nach der int. Formel von 1930 sind 8,65 mgal kleiner.
 Die beiden südl. Meßpunkte 36 und 40 haben sehr kleine Bouguer-Störungen. Alle übrigen geben hinreichende Übereinstimmung, so daß anzunehmen ist, daß den Profilwerten eine ausreichende Nordsüderstreckung zukommt.

Spalten auf Island