

**SCHRIFTEN**

**DER ALBERTUS-UNIVERSITÄT**

Herausgegeben vom Königsberger Universitätsbund

Naturwissenschaftliche Reihe • Band 1

---

# Die Entstehung der Ostsee

Von Werner Giere

Mit 4 Textabbildungen und 2 Karten



1938

---

Ost-Europa-Verlag, Königsberg (Pr) und Berlin W. 35



*11980*

Alle Rechte, besonders das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen,  
werden vorbehalten

Printed in Germany

Copyright 1938 by Ost-Europa-Verlag, Königsberg (Pr) / Berlin W. 35

Druck von Otto v. Mauderode, Tilsit

Diese Schrift erscheint als Neue Folge, Reihe Geographie, Heft Nr. 11  
der Veröffentlichungen des Geographischen Instituts der Albertus-Universität  
zu Königsberg (Pr).

Dem Naturforscherverein zu Riga  
als Pflegestätte deutscher Forschung  
gewidmet

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Die Ostsee als Einheit . . . . .	1
Einzelbeschreibung:	
I. Die nördliche Ostsee . . . . .	2
Die Bottnwiek . . . . .	2
Die Nordkvarnen . . . . .	4
Die Bottensee . . . . .	5
Die Ålandschwelle . . . . .	6
Grundzüge der fennoskandischen Landformung . . . . .	8
Die Zerklüftung . . . . .	9
Die Einwirkung des Eises . . . . .	12
Die Verebnungsflächen . . . . .	14
Die Landhebung . . . . .	15
Die alten Verebnungen um die bottnische Bucht . . . . .	21
Die Abdachungen um die bottnische Bucht . . . . .	25
Die Tiefenzonen der bottnischen Bucht . . . . .	28
Gitterstruktur des bottnischen Gebietes . . . . .	30
Der weitere Rahmen des bottnischen Tales . . . . .	32
Ausräumungszonen . . . . .	34
Die Ålandsee . . . . .	35
Erdbeben . . . . .	37
II. Die südliche Ostsee . . . . .	38
Die Großformen . . . . .	38
Die postglaziale Landformung . . . . .	42
Tektonische Einflüsse unerwiesen . . . . .	45
Die Abgrenzung der tektonischen Einheiten . . . . .	48
Ostpreußens Stellung . . . . .	48
Vergleich mit Westpreußen . . . . .	52
Der baltische Höhenrücken, Eisentlastung und Klufflinien . . . . .	53
Pommerns tektonische Stellung . . . . .	55
Die Tornquistsche Linie im Norden . . . . .	57
Ostwestliche Meereseinbrüche . . . . .	60
Zusammenfassung: Ausgeschiedene und verbleibende Erklärungs- möglichkeiten . . . . .	64
Deutungen der Bodenformen der südlichen Ostsee . . . . .	65
Zur Deutung der Mulden . . . . .	70

	Seite
Die Verschiedenartigkeit der morphographischen und morphologischen Grenzen . . . . .	72
<b>III. Der Kernteil der Ostsee . . . . .</b>	<b>75</b>
Die westgotländische Treppe . . . . .	75
Kupfersteine und Landsortrinne . . . . .	79
Die Nordmulde . . . . .	80
Die Querschwelle . . . . .	82
Die Dagö-Öselsche Küstenplatte . . . . .	83
Zur Deutung der Nordmulde . . . . .	85
Der Glint als Hauptproblem . . . . .	86
Die finnische Bucht . . . . .	87
Sonderstellung . . . . .	87
Beschreibung und Fragestellung . . . . .	87
Die finnländische Südküste als Bruchzone . . . . .	90
Die Tiefenzone und die Frage der südlichen Querverwerfung . . . . .	93
Der Gesamtbau der finnischen Bucht . . . . .	100
Die Sonderstellung der Narvabucht . . . . .	103
Die Wiburg — Ladogaverwerfung . . . . .	107
Horste und Geschiebepfand . . . . .	108
Die ostgotländische Mulde . . . . .	109
Das Gesamtbild des Ostseekernteiles . . . . .	112
Entstehung und Alter der Grenzzone . . . . .	115
Die gehobenen Randgebiete . . . . .	118
Ältere Anschauungen über die Entstehung der Ostsee . . . . .	122
<b>Zusammenfassung . . . . .</b>	<b>123</b>
<b>Nachwort . . . . .</b>	<b>124</b>
<b>Schriftenverzeichnis . . . . .</b>	<b>125</b>
<b>Stichwortverzeichnis . . . . .</b>	<b>136</b>
<b>Textabbildungen</b>	
1. Der Bau der bottnischen Bucht . . . . .	30
2. Profil der Urgebirgsfläche im Meridian von Reval . . . . .	94
3. Querschnitte durch die finnische Bucht und den Ladogasee . . . . .	101
4. Querschnitt durch die mittlere Ostsee . . . . .	112
<b>Karten</b>	
1 Tiefenkarte der Ostsee . . . . .	} am Schluß
2 Gliederung des Ostseegebietes . . . . .	

## Die Ostsee als Einheit.

Die Ostsee darf als Musterbeispiel für den Begriff eines Transgressionsmeeres gelten. Bei einer mittleren Tiefe von rund 50 m nehmen in den nördlichen und südlichen Teilen Tiefen unter 100 m nur geringen Flächenraum ein. Nur in den Kernteilen, der eigentlichen Ostsee, erreichen die Flächen von 100 bis rund 250 m Tiefe eine nennenswerte, wenn auch immer noch nicht beherrschende Ausdehnung. Die größte Tiefe mit 459 m in der Landsorter Rinne<sup>1</sup> liegt räumlich ganz randlich dicht an der schwedischen Küste und ist für die Großgliederung ohne jede Bedeutung. Die völlig einzigartige Stellung dieser kleinen tiefen Rinne wird am besten durch die Tatsache gekennzeichnet, daß die ganze Ostsee Flächen zwischen 300 und 400 m Tiefe nur als ganz schmale Streifen an den Rändern eben dieser Rinne aufweist.

Die unregelmäßige, langgestreckte und gleichsam zerlappte Form des Ostseeumrisses zusammen mit ihren ganz geringen Tiefen zeigt uns diesen Überflutungscharakter auf das deutlichste. Die tiefsten Teile flacher Ländermassen sind vom eindringenden Meere bedeckt worden, ohne daß die strukturelle Zugehörigkeit zu den umgebenden Ländern verwischt worden wäre. Die Tiefenkarte und das Strukturbild der Ostseeländer zeigt uns, daß recht verschiedenartige Teile von der Überflutung betroffen worden sind. Man kann sagen, daß die meisten der untergegliederten Teile der Ostsee sich morphographisch keineswegs etwa in sich zu einem natürlichen Meeresbecken, sondern weit eher mit den umliegenden Landmassen zu größeren morphologisch-tektonischen Einheiten zusammenschließen.

---

<sup>1</sup> Die bisherige Bezeichnung Kessel von Landsort muß gemäß den neueren Lotungen (genaue Isobathen auf den schwedischen Seekarten!) zugunsten der Bezeichnung Rinne aufgegeben werden.

Die Formen des Meeresbodens in den verschiedenen, deutlich gegeneinander abgesetzten Teilen der Ostsee finden ihre natürliche Fortsetzung und Ergänzung in den Formen und im Bau der umgebenden Länder.

Die einzige wesentliche Ausnahme begegnet uns im Kernteil der Ostsee, als welcher der Abschnitt südlich der Ålandinseln bis etwa zum 56. Breitengrad, also ungefähr der Höhe der Südspitze Ölands zu gelten hat. Hier begegnen uns allerdings Becken, Schwellen und Stufen, deren Verlauf sich teilweise zwar noch in Inseln und Buchtenumrissen widerspiegelt, deren Lage, Erstreckung und Formen im allgemeinen aber aus dem Bau der umliegenden Landmassen nicht mehr ersehen werden kann. Diese Teile sind also die Kernteile nicht nur rein räumlich, sondern auch genetisch, denn hier sind die einzigen Stellen, wo sich eine gewisse Selbständigkeit des Ostseebodenreliefs gegenüber der Entstehungsgeschichte der umgebenden Landgebiete ergibt, wo also überhaupt erst die Ostsee also solche als selbständige und daher gesondert zu deutende Form erscheint.

## Einzelbeschreibung.

### I. Die nördliche Ostsee.

Begrenzt man die Ostsee im Westen mit den beiden Belten und dem Sund, wie das in organischer Weise unter Fortlassung des Kattegatts geschehen muß, so zeigt nur der südliche Teil entlang der deutschen Küste eine ostwestliche Erstreckung; die im Kartenbild auffallendsten übrigen Teile im Norden zeigen in den Umrissen ausgesprochen das Vorherrschen der Nordsüdrichtung. Die am weitesten nach Norden auf die fennoskandischen Ländermassen übergreifenden flachen Meeresteile nördlich von Åland faßt man unter der Gesamtbezeichnung der bottnischen Bucht zusammen. Man erkennt drei deutlich gesonderte und auch im Küstenumriß ungefähr erkenntliche Becken; die Bottenwiek, die Bottensee und als kleinstes, aber besonders tiefes Becken die Ålandsee.

#### Die Bottenwiek.

Die Bottenwiek ist seit den mustergültigen Eholotungen der Finnländer 1927—1929 (Renqvist 1930a) der bei weitem

am besten bekannte Teil der Ostsee. Leider werden ähnlich genaue Tiefenkarten für andere und wichtigere Teile der Ostsee vorläufig wohl kaum hergestellt werden. Die Bodenformen der Bottenwiek muß man mit Renqvist durchaus als unregelmäßig bezeichnen. Sie geben uns einen Anhaltspunkt, wie unregelmäßig wir uns ungefähr die Kleinformen des übrigen Ostseebodens vorstellen müssen, wo die geringere Lotungsdichte uns die Kenntnis dieser Einzelheiten verwehrt.

Im spitzen Winkel zur Hauptachse des Beckens, dessen innere Tiefen noch unter 100 m hinabreichen,<sup>2</sup> ziehen sich ungefähr von NNW nach SSE Rinnen und Rücken hindurch, die sich deutlich als Fortsetzung der entsprechenden finnischen und schwedischen Eisrückzugsbildungen kennzeichnen (man vergleiche hierzu Karte 9, Lockerböden, im Atlas of Finland und Figur 3, Striae and boulder trains in Finland, in Sauramo 1929). Ferner ist die ursprüngliche Beckenform natürlich beeinflusst durch die Sinkstoffmengen, die die allseitig einströmenden Flüsse mit ihren großen Wassermassen mitführen. Die Wassermasse allein ist allerdings für die Menge der Sinkstoffe nicht entscheidend, da die vielfach eingeschalteten Seenbecken als Klärbecken wirken.

Für die Wasser- und Sinkstoffmengen und die Deltabildungen der Flüsse an der finnischen Küste der bottnischen Bucht bringt Rosberg ausführliche, wenn auch ältere Angaben. Die Küstenveränderung Finnlands infolge der Hebung und Sinkstoffablagerung zeigt Renqvist (1929) in einer wichtigen kleinen Arbeit.

Die starke Bedeckung mit den Ablagerungen des schnell zurückweichenden Eises, die heutige Sinkstoffzuführung durch

---

<sup>2</sup> Auf die Angabe von Längen-, Tiefen- und Arealwerten verzichtete ich im allgemeinen, wenn ich nicht eigene neue Messungen zu bringen hatte. Es sei hierzu auf die fleißige Zusammenstellung von E. Büchting, Die Bodenformen der Ostsee, Dissertation Jena 1918, verwiesen. Gelegentlich ist Fräulein Büchting allerdings in den Fehler verfallen, mehr aus den Bodenformen herauslesen zu wollen als die Lotungen ergeben können. An brauchbaren Tiefenkarten der Ostsee besitzen wir die im Maßstab 1 : 4 600 000 gezeichnete Tafel A im Atlas für Temperatur, Salzgehalt und Dichte der Nordsee und Ostsee. Für die bottnische Bucht finden wir im Textband I des Atlas de Finlande 1910 im Abschnitt: Mers environnantes eine Carte bathymétrique des mers environnantes 1 : 2 500 000.

die Flüsse und schließlich die starke Hebung, die hier im Umkreis des Hebungscentrums noch fast 1 m im Jahrhundert beträgt (Witting 1922), haben entsprechend die ursprüngliche Beckenform der Bottenwiek stark verändert. Wir können, in Übereinstimmung mit der Renqvistschen Ausdeutung, noch soviel erkennen, daß die von der finnischen Seenplatte her ganz sanft abfallende österbottnische Ebene sich bis ungefähr zur 40-m-Tiefenlinie, in ungefähr 25 km Abstand von der Küste, einigermaßen deutlich nachweisen läßt. Dann setzt in der nördlichen Bottenwiek ein steilerer und vor allem unregelmäßiger Abfall ein.

Auf der schwedischen Seite ist der Abfall im allgemeinen, mit Ausnahme des weithin flachen Mündungsgebietes von Lule- und Piteälv, erheblich steiler. Im großen ist also die Tiefenzone deutlich nach der schwedischen Seite verschoben. Dies würde an sich dem Verhältnis der steileren nordschwedischen Abdachung zu der sehr flachen finnländischen Abdachung entsprechen.

### **Die Nordkvarken.**

Die scharfe südliche Begrenzung des Beckens der Bottenwiek ist die auffällige Schwelle der Nordkvarken. Nordwest-südöstlich verlaufend, also fast senkrecht zur Längsachse der bottnischen Bucht, weisen sie eine größte Schwellentiefe von ungefähr nur 30 m auf. Hier erstrecken sich auch sowohl von der schwedischen wie von der finnländischen Seite her die Schärenzüge in das offene Meer, das bis auf 24 km inselloser Erstreckung eingeengt wird (Büchting, S. 27). Auch im Küstenverlauf tritt diese Schwelle als Grenze zwischen Bottenwiek und Bottensee aufs deutlichste hervor. In einem Knick des Küstenverlaufs beginnt von hier an nach Süden der meridionale Verlauf der finnländischen Küste, während im Gegensatz zu der ungefähren Geradlinigkeit der Gegenküste die schwedische Küste von den Nordkvarken an in großem, gleichmäßig landeinwärts gewölbten Bogen bis zu den Südkvarken bei Åland schwingt. Dieser südliche Küstenbogen entspricht dem kleineren nördlichen an der Bottenwiek. Die Schwelle der Nordkvarken ist gleichsam ein Aufhängepunkt dieser beiden girlandenartigen Bögen.

Die Nordkvarken sind in Renqvists Echolotungen noch mit eingeschlossen. Trotz der geringen Tiefe herrscht dieselbe Unruhe des Reliefs, wie wir sie in der ganzen bottenischen Bucht antreffen. Abweichend von der Hauptachse der Schwelle zieht sich ungefähr von NNE nach SSW ein deutlich abgesetzter Sockel, der die große Insel Holmö trägt. Auch hier scheint die schwedische Seite der Schwelle etwas stärker eingesenkt und zugleich unruhiger zu sein.

### **Die Bottensee.**

Die Bottensee umfaßt ungefähr den doppelten Flächenraum der Bottenwiek. Die Haupttiefenzone liegt nicht in der Mitte des Beckens, sondern verläuft genau meridional, parallel zur finnländischen Küste auf dem zwanzigsten östlichen Längengrad. Da diese Tiefenzone, die auf längere Erstreckung unter 100 m hinabreicht, der finnländischen Küste demnach näher liegt, wird die auffällig geschwungene Form der schwedischen Küste dadurch noch besonders hervorgehoben.

Die Unausgeglichenheit des Reliefs äußert sich darin, daß außer dieser Haupttiefenzone noch viele mehr oder weniger große Becken und Rinnen ohne Zusammenhang untereinander anzutreffen sind. Wahrscheinlich sind noch nicht einmal alle genau bekannt. An der westlichen Seite der Bottensee fallen besonders noch einige größere Untiefen auf, deren Rücken nur wenige Meter unter der Meeresoberfläche liegen, also bei Fortdauer gleichstarker Landhebung in einigen Jahrhunderten als Inseln erscheinen dürften. Die wichtigste ist der Rücken, der den Finngrund in der Gävlebucht trägt. Es scheint so, als ob eine nördlich an den Finngrund anschließende, in länglicher Form sich bis zum 62. Grad erstreckende Bank mit dem Finngrundrücken eine morphographische Einheit bildet. Die Bank ist in 30—60 m Tiefe verhältnismäßig eben, besitzt aber gegen die Umgebung teilweise steile Hänge (Gripenberg, S. 177 ff.). Der Abfall von der finnländischen Küste zur Tiefenzone ist viel gleichmäßiger als der von der schwedischen Küste, wo von einem einheitlichen Abfall keine Rede sein kann. Im Gegensatz zur genauer erloteten Bottenwiek kann man glaziale Auflagerungen nicht mit Sicherheit erkennen, obwohl sie naturgemäß auch hier vorhanden sein dürften.

Eine besondere Kennzeichnung erfährt das Relief der Bottensee durch die Ulvötiefe, eine grabenartige Tiefenrinne, die die größten Tiefen dieses Meeresteiles überhaupt umschließt. Diese Tatsache im Verein mit der Lage dicht an der schwedischen Küste, unabhängig von der Haupttiefenzone, zeigt die Sonderstellung der Ulvötiefe. Die Haupttiefenzone verbreitert sich nach ihrem Nordende zu, am Westrande dieser Verbreiterung, unter dem 19. Längengrad, liegt ziemlich steil eingesenkt bis zu rund 250 m Tiefe die fast genau meridional verlaufende Rinne. Auch die weitere Umgebung der Ulvötiefe ist mit rund 200 m bedeutend stärker eingetieft als die Tiefenzone der Bottensee im allgemeinen.

### **Die Ålandschwelle.**

Langsam, aber auch hier unregelmäßig, hebt sich der Boden der Bottensee zu der ganz flachen Schwelle der Südkvarken und des Ålandarchipels, die die Ålandsee — zwischen den Hauptinseln und der schwedischen Schärenküste — im Norden begrenzen. Eine neue Schwelle durchbricht hier mit ihrer Quererstreckung die Längsachse der bottnischen Bucht. Schon dieser Rhythmus: Längsbecken — Querschwelle läßt die morphographische Zugehörigkeit dieses ganzen Gebietes zur bottnischen Bucht erkennen. Noch deutlicher wird diese Zugehörigkeit bei Betrachtung des Südabfalles der Schwelle zur eigentlichen Ostsee.

Sieht man von den besonderen Verhältnissen in der eigentlichen Ålandsee ab, so ist der Sockel der gesamten Ålandschwelle von Stockholm bis Åbo sehr flach und auf weite Strecken nur bis 20 m tief. Am Südrand dieser Schwelle, etwas südlich Hangö ansetzend und sich fast genau westlich bis zum 21. Längengrad hinziehend, finden wir eine Reihe dieser sehr flachen Einzelsockel von weniger als 20 m Tiefe, in ihrem Zusammenhang nur unterbrochen durch die für das Ålandarchipel kennzeichnenden überwiegend meridional gerichteten schmalen Rinnen, die über 60 m Tiefe erreichen können. Von der 20-m-Linie an nach Süden erfolgt der Abfall bis in Tiefen unter 100 m ziemlich rasch, insbesondere zwischen 20 und 40 m liegt ein deutlicher Steilabfall. Die Ålandschwelle senkt sich in breiter Front zur Tiefe der eigentlichen Ostsee hin.

Westlich vom 21. Längengrad, am Südrande der eigentlichen Ålandsee, ist diese Geradlinigkeit und Gleichmäßigkeit des Abfalls nicht mehr gegeben. Dennoch bleibt die Begrenzung deutlich. Unregelmäßig geformte Schwellen mit einer Rückenhöhe zwischen 20 und 40 m ziehen sich westlich bis zum Stockholmer Schärenmeer, wo wieder die flachen breiten Sockel mit den tieferen schmalen Rinnen dazwischen als die kennzeichnende Untergrundform auftreten.

Die bottnische Bucht ist am Südrande der Ålandschwelle mit einer größten Schwellentiefe von etwas über 40 m abgeschlossen. Die bis unter 200 m Tiefe eingesenkte Ålandsee kennzeichnet sich nicht als Unterbrechung der Schwelle, sondern als geschlossene Hohlform, die im Norden von der Schwelle der Südkvarnen, von Ålands Nordspitze nach WNW zur schwedischen Küste ziehend, und im Süden von der Schwellenzone des Südabfalls klar begrenzt wird.

Neben der Tiefe macht die unregelmäßige Form die Ålandsee noch merkwürdiger. Die Schwelle an den Südkvarnen wird unter dem 19. Längengrad von dem Beginn einer schmalen Rinne durchbrochen, die sich genau nordsüdlich erstreckend schnell unter 200 m Tiefe absinkt. Der Neigungswinkel beträgt hier im Osten und Westen vielfach mehr als  $10^\circ$ , also eine für Meeresgebiete schon sehr seltene Böschungsteilheit.

Die Nordsüdrichtung wird bald nach Südosten umgebogen, die Rinne verbreitert sich, die Tiefen werden etwas geringer. Diese Längserstreckung finden wir etwa in der Breite von Hangö jäh abgeschnitten durch den steilen Anstieg zu einem ostwestlich ziehenden, nahe an den Meeresspiegel heranreichenden Rücken. Zwischen diesem Rücken und der südlich begrenzenden Schwellenzone finden wir einen ebenfalls ostwestlich ziehenden 40 km langen Graben, der nun wieder Tiefen über 150 m erreicht.

Die strukturbildenden Linien verlaufen somit in der Ålandsee einmal nordsüdlich — so auch vielfach im Archipelmeer und in der Ulvötiefe — sodann im Süden plötzlich ostwestlich, also in der Richtung der Hauptstrukturlinien der mittelschwedischen Senke. Obwohl gerade im Ålandgebiet zahlreiche Spalten und Verwerfungen nicht nur aus den Strukturlinien

erschlossen, sondern, besonders im Zusammenhang mit den Resten kambrosilurischer Gesteine, auch genauestens nachgewiesen werden können (vgl. Asklund und Kulling 1926 und A. Metzger 1927), ist doch die Frage, inwieweit die Strukturlinien im Relief (man vergleiche hierzu die ausgezeichnete Karte 10 im Atlas de Finlande 1910, Archipel d'Åland et d'Åbo, 1 : 400 000, die allerdings nicht mehr das Meeresbodenrelief zeigt) tektonisch zu deuten sind und inwieweit hierbei sonstige formende Kräfte beteiligt sind, eine sehr schwer zu entscheidende. Diese Frage rührt allerdings an entscheidende Punkte. Je nachdem, ob man sich für kurzfristige endogene oder langfristige exogene Vorgänge als Hauptformkräfte entscheidet, muß man natürlich zu ganz anderen Vorstellungen über die Entstehung des Ostseeraumes gelangen. Wir kommen hier nur weiter mit vorsichtiger und sauberer Ausdeutung der wirklich vorhandenen Formen. Und gerade das Beispiel der starken Gegensätzlichkeiten in den Strukturlinien der Ålandschwelle zeigt uns, daß diese Frage nur von einer großräumigen, übergreifenden Betrachtung her annähernd beantwortet werden kann.

### **Grundzüge der fennoskandischen Landformung.**

Das nordbaltische Gebiet mit der bottenischen Bucht liegt ganz in der großen tektonischen Einheit Fennoskandia eingebettet. Die Bodenformen der Meeresgebiete sind trotz aller beschriebenen Unregelmäßigkeiten im einzelnen doch nicht wesentlich anders als die fennoskandischen Landformen.

Diese Formen sind im großen durch zwei Eigenschaften gekennzeichnet. Es sind dies die Verebnungsflächen, die sich in weiter, gleichmäßiger Erstreckung von den norwegischen Fjelden über den größten Teil Schwedens und Finnlands erstrecken. Es sind dies ferner die geradezu unzähligen Bruchspalten und Verwerfungen, die ganz Fennoskandia durchziehen und mit ihren sich kreuzenden Linien mosaikartig auflösen, ohne jedoch den weiten Urgebirgsflächen das Kennzeichen der Ebenheit im großen zu beeinträchtigen, nur Ansatzmöglichkeiten und Schwächelinien zur reichhaltigen Ausgestaltung von Kleinformen schaffend.

## Die Zerklüftung.

Diese Klüfte gibt es nun in den verschiedenartigsten Ausprägungen und Größenordnungen. Fast überall ist der weitgestreckte fennoskandische Urgebirgsgrund dicht durchzogen von einem Kluftnetz feinsten Ausprägung, mit dem Auge gerade noch als schmale Risse erkennbar, aber ohne daß irgendwelche Verschiebungen eingetreten wären. Dieses einfache Zerbrochensein in großen Hauptrichtungen ist wohl die Grundform überhaupt. Bei den kahlen, glattgeschliffenen Felsflächen treten diese Liniennetze in großer Klarheit hervor (vorzügl. Bilder bei Sederholm 1913 und Ljungner aus den Schärengebieten Finnlands und Bohuslans).

Ebenfalls sehr häufig ist eine tektonisch stärker beanspruchte Form, die „Bruchspalten“ im engeren Sinne. Hier sind die Klüfte erweitert, die Wände gleichsam auseinandergezerrt, wodurch sich lange gerade Spalten ausbildeten, die vielfach von Tiefengesteinen oder Resten kambrosilurischer Gesteine ausgefüllt sind, vielfach aber auch als eigenartige und kennzeichnende Hohlformen auftreten. Kleinere solcher Formen bildet Sederholm (1913) ab. Bis zu welcher Größe diese Spalten ausgebildet sein können, zeigt die weitbekannte Skurugata in Småland, wo sich auf drei Kilometer Längenerstreckung die senkrechten glatten Kluftwände in rund 20 m Entfernung und bis zu 50 m Tiefe gegenüberstehen.

Bis auf diese Zerrungen sind aber auch hier sonstige Querverschiebungen oder vertikale Bewegungen nicht eingetreten oder doch nur in ganz geringem Umfange, der das Phänomen der zwar zerbrochenen, aber nicht verschobenen Platten nur noch deutlicher klarstellt. Der Vergleich mit einem Mosaik stimmt also auch in der Hinsicht, daß die ursprüngliche Fläche im wesentlichen erhalten ist (Asklund 1923, Sundius, Ljungner).

Die letzte Ausprägung schließlich sind die wirklichen Verwerfungen mit zum Teil großen Sprunghöhen. Sie kommen in Fennoskandia in umgrenzten und meist altbekannten Gebieten vor, vor allem im Oslogebiet, im Vättergraben, im mittelschwedischen Verwerfungsgebiet, in Teilgebieten von Dalarne, Jämtland, Karelien und anderswo, hier meist durch ihr Absetzen gegen kambrosilurische Restgebiete erkenntlich.

Diese Verwerfungen gehören aber dennoch nicht zu den morphologischen Grundzügen Fennoskandias. Sie bleiben Einzelercheinungen. Es ist daher nicht möglich, alle in ihrer Deutung noch nicht klargestellten geradlinigen großen Strukturlinien so deuten zu wollen. Das Verfahren, „alle geradlinigen Züge im Relief“ sich an Hand von Karten herauszusuchen und als Bruchlinien einzutragen (Sederholm 1913, S. 11), ist daher als irreführend abzulehnen.

Eine Deutung durch Annahme von großartigen tektonischen Brucherscheinungen, auch ohne daß die entsprechenden Verwerfungen nun auch wirklich nachgewiesen wären, ist natürlich sehr verlockend. Aber dennoch bleibt eine solche Annahme immer ein Notbehelf, eine Art *deus ex machina*, durch die immer, als durch einen einmaligen, plötzlichen Vorgang, die Bedeutung langfristiger Formungsvorgänge verkleinert wird. Solche bequemen tektonischen Deutungsannahmen müssen allgemein erheblich eingeschränkt werden.

Die tektonischen Erklärungsmöglichkeiten werden weiterhin eingeschränkt durch die überraschende Tatsache, daß die großen tektonischen Hauptphasen sich nicht mit dem Alter der Kluftsysteme in Verbindung bringen lassen. Das Auffinden kambrosilurischer Reste nämlich in Spaltengängen weiter Teile Fennoskandias bewies, daß das Alter der Bruchspalten meist höher war, als man ursprünglich angenommen hatte. Genauere Untersuchungen einzelner Gebiete ergaben dann das überwiegend archaisch-algonkische Alter der meisten Kluftsysteme. Paläozoisch erstmalig ausgebildete Kluftsysteme sind selten, jüngere lassen sich überhaupt nicht sicher nachweisen. Das bedeutet: die wichtigsten und heute noch im Relief auffälligsten Kluftsysteme sind bei der Ausbildung der großen fennoskandischen Ebenheiten schon fertig ausgebildet gewesen. Die umgrenzten Verwerfungsgebiete, die in späterer Zeit Teile der Verebnung zerstörten oder versenkten, sind erheblich jünger und streichen auch in anderen Richtungen als die alten Kluftsysteme. Diese Kenntnisse geben wichtige Datierungsmöglichkeiten.

Auf jeder Übersichtskarte erkennt man sofort die topographisch stark hervortretenden Bruchspaltenrichtungen. Vor

allem tritt in Fennoskandia (kurze Übersicht bei Kaikko, S. 73 ff., Schrifttum auch bei Kaufmann 1931) als Hauptrichtung immer wieder die nordwest-südöstliche auf. An zweiter Stelle, nicht ganz so oft ausgeprägt, wenn auch manchmal örtlich vorwiegend, finden wir ein nordost-südwestliches System. Beide Systeme schwanken in ihrem Winkelabstand, sind aber fast immer deutlich zu erkennen. Gerade diese beiden, bei weitem häufigsten Systeme haben sich als sehr alt angelegt erwiesen. In sehr geringer Häufigkeit sind schließlich noch andere Systeme vorhanden, von denen die Nord-Süd- und die Ost-Westrichtung zu nennen sind. Von diesen finden wir die meridionale Richtung deutlich ausgeprägt im weiteren Gebiete um die Ålandschwelle.

In fast denselben Häufigkeits- und Richtungsverhältnissen finden wir diese in ganz Fennoskandia anzutreffenden Hauptklufsysteme im Ostbaltlande wieder, also einem zur russischen Tafel gehörigen Gebiet. Die in den estländischen Silurkalken besonders auffälligen Klufsysteme sind von Teichert gemessen, wobei allerdings der ganz klare Zusammenhang mit den fennoskandischen Systemen die von Teichert versuchte, völlig unbewiesene Verknüpfung mit bestimmten jungen tektonischen Phasen widerlegt. Hier haben wir vielmehr das lehrreiche Beispiel einer Abbildung der im Grundgebirge angelegten Klufsysteme in den auflagernden Sedimenten. Zu erklären ist das nur durch eine ein- oder mehrmalige Wiederbelebung der alten Richtungen durch Bewegungen wenn auch nur leichter Art. Diese Wiederbelebung alter und unter anderen Umständen angelegter Richtungen sagt uns noch gar nichts über die Bewegungstendenzen dieser jüngeren Anstöße. Die Geschichte und Bedeutung der fennoskandischen Klufsysteme haben wir deshalb etwas ausführlicher behandeln müssen, weil zur Erkenntnis der Entstehung der Ostsee die Tatsache von großer Bedeutung ist, daß die späteren tektonischen Phasen nur sehr mittelbar mit der Richtung der durch Klufsysteme bestimmten Strukturlinien zu tun haben können. Dies muß zu weiterer Vorsicht gegenüber allen tektonischen Patentlösungen mahnen.

## Die Einwirkung des Eises.

Eine „Wiederbelebung“ anderer Art haben die Klufflinien nun auch noch in der Eiszeit erfahren, deren Formenausprägung ja in Fennoskandia im allgemeinen noch vollständig allein herrschend geblieben ist. Die wenigen Jahrtausende, die seit dem Abschmelzen des Eises verflossen sind, haben sich an dieser eiszeitlichen Herausarbeitung der Klüfte noch kaum abschwächend auswirken können. Bei der Betrachtung eines von Bruchspalten durchzogenen fennoskandischen Landschaftsbildes können wir meist feststellen, daß die starke Ausprägung bestimmter Richtungen nicht ganz dem wirklichen gegenseitigen Zahlenverhältnis der Kluffsysteme entspricht. Die bevorzugte Herausarbeitung und zum Teil sehr tiefe Ausschürfung, ja sogar „Übertiefung“ bestimmter Spaltenrichtungen, die mit der Richtung der eiszeitlichen Schraffen übereinstimmen, ist auffallend. Diese Tatsache gibt nun sehr wertvolle Hinweise über die Art der Eisarbeit auf dem fennoskandischen flachen Urgebirgsgrund.

Während wir verschiedene Hinweise besitzen, daß die abschürfende Arbeit des Eises auf den flachgelagerten Felsflächen nur eine sehr geringe war, während wir auch Reste an sich sehr wenig widerstandsfähiger Schichten, sofern sie nur flach gelagert sind und geringe Höhenunterschiede aufweisen, in ihren alten Verwerfungsbegrenzungen anscheinend kaum berührt vorfinden, sind die Wirkungen des Eises in allen Abstufungen im Bereich der Bruchspalten zu beobachten. Wir sehen, wie das Eis an den Spalten Ansatzmöglichkeiten zu herausbrechender Tätigkeit fand, wir können heute noch sehen, wie große und kleine Blöcke entlang den Kluffflächen erst gelockert und schließlich verschleppt worden sind. So wurden die Bruchspalten langsam seitlich und besonders rückwärtend, entgegengesetzt zur Stromrichtung des Eises erweitert. Waren die Spalten von vornherein breiter ausgebildet, so konnte das Eis, sofern die Richtung mit seiner Stromrichtung ungefähr übereinstimmte, besonders starke Arbeit leisten. Sederholm (1913) und neuerdings in besonderer Klarheit und Ausführlichkeit Ljungner berichten über diese „herausklaubende“ Arbeit des Eises, wo es an Spalten Angriffs-

möglichkeiten besonderer Art fand. In derselben Art — durch klaubendes Herausbrechen entlang Spaltensystemen — wirkte das Eis an den einzelnen Bergen und Rücken. Während hier die Stoßseite unter ungeheurem Druck des ständig darüber hinrückenden Eises gerundet und geschliffen wurde, wirkten auf der Rückseite die gegenteiligen, lockernden und herausbrechenden Kräfte, die sich auf Grund der Klüftung aufs stärkste auswirken konnten. Das kennzeichnende Profil der Berge mit sanft ansteigender Stoßseite und schroff abfallender Rückseite finden wir fast überall in den hügeligen Landschaften Fennoskandias. In einer schönen Studie konnte I. Högbom am lappländischen Berge Luppio die Einzelheiten der Eisarbeit in Beziehung zu den Klüften nachweisen. Auch Sederholm (1913) bringt ausgezeichnete Belege.

Während eine flächenhafte Abtragung durch das Eis alles in allem nur in sehr geringem Umfange tätig gewesen zu sein scheint, sehen wir diese klaubende, ausbrechende Wirkung des Eises an den Bruchspalten auch im großen. Daß die dabei geschaffenen größten Hohlformen uns lange überhaupt verborgen geblieben sind, hat sich bei der genauen Auslotung der größten Seen ergeben. Auf der Tiefenkarte des Päijänne-Sees (Sederholm 1932b) sehen wir die zerlappte nordsüdliche Längserstreckung des Sees aufgelöst in tiefe, schmale Furchen nordwestlicher Richtung. Hier auf der finnischen Seenplatte, wo die Eisrichtung ungefähr mit dieser Kluftrichtung übereinstimmte, treffen wir bei genauerer Erforschung immer wieder diese schmalen Ausfurchungen. Ebensolche besonders tiefe Rinnen treffen wir auch in schwedischen Seeböden. Im Ålandgebiet, wo das Eis südlich strömte, zeigt die Tiefenkarte das Bild der in den flachen Sockel stark eingetieften Rinnen. Auch hier sind die alten Bruchspalten durch das Eis herausgearbeitet.

Faßt man die Beobachtungen zusammen, so ergibt sich als ziemlich klares Bild, daß das Ausmaß der Wirkungen des Eises abhängig ist von den Ansatzmöglichkeiten, nicht von der physikalischen Widerstandsfähigkeit des Gesteins. Diese Ansatzmöglichkeit im großen bot vor allem das fennoskandische Bruchspaltennetz, das dort, wo sich die Spalten häuften, dem Eise außerordentliche Ausräumungsmöglichkeit bot.

## Die Verebnungsflächen.

Das hohe Alter der meisten Spalten erklärt nun auch zum Teil seinerseits die Erhaltung der weiten Verebnungsflächen. In die schon zerbrochene Grundgebirgsmasse haben sich die Verebnungen, alle Höhenunterschiede ausgleichend, eingeschnitten. Die Flächen selbst und ihr Alter können wir vor allem aus den in Bruchspalten erhaltenen Resten kambrischer Gesteine als subkambrisch feststellen. In dieser letzten großen Verebnung fließen alle vorhandenen noch früher (z. B. subjotnisch) angelegten Einzelflächen zusammen. Es erfüllt einen immer wieder mit Staunen, wenn man den Umfang und noch mehr die Erhaltung dieses großartigen geologischen Phänomens überblickt. Wir finden diese präkambrischen (so zusammenfassend besser als subkambrischen) Flächen, die formbeschreibend am besten als Fastebenen zu bezeichnen sind, noch teilweise auf den Höhen der norwegischen Fjelde (Hardangervidda), dann auf weite Strecken in Bohuslän, auf Bornholm, in West- und Ostgötland, am südschwedischen Hochlande, in Mittelschweden, in Jämtland, wo sie nach Westen hin schon hügelig erscheinen, ferner sich hinziehend am Rande der kaledonischen Überschiebungsmasse, dem „Glint“; wir haben ferner größere Flächen im südwestlichen Finnland und im Küstengebiet der bottenischen Bucht (viele wichtige Literaturangaben bei Frödin 1916, Ramsay 1917, Ahlmann 1920, Braun 1923, Högbom-Ahlström 1925). Umstritten ist noch die Stellung einiger Gebiete wie des südschwedischen Hochlandes und der finnischen Seenplatte, die zwar denselben ebenen Charakter aufweisen und auch unmittelbar an sicher präkambrische Flächen angrenzen, auf denen selbst aber die zum Beweise dienenden kambrosilurischen Auflagerungen oder Spaltenfüllungen nicht nachgewiesen werden konnten.

Insbesondere Braun (1923, 1926) vertritt im Rahmen einer umfassenden tektonischen Hypothese die Meinung, daß diese beiden genannten Flächen im Tertiär aufgewölbt und entsprechend abgetragen seien, daß also die heutige Oberfläche tertiären, also verhältnismäßig jungen Alters sei. Wir werden auf diese Hypothese noch zurückkommen. Jedenfalls kann hier schon gesagt werden, daß die heutige Oberfläche, falls

sie nicht überhaupt der alten präkambrischen Fläche entspricht, keinesfalls weit unter diese erniedrigt sein kann. Die sicher präkambrischen und die fraglichen südschwedischen und finnischen Flächen gehen so unmerklich und ohne Verwerfungen ineinander über und zeigen so weitgehend denselben Verbnungscharakter, der weit entfernt ist von dem, wie wir uns eine tertiäre Denudationsfläche vorstellen müssen, daß es kaum möglich erscheint, hier etwas anderes sehen zu wollen.

Diese präkambrische Fastebene, die zur Zeit der Überflutung durch das kambrische Meer im wesentlichen die gleiche Höhenlage hatte, ist heute, wenn auch sanft und großräumig, so doch deutlich verbogen. Sehen wir allerdings ab von der kreidezeitlich-tertiären Hebung der eingeebneten kaledonischen Faltungsmasse und ihrer von präkambrischen Flächen überzogenen Randgebiete im norwegisch-schwedischen Fjeld, sehen wir auch ab vom Untertauchen dieser alten Fastebene an den heutigen Rändern des fennoskandischen Blockes — diese Linien werden uns als höchst bedeutungsvoll für die Morphologie des Ostseegebietes noch ausführlich beschäftigen —, so bleiben nur noch sehr geringe Höhenunterschiede übrig. Es bleibt immer wieder erstaunlich, wie ebenmäßig die Hauptteile Fennoskandias von Flächen überzogen werden, die die heutige und zugleich die präkambrische Oberfläche darstellen. Und noch mehr: Diese Flächen liegen heute wie doch wahrscheinlich wohl auch damals zur Zeit ihrer Ausbildung in der Nähe des Meeresspiegels als der absoluten Denudationsbasis. So sehen wir heute, daß in diesen Gebieten kaum tief eingeschnittene, stark erodierende Flüsse fließen, sondern die zahlreichen Gewässer rinnen in weiten flachen Talungen ab. Nur falls ein Fluß eine der als Schwächelinien vorgezeichneten Spaltenzonen benutzt, ist das Tal nicht nur weit, sondern auch tief. Die Ausräumung dieser Spaltenzone ist aber auch dann fast immer nicht dem Fluß, sondern der Wirkung des Eises zuzuschreiben.

### Die Landhebung.

Die geringe Umgestaltung und Verbiegung der großen präkambrisch angelegten Flächen und die orogenetische Unberührtheit weitester Teile von Fennoskandia überhaupt haben

von jeher die Vorstellung eines mächtigen festen Blockes aufgenommen lassen. Diese Sonderstellung als tektonische Einheit scheint sehr alt zu sein und sich immer wieder im Ablaufe der geologischen Perioden durchgesetzt zu haben (Ramsay 1917, Troedsson 1927). Darüber hinaus können wir mit Backlund (1928) sagen, daß tatsächlich eine Tendenz besteht, den ganzen fennoskandischen Block immer wieder in eine vertikale Gleichgewichtslage zu bringen, die den alten Gleichgewichts- und Höhenlagen entsprechen. Für die Gegenwart haben wir den anschaulichsten Beweis in der Lage der aufgedeckten präkambrischen Flächen vor uns; daß aber auch die früher gelegentlich angenommenen großen tertiären Hebungen weiter fennoskandischer Gebiete nie eingetreten sind, beweist uns die einfache morphologische Überlegung, daß dann deutliche Reste eines tief eingeschnittenen, zum tertiären Meer nach Süden entwässernden Flußnetzes erhalten sein müßten. Das Gegenteil ist der Fall. Zugleich beweist uns die weite präkambrische Fläche, daß das Eis keinesfalls etwa ein tertiäres eingeschnittenes Relief bis zur Wurzel beseitigt haben kann. Es bleibt somit nur der Schluß (Troedsson 1927), daß der fennoskandische Block auch in früheren Perioden immer dicht an der Hauptdenudationsbasis, dem Meeresspiegel, gelegen haben muß. Die Annahme von Ramsay (1930, S. 55), daß Fennoskandia zur Tertiärzeit um mehrere hundert Meter (infolge Hebung des Landes und Absenkung des Meeresspiegels) über der damaligen Denudationsbasis gelegen habe, ist aus eben diesen zwingenden Gründen als bloße Theorie abzulehnen.

Auch die heutigen Erdkrustenbewegungen bestätigen diese Tendenz. Aus den spät- und postglazialen Uferlinien des Meeres ersehen wir, daß damals Fennoskandia im Verhältnis zum Meeresspiegel bis zu mehreren hundert Metern tiefer lag als jetzt, daß aber gleichzeitig eine starke, bis heute andauernde Hebung diese Herabdrückung auszugleichen strebte. Die früher sehr viel stärkere Hebung klingt zur Gegenwart hin langsam aus. Immerhin betragen die gegenwärtigen Hebungshöchstwerte im zentralen Hebungsgebiet an der Bottenwiek immer noch fast ein Meter im Jahrhundert (Witting 1922).

Den noch ausstehenden Betrag bis zum völligen Abklingen der Hebung hat Witting (1928) in genialer Methodik auf rund 55 m für das Hebungszenentrum berechnet. Das würde bedeuten, daß bis auf geringe Reste die Ostsee aus dem von ihr überfluteten fennoskandischen Gebiet wieder verdrängt ist, der ursprüngliche Zustand also im wesentlichen wieder hergestellt ist. Dadurch wird der Wittingsche Wert mittelbar bestätigt.

Diese Herabdrückung Fennoskandias, bzw. auch des weiteren Ostseebereiches wird von sämtlichen skandinavischen Forschern auf Grund ihrer eingehenden Studien der Hebungsercheinungen auf die Eisbelastung Fennoskandias zurückgeführt. Mit dem Abschmelzen des Eises hebt sich nun die herabgedrückte Landmasse gemäß den Gesetzen der Isostasie, bis die Herabdrückung wieder annähernd ausgeglichen ist.

Auf diese Frage der isostatischen Vorgänge infolge Eisbelastung und -entlastung muß etwas näher eingegangen werden, da es immer noch deutsche Forscher gibt, die diese Deutung völlig ablehnen. Die Haupteinwände sind folgende: Fennoskandia sei von jeher ein alter Block gewesen, der seit dem Archaikum kein synklinales Stadium mehr erlebt habe. Eine Hebungsperiode wie die heutige sei daher unter ganz allgemeinen epirogenetischen Gesichtspunkten verständlich. Auch sei die Hebung schon deshalb nicht eine Folge der Eisentlastung, weil ja nachweislich noch eine Senkungsperiode — die „Litorinasenkung“ — eingeschaltet sei, was im Rahmen einer Eisentlastungsbewegung nicht zu erklären wäre.

Es muß einmal deutlich gesagt werden, daß diese Gründe nur bei einem gänzlichen Außerachtlassen der neueren skandinavischen Forschung überhaupt vorgebracht werden können. Betrachtet man die Linien gleicher Hebung, die ungefähr in konzentrischen Ellipsen verlaufen, so sehen wir keine Übereinstimmung mit den Grenzen des fennoskandischen Blockes, wohl aber Übereinstimmung mit dem Gebiet der letzten Vereisung. Auch Gebiete der russischen Tafel und des saxonischen Bruchschollengebietes werden heute gehoben.

Wir wissen heute auch, daß die Hebung in den Kerngebieten eine ununterbrochene gewesen ist. Eine klassische Arbeit

von Ramsay (1924) stellte die Vielfalt schwer deutbarer Uferlinien unter den großen Gesichtspunkt des notwendigen Zusammenwirkens von zwei Folgen der Eisabschmelzung: der Landhebung und des Ansteigens des Meeresspiegels. Dem ungeheuren Druck der Jahrtausende lastenden Eismasse entsprach ein langsames Absinken der Landoberfläche unter dem Eise und ein Aufquellen der randlich abgedrückten Massen an den Grenzen der Eismasse. Dieses randliche Emporquellen entsprach also nicht einer innewohnenden tektonischen Tendenz, sondern war eine Art Fernwirkung, durch Untergrundverschiebungen bewirkt. Dementsprechend sackte dieses randlich aufgequollene Gebiet wieder zusammen, als die Eisentlastung einsetzte und das Zurückströmen der weggedrückten Untergrundmassen eine schnelle Hebung bewirkte. Diese Hebung setzte im inneren Vereisungsgebiet schon ein, als noch Reste einer dünn gewordenen, nicht mehr stark belastenden Eisdecke vorhanden waren. In diesen inneren Teilen Fennoskandias kennzeichnen daher die spätglazialen höchsten Meeresspiegel nicht die tiefste Herabdrückung der Landoberfläche überhaupt; im Gebiete des heutigen und wohl auch damaligen Hebungsentrums dürfte der Hebungsbetrag vor Abschmelzen des letzten Eisrestes, also vor der Überflutung durch das Meer mindestens 100 m erreicht haben.

Während dieser Ausgleichsbewegung — Hebung im Zentrum, Absinken der Randgebiete — hob sich der Meeresspiegel dauernd infolge des Abschmelzens der Eismassen in aller Welt (ausführliche Überlegungen und Berechnungen bei Ramsay 1924 und 1930, Sauramo 1934). Die anfänglich noch stärkere Hebung schnürte in der Ancylusperiode die Ostsee als großen Binnensee ab. Die immer stärker werdende Hebung des Meeresspiegels im Verein mit dem nach innen vordringenden Absinken der Randgebiete überwältigte die Schwelle der Beltsee und schuf das offene Meer der Litorinazeit. Während nun aber die eustatische Hebung des Meeresspiegels — seit der Yoldiazeit fast 80 m (Sauramo 1928) — nach Abschmelzen des nordamerikanischen Inlandeisrestes beendet war, dauerte die Hebung, bzw. Senkung im Randgebiete an und schuf durch die daraus sich ergebende Kippung nach

Süden die heutige Verminderung des Einflusses vom offenen Meere her.

Vor allem aber bieten die Einzelheiten des Hebungsvorganges den schlüssigsten Beweis für die Einmaligkeit und Sonderbedingtheit dieses Geschehens. Daß es sich nicht um säkuläre, epirogenetische Hebungen handeln kann, geht aus der Hebungsgeschwindigkeit hervor; bei einer länger dauernden Hebung in diesem Ausmaße wäre Fennoskandia sehr bald ein gewaltiges Hochland mit Tausenden von Metern Höhen. Das jetzige Abklingen der Hebung dagegen bringt Fennoskandia voraussichtlich ziemlich genau auf seine ursprüngliche Höhenlage zurück. Auch Petrelius kommt in seinen finnländischen Messungen zum Ergebnis des überwiegenden Abklingens der Hebung. Allerdings sind seine Messungen methodisch sehr anfechtbar, weil die Ausgangswerte nicht verlässlich sind. Noch stärker gegen eine epirogenetische Hebung spricht der eigenartige wellenförmige Hebungsverlauf. Die während des Abschmelzens noch unter dem Eise einsetzende Hebung wies die Zone stärkster Hebungintensität ungefähr am jeweiligen Eisrande auf. Lidéns Berechnungen wiesen zuerst nach, daß am Eisrande in Ångermanland der gewaltige Hebungsbetrag von 12—15 m im Jahrhundert erreicht wurde. Seitdem sind auch aus anderen Gebieten diese Beträge für die Zeit der Eisrandlage bestätigt worden. Diese Welle stärkster Hebung als unmittelbare Folge der Eisentlastung wanderte immer dem weichenden Eisrande nach. In dem vom Eisrande verlassenen Gebiet klang dann die Hebung erst schnell, dann immer langsamer und zögernder ab.

Alle mit der fennoskandischen Landhebung zusammenhängenden Erscheinungen sind zusammenfassend von Tanner 1930 auf das sorgfältigste (das Schriftenverzeichnis umfaßt über tausend Schriften!) untersucht worden. Im Ergebnis bejaht Tanner vollständig die Erklärung der Hebung durch Eisentlastung. Auf kleinere tektonische Störungen im Ablauf der Hebung weist er vielfach erstmalig hin. Auch Braun (1931, 1932) hat neuerdings einige Gebiete tektonischer Aufwölbung nachzuweisen versucht. Obwohl diese Versuche vorläufig als noch keineswegs bewiesen gelten dürfen, so kann doch grund-

sätzlich keineswegs die Möglichkeit rein tektonischer Bewegungen bestritten werden. Es wäre im Gegenteil auffällig, falls solche im ganzen fennoskandischen Block völlig fehlten.

Ausdrücklich ist dabei jedoch zu betonen, daß solche etwaigen tektonischen Bewegungen kleineren Umfanges, gerade wegen der von ihnen verursachten Störung des regelmäßigen Verlaufes der Hebungslinien im großen, sich auf das deutlichste von dieser umfassenden Hebung abheben und sich als nicht beherrschende, sondern zusätzliche Erscheinung kennzeichnen.

Die Struktur Fennoskandias gleich einer „etwas gebrochenen Mosaikplatte“ kann mit sich führen, daß auch diese Kleinschollen sich bei der raschen Hebung in ihrer Höhenlage etwas gegeneinander verschieben. Sauramo (1934) kennt aus SW-Finnland solche Verschiebungen bis zu 10 m Höhenunterschied (S. 32, dazu das unreduzierte Diagramm S. 36).

Bei allen diesen nordischen Forschern stehen wir auf sicherer Beobachtungsbasis. Im Gegensatz dazu stehen Bubnoffs unzweifelhaft sehr anregende Hypothesen über den Zusammenhang von Untergrundbau und Eisausbreitung (1931a). Bubnoff nimmt an, daß alte Schwellen, wie die unzweifelhaft vorhandene Pompeckj-Schwelle im Unterelbegebiet (vgl. auch Reichs Arbeiten) und die hypothetische Schwelle des „skythischen Walls“, in Westrußland nordsüdlich ziehend, die Eisausbreitung entscheidend in einengendem Sinne beeinflusst hätten, obwohl, wie Bubnoff selbst zugibt, diese „Hindernisse“ morphologisch an der Oberfläche nicht erkennbar sind und auch im Diluvium nicht gewesen sein können. Diese Hypothese muß abgelehnt werden, da das Eis als zähflüssige Masse durchaus rein physikalischen Gesetzen gehorchte.

Die Anerkennung der Eisentlastung als Hebungsursache ist auch keineswegs mehr zu erschüttern durch Schwinnners (1931) Versuche, die Schweremessungen gegen die Isostasie auszuwerten. Man vergleiche damit auch die Abfertigung, die Tanner (1930, S. 428) einer älteren Arbeit Schwinnners mit gleicher Tendenz zuteil werden läßt, indem er den Nachweis führt, daß die von Schwinner vorgebrachten Gründe durch den heutigen, ihm unbekannt gebliebenen Stand der Kenntnisse hin-

fällig geworden sind. Es ist bekannt und von Schwinner auch anerkannt, daß diese Messungen im wesentlichen die Struktur des Grundgebirges widerspiegeln, besonders auch in Gegenden, wo eine mächtige Sedimentdecke über diesem Grundgebirge lagert. Bubnoff (1924, S. 151) weist mit Recht darauf hin, daß die Anomalien unter den Sedimenten der russischen Tafel (etwa Nordostpreußen, Kursk) mit gleicher NW—SE-Richtung wie in Finnland, aus den Magnetiteinlagerungen des Grundgebirges zu erklären sind, die magnetische und Schwereabweichungen bedingen. Der Verlauf der Linien gleicher Schwere hat somit im wesentlichen mit der Eisentlastungshebung nichts zu tun und kann daher auch nicht zu Schlüssen gegen die Eisentlastungstheorie dienen. Die theoretisch zu fordernde negative Schwereabweichung im Hebungsgebiet, welche die in der Hauptsache von anderen Ursachen bestimmte Schwereverteilung zusätzlich beeinflussen müßte, kann schon deswegen nicht zum beherrschenden und eindeutigen Ausdruck kommen, da im Hebungszenrum einer schon stattgehabten Hebung von mehreren hundert Metern nur noch ein Hebungsrestbetrag von etwa 55 m gegenübersteht, in den Randgebieten also entsprechend weniger. Von diesen geringen Beträgen kann man keinen Einfluß auf das Schwerebild mehr erwarten.

### **Die alten Verebnungen um die baltische Bucht.**

Die Herausstellung der Grundzüge fennoskandischer Oberflächengestaltung gibt uns die Möglichkeit der näheren Deutung der baltischen Bucht als eines versenkten Teiles Fennoskandias.

Die präkambrische Festebene als wichtigste Fläche tritt im Umkreis der baltischen Bucht zunächst im Westen am Fuße der alten kaledonischen Überschiebung als mehr oder weniger breiter Streifen auf. Sehr viel wichtiger aber in unserem Zusammenhang ist die Deutung der von Sten de Geer (1918) ausgezeichnet beschriebenen Küstenebene als identisch mit der präkambrischen Fläche. Asklund (1929) hat eine umfassende morphologische Deutung versucht, und sein Vortrag nebst den außerordentlich wichtigen Diskussionsäußerungen ist von bleibender Bedeutung. Sten de Geers und die um-

fassendere Asklundsche kartographische Darstellung zeigen uns die Küstenebene als schmalen Streifen von weniger als 50 km Breite, ansetzend in breiter Front an den mittelschwedischen präkambrischen Flächen, sich nach Norden durch Gästrikland—Hälsingland hinaufziehen. In Medelpad—Ångermanland verschwindet die Küstenebene vollständig; hier tritt die unruhige Hügellandschaft, die sonst ihren Hintergrund bildet, unmittelbar an das Meer heran. Bei den Nordkvarken taucht die Küstenebene wieder auf und wird nach der schwedisch-finnländischen Grenze zu allmählich breiter. Mit der verschiedenen Breite des von der Küstenebene eingenommenen Streifens wechselt auch die Höhenlage um einige Dutzend Meter. Da Asklund für die Küstenebene in Gästrikland das präkambrische Alter mit Sicherheit beweisen kann, da hier wieder die bekannten Sandsteinreste auftreten, glaubt er — wie man zugeben muß, mit einem hohen Grad von Wahrscheinlichkeit —, daß die genau gleichartigen Flächen weiter nördlich, auf denen die beweisenden Sandsteinreste bisher nicht gefunden sind, gleicher Entstehung und gleichen Alters sind. Auch Sten de Geer hatte 1918 die von ihm näher untersuchten Küstenebenen bei Umeå für präkambrisch oder silurisch gehalten. Eine wesentliche Stütze und Erweiterung erfahren die Darlegungen Asklunds durch die Diskussionsbemerkungen Gavelins. Dieser betont gleichfalls das wahrscheinlich präkambrische Alter der nordländischen Küstenebene und legt weiterhin dar, daß die breitere, sehr viel ebenere österbottische Ebene, von Haparanda anschließend sich jenseits der Bottenwiek herabziehend, dasselbe Alter aufweisen müsse. Hier finden sich auch an ein paar Stellen die beweisenden Sandsteinreste. Weiter im Süden schließt sich der Ring: es wurde schon erwähnt, daß im südwestlichen Finnland und auf den Ålandinseln die kambrischen Sandsteinreste ebenfalls die präkambrische Fläche anzeigen. Fast lückenlos wird somit die baltische Bucht von dieser alten Fläche umgeben.

Demgemäß erhebt sich sofort die Frage, inwieweit bei den bestehenden nachweisbaren Verbiegungen dieser Fläche ihre etwaige untermeerische Fortsetzung verfolgt werden kann. Diese Frage ist um so näherliegend, als die gegenwärtigen

Meeresgrenzen in einer Zeit und in einer Gegend noch kräftig fortschreitender Ausgleichshebung naturgemäß nur untergeordnete Bedeutung besitzen.

Asklund verfolgt in der Tat die Küstenebene auch untermeerisch. Die tiefste Absenkung nimmt er bei der ångermanländischen Lücke an, wo die obere Grenze bis auf 75 m unter den Meeresspiegel sinken soll. Aber erst recht läßt sich natürlich die untermeerische Fläche als Fortsetzung der schon aufgetauchten verfolgen, was besonders im Norden auf weite Strecken hin möglich erscheint. Auch Sten de Geer hält die Verebnungsfläche bei Umeå nur für einen kleinen Ausläufer einer großen noch untermeerischen Fläche.

Diese Beobachtungen und Vermutungen sind jedoch alle vor Erscheinen der Renqvistschen Tiefenkarte aufgestellt. Aus dieser Karte hatte sich als ziemlich eindeutig ergeben, daß vor allem auf der finnländischen Seite die Fortsetzung der österbottischen Ebene bis rund 40 m Meerestiefe verfolgt werden kann. Auf der schwedischen Seite können solche Flächen allenfalls noch, wie erwähnt, im Gebiet vor Piteå und Luleå erkannt werden. Weiterhin aber in der Bottenwiek kaum. Im südwestlichen Teil der Bottenwiek ist der Abfall von der schwedischen Küste in Tiefen bis über 100 m verhältnismäßig steil. Deutlicher ist dagegen wieder die beiderseitige, besonders auch hier wieder die finnländische untermeerische Fortsetzung der Ebene in der Schwelle der Nordkvarnen. Auch weiterhin läßt sich vor der finnländischen Küste der Abfall als eben und gleichmäßig verfolgen. Nicht so bei der schwedischen Küste der Bottensee. Gerade vor Ångermanland, wo Asklund von 75 m Tiefe an die Ebenheit ansetzt, liegt in Wirklichkeit die Ulvötiefe. Auch weiter südlich erscheint ja der Abfall zur Tiefenzone verhältnismäßig unruhig, wobei wir nur in den wenigsten Fällen wissen können, ob es sich hier um glaziale Auflagerungen oder um Reliefunterschiede im älteren Gesteinsgrund handelt.

Zusammenfassend können wir sagen, daß sich die Küstenebene, die in Finnland an sich schon ebener und ausgeprägter erscheint, auf der finnländischen Seite von der Nordgrenze an bis zum Schärenmeer Ålands untermeerisch mit genügender

Deutlichkeit weiterverfolgen läßt. Auf der schwedischen Seite ist die Küstenebene sehr viel schmaler, reicht bis in sehr wechselnde Höhenlagen hinauf, hat ein weit höheres, stärker geneigtes Hinterland als die finnische Seenplatte es für die Küstenebene darstellt und hat schließlich nur in Teilen der Bottenwiek, in der Nordkvarkenschwelle und dann erst wieder in Uppland eine in größerer Breite entwickelte untermeerische Fortsetzung. Die Andeutung einer Ausnahme in der Gegend von Hudiksvall bestätigt nur die Regel, daß in den Teilen — und südlich darüber hinaus —, in denen Asklund die Küstenebene übermeerisch nicht vorhanden fand und sie dementsprechend untermeerisch beginnen ließ, die Küstenebene in Wirklichkeit völlig fehlt, zum mindesten aus den Seekartenangaben nicht herausgelesen werden kann.

Daß bei etwas unter 40 m ein etwas steilerer Abfall einsetzt, ist aus der Tiefenkarte für die Bottenwiek ersichtlich, vor allem aus den Profilzeichnungen aus Mittelwertberechnungen (Renqvist 1930, Figur 12). Renqvist vermutet daraufhin einen in dieser Tiefe ansetzenden Grabenbruch. Dieses rechnerische Ergebnis wird im Kartenbilde nur an zwei parallelen, ungefähr nordsüdlich verlaufenden Versteilungen in der Mitte des Nordteils der Bottenwiek deutlich. Hier befindet sich auch die tiefste Stelle dieses Meeresteiles. In der südlichen Bottenwiek jedoch und in der ganzen Bottensee ist von einer Reliefversteilung in dieser Tiefe keine Spur mehr zu bemerken. Auch wenn es sich an dieser einen Stelle um einen Grabenbruch handelt — gegen den die an sich mit oder ohne Versteilung sehr geringen Höhenunterschiede sprechen — so handelt es sich hier nur um ein recht kleines lokales Vorkommen, das die Gesamterscheinung der Absenkung der bottnischen Bucht keinesfalls erklärt. Wir haben um so weniger Recht, mit der Patentlösung: Einsenkung = Grabenbruch zu arbeiten, als entsprechende Längsbrüche in der finnischen Seenplatte und in der nordschwedischen Abdachung nicht vorhanden sind (Asklund 1929, auch Braun 1926).

Um so schwieriger gestaltet sich aber nunmehr die Frage nach dem Charakter der tiefsten Teile der bottnischen Bucht, insbesondere ihrer Beziehungen zu den sie weithin umgeben-

den präkambrischen Verebnungen. Wir fanden verschiedentlich Versteilungen, die diese Verebnungen abbrachen oder deren Stelle einnahmen, wo sie eigentlich erwartet wurden, wir finden aber keine Verebnungen am Grunde der Meeresteile. Entweder haben wir hier ausgesprochen unruhiges Relief vor uns oder es handelt sich um schmal ausgezogene Tiefen, wie sie uns in der Ulvötiefe, der Ålandsee und in gewissem Sinne auch der Einsenkung im Nordteile der Bottniewiek entgegneten. Auch sind diese Abbrüche und tieferen unruhigen Flächen nicht gleichmäßig verbreitet, sondern in unregelmäßiger Weise in die umgebenden präkambrischen Flächen eingelassen und mit ihnen verzahnt.

Gewiß sind die gezeichneten Tiefenkarten an Genauigkeit der Darstellung nicht mit den Landkarten vergleichbar, gewiß ist uns auch die Verschleierung des Reliefs durch die glaziale Auflagerung in ihrem Ausmaß unbekannt, aber dennoch können wir aus dem Vergleich der die Küstenebene fortsetzenden ufernahen Streifen mit den unregelmäßigen Tiefenzonen auf der genauen Renqvistschen Karte und aus der räumlichen Anordnung dieser Tiefenzonen und Versteilungen mit genügender Sicherheit schließen, daß hier in der Tiefe kein geschlossenes, den präkambrischen Flächen vergleichbares Flächensystem vorliegt. Denn abgesehen von mangelndem Zusammenhang und Flächenhaftigkeit müssen wir zu dieser Frage auch die Eingliederung der die bottnische Bucht umgebenden präkambrischen Flächen in einen größeren Zusammenhang berücksichtigen.

### **Die Abdachungen um die bottnische Bucht.**

Während man früher gern das Absinken der nordschwedischen Abdachung bis zur Tiefe der bottnischen Bucht und die Wiedererhebung bis zur finnischen Seenplatte tektonisch erklären wollte, indem man beispielshalber eine Reihe von Staffelbrüchen annahm, haben genauere Untersuchungen sowohl für das teilweise sehr deutliche Absetzen des kuppigen Hinterlandes gegen die schwedische Küstenebene als auch im Verlaufe der höheren Abdachung ergeben, daß es sich bei der Abdachung wohl um eine einheitliche, aber nicht bruchbedingte Erscheinung handelt. Für den Ansatz der Küsten-

ebene hat Asklund (1929) das Fehlen der Brüche beweisen können. Für den entsprechenden Ansatz der österbottischen Ebene an der finnischen Seenplatte dürfte dasselbe der Fall sein, denn obwohl auch hier eine Verwerfung vermutet wurde, ist sie in diesem gutdurchforschten Gebiet nicht gefunden worden. Diese zur Zeit und auch nach Vollendung der restlichen Hebung im Meeresniveau befindliche präkambrische Fläche ist nun die Fußstufe in einem System von Flächen, die bis zu den Gipfeln der Fjällregion aufsteigen. Nach allem, was wir bisher wissen, scheint es sich um eine große Piedmonttreppe zu handeln, die auch weiter im Norden, im schwedischen und finnischen Lappland nachzuweisen ist (Braun 1928, 1935, Backlund bei Asklund 1929). Das ist jedenfalls die ungezwungenste Erklärung der immer zahlreicher aufgefundenen Peneplanreste in verschiedenen Höhenlagen.

Daraus ergeben sich nun weitreichende Folgerungen. Zunächst einmal kann der Beginn der Treppenbildung erst nach der devonischen kaledonischen Faltung und Heraushebung des Gebirgstokes eingesetzt haben, so daß alle tieferen Stufen bei einer im Osten absinkenden Erosionsbasis der Entstehungszeit nach immer näher an die Gegenwart heranrücken. Ferner müssen dann die heutigen Höhenverhältnisse — langsames und einigermaßen gleichmäßiges Absinken vom Fjällgebiet, bzw. dem Grint des kaledonischen Überschiebungsrandes zum Gebiet der heutigen bottischen Bucht — in ungefährer Gleichartigkeit schon seit langer Zeit bestanden haben. Während man früher allgemein die Anschauung vertrat, daß das kaledonische Gebirge vollständig eingeebnet und erst zur Tertiärzeit in derselben Längsachse die alten Massen wieder herausgehoben seien (Sederholm 1913, S. 58, auch 1932b, S. 19), müßte man nunmehr annehmen, daß die Heraushebung nach Bildung des ersten Peneplans schon sehr viel früher eingesetzt hat (vgl. Kolderup 1932 und Braun 1935). Denn es ist kaum möglich, daß die Bildung der ganzen vielstufigen Piedmonttreppe während dieser verhältnismäßig kurzen geologischen Epoche durchgeführt werden konnte. Dafür, daß der heutige Zustand ungefähr die postdevonischen Neigungsverhältnisse in der nordschwedischen Abdachung widerspiegelt, spricht auch der

Umstand, daß die Abdachungsflüsse vielfach in sehr alten, wohl noch vortertiären Betten laufen. Es bleibt dabei die Frage offen, ob es sich hierbei nicht, wie es ja auch die Piedmonttreppe bedingen würde, um eine langsame Heraushebung dieser der heutigen entsprechenden Neigungsfläche aus dem Meere handelt. Dagegen spräche, neben anderem, das völlige Fehlen jüngerer Sedimente.

Aus der Annahme der Piedmonttreppe ergibt sich weiter die eigenartige Tatsache, daß die alte präkambrische Fläche an der bottnischen Bucht, die doch eigentlich die jüngste der postdevonischen Flächen sein müßte, hier durch Wiederabdeckung der kambrosilurischen Sedimente gleichsam verjüngt und in das Treppensystem einbezogen worden ist. Das gilt auch für die in größerer Höhenlage am Fuße des Überschiebungsglints erhaltenen präkambrischen Flächenstücke, nur daß hier die Sedimentdecke weit eher abgedeckt worden sein dürfte, während sie im bottnischen Gebiet noch erheblich länger erhalten geblieben zu sein scheint, da auch heute noch im südlichen Teil der Bottensee erhebliche Reste des Kambrosilurs vorhanden sind, deren Umfang durch immer neue Funde sich als größer zu erweisen scheint, als wir bisher annehmen konnten. Auch dies spricht im Grunde dafür, daß die heutige Neigungsfläche der Abdachung vom Hochfjäll bis zur Küstenebene schon durch die kaledonische Heraushebung vorgebildet war und allmählich in einer Art vertikaler Parallelverschiebung aus dem Meere gehoben wurde. Diese weite Erstreckung des Kambrosilurs in der Tiefe der Bottensee läßt aber auch die Annahme überflüssig erscheinen, die zur Zeit der Kenntnis nur einiger weniger Fundstellen auftauchte, daß es sich hier nur um wenige durch Verwerfungseinsenkung geschützte Reste handele. Es ist durchaus möglich, daß sich hier in der Tiefe ein zusammenhängendes ungestörtes Sedimentgebiet findet (Troedsson 1928).

Gripenberg (1934) will — mit guten Gründen — sogar auch die ganze Bank, die sich aus der Gävlebucht über den sicherlich silurischen Finngrund bis 62° erstreckt, als kambrosilurischen Rest in Anspruch nehmen. Es handelte sich dann hier also nicht um eingesenkte und dadurch erhaltene, sondern

im Gegenteil um herausgehobene, horstartige Reste, wenn wir mit tektonischen Vorstellungen arbeiten wollten. Statt der Schwierigkeit, sowohl Horste wie auch gleichzeitig (die in kleinerem Umfange nachzuweisenden) Verwerfungsgräben als Erhaltungsursache anzunehmen, erscheint es einleuchtender, hier durch sekundäre kleintektonische Wirkungen und entsprechende Eisausschürfungen zerlappte, ursprünglich flächenhaft zusammenhängende und im wesentlichen horizontale, ungestörte Lagerung im ganzen Südteil der Bottensee anzunehmen.

### **Die Tiefenzonen der bottnischen Bucht.**

Wir kommen somit wieder zu der Frage, ob und wieweit Verwerfungen an der Bildung der Tiefenzonen der bottnischen Bucht mitgewirkt haben. Ein Grabenbruch im großen wurde schon als unwahrscheinlich hingestellt. Die gleichmäßige Absenkung der finnländischen Küste bis in größere Tiefen, besonders in der Bottensee, gibt auch keinen Anlaß zu dieser Vermutung.

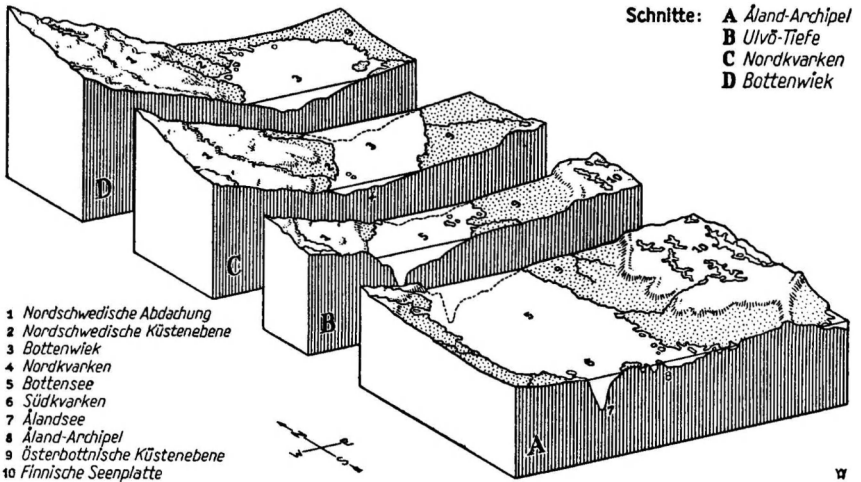
Betrachten wir nun diese Tiefenzonen aus dem eben geschilderten größeren Zusammenhang heraus, so wird es wahrscheinlich, daß die die bottnische Bucht umgreifende präkambrische Fläche — die nach erfolgter restlicher Hebung auf noch weitere Strecken hin den Ufersaum bilden wird — die unterste der Piedmonttreppenstufen ist, genau so wie sie ja auch heute wieder die Erosionsbasis bildet. Das bestätigt auch an dieser Stelle die Backlundische These (1928) von der präkambrischen Fläche als der „Referenzfläche“ der fennoskandischen Bewegungen. Die Tiefenzone kann schon deshalb keine jüngere und tiefere Stufe bilden, weil dann entsprechende Flächen irgendwo an anderen Stellen in Fennoskandia nachweisbar sein müßten. Diese tieferen Flächen gibt es nicht. Wir könnten uns für sie auch keine entsprechenden Abflußverhältnisse denken. Unterhalb der präkambrischen Fläche ist keine Abflußmöglichkeit denkbar. Die alten, nach Südosten/Süden, im südwestlichen Finnland nach Südwesten entwässernden Systeme müssen in der Gegend der Ålandschwelle einen oder mehrere Ausflüsse in die Becken des Kernteiles der heutigen Ostsee gehabt haben.

Die restliche Hebung, die ja einem Ausgleich zustrebt, wird die eigentliche Tiefenzone der bottnischen Bucht nicht zum Verschwinden bringen, nicht einmal in der kleineren und flacheren Bottenwiek, die höchstens durch die großen Sinkstoffmengen aufgefüllt werden könnte.

Dagegen werden die Åland- und Nordkvarzenschwelle in ihre Lage im ungefähren Meeresspiegelniveau zurückkehren. Diese Schwellen gehören ebenfalls dem präkambrischen Flächensystem an, repräsentieren also sozusagen die „richtige“ Höhenlage im Bereich der bottnischen Bucht. Dagegen bleibt für die Tiefenzonen keine andere Möglichkeit der Erklärung als durch Ausräumung oder durch Flächenverbiegung, beide recht jungen Alters.

Die Möglichkeit des großen Grabenbruches durften wir mangels jeglichen Beweises und angesichts vieler gegenteiliger Anzeichen ausscheiden. Verwerfungen im kleinen sind dagegen, wie auch gelegentlich schon erwähnt, nicht selten nachgewiesen. Sten de Geer (1918) wies einige kleinere Verwerfungen in Västerbotten nach, die gewiß auch das Landschaftsbild dieser Gebiete beeinflussen. Askund (1929) kann aber mit Recht darauf hinweisen, daß hier die Sprunghöhe recht gering sein dürfte. Keinesfalls sind diese Verwerfungen Ursache des Vorspringens der heutigen Küstenlinie in der Nordkvarzenschwelle, wie es Sten de Geer behauptet. Hier haben die Verwerfungen nur einen zusätzlichen Einfluß ausgeübt. Gerade die Tatsache, daß diese västerbottnischen Küstenverwerfungen topographisch hervortreten, beweist, daß es hier kaum andere nennenswert große jüngere, landschaftsgestaltende Verwerfungsgebiete geben kann, denn sonst müßten sie schon aufgefallen und erforscht sein. Auch die ångermanländischen Küstenverwerfungen, deren Sprunghöhe wir ebenfalls nicht kennen, können nicht von großer reliefformender Bedeutung sein. Vollends unbekannt sind uns die etwaigen kleineren Verwerfungsgebiete in der Tiefenzone, wo wir sie vielleicht im beschriebenen nördlichen Teil der Bottenwiek und in der Ulvötiefe, mit einiger Sicherheit in der Ålandsee erwarten dürfen. Der Lumparfjärd bei Åland hat sich ja als Einbruchsbecken erwiesen, wie überhaupt das Ålandgebiet am

stärksten zerrüttet sein dürfte. Aber wir können immer nur Einzelheiten aufzählen; im großen ist die Formung der Gebiete um die bottnische Bucht nicht durch Verwerfungen bestimmt. Die Erklärung aller der Teile, die nicht zur Piedmonttreppe und zu den präkambrischen Flächen gehören, bereitet daher um so größere Schwierigkeiten. Hinzu kommt, daß die Tiefenzone, wie erwähnt, weder einheitliche Flächen erkennen läßt, noch überhaupt zusammenhängend ist. Die Sonderstellung der Ålandsee und die Schwelle der Nordkvarnen, abgesehen von den Reliefunterschieden auf der schwedischen Seite der Bottensee, machen es unmöglich, eine für alle Teile gemeinsame Erklärung aufzustellen.



1. Der Bau der bottnischen Bucht

### Gitterstruktur des bottnischen Gebietes.

Stellt man die Richtungen der nordschwedischen Abdachung, der österbottnischen Ebene mit dem Rande der Seenplatte und der Erstreckung des bottnischen Tales zusammen mit den Querrichtungen der beiden Schwellen, so bekommt man den Eindruck einer Art von Gitterstruktur. Dabei erscheinen die Schwellen nicht etwa als überhöht gegenüber den anderen Strukturteilen, sondern in ihrer richtigen, durch die präkambrische Referenzfläche angegebenen Höhenlage. In der Richtung ihrer Quererstreckung erscheinen sie sogar etwas

in die Tiefe eingebogen. Die Bezeichnung Schwelle darf uns hier keine falschen Begriffe erwecken. Die Oberfläche beider Schwellen sinkt nach der Mitte zu genau so ab, wie im benachbarten Querschnitt der Untergrund zur Tiefe der Bottensee etwa absinkt. Es besteht nur ein gradmäßiger Unterschied, der es richtiger erscheinen läßt, statt von einer Einsenkung in der Mitte der Schwellen lieber von einer Einsattelung zu sprechen. Daß diese Einsattelung eine Verbiegung der präkambrischen Fläche bedeutet, zeigt uns auch auf das klarste das sehr schöne Profil von Hausen (Atlas de Finlande 1910, Texte I, Nr. 10/1, S. 9). Dasselbe Bild, das hier für die Ålandschwelle gezeigt wird, gilt grundsätzlich auch für die Nordkvarkenschwelle. Es gewinnt so fast den Anschein, als ob bei einer allgemeinen Einmuldung des bottnischen Tales diese beiden Schwellen gleichsam eine Art widerstandfähigere Querversteifung bildeten. In der Bottenwiek und der Bottensee wäre dabei eine ganz sanfte Einmuldung entstanden, in deren Anlage schon die für mehrere Stellen beschriebene größere Versteilung des Abfalls auf der schwedischen gegenüber der finnischen Seite enthalten gewesen wäre. Dabei sind, ebenfalls wohl auf der schwedischen Seite in etwas stärkerem Umfange, die alten Klüfte verjüngt und zum Teil erweitert worden. Neben der nordwestlichen dürfte dabei die nördliche Kluftrichtung besonders betroffen worden sein. Daß stärkere Brucherscheinungen trotz dieses wohl schon orogenetisch zu nennenden Vorganges nicht eingetreten sind, ist nicht weiter auffallend, wenn man sich die Flachheit der Einmuldung im Verhältnis zu ihrer Spannweite einmal klarmacht. Die wirkliche Neigung erkennt man ja äußerlich auf das klarste an dem ganz allmählichen Untertauchen des westfinnischen oder des västerbottnischen Schärenrings unter den Meeresspiegel. Daß auch sehr viel stärkere Verbiegungen der fennoskandischen Masse nachweislich ohne stärkere Brucherscheinungen möglich waren, wird späterhin noch zu zeigen sein.

Dynamisch kann man sich den Vorgang der sanften Einmuldung ausgelöst denken durch eine Zusammenpressung, durch einen tangentialen Druck etwa, der von der kaledonisch gefalteten und überschobenen westfennoskandischen Masse,

umfassend, wie es die Richtung der quergelagerten Schwellen anzeigt, auf den Osten Fennoskandias ausgeübt wurde. Zu diesem Vorgang der Einmuldung unter gleichzeitigem Bestehenbleiben, bzw. nur sehr schwacher Einmuldung von quergerichteten Schwellen, deren Lage möglicherweise von Rapakiviintrusionen bestimmt ist, gibt es eine eigenartige Parallele aus der kaledonischen Überschiebungsfaltung. Högbom (1913, S. 55) weist darauf hin, daß die Massen in eine Mulde hineingefaltet wurden, deren Achse der Faltungsachse und damit also auch der Erstreckung des bottnischen Tales entsprach. Diese Mulde bestand aus einzelnen Teilen, zwischen denen Querrücken stehenblieben, die heute als Grundgebirgsfenster in der Hochgebirgsregion auftreten (vgl. auch Braun 1935)!

Tektonisch ist also die dargelegte Vorstellung einer leichten Einmuldung durchaus vorstellbar. Als Zeit der Entstehung kommt eigentlich nur das Tertiär als Zeitraum der späteren alpidischen Faltungsphasen in Frage, deren Ausläufer Fennoskandia in Mitleidenschaft zogen. Auch eine spätere, quartäre Entstehung wäre, nur nach den Formen zu urteilen, denkbar, jedoch haben wir in ganz Fennoskandia nirgends den geringsten Anlaß, andere als isostatische Bewegungen im Quartär anzunehmen. Für eine sehr viel frühere, subjotnische, also algonkische Entstehungszeit der bottnischen Bucht tritt Asklund (bei Ramsay 1931, S. 357) ein. Unsere bisherige Kenntnis der alten Flächen und die Unkenntnis der wirklichen Verbreitung alter, vorkambrischer Sedimente sprechen nicht für diese Altersvermutung. Die Datierung der Einmuldung des „bottnischen Tales“ bleibt vorläufig doch noch sehr im Unsicheren.

### **Der weitere Rahmen des bottnischen Tales.**

Braun (1923) will diese Einmuldung in einen noch größeren Zusammenhang bringen. Der Heraushebung des westlichen Fennoskandias als eine Art Wellenberg soll die Einmuldung nicht nur der bottnischen Bucht, sondern weiterhin auch der mittelschwedischen Senke entsprochen haben, im Osten wieder ein neuer Wellenberg, bestehend aus der herausgehobenen finnischen Seenplatte, der Ålandschwelle und dem südschwedischen Hochland.

Dieser Zusammenhang erscheint gezwungen. Die finnische Seenplatte endet im Süden in breiter Front mit einer Absenkung in die finnische Bucht, deren Art noch zu besprechen sein wird; ein Zusammenhang mit der doch immerhin schmalen Ålandschwelle ist nicht von der Art, daß man hier eine Fortsetzung einer großen Hebungsachse annehmen dürfte. Die Ålandschwelle selbst ist in ihrem Südabfall zu den Becken des Kernteiles der Ostsee von genau gleichem Charakter wie der Abfall der Seenplatte zur finnischen Bucht, mündet in Fortsetzung dieser Strukturlinie in den Stockholmer Schärenhof, geht also in die mittelschwedische Senke über, die ja nach Braun einem parallelen Wellental angehören sollte. Die in ihrer Struktur weiterhin einheitliche Linie des Küstenabfalls biegt lückenlos und nur örtlich und mittelbar gelegentlich gestört in dem bekannten großen Bogen nach Süden um, wo sie bis Blekinge die Grenze Fennoskandias darstellt. Das südschwedische Hochland hat durchaus eine Sonderstellung und kann nicht schematisch bloß auf Grund seiner Höhenlage mit der finnischen Platte in Verbindung gebracht werden. Auch das „Wellental“: bottnische Bucht — mittelschwedische Senke besteht in Wirklichkeit nicht. Bei der Beschreibung der Ålandschwelle sahen wir schon, wie sich in ihrem südlichen Teil die nordsüdlichen Strukturlinien, die die bottnische Bucht kennzeichnen und hier besonders zahlreich hervortreten, kreuzen mit den einsetzenden ostwestlichen Linien, die das Strukturbild der mittelschwedischen Senke beherrschen. Die Ålandschwelle als Querriegel am Ende des bottnischen Tales mündet in die mittelschwedische Senke. Die Richtungen stehen senkrecht aufeinander und vereinigen sich nicht zu einem gemeinsamen Wellental, ganz abgesehen davon, daß wir die Stellung der Ålandschwelle ganz anders einschätzen müssen, nämlich in organischer Verbindung mit dem bottnischen Tal und den umgebenden großen Flächensystemen.

Im völligen Gegensatz zu der zerbrochenen mittelschwedischen Senke dürfen wir das bottnische Tal mit einiger Wahrscheinlichkeit für eine im wesentlichen bruchlos entstandene Einmuldung, also Verbiegung der alten Flächen halten. Wir erkannten die großen Flächensysteme in der Umgebung des

bottnischen Tales und konnten den Deutungsversuch überhaupt erst von diesen erhaltenen unverbogenen Flächen, insbesondere von den präkambrischen Flächenstücken aus unternehmen. Die Frage der tertiären Heraushebung, die heute noch von den meisten Forschern für weite Teile Fennoskandias angenommen wird, erscheint in vieler Hinsicht rätselvoll oder sogar zweifelhaft. Für die Gebiete um das bottnische Tal genügt die Annahme einer ganz schwachen horizontalen, nicht vertikalen Verschiebung. Andererseits sprechen viele positive Anzeichen, insbesondere Flächensysteme verschiedenster Art, gegen eine Veränderung der Höhenlage weiter Teile Fennoskandias seit der Kreidezeit schon. Die unzweifelhafte Belebung der Erosion im norwegischen Gebirge dürfte weitgehend auf einer bloßen relativen Hebung, nämlich dem nachgewiesenen Absinken weiter Flächen des jetzigen norwegischen Meeres beruhen (vgl. G. de Geer 1910). Je stärker wir in der Flächenforschung, besonders in der Erkenntnis der Schicksale der präkambrischen Fläche als der „Leitfläche“ vorankommen, desto weniger einleuchtend ist oft die einfache Annahme einer starken tertiären Hebung, insbesondere einer Hebung um mehrere tausend Meter (Ramsay, Högbom), die bestimmt niemals eingetreten ist.

Diese Fragen brauchen aber nur angedeutet zu werden, da sie die Entstehungsgeschichte der Ostsee nur sehr mittelbar berühren. Soweit es notwendig ist — insbesondere auch die Stellung der südschwedischen Hochfläche und deren von Braun vermutete Verknüpfung mit den Flächen der russischen Tafel —, werden diese Fragen von den sicheren Anhaltspunkten bei der russischen Tafel ausgehend behandelt werden müssen.

### **Ausräumungszonen.**

Die gekennzeichnete und wahrscheinlich gemachte Einmündung im Gebiete des bottnischen Tales schuf aber nur die Großformen, die wir im heutigen Relief wiederfinden. Auf die Möglichkeit kleinerer Verwerfungen, die wohl zum Teil gleichaltrig mit der Einmündung oder zum mindesten bei dieser Gelegenheit wiederbelebt sein dürften, wurde hingewiesen. Darüber hinaus aber müssen wir aus dem heutigen Relief eine stärkere ausräumende Tätigkeit des Eises erschließen.

Gelegenheit dazu war in reichem Maße gegeben. Die wiederbelebten und erweiterten Bruchspalten aller Richtungen werden in dieser Muldenzone wahrscheinlich noch stärker ausgeräumt und übertieft sein als in den vom Festland bekannten Beispielen. Zudem finden sich im Bereich des bottenischen Tales allem Anschein nach nicht nur eine, sondern mehrere besonders stark zerrüttete Zonen, wo das Eis durch Verdichtung der Bruchspaltenausräumung flächenhaft wirken konnte. Zu solchen zerbrochenen oder sogar verworfenen, durch das Eis stark ausgeräumten Gebieten möchte ich die Grabenzone in der nördlichen Bottenwiek rechnen, ferner die tiefen Teile der Bottenwiek am västerbottischen Küstenabfall, in kleinerem Ausmaße die Umgebung der Insel Holmö auf der Nordkvarkenschwelle. Die Schwelle erscheint im übrigen aber ungestört und vom Eise wenig beeinflusst. Zu den Ausräumungszonen gehört aber sicherlich die übertiefte Ulvörinne. Auch in der mittleren Tiefenzone der Bottensee, die heute erst mangelhaft erlotet ist, werden solche ausgeräumten Zonen und Rinnen vorhanden sein, ja vielleicht ist die Tiefenzone in größerem Umfange eine Ausräumungs- und Übertiefungserscheinung. Wenig wahrscheinlich, soweit wir das nach der heutigen Formenkenntnis beurteilen können, sind größere eiszeitliche Ausräumungserscheinungen auf der flacheren, unregelmäßig geformten schwedischen Seite der Bottensee. Vieles sieht hier nach Auflagerungen der Zeit des Eisrückzuges aus.

### Die Ålandsee.

Die großartigste aller Ausräumungserscheinungen haben wir aber unzweifelhaft in der Ålandsee vor uns. Schon die zum Teil wieder stark übertieften Rinnen, die den flachen Sockel des Ålandarchipels meist in nordsüdlicher Richtung durchsetzen, dürften ausgeräumte Bruchspaltenzüge oder Flußtäler — beides deckt sich sicherlich öfters — gewesen sein. Die gewaltige, von flachen Schwellen abgeschlossene Hohlform der Ålandsee setzt bei der Südkvarkenschwelle als schmale, an ein Bruchspaltental erinnernde Rinne ein. Der ganz steile Abfall von Osten und Westen her haben von Anfang an die Vermutungen tektonischer Einflüsse wachgerufen. Die Åland-

see als Kesselbruch schien eine einfache Erklärung zu sein. Tektonische Einflüsse sind hier an der Kreuzungsstelle der Hauptgebiete der vier ausgeprägten Kluftsysteme bestimmt tätig gewesen. Das Durcheinander der Kluftlinien ist im Relief so auffällig, daß an der Tatsache einer ganz besonders starken Zerrüttung nicht gezweifelt werden kann. Gegen die Annahme aber, daß ein Gebiet von annähernd 5000 qkm (Büchting, S. 28) geschlossen in die Tiefe abgesunken sei, spricht zunächst einmal die Hohlform selbst. Die Einbrüche müßten zur Zeit der letzten tektonischen Bewegungen Fennoskandias gleichzeitig mit der Entstehung der mittelschwedischen Senke, also spätestens im Tertiär erfolgt sein. Bei einer so ausgesprochenen Hohlform müßte dann aber auch sehr rasch die Sedimentausfüllung erfolgt sein. Davon zeigt sich keine Spur. Oder sollte man wirklich annehmen, daß zwar alle tertiären Sedimente aus den Senken vom Eise sorgfältig wieder herausgepflückt worden, die entsprechenden kambrosilurischen Sedimente der mittelschwedischen Einbrüche aber ebenso sorgfältig verschont worden seien? Dasselbe gilt ja auch für die Ulvö-, Landsort- und andere größere Tiefen. Die ganze Form dieser größeren oder kleineren Tiefen und ihr Vergleich mit sicher eiszeitlich ausgeräumten Spalten und Bruchzonen läßt auch hier die Vermutung auftauchen, daß die Eisarbeit als stärkster Faktor wirksam gewesen ist. Die Voraussetzung war, wie stets, allerdings die ungewöhnlich starke Auflösung dieses Gebietes durch ein Heer von Bruchspalten. Ob und in welchem Maße bei dieser Hohlform zusätzlich noch kesselbruchartige Versenkungen wirksam waren, wird sich wohl nie feststellen lassen. Dasselbe gilt für die Frage, inwieweit hier voreiszeitliche Flußerosion einen Einfluß ausgeübt haben könnte. Die heutige Abdämmung im Süden mit ihrem zum Teil wohl spätglazialen Aufschüttungscharakter steht einer solchen Vermutung nicht im Wege.

Wegmann (1929) hält die Ålandschwelle für ein schon archaisches Senkungsgebiet, das seit der suecofennischen Ost-westfaltung dieser Zeit dauernde Senkungserscheinungen aufgewiesen habe. Demgemäß deutet er die Ålandinseln als Horst und verlegt die subkambrische Fläche in 200 m Tiefe. Ohne

die suecofennische Achseneinbiegung bestreiten zu wollen, möchte ich doch die Annahme der Einbiegung der weit jüngeren subkambrischen Fläche für irrig halten. Diese Fläche verläuft eindeutig über den Sockel der Ålandschwelle (vgl. Atlas de Finlande 1910, Texte I, Nr. 10/1, S. 9, Profil, und die Karte bei de Geer 1924).

Högbom (1913) macht darauf aufmerksam, daß in unmittelbarer Nähe solcher tiefen Gräben oder Rinnen vielfach Rapakiwi (bzw. Ostseeporphyr) anstehe und bringt dies in eine tektonisch ursächliche Beziehung zueinander. Diese Vermutung ist nach dem Kartenbilde allerdings nicht von der Hand zu weisen (Karte bei Sederholm 1932a und bei Eskola). Die Beziehung liefe wohl darauf hinaus, daß der Rapakiwi als jüngstes der emporgedrungenen Tiefengesteine eine durch Bruchspalten stark zerbrochene Kontaktzone geschaffen hat, die dem Eise dann später die besten Angriffspunkte gab. In der Ålandsee ist es möglicherweise Rapakiwi selbst, der ausgeräumt wurde. Sein Name („fauler Stein“) deutet ja schon auf seine geringe Widerstandsfähigkeit hin.

### **Erdbeben.**

Ohne Beziehung zu tektonischen Einflüssen, d. h. also ohne Beziehung zu den Entstehungsmöglichkeiten der bottnischen Gebiete dürfte die immerhin sehr auffällige Tatsache stehen, daß in der Gegend der Nordkvarken und weiterhin der Bottenwiek ein Maximum der Erdbebenhäufigkeit liegt (Karten: Sahlström 1930; Renqvist 1930, Figur 11). Diese Nichtübereinstimmung von Tektonik und Seismizität ist in Fennoskandia öfters zu finden, insbesondere aber gilt sie für diese Zone, die sich von Südwesten von Hudiksvall an der Küste entlang, dann quer über das Nordkvarken-Bottenwiekgebiet nach Nordwesten bis wahrscheinlich zum weißen Meer (Renqvist) erstreckt. Daß diese Erbebenzone nicht einer tektonischen Zone entspricht, ist offensichtlich. Sahlström sowohl wie Renqvist sind sich über ihre ursächliche Verknüpfung mit der entsprechenden Zone der größten Landhebung durchaus einig. Renqvist bespricht im einzelnen die geophysikalischen Möglichkeiten und Zusammenhänge. Mit dieser unbestrittenen Deu-

tung scheiden also die Erdbeben, als Folgeerscheinung der von der Eisentlastungshebung erzeugten Spannungen, zur Beurteilung der sehr viel älteren und ganz anders bedingten Ursachenkomplexe, die zur Entstehung des nördlichen Teiles der Ostsee geführt haben, gänzlich aus.

## II. Die südliche Ostsee.

### Die Großformen.

Die nördlichen Ausläufer der Gesamt-Ostsee sind von Ländermassen klar umgrenzt. Darüber hinaus finden wir eine deutliche Abgliederung der bottnischen Bucht gegen die eigentliche Ostsee, gegeben durch die Schwellen, die etwas unregelmäßig die Ålandsee südlich begrenzen und allmählich nach Osten in einen regelmäßigen Abfall von dem gleichmäßig flachen Schärensockel des Ålandarchipels, noch weiter östlich in den gleichmäßigen Abfall von der südfinnischen Küste über die Schärenzone in die Tiefe der finnischen Bucht übergehen.

Dort, wo der Abfall nach Süden einsetzt, liegt die morphographisch einwandfrei festzulegende Grenze gegen die eigentliche Ostsee.

Die Begrenzung der Ostsee im Südwesten ist viel schwieriger. Betrachten wir die Landschaftsoberfläche nach Verteilung von Land und Meer, so ist die Grenze, wie auch vielfach üblich, durch die schmalen Zugänge des Sundes und der beiden Belte gegeben. Betrachtet man die Bodenformen, wie sie uns die schöne „Tiefenkarte der Beltsee“ von Spethmann großmaßstäbig zeigt, so sieht man deutlich, wie sich die großen Flächen vom Kattegatt bis östlich der dänischen Inseln als einheitlich geformtes Gebiet, unabhängig von der äußerlichen Trennung durch Sund und Belte gemäß der heutigen Verteilung von Land und See, herausheben. Es ist von Flußtälern und Eiszeitrelief gegliedertes seicht überflutetes Flachland, dessen Formen den festländischen Charakter infolge der kurzen Zeit der Überflutung noch bewahrt haben. Zur Entstehung der Ostsee vermögen sie uns somit wenig zu sagen; sehr viel dagegen zur nahezeitlichen Geschichte der schon fertig ausgebildeten Ostsee.

Der ganze südliche, der deutschen Küste vorgelagerte Teil der Ostsee hat auch östlich der abgegliederten Beltsee flache, unregelmäßige, kleinräumige Formen. Nur an zwei Stellen, in der Mitte der Bornholmer Mulde und im Danziger Tief, wird die Tiefenlinie von 100 m auf kleinem Raum unterschritten.

Der deutschen Küste sind flache, weiträumige, zum Teil mit deutlichen Landformen ausgestattete Bänke vorgelagert, deren größte die Oderbank und die Stolpebank sind. Weitere Bänke finden wir südlich an die Inseln Gotland — die Hoborgbank — und Bornholm — die Rönnebank mit dem aufgesetzten Adlergrund — ansetzend. Zwischen der Stolpebank vor der pommerschen Küste und Gotland mit der Hoborgbank finden wir die große, unregelmäßig geformte Mittelbank, die von der Hoborgbank nur durch eine flache Senke, von der Stolpebank durch eine breite bis 90 m tiefe Mulde, die Stolper Rinne, geschieden ist.<sup>3</sup>

Die Insel Öland ist nur durch den ganz flachen Kalmarsund von dem südschwedischen Festland getrennt. Im Westen steilaufragend ruht sie auf einem von der 20 m Tiefenlinie im

---

<sup>3</sup> In der Namengebung folge ich der Übersichtskarte im Atlas... der deutschen Seewarte. Einige kleinere Bänke und Untiefen, wie der Plantagenetgrund bei Rügen usw. werden im einzelnen nicht angeführt. Ebenso ist Stolpebank eine zusammenfassende Bezeichnung. Im Osten dieser Zone erhebt sich eine gesondert zu betrachtende Bank, die Hartnack (1926) Stilobank benannt hat, wodurch die Bezeichnung Stolpebank auf die weiter westlich gelegenen Untiefen beschränkt wird.

Als Karten sind zu nennen neben der Übersichtskarte 1 : 4 600 000 im Seewartenatlas und der erwähnten Spethmannschen Beltseekarte, Spezialkarten der Oderbank (Deecke 1905a), Plantagenet- und Adlergrund 1 : 1 200 000 (Deecke 1905b). Ferner eine gute Tiefenkarte der Zone zwischen Pommern und Bornholm 1 : 645 000 bei Hartnack 1926 und eine sehr anschauliche Karte: Das submarine Relief vor der ostpommerschen Küste bei Hartnack 1931. Eine außerordentlich wertvolle Spezialkarte ist ferner Ottos (1913) „Geomorphologische Übersichtskarte des Darß-Zingst und seines Hinterlandes nebst dem angrenzenden Meeresgebiet“ im Maßstab 1 : 100 000 mit einer Zeichnung der wichtigen Darßer Schwelle und Plantagenetgrund in Tiefenlinien von 2 zu 2 m nach Arbeitskarten des Reichsmarineamts!

Bei den Spezialkarten sind im Gegensatz zu den amtlichen Seekarten die Linien gleicher Tiefen eingezeichnet.

wesentlichen umschlossenen Sockel. Der eigentliche Festlandsabfall zu den Becken der eigentlichen Ostsee liegt im Norden und Osten Ölands. Die Fortsetzung in einer flachen Bank nach Süden zeigt Öland nicht.

Auch der südlichen Ostküste der Ostsee vom Samlandblock aufwärts ist ein sehr sanfter Abfall vorgelagert, ohne allerdings Bänke zu bilden. Deutlich treten hier, besonders nach Norden zu an der kurländischen Küste, andere Abweichungen von dem regelmäßigen Abfall in Gestalt mehr oder weniger deutlich ausgebildeter sich vom Land in das Meer hinein erstreckender Querbüchel oder Querriegel auf. Sie bilden die deutliche Fortsetzung der gleichsinnig verlaufenden Rückzugsstufen der letzten Vereisung.

Die unregelmäßig geformten und gelagerten Bänke, teils der Küste vorgelagert, teils als schwanzartige südliche Verlängerung der Inseln, teils gesondert vom Meeresboden aufsteigend, sind kennzeichnend für den südlichen Teil der Ostsee. Sie sind daher, mehr noch als die eingeschalteten Becken, geeignet zur morphologischen Abgrenzung der südlichen Ostsee gegenüber den großen Beckenformen der eigentlichen Ostsee.

Diese Beckenformen finden wir zwischen Gotland und Kurland einerseits weit nach Süden auslaufend, zwischen Gotland und Öland andererseits, mit dem nördlichen Teil der Mittelbank noch vor der Südspitze Ölands auslaufend.

Die Mulden und Becken der südlichen Ostsee stehen in einem nur mittelbaren Zusammenhang sowohl untereinander wie mit den Großbecken der eigentlichen Ostsee.

Nur eine ganz flache weitgespannte Mulde ist die Arkonatiefe, zwischen Rügen und Schonen, den dänischen Inseln und Bornholm eingelagert. Nach Nordosten, zwischen Bornholm und Schonen, steht die bis 50 m Tiefe erreichende Arkonatiefe in unmittelbarer Verbindung mit der ebenfalls sanft abfallenden, aber über 100 m Tiefe erreichenden Bornholmmulde. Hier schließt die Mittelbank nach Nordosten zu völlig die Verbindung mit den beiden großen Becken der eigentlichen Ostsee ab. Nur weiter südlich, zwischen Mittel- und Stolpebank, finden wir die erwähnte langgestreckte nach Osten führende Mulde, die Stolper Rinne, die im abgeschlossenen tief-

sten Mittelteil 90 m Tiefe erreicht. Auch in die Mittelbank eingesenkt finden wir eine unregelmäßig geformte Mulde bis zu 46 m Tiefe, ebenso eine längliche SW—NE verlaufende Mulde zwischen dem Süzipfel Gotlands, Hoborgen, und der Hoborgbank.

Im Osten schließlich der südlichen Ostsee finden wir die große und verhältnismäßig tiefe (113 m!) Einsenkung des Danziger Tiefs. Entgegen den üblichen Einteilungen möchte ich das Danziger Tief nicht mit der in der ungefähren Höhe von Memel auslaufende ostgotländischen Mulde in Verbindung bringen. Die tiefsten in recht weiter Erstreckung unter 100 m liegenden Stellen des Danziger Tiefs liegen in der Höhe des Samlandes. Zwischen diesem Tief und der ostgotländischen Mulde liegt ein Rücken, ebenso wie das Tief anscheinend flach und regelmäßig geformt, der eine durchschnittliche Tiefe von etwas über 80 m hat (nach Angabe von Büchting, S. 51).

Rein morphographisch ist die Abgrenzung der südlichen Ostsee von der nunmehr stark eingeschränkten „eigentlichen Ostsee“ oder wie ich es lieber nennen möchte vom Kernteil oder Kerngebiet der Ostsee, nicht so augenfällig und eindeutig wie zwischen dem fennoskandischen Teil und dem Kernteil. Da ich das Danziger Tief nach zu dem durch mehr oder weniger unregelmäßig geformte Bänke und Tiefen gekennzeichneten südlichen Teil der Ostsee gehörig halte, verläuft die Grenze gegen das Kerngebiet ungefähr von der Südostecke Blekinges über die Südspitze Ölands, zwischen der westgotländischen Mulde und der sie im Süden abgrenzenden Mittelbank, dann in der kleinen Senke zwischen Mittelbank und Hoborgbank nach Südosten bis ungefähr zu der als Grenze erwähnten Höhe von Memel, schließlich aber wieder nach Norden, die Küste ungefähr bei Libau erreichend, da ich den von Libau nach Südwesten vorspringenden Sporn, der deutlich die SE-Grenze der ostgotländischen Mulde bildet, dem Formcharakter nach noch zum südlichen Ostseegebiet rechne.

Eigentliche Schwierigkeiten hat die Abgrenzung nur bei Mittelbank und Hoborgbank. Beide Bänke sind sich in Größe und Anlage ähnlich — sollte man also die Mittelbank noch zum Kernteil rechnen? Dann wiederholt sich derselbe Ein-

wand bei der Stolpebank, die dasselbe Kennzeichen der unregelmäßig geformten Bank hat. Das heißt: alle Bänke sind sich im Grunde in ihrer Anlage und Formung ähnlich. Die Hoborgbank andererseits als für die südliche Ostsee typische Bank vom Kernteil abzutrennen, ist wegen ihres unmittelbaren Anschlusses an die unzweifelhaft einen Hauptbestandteil und Eckpfeiler des Kerngebietes bildende Insel Gotland auch nicht möglich. So bleibt hier die Abgrenzung mit einer gewissen Willkür behaftet.

### **Die postglaziale Landformung.**

Wir sehen hier schon die Fragen der Formdeutung in ihren Schwierigkeiten auftreten. Es ist aus der Formbeschreibung klar geworden, daß eine in allen Teilen sichere Abgrenzung zu großen tektonischen und also auch morphologischen Einheiten hier nicht möglich ist.

Nicht nur die Beltsee zeigt in der südlichen Ostsee deutliche Landformen eiszeitlicher und nacheiszeitlicher Gestaltung, sondern auch, mehr oder weniger deutlich, die ganze südliche Ostsee bis Gotland hinauf. Die genauere Auszeichnung der Tiefenlinien an Hand der Seekarten zeigte bei entsprechendem Maßstab und genügender Lotungsdichte bei fast allen Bänken alte Stromrinnen, brachte Moränen- und Äszüge, wenn auch in ausgewaschener Form, alte Kliffs und andere Anzeichen von deutlicher Landformung zum Vorschein.

Schon Geinitz schätzte 1902 örtlich für die Lübecker Bucht die Höhenlage des früheren Meeresspiegels, bzw. Landes um 50 m niedriger (bzw. höher) ein als heute. Deecke (1905b) kommt schon früh zu dem für weite Teile der südlichen Ostsee zusammenfassenden Ergebnis eines versunkenen Landgebietes bis zu 40—50 m heutiger Meerestiefe. Diese Ergebnisse sind, mit noch größeren Zahlen sogar, seitdem vielseitig bestätigt worden; in jüngster Zeit vor allem durch die pollenanalytische Forschung, die es gestattete, untermeerische Torfvorkommen sicher zu datieren.

Diese Torfvorkommen am Meeresgrunde der südlichen Ostsee geben uns zugleich mit unbestreitbarer Genauigkeit die Mindestwerte der jungen Überflutung. Während besonders

die norddeutschen Forscher sich lange sträubten, einen größeren Mindestwert als 20 m als bewiesen anzusehen (Übersichten bei Grönvall 1927 und Otto 1913), während allerdings jüngere Ergebnisse, z. B. Hartnack für Pommerns Küste die Mindestwerte auf 32,5—35 m (1926) und sogar 45—55 m (vermeintliches Kliff 1931, Karte!) herabsetzten, haben jetzt neue Stubbenmoorfunde die Mindestwerte endgültig herabgerückt.

Aufsehenerregend war schon 1927 der Stubbenfund (auf Moor) von Kåseberga, 13 km südlich der schonenschen Küste, wie auch die zahlreichen Stubbenfunde am Hange der Rönnebank südwestlich Bornholm mit der Tiefe von ca. 35 m (Grönvall, Isberg).

Seit 1933 kennen wir durch Pratje sogar ein sicher bestimmtes vorancyluszeitliches Stubben- und Torfvorkommen am Südrande der Bornholmer Mulde, westlich der Stolpebank, in der Tiefe von 59 m. Dagegen scheint mir ein von Grönvall berichteter Fund von Stubben in 80 m Tiefe in der Bornholm-mulde nördlich Bornholm (Grönvall 1928, Zeitungsaufsatz, gemäß Aussagen von Fischern) nicht ganz sicher, wenn auch nach unserer heutigen Kenntnis der dem Eisrande folgenden gewaltigen Hebungswelle nicht von vorneherein unwahrscheinlich.

Einen Beleg für das Ausmaß der im Süden wieder eingetretenen Senkung erhielten wir kürzlich durch die Bohrung bei Hela, wo jüngste Ancylusschichten in 76 und Litorina I in 32 m Tiefe erbohrt wurden (Sandegren 1935). Die vergleichenden Profile zeigen mit aller wünschenswerten Deutlichkeit, daß dieses Absinken ohne irgendwelche Sonderbewegungen einzelner Teile völlig gleichmäßig und gesetzmäßig vor sich ging. Wir können auf Grund dieses Fundes die seit der Eisstauseezeit an der deutschen Ostseeküste erfolgte Senkung auf etwa 100 m schätzen.

Zusammenfassend kann man in Kürze die spät- und postglaziale Entwicklung des südlichen Ostseegebietes so fassen, daß hier Hebung und Überflutung in großer Übereinstimmung mit den Gesetzmäßigkeiten der geschilderten fennoskandischen Entwicklung erfolgte. Dem abschmelzenden Eisrand folgte die Welle stärkster Hebung, so daß der große baltische Eisstausee

ohne Verbindung mit dem Ozean abgedämmt wurde. In mehrfachen Stufen — unterbrochen von gelegentlichem Wiederanstiegen — wurde durch Freiwerden der mittelschwedischen Pässe der Eisstausee auf den Meeresspiegel des Weltmeeres abgesenkt — Ostsee im Yoldiastadium. Diese rasche Hebung im Süden mit den wahrscheinlich absolut höchsten Werten der Landausdehnung im südbaltischen Gebiet, die dem Eisstausee die heutigen Ostseeausläufe versperrte, im Verein mit der folgenden Abzäpfung erklären die Tatsache, daß spätglaziale Meeresablagerungen im südlichen Ostseegebiet kaum gefunden worden sind. Das Land lag weithin höher als heute.

Eine genauere Zeichnung der Verteilung von Wasser und Land ermöglicht uns erst das folgende Ancyclus-Binnensee-stadium, in dem die nun auch in Mittelschweden sehr schnell fortschreitende Hebung die Verbindung zum Weltmeer abschchnitt. Die Wassermasse der Ancyclus-Ostsee stieg schließlich bis zu ca. 33 m über den Weltmeerspiegel, wurde aber gleichzeitig infolge des Fortschreitens der stärksten Hebungszone nach Süden gekippt, dort das Land langsam ertränkend. In mächtigen Stromschnellen fand der See seinen Abfluß erst im sogenannten Sveastrom bei Degerfors östlich des Vänersees, dessen gewaltige Stromspuren vor einigen Jahren entdeckt wurden. Die beste Karte der Landverbreitung zur Zeit des Höchststandes der Ancyclus-Binnenmeertransgression hat Sauramo 1934, S. 72, gezeichnet.

Es kann nach den letzten Torffunden kein Zweifel darüber bestehen, daß diese Landverbreitung gegenüber dem Maximum in der südlichen Ostsee schon ein eingeschränktes Gebiet ist. Der Versuch, dieses ältere Maximum zu rekonstruieren, muß jedoch wegen der noch ungenügenden Kenntnis der frühen Verbiegungen und des Zeitpunktes, wo die Hebung des südbaltischen Gebietes in Senkung überging, vorläufig zurückgestellt werden. Eine Karte des Ostseegebietes zur Zeit des arktischen Yoldiameeres gibt ebenfalls Sauramo (1934, S. 71). Es ist dieser Zeitpunkt aber wahrscheinlich nicht gleichbedeutend mit der größten Landausdehnung im Südbaltlande.

Die großen Veränderungen des Meeresspiegels und der Landerstreckung haben von vornherein, sobald man sie unbe-

streitbar festgestellt hatte, die beliebte Vermutung tektonischer Ursachen hervorgerufen (für die ältere Zeit bringt Otto 1913, S. 313 ff., eine ziemlich vollständige Aufzählung der Meinungen, späterhin Grönvall 1927). Nachdem man in den letzten zwanzig Jahren fortschreitend eine immer größere Untergliederung der nacheiszeitlichen Landhebungen und -senkungen erkannt hatte, mußte man allerdings die Versuche tektonischer Erklärungen mehr oder weniger fallen lassen.

Man hat zwar eindeutig erkannt, daß der ganze Ablauf der nacheiszeitlichen Bewegungen in seiner Gleichförmigkeit und Gesetzmäßigkeit über die verschiedensten tektonischen Gebiete hin nur als Folge der Eisentlastung und nicht tektonisch zu erklären ist. Das schließt aber tektonische Bewegungen im einzelnen nicht aus. Auch Sauramo bespricht in seiner großen zusammenfassenden Arbeit (1934) diese Frage und kommt zu einer Ablehnung tektonischer Ursachen für die völlig gesetzmäßig verlaufenden Strandverschiebungen (S. 77 und 81), allerdings mit einem möglichen Vorbehalt für Schonen.

### **Tektonische Einflüsse unerwiesen.**

Lennart von Post (1928) wies gerade vom Standpunkt der durch Eisentlastung zu deutenden und in ihrer Fortsetzung nach Süden interpolierten Strandlinien aus darauf hin, daß die südliche, spätere Ausflußstelle des Ancylussees, die Darßer Schwelle, mit heute 18 m Schwellentiefe einige Rätsel aufgibt. Auch wenn man, wie Munthe (1927, S. 85), die nicht wahrscheinliche Annahme macht, daß die Schwelle erst jünger, litorinazeitlich aufgeschüttet sei und die tiefste Stelle der Kadettrinne mit 32 m der ursprünglichen Stromfurche besser entspricht, so bleibt, wenn auch in veringertem Ausmaß, die Unmöglichkeit bestehen, daß spätancyluszeitlich (Kåsebergafund!) in 35 m heutiger Tiefe Bäume wuchsen und gleichzeitig bei ca. 30 m heutiger Tiefe die Wassermassen des Ancylussees abflossen. Die Differenz vergrößert sich sogar noch um ca. 6 m infolge der im Süden stärkeren Senkung (Post 1928, Figur 19). Es ist nun wohl richtiger, wie das Otto (1913, S. 322) zuerst deutlich ausgesprochen hat, die Einsenkungen bis 14 m unter die 18-m-Schwelle vor dem Darß als Auskolkungen des reifen-

den Abflußstromes des Ancylussees zu deuten. Dies entspricht auch genau den Verhältnissen, die man am früheren nördlichen Ausfluß, dem Sveastrom mit seinen gewaltigen Rinnen und Kolken, entdeckt hat. Ich komme also für die Spätancyluszeit zu einer Mindesthöhendifferenz von 23 m (Schwelle — Käseberga — seitherige Kippung). Wahrscheinlich war der Betrag noch größer.

Und von dieser neuen Basis her, die nicht mehr die Landhebung und -senkung leugnen und dafür lieber das bequeme Hilfsmittel der Tektonik vorschieben möchte, sondern von den Unstimmigkeiten in unserer heutigen Kenntnis der nacheiszeitlichen Verschiebungen her kommen wir von neuem zu der Frage der tektonischen Einwirkungen. Lag etwa die Darßer Schwelle zur Ancyluszeit tiefer und ist sie seitdem tektonisch gegenüber ihrer Umgebung gehoben?

Wir müssen gestehen, daß wir keinerlei Beweis für umfangreiche, Dutzende von Metern Sprunghöhe erreichende, wenige tausend Jahre alte Verwerfungen im Südbaltland haben. Im Gegenteil, die neueren Küstenuntersuchungen zeigen, daß seit der Litorinazeit die westliche deutsche Ostseeküste unverändert geblieben ist (zuletzt: Schütze 1931, S. 142 ff.). Tektonische Veränderungen in diesem Umfange wären längst entdeckt. Kleinere Verbiegungen der sonst gleichmäßig verlaufenden Strandwälle finden wir allerdings in Schonen, vielleicht auch in Finnland und in Norddeutschland. Besonders für Schonen (nach Messungen von Holst zitiert bei Grönvall, S. 16) scheint festzustehen, daß hier kleine, tektonisch verursachte Hebungsunterschiede bestehen. Aber gerade diese wenige Meter betragenden anscheinenden Verbiegungen beweisen, daß es sich hier um eine sekundäre zusätzliche Erscheinung handelt, die durch die große gleichmäßige isostatische Hebung ausgelöst wurde. Die stark zerklüfteten und verworfenen Teile Schonens sind im Rahmen der verhältnismäßig raschen Hebung teilweise etwas gegeneinander verschoben worden.

Es ist fast zu erwarten, daß ähnliche kleine Ausgleichsverbiegungen bei näherer Erforschung auch in anderen Teilen, besonders des südbaltischen Gebietes, entdeckt werden. Sie

beweisen, daß der Primat bei der gleichmäßigen isostatischen Hebung, bzw. Senkung liegt, nicht aber bei einer regionalen Tektonik.

Wenn Kraus noch 1933 für die südbaltische Küstenzone eine „Teilgliederung in bewegliche Einzelschollen“ behauptet, so beruht dieser Fehlschluß auf einer unzulänglichen Materialzusammenstellung, die etwa die neueren Ergebnisse fennoskandischer Forschung kaum kennt.

Alle Lösungsversuche der Probleme nahezeitlicher Entwicklung, die von scheinbaren örtlichen tektonischen Erscheinungen ausgehen wollen, müssen scheitern, weil sie die große Einheit der Hebungerscheinungen nicht erklären können (in bezug auf den baltischen Höhenrücken insgesamt vgl. Beurlen 1933, S. 43 f.).

Also, die Frage, wie spätancyluszeitlich noch in 35 m heutiger Meerestiefe Kieferwald wachsen konnte und gleichzeitig der Ancylussee seinen Ausfluß über die Darßer Schwelle gehabt hat, ist mangels jeglicher Beweise tektonisch nicht zu lösen. Die relative Höhenlage muß unverändert geblieben sein.

Wir können aber einen Lösungsversuch vorschlagen, der sich bei Berechnung der hohen und verhältnismäßig schnellen Überflutung des südbaltischen Küstengebietes der Ancyluszeit aufdrängt.

Bisher wurde stets angenommen, daß ziemlich gleichzeitig mit dem Versiegen des Sveastromes der Ausfluß über die Darßer Schwelle begonnen hat, weil doch der Ancylussee irgendeinen Abfluß gehabt haben müsse. Es spricht aber nichts dagegen, daß zwischen der Zeit des Abflusses im Norden und des Abflusses im Süden eine Zeit der bloßen Auffüllung ohne jeden Abfluß gelegen hat. Obwohl der Spiegel des Ancylus-sees schon rund 18 m über dem damaligen Weltmeerspiegel stand, obwohl das endgültig abschmelzende Eis und die großen Flüsse des ganzen großen Einzugsgebietes gewaltige Wassermengen lieferten, war doch die Hebung stärker. Der Sveastrom versiegte. Gleichzeitig wirkte allerdings wohl schon die Senkung des südbaltischen Gebietes. Hier in diesem absinkenden Raum sammelten sich alle Wassermassen. In verheerenden Sturmfluten rückte der große See von Norden her

vor und ersäuftete das Land, die Wälder, die Siedlungen. Die Hebung im Norden war aber so stark, daß das rasche Ansteigen des Seespiegels im Süden hier wohl nur als Verzögerung des Heraussteigens des Landes gewirkt hat. Die große Kippung hat im rauhen Norden viel Land auftauchen lassen, aber im fruchtbaren, klimatisch begünstigten Süden viel Siedlungsland vernichtet. Spät erst, lange nach Ertränken des Käsebergawaldes, kann der große See dann schließlich auch die Darßer Schwelle überwältigt haben, um nun wieder ins Weltmeer abzufließen.

Damals war der Weltmeerspiegel noch etwas tiefer als der des Ancylussees. Bald aber stieg er durch Auflösen immer weiterer Eismassen so an, daß das Meer über die inzwischen noch tiefer abgesunkenen südbaltischen Räume von außen hereinbrach, sich nun auch die höhere Schwelle des Sundes eröffnete und noch mehr Land ertränkte. Seit diesem Höchststand des Litorinameeres ist an der deutschen Ostseeküste kein Land gewonnen, teilweise noch ein wenig verloren worden (Ostpreußen z. B.), während die ausklingende Hebung in Dänemark und Schweden etwas von den verlorenen südbaltischen Landräumen zurückgewinnen konnte.

Die Schilderung der nacheiszeitlichen Entwicklung zeigt uns, daß hier Gesamtvorgänge in der Hebung und Senkung am Werke gewesen sind, die nicht erst die Mulden und Bänke der südlichen Ostsee geschaffen haben, nicht Einzelteile gegeneinander bewegt haben, sondern diese Einzelteile in ihrem älteren, schon früher geschaffenen Gesamtzusammenhang hoben, senkten und kippten.

## **Die Abgrenzung der tektonischen Einheiten.**

### **Ostpreußens Stellung.**

Der Gesamtaufbau der Ostsee, das Neben- und Miteinander ihrer morphographisch festzulegenden Teileinheiten ist älter als die Eiszeit. Zur näheren Untersuchung müssen wir daher die großen und alten tektonischen Gebiete festlegen.

Entscheidend für die Auffassung und Deutung der Formen der südlichen Ostsee ist der Grenzverlauf zwischen saxonischem Bruchschollengebiet und der russischen Tafel, d. h. also

zwischen jung bewegtem und zerbrochenen und seit dem Paläozoikum nicht mehr von Großfaltungen betroffenen Gebiet.

1908 wurde diese wichtige Frage durch eine heute schon klassisch gewordene Arbeit von Tornquist (in verbesserter Ausführung 1910 in der „Geologie von Ostpreußen“, Kap. IV) neu aufgerollt und ist seitdem noch nicht zur völligen Klärung gelangt.

Tornquist zieht als Grenzlinie die „Tornquistsche Linie“ von Schonen zum Weichselknie und auch weiterhin geradlinig in dieser herzynischen Richtung durch Polen. Östlich dieser Linie zeichne sich im Bereich der russischen Tafel Ostpreußen durch flache und im wesentlichen ungestörte Lagerung der Kreide aus, westlich beständen starke herzynische Störungen. Ein leichtes Einfallen der Schichten im ostpreußischen Untergrund entspräche dem Einfallen der dachziegelartig einander übergreifenden Schichten von der finnischen Bucht an nach Süden. In einer weiteren Überblicksarbeit (1911) stellt Tornquist diese seine Linie in einen größeren Zusammenhang.

Gegen diese Abgrenzung der unzerbrochenen russischen Tafel gegen das saxonische Bruchschollengebiet wurden bald schärfste Einsprüche erhoben. Besonders Ostpreußens Stellung wurde umkämpft. E. Kraus (1924 a—c), P. G. Krause (1926) und Heß von Wichdorff (1926) glaubten, zahlreiche Beweise für eine erhebliche tektonische, insbesondere auch diluvialtektonische orogenetische Unruhe Ostpreußens gefunden zu haben. Sie erklärten die Tornquistsche Linie für nicht vorhanden. Krause will Ostpreußen dem saxonischen Bruchschollengebiet zurechnen. Bubnoff (1924, 1926) findet auf Grund seiner umfassenden Kenntnisse und eigener Untersuchungen die gute Formulierung, daß die Tornquistsche Linie zwar besteht, daß sie aber in dieser Ausprägung jung, nicht älter als mesozoisch sein kann, und daß sie die Westgrenze eines auch weiterhin im Osten unruhigen Grenzgürtels sei. Damit wird Kraus und Krause teilweise recht gegeben. Auch Bubnoff, besonders 1928, glaubt an stärkere jüngere Tektonik Ostpreußens (vgl. auch Bubnoff 1934). Kraus (zuerst 1924) forderte, in Parallele zu den angenommenen starken diluvialen Bewegungen im saxonischen Teil des südbaltischen Gebietes, für das ganze süd-

und ostbaltische Gebiet eine einheitliche ausgeprägte diluviale „baltische Dislokationsphase“ ausgesprochen orogenetischen Charakters (zusammenfassend in „Ostbaltikum II“, 1928). Damit wäre die Bedeutung der Tornquistschen Linie zum mindesten für die letzte erdgeschichtliche Epoche allerdings völlig geleugnet.

Für die Erklärung der Bänke und Mulden der südlichen Ostsee kann diese Linie als Grenzlinie grundlegend unterschiedlicher tektonischer Einheiten von größter Bedeutung sein. Mit einer überwiegend genetischen Betrachtung, wie sie Bubnoff pflegt, ist für die Erklärung der Formen der südlichen Ostsee noch wenig gegeben. Uns muß es auf die Untersuchung ankommen, ob tatsächlich diese Linie eine echte Grenze ist, d. h. ob beiderseits verschiedene tektonische Tendenzen — Epirogenese gegenüber Orogenese — geherrscht haben, die verschiedene Formen hätten hervorbringen können.

Der beste Prüfstein ist wiederum Ostpreußen. Und wir müssen sagen, daß gerade hier das scheinbar so reichliche Beweismaterial der Tektoniker nur dürftig ist. Läßt es sich doch nicht einmal beweisen, daß der auffällige, geradlinige Steilabbruch der Samlandnordküste auf eine Bruchlinie zurückgeht. Beurlen (1927, S. 372 f.) vergleicht diese mutmaßliche Bruchlinie mit dem gleichgerichteten Abbruch des estländischen Glints, den er, einer völlig unbewiesenen Behauptung Teicherts folgend, für eine Bruchstufe hält. Aber gerade dieser Vergleich beweist eher das Gegenteil, denn die Glintstufe ist eine von Brüchen völlig unbeeinflusste Landstufe. Davon später.

Die „ruckartigen Hebungen“ diluvialen Alters, die Kraus in Ostpreußen aus bestimmten Terrassenerscheinungen erschließt (1924 a, b, c, auch 1923), sind von Beurlen (1927, S. 339) für das Samland und die Elbinger Höhen und damit, wie mir scheint, grundsätzlich widerlegt, besonders da Beurlen zeigen kann, daß viele Datierungen von Kraus zu verschieben sind. Nachweise a t e k t o n i s c h e r Entstehung haben wir auch für die Terrassen der Memel (Körnke 1930 b) und des unteren Bug (Kondracki). Auch die von Krause in reichhaltiger Fülle vermuteten diluvialen herzynischen Störungen im Untergrunde

Ostpreußens sind in Wirklichkeit noch in keinem Falle nachgewiesen. Auf diese Krauseschen Vorstellungen hat Woldstedt (1928) in einer vorbildlich klaren Sammelbesprechung den berechtigten Satz geprägt: „Mit der Feststellung, daß ein Tal oder eine Seenrinne in ihrer Erstreckung mit einer sonst im Gebirgsbau Mittel- und Norddeutschlands vorherrschenden Richtung übereinstimmt, wird überhaupt vielfach das Problem der tektonischen Abhängigkeit dieser Täler schon als gelöst betrachtet“ (S. 123). Auch gegen die einseitig tektonischen Deutungen von Kraus nimmt Woldstedt entschiedene Stellung. In den letzten Jahren sind weitere Vermutungen über ostpreußische Tektonik gar nicht mehr aufgetaucht.

Die schwierigste Frage ist die nach dem tieferen Untergrund, insbesondere der Ungestörtheit der ostpreußischen Kreide. Tornquist sah in dieser von ihm angenommenen Ungestörtheit den Hauptgrund für die deutliche Abgrenzung gegen das saxonische Bruchschollengebiet. Auch Jentzsch glaubte, sogar den Fallwinkel der Kreidetafel nach Süden berechnen zu können. Seitdem hat es sich herausgestellt, daß die Oberfläche der Kreide keineswegs etwa eine tischglatte Tafel darstellt. Wir müssen mit Talungen, Verbiegungen, vielleicht sogar Verwerfungen rechnen (Heß v. Wichdorff 1926, als Vermutung für das Pregeltal: Körnke 1930c, für den Königsberger Untergrund zusammenfassend: Tiedemann). Auch wenn wir aber Verwerfungen in der Kreidetafel antreffen sollten, die bis heute nicht eindeutig bewiesen sind und wegen des Abstandes der Bohrungen auch kaum zu beweisen sein werden, handelt es sich hier doch nur um Störungen kleineren Ausmaßes, die niemals die über 1000 m betragenden Sprunghöhen Schonens oder in ihrer Dichte etwa die Häufigkeit und den Schollencharakter des saxonischen Bruchschollengebietes aufweisen könnten. Wenn man die saxonische Tektonik etwa des Weserberglandes kennengelernt hat, erscheint einem der Vergleich und die Gleichstellung mit Ostpreußen völlig abwegig. Man vergleiche damit die weitgehend gesicherten tektonischen Ergebnisse westlich der Tornquistischen Linie, die Becksmann zusammenfassend darstellt.

Ex bibl. univ. Tart.

An dieser Stelle muß der Vollständigkeit halber auf die Er-

gebnisse der erdmagnetischen Messungen eingegangen werden.

Daß wir die auffallend starken erdmagnetischen Störungen Nordostpreußens und Danzigs für Rückschlüsse auf jüngere tektonische Ereignisse nicht benutzen können, ist durch die Messungen der Vertikalintensität klargestellt (Errulat 1929, 1932). Die störenden Massen liegen aller Wahrscheinlichkeit nach in etwa 1,5 km Tiefe. Das ist die Tiefe, in der wir unter dem Südbaltlande das Grundgebirge erwarten dürfen (vgl. auch Tiedemann 1927, 1928).

In einer umfassenden Untersuchung kam Reich (1925) für Norddeutschland zu dem gleichen Ergebnis des Untergrundcharakters der Störungen. Darüber hinaus kann er sie, mit schlüssiger Beweisführung, auf magnetitreiche Einlagerungen im Grundgebirge zurückführen. Diese Grundlage verhilft uns zu sicheren Deutungsmöglichkeiten (vgl. auch die Zusammenfassung Reich 1927 und Schuh 1930).

Über die Schwereabweichungen können wir leider Aussagen mit ähnlicher Sicherheit nicht machen. Ich bin geneigt, sie auch hier, was unser engeres Gebiet anbetrifft, aus dem tieferen Untergrunde herzuleiten. Es ist jedenfalls heute noch nicht möglich, an Schwereabweichungen weitgespannte Vermutungen anzuknüpfen.

Die einzigen sicheren Verwerfungserscheinungen, die wir in Ostpreußen bisher kennen, sind die kleinen Störungen des Samlandes mit ihren ganz geringen Sprunghöhen. Hier kann Beurlen (1927, S. 382), wie es von vornherein naheliegt, wahrscheinlich machen, daß diese Störungen durch seitlichen Druck der ansteigenden Inlandmassen entstanden, also exogenen Ursprunges sind.

### Vergleich mit Westpreußen.

Die Schollenstruktur des ostpreußischen Untergrundes, insbesondere der Kreidetafel, ist also im Gegensatz etwa zu Nordwestdeutschland, Mecklenburg, Vorpommern, unbewiesen und unwahrscheinlich zu nennen; Störungen in der Kreidetafel, die über weitgespannte, mit der Konsolidierung der russischen Tafel vereinbare Verbiegungen hinausgehen, sind gleichfalls unbewiesen. Eiszeitliche und nacheiszeitliche Ver-

werfungen endogenen Ursprunges sind unerwiesen und unwahrscheinlich. Auch von einem anderen Blickpunkt her erscheinen wesentliche Störungen der ostpreußischen Kreidetafel unwahrscheinlich. Da die angenommenen Störungen als Beweis für Ostpreußens tektonische Beziehungen zum Westen hin gelten sollen, müßte das Zwischengebiet Westpreußen bzw. das heutige Pommerellen entsprechende Störungen in womöglich noch verstärktem Maße aufweisen.

Davon ist bisher nichts entdeckt worden. Im Gegenteil ist hier die Lage der Kreidetafel an sehr viel zahlreicheren Bohrungspunkten als in Ostpreußen bekanntgeworden. Die Kreidetafel liegt von Danzig bis Thorn in der ungefähren Tiefe von 100 m (Einzelwerte bei Sonntag, S. 18/19 und Wolff, S. 62). Bei Thorn macht sich die Nähe der Tornquistschen Linie in einem jähen Aufsteigen der Kreide bemerkbar. In nahem südwestlichen Abstände liegen dann schon die Salzhorste von Hohensalza und Wapno. Also auch hier ein klares Nebeneinander von gestörten und ungestörten Massen.

In Ostpreußen liegt die Kreideoberfläche in stärker wechselnder Tiefe. Wir müssen hier nachträgliche teilweise Zerstörung und Zertalung annehmen, die ja auch im Paläozän und Eozän als Schichtlücke sich anzudeuten scheint.

Jentzsch (1913) betont ausdrücklich den tektonischen Unterschied westlich und östlich der Tornquistschen Linie (die er übrigens schon 1888 erwähnte), hält aber dennoch Verwerfungen für wahrscheinlich, die nach der Kreidezeit eingetreten und Erklärungsursache für die Unterschiede der Höhenlage von Kreide und Jura Ostpreußens sein sollen. Aber es ist auch hier wieder zu betonen, daß Beweise für solche Behauptungen, auch wenn sie in einem gewissen Ausmaß zutreffen sollten, tatsächlich sehr schwer zu erbringen sind. Kommt doch als Schwierigkeit noch hinzu, daß die einzelnen Schichten sich an verschiedenen Bohrpunkten nicht immer mit Sicherheit als die gleichen feststellen lassen.

### Der baltische Höhenrücken, Eisentlastung und Klufflinien.

Besonders mußte auch die Großform des baltischen Höhenrückens zur tektonischen Erklärung reizen. Schon

Linstow hatte aber 1922 gezeigt, daß Höhen und Senken im südbaltischen Gebiet im großen schon zur Zeit der Eemüberflutung vorhanden waren. Körnke wies zuerst (1930a) in sorgfältiger Untersuchung nach, daß der baltische Höhenrücken als voreiszeitlicher Kern mit sehr starken diluvialen Eisrandaufschüttungen zu deuten ist. Beurlen kommt 1933 in einer umfassenden Arbeit zur gleichen atektonischen Deutung.

Ob der Kern etwa tertiär großräumig aufgewölbt ist, bleibt dabei noch offen. Solche epigrogenetischen Aufwölbungen und Verbiegungen sind wahrscheinlich. Wir treffen sie auch sonst im Bereiche der russischen Tafel als kennzeichnende großräumige Mulden und Schwellen (vgl. auch Bubnoff, besonders 1934). Das ändert nichts an dem konsolidierten Gesamtcharakter der russischen Tafel und der scharfen Absetzung gegen das andersgeartete Saxonien.

Im übrigen müssen wir selbstverständlich auch in Ostpreußen während des Diluviums und Alluviums Hebungen und Senkungen im Gefolge der Eisbewegungen erwarten. Das wird auch wieder von Beurlen (1927, S. 375 ff.) ausdrücklich betont. Auch die nacheiszeitlichen Küstenverschiebungen sind genau so wie sonst im Ostseegebiet eisisostatisch zu deuten. Nachdem durch kürzliche Untersuchungen von S. Buchardt an der kurländischen Küste der Anschluß nach Norden gewonnen ist, tritt diese Tatsache, daß es sich um Ausgleichsbewegungen bzw. Meeresspiegelschwankungen der bekannten Art ohne merkbare örtliche Einflüsse handelt, noch klarer hervor.

Daß die Leugnung eisisostatischer Einflüsse aus einer vorgefaßten Meinung heraus zu Fehlschlüssen führt, zeigt eine Arbeit von E. Kraus (1930), deren Figur 1 ein mit den wirklichen topographischen Verhältnissen nicht übereinstimmendes Bild von Hebungs- und Senkungslinien zeigt und in der die auf S. 87—89 angeführten Beweise, etwa die stärkere Heraushebung NW-Kurlands (s. o.) und die in Livland erfolgende Überschneidung der Litorina- und Ancylusgrenze, notwendige Voraussetzungen für die Richtigkeit des Gegenteils, nämlich der Eisentlastungsannahme sind. Die bessere Kenntnis der

schwedisch-finnischen Forschungsergebnisse könnte deutsche Forscher vor solchen vermeidbaren Irrtümern bewahren.

Entsprechend der stärkeren Heraushebung NW-Kurlands finden wir auch in Ostpreußen die Tatsache, daß die junge Hebung des Samlandes ungleich stark, mit stärkerer Hebung des Nordwestens verlief (Beurlen 1927, S. 342). Vergleichen wir damit das zuletzt von Witting 1922 ausgearbeitete eisostatische Hebungsbild des gesamten Ostseeraumes, so finden wir schlagende Übereinstimmung. Die Eingliederung Ostpreußens in dieses Gesamtbild ist damit unmittelbar gegeben.

Daß Klufftlinien nordwest-südöstlicher Erstreckung im tieferen ostpreußischen Untergrund vorhanden sein mögen, wie es aus den starken gleichgerichteten magnetischen Anomalien Ostpreußens erschlossen werden soll, braucht nicht bestritten zu werden, obwohl gerade Rückschlüsse von magnetischen Anomalien auf Klufftlinien sehr zweifelhaft sind. Aber wir haben ja dieselbe uralte Klufftlinienanlage in Fennoskandia und in der russischen Tafel, in der diese Klufftrichtung posthum, in den silurischen Sedimentschichten Estlands beispielshalber, zum Ausdruck kam. Aber das Kennzeichen dieser früher besprochenen Klufftlinien war ja, daß hier zwar ein Zerbrechen, aber keine größere vertikale Verschiebung stattgefunden hat. Die ständige Verjüngung und das posthume Erscheinen dieser Klufftlinien auch in den aufgelagerten Sedimenten bewies uns, daß Fennoskandia, mit Ausnahme des kaledonischen Norwegens, und die benachbarten Teile der russischen Tafel seit dem Archaikum in der Regel nur die äußersten und feinsten Ausläufer der großen orogenetischen Bewegungen zu spüren bekamen. In diesem Sinne ist es durchaus möglich, daß die ostpreußische Kreidetafel mit Klufftlinien, die aus der alten immer wieder belebten Anlage des archaischen Untergrundes stammen, durchsetzt ist, ohne daß junge orogenetische Bewegungen unmittelbar größere Verschiebungen hervorriefen.

#### Pommerns tektonische Stellung.

Von Ostpreußen aus kommen wir also zu einer Bestätigung der Tornquistschen Auffassung. Bubnoff (1926, 1934) will jedoch in einem größeren Zusammenhang dem „skythischen Wall“, von Wolhynien bis Pleskau sich schwellenförmig er-

streckend, die Rolle als eigentliche Begrenzung der russischen Tafel zu messen. Die „ostbaltische Mulde“ von Kurland bis Posen ist Fortsetzung des ostdeutschen Beckens, also von Westen her bestimmt. Die Tornquistsche Linie wird zwar nicht geleugnet, aber von Schonen nach Vorpommern gezogen und in ihrer Bedeutung abgeschwächt.

Der großzügigen Konstruktion Bubnoffs haften entscheidende Schwächen an. Verschiedene seiner Annahmen und Behauptungen sind überhaupt noch unbewiesen und werden auch kaum zu beweisen sein. Sodann stützt er sich auf unzulängliche Arbeiten, deren Zitierung keinen Beweis ersetzt, wie die von Teichert über Estlands Kluftnetz und von Krause über Ostpreußens Tektonik. Auch zieht Bubnoff sehr gewagte und gemäß dem Untergrundcharakter der Schwerelinien wohl auch unzulässige Schlüsse aus nordostdeutschen Schweremessungen. Klarer und vorsichtiger scheinen für diese die Deutungen Koßmats (1931), der zu einer Bejahung der Tornquistschen Linie kommt.

In einer neuesten Zusammenfassung (1935) will Bubnoff den „scythischen Wall“ in seinem Nordwestzweige in breitem Streifen etwa über Kokenhusen—Dorpat ziehen lassen. Hier jedoch ist von einem nordsüdlichen „Wall“ als einer breiten Hebungszone bestimmt keine Rede. Einzelerhebungen wie die Pantiferschen Höhen zeigen im Schichtfallen einen allseitigen Abfall (Wahl 1922). Am schlimmsten treibt es Smit Sibinga, der alles, was nicht tischglatt im Untergrunde erscheint, als Mulden und „Wälle“ deutet, so daß er neben dem „scythischen Wall“ noch mehrere andere kennt. Für Ostpolen konnte ihm Sujkowski die Haltlosigkeit seiner auf wenige Bohrungen gegründeten Behauptungen nachweisen. Für das Ostbaltland gilt dasselbe. Es ist im Grunde unerfindlich, warum eine flachlagernde Sedimenttafel nicht als solche anerkannt werden darf, sondern in ein orogenetisch bewegtes Gebiet umgedeutet werden muß.

Das in einer Bubnoffschen Zeichnung (Figur 3, 1934) mit so eindeutiger Klarheit zum Ausdruck kommende Vorherrschen herzynischer Linien in Nordostdeutschland, kann genau so für meine These in Anspruch genommen werden. Für eine so

großzügige spekulative Zusammenfassung, wie Bubnoff sie vornehmen möchte, scheint mir die Zeit noch nicht gekommen.

Die in Ostpreußen gewonnenen Ergebnisse werden uns nun aber auch von Westen, von Pommern her, durch eine Übersichtsuntersuchung (Bülow 1926) bestätigt. Die entscheidende tektonische Grenze liegt nicht jenseits, sondern diesseits Ostpreußen, eben noch in Pommern. Bülow kommt zu dieser klaren Grenzziehung, die das Gebiet der saxonischen Schollen „mit nach Westen zunehmender Zerklüftung“ erst westlich der Tornquistschen Linie beginnen läßt, auf Grund genauer Untersuchung gerade der Elemente, wie wurzelloser Schollen, Salzquellen, Erdfälle, Erdbeben, magnetischer Anomalien, die von den Tektonikern bisher für ihre abweichenden Ergebnisse beansprucht wurden.

Noch schärfer faßt H. Reich 1930 die Ergebnisse der von ihm untersuchten erdmagnetischen Störungen in Ostpommern. Danach ragt hier das Grundgebirge bis zu  $> 600$  m empor. Nicht nur der pommersche Küstenknick, sondern auch der weitere Verlauf der deutschen Ostseeküste sei von diesen scharf gegen Westen abgesetzten Grundgebirgsauftragungen bestimmt. Hierbei sind auch die Beziehungen zu Bornholm wichtig. Diese Insel verliert dann in etwas ihren Horstcharakter, da demnach in dem Abschnitt Ostpommern—Bornholm das Grundgebirge verhältnismäßig hoch aufragen müßte.

Sehr schwerwiegend ist es auch, daß Deecke in seiner „Geologie Pommerns“ schon 1907, bevor von einer Tornquistschen Linie die Rede war, in dieser Gegend um Köslin eine Grenzzone annahm, wobei er sich auf stratigraphische Besonderheiten und die Verbreitung von Erdbebenwellen stützte (S. 279/80).

Daß durch Pommern in herzynischer Richtung eine tektonische Grenze erster Ordnung zieht, scheint somit endgültig gesichert zu sein.

#### Die Tornquistsche Linie im Norden.

In der weiteren Verlängerung nach Nordwesten ist die Abgrenzung Saxonien noch sehr viel deutlicher ausgeprägt. Hier berührt die Grenze nicht die russische Tafel, sondern Fennoskandia. Die Grenzlinie ist nicht erst von Laholm (im südlichen

Halland) an nachweisbar, wie Tornquist meinte, sondern schon von der norwegischen Grenze an, entlang der bohuslänschen Küste, deren Verlauf durch diese Grenzlinie oder, wie man besser auch für die „Tornquistsche Linie“ zu sagen hätte: Grenzzone bestimmt ist (Ljungner). Diese Abgrenzung, die sich durch die erdgeschichtlichen Perioden als fast dauernde Sonderstellung Fennoskandias darstellt, ist schon sehr alt. Wir können sie bis in mindestens paläozoische Zeiten zurückverfolgen. In einer klassisch zu nennenden Arbeit gab W. Ramsay (1917) einen Überblick über die Entwicklung der fennoskandischen Sonderstellung. E. Ljungners eingehende Behandlung Bohusläns (1930) zeigte, daß auch die hier ursprünglich angenommene Verwerfung nicht vorhanden ist; wir sehen hingegen eine großartig ausgeprägte Flexur, in der die präkambrische Landoberfläche Bohusläns unter den dänischen Sedimentschollen verschwindet, wobei auch die steilsten Stellen nicht stärker als im Eisenbahngefälle geneigt sind (S. 231/2). Dieses erstaunliche Ergebnis einer genauen Profilzeichnung sollte uns bei der Annahme tektonischer Vorgänge zur Vorsicht mahnen, denn solche verhältnismäßig sanften Verbiegungen, die dennoch im Ausstreichen an der Oberfläche scharfen Bruchlinien ähneln, dürfte es noch häufiger geben.

Ramsay und Ljungner setzen das Alter dieser Flexur als devonisch, also kaledonisch, an. Seitdem man aber im Oslofjord die für die Datierung entscheidenden vulkanischen Ergüsse als permisch festlegen konnte (Holtedahl 1931), muß das Alter wohl in diese jüngere Epoche hinaufverlegt werden. Jedenfalls ist hier die Abgrenzung bedeutend älter als die südliche Fortsetzung der Tornquistschen Linie.

In Schonen finden wir im Gegensatz zu Bohuslän deutliche Verwerfungen entlang einer breiten Bruchzone mit teilweise sehr großen Sprunghöhen. Die Anlage — vielleicht auch hier ursprünglich als Flexur — ist sicher schon silurisch, da hier das Silur in fast vierfach so mächtigem Umfang wie weiter nördlich und nordöstlich entwickelt ist. Gemäß der immer wieder festzustellenden großen Beständigkeit fennoskandischer Leitlinien und -flächen sind in späteren Epochen diese Verwerfungen, die seitdem dauernd den deutlichen Rand

Fennoskandias bildeten, noch mehrfach verjüngt aufgebrochen. Zuletzt bezeugte das Tertiär die Zugehörigkeit Schonens zum saxonischen Bruchschollengebiet mit größeren Schollenverschiebungen und den bekannten eozänen Basaltausbrüchen, bzw. Basalttuffablagerungen. Gerade die als Geschiebe verstreuten Basalttuffe geben uns einen sehr deutlichen Hinweis auf die Ostgrenze Saxoniens. Während man früher auf Grund ostpreußischer Funde eine weite Osterstreckung auch der Ausbruchgebiete annehmen zu müssen glaubte (Hesemann 1933 = Ausbruchgebiet nördlich der Danziger Bucht; Korn 1927, Karte!), hat man inzwischen erkannt, daß es sich bei diesen ostpreußischen Funden gar nicht um Basalttuffe handelte. Damit entfallen alle daran geknüpften Schlüsse. Die Ausbruchgebiete dürften im Skagerrak und in Schonen liegen (Hesemann 1934).

Zwischen Pommern und Schonen ist die Grenzzone vom Meere bedeckt. Die Arkonatiefe liegt noch im saxonischen Bereich, die Bornholmmulde schon ganz östlich davon. Die Meeresbedeckung entzieht uns hier gerade das entscheidend wichtige Grenzgebiet, wo Fennoskandia nach Südosten hin von den Sedimenten der russischen Tafel bedeckt wird. Aber ob das Kambrosilur hier die präkambrische Urgebirgsfläche Fennoskandias ganz flach überlagert, ob Fennoskandia sich, wie anderwärts in einer Flexur niederbeugt oder ob Verwerfungsabbrüche vorliegen, ist unbekannt.

Der hier aufragende Horst Bornholm gibt uns Anhaltspunkte. Am Südwestrande der im allgemeinen durch Verwerfungen begrenzten Insel finden wir, vom Zentralgranitgebiet durch Verwerfungen geschieden, Sedimentschichten, besonders Kambrosilur und Kreide. Die Tornquistsche Zone ist also auch hier, wie Klähn ausdrücklich gegenüber Bubnoff hervorhebt, von sehr alter Anlage, in der Hauptlinie, der „Egby-Linie“, vielleicht sogar präkambrisch (Klähn, S. 164) und immer wieder verjüngt.

Bornholm ist an sich eine Musterkarte von kennzeichnenden Einzelheiten sowohl für seinen fennoskandischen wie seinen saxonischen Anteil. Die Granite zeigen alte, algonkische oder archaische Klüftung (vgl. Milthers), das stimmt mit der

auch sonst in Fennoskandia erkannten Tatsache überein, daß die Mehrzahl der Klüfte weit älter ist als die paläozoischen Faltungsphasen. Ferner gibt es hier an einigen Stellen Ausfüllungen von Spaltengängen im Granit durch den altkambri-schen Nexösandstein, so daß wir also auch hier Reste der präkambrischen Fläche erschließen können.

Im saxonischen Teil der Insel haben wir alle orogeneti-schen Phasen deutlich oder in Spuren ausgeprägt, insbesondere auch die jüngsten tertiären Störungen. Die Tatsache, daß diese jungen Störungen vorhanden sind, insbesondere in den die Insel begrenzenden Linien, genügt aber nicht, um Bornholm ganz zum saxonischen Bruchschollengebiet zu schlagen, wie Stille (1925, S. 150, auch Karte) dies tut. Sonst müßte man im Grunde ganz Fennoskandia mit seinen tertiären Störungen zu Saxonien rechnen. Die Tornquistsche Zone, die auch Stille ausdrücklich anerkennt, läuft durch Bornholm. Die ganz starken erdmagnetischen Störungen (Reich 1925, 1927) geben uns deutlich das Bild des abbrechenden Grundgebirges.

Dennoch dürfen wir aus den Verhältnissen auf Bornholm nicht allzu weitgehende Schlüsse für die meeresbedeckte Um-ggebung ziehen. Die — in dieser Form wahrscheinlich tertiäre — Horstnatur Bornholms bedingt ein besonders reichliches Auf-treten von begrenzenden Verwerfungen. Solche kleinen Horste begegnen uns in merkwürdiger Übereinstimmung immer wie-der in Randgebieten Fennoskandias, die für die geologische Erkenntnis entscheidend wichtig sind. Die Horste können nun allerdings nicht beweisen, daß die Umgebung ähnlich zer-stückelt ist.

#### Ostwestliche Meereseinbrüche.

Das Granitgebiet Bornholms als fennoskandischer Rest ist vom zusammenhängenden fennoskandischen Grundgebirgs-gebiet in Småland—Blekinge immerhin recht weit, und was wichtiger ist, seit längerer Zeit getrennt, so daß die Frage ent-stehen kann, ob nicht doch eine Art muldenförmige Absenkung des südlichen Ostseegebietes vorgezeichnet ist.

Die immer wieder in Erstaunen setzende Konstanz der fennoskandischen Grenzen sehen wir nämlich in aller Deutlich-keit schon zur Zeit der größten Ausbreitung des Kreidemeeres,

im oberen Senon ausgeprägt. Entlang der schwedischen Westküste zieht sich, vom Hallandsås bei 80—100 m Höhe an bis zum Nullpunkt in der Gotenburger Gegend, eine von Asklund (1928) entdeckte deutliche Terrassenstufe, die eine deutliche Grenze der flachen, nur von einigen Inselbergen überragten westschwedischen Strandfläche (strandflate) gegen die höhere präkambrische Urgebirgsfläche Südschwedens bildet. Bei Gotenburg wird die Strandfläche, die gleichmäßig von Südosten nach Nordwesten abfällt, submarin. Asklund deutet diese Fläche als Abrasionsfläche des höchsten, wohl senonischen Standes des Meeres der Kreidezeit. Im südlichen Halland treffen wir auch schon Überreste der Kreidesedimente, die teilweise sogar, wohl aus einem doch noch höheren Ansteigen des Kreidemeeres stammend, über dieser Terrassengrenze liegen (Troedsson bei Asklund 1928) und nun deutlichen Küstencharakter zeigen. Ebenso finden wir kreidezeitliche Küstensedimente im nördlichen Schonen und in Blekinge, also nun nicht mehr der alten fennoskandischen Grenzzone nach Südosten folgend, sondern nach Osten abbiegend (vgl. dazu auch Karte und Text von St. de Geer 1913). Die nördlichsten ostbaltischen Kreidevorkommen senonischen Alters treffen wir dann in Litauen, bis zur litauisch-lettischen Grenze herauf. Troedsson (1927) will als nördliche Grenze des Kreidemeeres die Linie Karlskrona—Libau ziehen.

Gewisse Andeutungen zu einer ungefähr ostwestlichen Einmündung im Bereiche des südbaltischen Gebietes finden wir auch in den folgenden erdgeschichtlichen Phasen (Karten bei Linstow 1922, auch bei Pratje 1931, der auch die ähnlichen Stadien vom Muschelkalkmeer an in Karten bringt). Als unmittelbarer Vorläufer der heutigen südbaltischen Meereserstreckung erscheint das Eem-Meer der letzten Zwischeneiszeit (in dieser einheitlichen, gleichzeitigen Datierung von Nordmann 1928 sichergestellt), das mit seiner tiefen Bucht im unteren Weichselgebiet, östlich bis weit nach Ostpreußen hinein, in gewissem Ausmaß die diluvialen Höhen- und Tiefengebiete, die „diluviale Depression“ Norddeutschlands abbildet (Karten bei Linstow 1922, Anhang: Meere der Diluvialzeit und S. 115, auch Fleszars Karte bei Hartnack 1931, S. 102).

Eine Art spätere Fortsetzung des frühzwicheneiszeitlichen warmen Eemmeeres scheint das von Zāns so benannte „Portlandia-Meer“ der späteren, schon kalten Zwischeneiszeit zu sein, das in ähnlicher Weise (Karte bei Zāns, S. 247) die heutigen Ostseeumrisse widerspiegelt.

Trotz der in Kreide- und Tertiärzeit gelegentlich angedeuteten Ost-Westerstreckung des Meeres kann von einer gesonderten Muldenform der gesamten heutigen südlichen Ostsee noch keine Rede sein. Diese Meeresüberflutungen umfassen zwar gelegentlich Räume des heutigen Ostseebeckens, liegen aber hauptsächlich südlicher, besonders im saxonischen Norddeutschland, dessen Muldencharakter unbestritten ist (vgl. Bubnoff 1934, Becksmann 1934). Sie stehen in Zusammenhang mit epirogenetischen langsamen Veränderungen (für den ostpreußischen Raum schildert uns Beurlen 1927 die Entwicklung sehr anschaulich; weiter östlich: Scupin 1928, S. 248—251, während ich die weiteren tektonischen Ansichten Scupins für verfehlt halte).

Während die Grenzen Fennoskandias als tektonische Einheit sich auch in diesen Perioden bestätigen, scheint die Grenze Saxoniens gegen die russische Tafel infolge flacher weitgespannter epirogenetischer Bewegungen verwischt. Teilweise war auch Ostpreußen den norddeutschen Einmündungen angeschlossen. Zweifelsohne sind hier Ausläufer der alpinen orogenetischen Phase zu spüren, die sich ja auch in Fennoskandia in der mächtigen Heraushebung des kaledonischen Gebirgsrumpfes und anderer Teile epirogenetisch äußerte, mit entsprechender leichter Schrägstellung des Ostbaltlandes.

Wie sich die alte Grenze Fennoskandias auch unter der scheinbar gleichmäßigen kreidezeitlichen Überflutung nach Osten hin entlang der Tornquistschen Zone heraushebt, zeigt der Gegensatz in der Tiefe der Absenkung. Während der Osten, auch in den folgenden Zeiten nur verhältnismäßig flache Überflutungen zeigt, haben wir entlang der Tornquistschen Zone ganz starke Absenkungen. In Dänemark ist die gesamte Kreideformation mehrere tausend Meter mächtig, ebenso müssen wir mit mehreren tausend Metern sogar in Südwestschonen rechnen. Nach Süden verflachte das Kreidemeer, aber

auch hier ist der Unterschied östlich und westlich der Tornquistischen Linie noch deutlich. Während die größte Kreidemächtigkeit in Ostpreußen gegen 300 m beträgt, sind es in Pommern 600 m. Es ist deutlich, daß hier die alte flexurartige Südwestbegrenzung Fennoskandias durch neue Bewegungen verstärkt herausgearbeitet worden ist. Östlich dieser Grenzzone sind hingegen die Bewegungen nur viel geringfügiger im Ausmaß, äußern sich vor allem nicht in Kleinzerstückelung, wie im „Kollektivhorst“ Schonens, sondern in ganz weitgespannten Schwingungen und Kippungen.

Die Eem-Überflutung der letzten Zwischeneiszeit ebenso wie das anschließend gebildete Portlandia-Meer hat dagegen keine selbständigen epirogenetischen, geschweige denn orogenetischen Ursachen. Die wahrscheinlichste Deutung für dieses Meer gab Beurlen (1927, S. 375 ff.), der betonte daß die Mehrzahl der Vereisungen es bedingte, daß selbstverständlich auch schon vor dem letzten Eisrückzug jeweilig Hebungen und Senkungen eintraten. Jede Annahme, die nicht mit diesen Wirkungen der mehrmaligen Belastung und Entlastung rechnet, würde den Erfahrungen der geologischen Gegenwart widersprechen. Für die Eem-Überflutung kommt die Übereinstimmung der heutigen mit den damaligen Uferlinien hinzu. Die heute im Südbaltland bestehenden Höhen und Senken sind wahrscheinlich zu Beginn des Quartärs schon in dieser ungefähren Lage vorhanden gewesen. Die diluviale Tektonik Norddeutschland ist schon aus diesem Grunde eine zweifelhafte Sache. Zum mindesten mußte zunächst einmal bewiesen werden, daß die Störungen auf Rügen beispielshalber nicht, wie G. de Geer (1918) es vermutet und wie Beurlen (1927) es für das Samland wahrscheinlich machte, vom Seitendruck des Inlandeises herrühren.

Auch Penck (1922) betont in großem Zusammenhang ausdrücklich, daß es sich bei der „Eem-Schwingung“ um eine große eisisostatische Krustenschwingung, nicht jedoch um endogene Bewegungen handeln könne. In der Pliozänzeit war die ganze heutige Ostsee Land (vgl. auch Krause 1933), ebenso Norddeutschland mit großen Teilen der Nordsee. Eine Senkungstendenz in diesen Grenzen der Eem-Überflutung lag gar

nicht vor; hier zeichnen sich die Vereisungsgrenzen ab. Penck betont mit Recht die Vergleichsmöglichkeit zwischen Eem-Meer und den nacheiszeitlichen Überflutungsmeeren, wenn wir auch nach unserer heutigen Kenntnis nicht das Litorinastadium, sondern das Yoldiamer in Vergleich setzen werden.

Die Eem-Überflutung im Ostseegebiet, eingengt im Gebiete der heutigen Beltsee und Schleswig-Holsteins zu schmalen Meeresstraßen und einem Inselgewirr (Nordmann 1928), also in ihrem Ostteil deutlich abgegrenzt, ist mit dem Portlandia-Meer der unmittelbare Vorläufer der heutigen südlichen Ostsee mit demselben Charakter der flachen exogen bedingten Überflutung über tektonisch ganz verschiedenem Untergrund.

### Zusammenfassung:

#### Ausgeschiedene und verbleibende Erklärungsmöglichkeiten.

Wir kehren damit wieder zurück zu der für die Erklärung der Bodenformen entscheidenden Voraussetzung der tektonischen Großgliederung. Die ganze ausführliche Behandlung der nacheiszeitlichen Stadien und der Abgrenzung der tektonisch einheitlichen Gebiete war nötig, um unsere Kernfrage, der Erklärung der Formen und damit der Entstehung der heutigen Ostsee näherzukommen. Wir haben auf diesem Wege, meistens durch das Verfahren des Ausschließens aller anderen Möglichkeiten und des Analogieschlusses von den benachbarten Festlandsräumen her, wichtige Folgerungen ziehen können. Diese Art des Vorgehens war geboten durch die eine genaue Augenscheinerforschung ausschließende Meeresbedeckung und die ungenügende Erforschung durch Bodenproben, Tiefbohrungen und ähnliches.

Bevor das auf diesem Gebiet Bekanntgewordene dargestellt wird, seien die bisherigen Ergebnisse folgendermaßen zusammengefaßt: Die nacheiszeitlichen Abschnitte, während deren das südbaltische Gebiet lange Zeit hindurch weitgehend Festland war, haben die Oberflächenformen nur überformt (Moorausfüllung von Senken, Flußerosion), aber keinesfalls neugeschaffen. Zur Zeit des Eemmeeres haben ebenfalls die

heutigen Formen in ihren Grundzügen wohl schon bestanden. Der formende Einfluß des Inlandeises ist vorläufig im einzelnen sogar auf dem Festland der Ostseeumrahmung, wenn man von der bekannten Mächtigkeit der norddeutschen Aufschüttungen absieht, weitgehend unbekannt. Der letzte Zeitraum, in dem bestimmt sowohl tektonische als auch exogene Kräfte der Abtragung usw. auf dem damals, bis auf kleine Überflutungen im südlichsten Teil, ganz festländischen Raum der heutigen Ostsee tätig waren, ist das Tertiär.

Wir konnten feststellen, daß die gemeinsame Grenze Fennoskandias und der russischen Tafel gegen das saxonische Bruchschollengebiet sich als Tornquistsche Zone deutlich als Grenze gestaltender Kräfte erweist, daß westlich dieser Linie die Einzelformen der Bänke, Mulden usw. wohl unter Zuhilfenahme orogenetischer Vorstellungen erklärt werden dürfen, wenn auch wahrscheinlich die Mehrzahl der Fälle als nicht tektonisch sich erweisen wird, daß aber östlich der Tornquistschen Grenzzone orogenetische Ursachen nicht vermutet werden sollten. Hier können eiszeitliche Wirkungen tätig gewesen sein, auch die verschiedenartigsten Einflüsse der vorzeitlichen langen Periode der Festlandsgestaltung. Seit dem Paläozoikum ist immer nur der Südwesten, selten der Südosten Einbruchsstelle für gelegentliche kleine Teilüberflutungen des Mesozoikums und Tertiärs gewesen. Im großen ist das Gebiet der heutigen Ostsee mit den Randgebieten Fennoskandias und der russischen Tafel seit dem Paläozoikum Festlandsgebiet gewesen und hat von den exogenen, ungeheuer lange Zeiträume wirkenden landgestaltenden Kräften seine heute noch im Ostseerelief durchschimmernde Prägung erhalten.

### **Deutungen der Bodenformen der südlichen Ostsee.**

Bisher liegen nur wenige Versuche vor, die Formen der südlichen Ostsee zu deuten. In größerem Zusammenhange beschäftigt sich Deecke (1905 a und b) besonders mit den Bänken vor der pommerschen Küste. Bei der Oderbank, vor der Swinemündung in der Höhe Rügens, kann er mit Hilfe zahlreicher Bohrungen eindeutig den Charakter als Kernstück der ehemals hier verlaufenden äußeren Haffbegrenzung nachweisen,

die vom steigenden Litorinameer beseitigt wurde. Mit Recht weist Deecke darauf hin, daß damals, bei der weitgehenden Einebnung und Zerstörung aller festländisch geformten Kuppen durch die Meeresabrasion, ungeheure Sandmassen vertrifft wurden, die dann die Bildung der neuen, heutigen Ausgleichsküste bewirkten und damit weiteren Landverlust verhindern konnten.

Bei den übrigen Bänken stehen nur die Angaben der Seekarten, aber keine Bohrungen mehr zur Verfügung. Schon die durch Bohrerergebnisse nicht belegte Vermutung Deeckes, daß der Untergrund der Oderbank durch eine Kreidescholle gebildet sei, ist durch nichts gestützt, kann weder widerlegt noch bewiesen werden.

Den Plantagenetgrund westlich Hiddensee und den Adlergrund, den südwestlichen Ausläufer der Rönnebank, faßt Deecke als Moränenbildungen auf. Er glaubt, aus dem Vergleich ihrer Oberflächenformen mit entsprechenden Moränenformen des Festlandes diese Schlüsse ziehen zu können.

Es ist ohne weiteres möglich, daß der Plantagenetgrund eine irgendwie geartete eiszeitliche Aufschüttung ist. In der Ausdeutung der Formen muß man jedoch sehr viel vorsichtiger sein als Deecke es ist. Aus zwei Gründen: Erstens ist die Ungenauigkeit oder besser: sind die Lotungsabstände auf der Seekarte sehr viel größer, als Deecke das anzunehmen scheint. Man kann zwar für relativ dichtgelotete Gebiete Isohypsen zeichnen, sich aber nicht auf sie verlassen wie auf Isohypsen eines Meßtischblattes. Es ist also grundsätzlich bedenklich, aus den Lotungsergebnissen eine Glaziallandschaft erkennen zu wollen. Der zweite Gegengrund liegt im Ablauf der nacheiszeitlichen Geschichte selbst. Wir müssen immer berücksichtigen, daß alle heute versunkenen Gebiete der südlichen Ostsee in ihren Kleinformen auch nicht annähernd mehr in dem Zustand sein können, wie sie vor etwa 20 000 Jahren das zurückweichende Inlandeis verlassen hat. Unmittelbar nach dem Rückzug des Eises setzte — unter sich wandelnden Klimabedingungen — eine Jahrtausende dauernde Zeit der Landformung ein. Der nach Süden gekippte Ancylussee überwältigte dann die tieferen Bänke, das Litorinameer

schließlich die höheren. Diese Überflutung kann nicht ohne stark umgestaltende Abtragungs- und folgende Ausfüllungsvorgänge geschehen sein.

Während die Deutung des Plantagenetgrundes (und ähnlicher kleinerer Bänke) als einer glazialen Aufschüttung schon aus der unmittelbaren Nachbarschaft entsprechender Formen des benachbarten Landes wahrscheinlich gemacht werden kann, so ist die Deekesche Deutung auch des Adlergrundes als einer Stillstandslage von vornherein zweifelhaft. Wir kennen mit Sicherheit überhaupt keine Stillstandslagen im südlichen und im Kernteil der Ostsee; nicht einmal der bei Hangö untertauchende gewaltige Salpausselkärücken läßt sich in der gut erloteten finnischen Bucht weiterverfolgen. Der fast quadratische Block des Adlergrundes, gleichsam wie ein Hammerkopf den Stiel der Rönnebank überhöhend, mit wirren, regellosen Oberflächenformen, zeigt keinerlei Spuren einer seitlichen Fortsetzung nach Nordwesten oder Südosten, wie man es von einem Endmoränenzug einer Stillstandslage erwarten müßte. Deecke (1905b, S. 454) deutet auch hier tektonische Ursachen als Erklärungsmöglichkeit an. Auch hier wieder eine Behauptung, die der allgemeinen Neigung zu tektonischer Deutung entspringt. Von vornherein ist es wahrscheinlich, daß ein so ausgesprochenes Höhengebiet wie der Adlergrund eine große Bedeutung für die Fließrichtung des Eises, besonders zur Rückzugszeit hatte. Soweit wir überhaupt die untermeerisch erkennbaren Formen deuten können, liegt eine Erklärung nahe, die wir von genauer untersuchten Höhengebieten des heutigen Festlandes kennen. Der Adlergrund ähnelt in seiner Oberflächengestaltung alten Toteisgebieten.

Für die Untergrundsverhältnisse des Adlergrundes sowohl wie der Rönnebank gilt wohl ähnliches wie für den baltischen Höhenrücken: Unter Diluvialbedeckung liegt ein älterer Kern. Es ist nicht sehr wahrscheinlich, wie gelegentlich vermutet wurde, daß der ganze lange Zipfel der Rönnebank nur aus eiszeitlichen Aufschüttungen besteht, die hier gleichsam im Stromschatten Bornholms vom Eise zusammengekehrt wurden. Abgesehen davon, daß die daraus sich ergebende Eisströmungsrichtung zweifelhaft erscheint, sind wir heute nicht mehr ge-

neigt, dem Eise sehr große Wirkungen dieser Art zuzuschreiben. Im ersten Abschnitt wurde darüber gesprochen; aus Ostpreußen kennen wir einen ähnlich gelagerten, genau untersuchten Fall (Körnke 1931), wo sich hinter dem Block der Elbinger Höhen und des Stablack Stromschattengebietes morphologisch ausgeprägt finden, aber ohne solche gewaltigen Ablagerungserscheinungen, wie man sie in der Rönnebank vermutet. Gerade die Gesamtheit der Körnkeschen Untersuchungen bestätigt aufs genaueste die heute herrschende Ansicht, daß das Eis an Stellen, wo es ohne „anzuhaken“ vordringen konnte, die Landschaft nur überformte, wobei es sich im einzelnen den Geländeformen anpaßte.

Es liegt als wahrscheinlichste die Vorstellung nahe, daß der Kern der Rönnebank aus den an der Südwestküste Bornholms erhaltenen kambrosilurischen und mesozoischen Sedimenten besteht. Aber es muß gesagt werden, daß bei dem heutigen Stande unserer Kenntnis noch sehr viele Fragen, besonders über die Ursachen der schmalen langgestreckten Form der Rönnebank und über die Art des aufgesetzten Adlergrundes unbeantwortet bleiben müssen. Wir können mit einiger Wahrscheinlichkeit vermuten, daß Rönnebank mit Adlergrund Ausläufer der russischen Tafel darstellen, die schon innerhalb Saxonien sich befinden und wohl tektonisch nicht unbeeinflusst geblieben sind.

Eindeutig dagegen scheinen die Verhältnisse bei der Horgbank, der Mittelbank und der Stolpebank zu sein. Schon Deecke (1905b) vermutete in der Mittelbank eine „silurische Tafel“, ähnlich Gotland und Öland (S. 457/58). Für die Stolpebank mit ihrem eigenartigen und unruhigen Relief fand er dagegen keine Deutung. Wir müssen auch hier scharf zwischen sekundärer und wohl recht junger, bis zur Nacheiszeit andauernden Oberflächenformung und dem eigentlichen Kern der Bänke unterscheiden. Sehr dankenswerte Bodenproben und Geschiebezählungen von Pratje (1933) geben den bisherigen Vermutungen größere Wahrscheinlichkeit. Für die südliche Horgbank und die Mittelbank erhielt Pratje einen besonders hohen Anteil von quarzitischen Sandsteinen, die den Bornholmer kambrischen Nexösandsteinen zu entsprechen

scheinen. Pratje deutet diese Tatsache wohl mit Recht als Lokalmoräne über anstehendem kambrischem Sandstein, der neben dem älteren Nexösandstein auch noch jüngere Lagen zu umfassen scheint.

Eine auffällige Häufung der Kalke in einer Bohrprobe unmittelbar südlich des höchsten Teiles der Mittelbank können wir mit Pratje vielleicht als Reste der früheren Silurbedeckung auffassen.

Bodenproben der Stolpebank kann man mit einiger Vorsicht auf mesozoische, weniger wohl, wie Pratje auch annehmen möchte, auf tertiäre Sedimente zurückführen.

Diese begründeten Vermutungen über den Untergrund der Bänke runden das Bild. Aus allem, was wir mittelbar und unmittelbar erschließen können, ergibt sich, daß die russische Tafel, deren Aufragungen wir in Gotland und Öland sehen, sich in breiter Front nach Süden fortsetzt. Das Untertauchen unter die jüngeren Ablagerungen, die den unmittelbaren Untergrund des Südbaltlandes bilden, scheint erst in der Höhe der Stolpebank zu erfolgen.

Wir erhalten somit als klare, auch morphographisch eindeutig vorgezeichnete Westgrenze der russischen Tafel eine Linie, die vom Kalmarsund her weiter nach Süden zieht, etwa in Richtung der 60-m-Tiefenlinie westlich der Mittelbank, bis zur unbekanntenen Linie des Untertauchens unter die jüngeren Sedimente.

Vielleicht haben wir in dem ostwestlichen Abbruch der Stolpebank in 55° 20' Breite zu der davorgelegenen Rinne, die selbst eine kleine geschlossene Hohlform ist, eine Art verschütteter oder geglätteter Landstufe, aus mesozoischen Schichten bestehend, vor uns. Dies wäre dann ein Teil der heutigen sekundären Südgrenze der russischen Tafel.

Ohne Kenntnis irgendwelcher Bodenproben, nur aus der Formdeutung heraus, kommt E. Büchting zur gleichen Vermutung der Fortsetzung des öländischen und gotländischen Glints in den Bänken. Es ist dies tatsächlich die aus der Formbeschreibung zwanglos sich ableitende Vermutung, die nun eine gewisse Bestätigung durch die Bodenproben bekommen hat.

Diese Abgrenzung würde bedeuten, daß die Bornholmmulde noch zum fennoskandischen Anteil zu rechnen wäre. Das braucht jedoch nicht auszuschließen, daß sich am Grunde der Mulde noch ältere kambrische Sedimente befinden. Wenn hier von der Begrenzung der russischen Tafel gesprochen wurde, so sind im wesentlichen die äußerlich auffälligen Glinstufen gemeint. Auch in der finnischen Bucht und im Kalmar-sund sind Sedimentreste vor dem öländischen und estländischen Glintrand erhalten. Dasselbe kann in der Bornholmmulde der Fall sein.

### **Zur Deutung der Mulden.**

Sonst aber können wir über die beiden großen Mulden der südlichen Ostsee, die Bornholmmulde, mit der Arkonatiefe gleichsam als seitlichem Anhängsel, und das Danziger Tief, kaum überhaupt etwas zuverlässiges aussagen. Aus der heutigen Ausprägung als allseitig geschlossener Hohlform geht hervor, daß die Mulden in dieser Form zur Zeit der tertiären festländischen Abtragung nicht bestanden haben können. Zur Erklärung der geschlossenen Hohlform kann man eiszeitliche oder tektonische Einflüsse heranziehen.

Die Deutung als „Einbruch oder eine muldenförmige Einsenkung“ ist von Keilhack (1899, S. 146) für das Danziger Tief als bloße Vermutung im Zusammenhang mit seinen Urstromtalstudien geäußert worden. Es ist jedoch daran festzuhalten, daß wir keinerlei Beweise für irgendwelche große tektonische Vorgänge dieser Art haben und auch schwerlich finden werden, denn Einbrüche von der Größe der Bornholmmulde oder des Danziger Tiefs müßten sich in der weiteren, gut durchforschten Umgebung deutlich ausgewirkt haben. Es scheint im Gegenteil wahrscheinlicher zu sein, daß das Danziger Tief in die flachlagernden Schichten als Ausschüpfung eingreift (Galon).

Die Form besonders des Danziger Tiefs spricht auch für glaziale Formung als Zungenbecken für den Weichsellobus. Neben der Odermündung war ja die Weichselmündung eine der großen „Einsteigstellen“ für das Inlandeis, das aus dem Ostseebecken heraus die etwas höher gelegenen Gebiete Norddeutschlands erklimmen mußte. Eine ungefähre Parallele zu

Danziger Tief und Weichselniederung ist die Rigasche Bucht mit der semgallischen und litauischen Niederung. Allerdings ist das Danziger Tief bis über 100 m übertieft worden. Es scheinen besonders weiche tertiäre und mesozoische Schichten ausgeräumt zu sein, während der obersilurische Untergrund der Rigaschen Bucht besser widerstand.

Vor der Odermündung hat der blockartige Horst Bornholm eine ähnliche Gestaltung verhindert. Aus der großen ostgotländischen Mulde konnten die Eismassen ungehindert nach Überwindung der flacheren Zwischenschwelle von Norden her in das Danziger Tief strömen. Im westlichen Teil der heutigen südlichen Ostsee hatte das Eis, wie wir wissen, zum mindesten zeitweilig, eine nicht rein südliche, sondern westlich abgelenkte Strömungsrichtung. Durch den Klotz Bornholm einerseits, die Kreidehöhengebiete Rügens und Möens und die pommerschen Höhengebiete mit der Stolpebank andererseits, wurde das Eis, um zu dem Anstieg an der Odermündung zu kommen, in der Bornholmmulde zusammengedrängt. Die Bornholmmulde zeigt in ihrer heutigen Gestalt ein deutlich angedeutetes Umbiegen ihres Südteils zwischen Stolpebank und Bornholm-Rönnebank in südwestliche Richtung auf den Odereinstieg zu. Die Arkonatiefe erscheint als ein abgezwigter Eisstromweg, auf dem ein Teil des südschwedischen Eises seitlich zwischen dem Haupthindernis Bornholm und Schonen abgequetscht wurde. Die Fortsetzung dieses Weges ging dann nördlich an Rügen vorbei über die Darßer Schwelle in die Lübecker Bucht. Die Erhaltung des wohl kambrosilurisch-mesozoischen Kernes der Rönnebank zwischen diesen Stromrichtungen der südlichen Bornholmmulde und der Arkonatiefe erfährt somit eine erklärende Beleuchtung. Die Hauptmasse des Eises scheint von Norden, von Blekinge-Öland in die Bornholmmulde geströmt zu sein. Zwischen dem Ölandsockel und der Mittelbank, über die nach Osten absperrende Mittelbank und von der Ostgotlandmulde her durch die heute auch übertieft erscheinende Stolper Rinne zwischen Mittelbank und Stolpebank können wohl nur kleinere seitliche Ergänzungsströme geflossen sein. Die wahrscheinlich kambrischen und algonkischen Sedimente am Grunde der Bornholm-

mulde dürften hier eine ausräumende Arbeit des Eises begünstigt haben, insbesondere wenn es sich um ähnliche Schichten wie den estländischen blauen Ton handelte, der, heute noch plastisch, am Grunde der finnischen Bucht auf weite Erstreckung vom Eise beseitigt worden sein muß. Ich möchte somit dem vorgezeichneten Relief auch hier die größte Bedeutung für die Eisstromrichtung und die Erklärung einiger Übertiefungen zusprechen. Die Bornholmmulde, Arkonatiefe und Danziger Tief, ebenso wie auch die sonstigen kleineren Mulden und Rinnen der südlichen Ostsee dürften alle schon deutlich vorgezeichnet gewesen sein. Das Eis bewirkte Veränderungen im Grade der Reliefausprägung, aber wohl kaum in der Anlage und Art des Reliefs.

### **Die Verschiedenartigkeit der morphographischen und morphologischen Grenzen.**

Die morphographische Schwierigkeit der Herausarbeitung der südlichen Ostsee als eines gesonderten Teiles wird durch die versuchte Festlegung der durch die Entstehung gegebenen Grenzen nicht geringer. Im Gegenteil. Wir fanden als deutliche, erdgeschichtlich immer wieder auftretende Grenze die Tornquistsche Grenzzone und wir fanden mit einiger Sicherheit auch die untermeerische Grenze der russischen Tafel gegen Fennoskandia. Diese Grenzonen durchziehen das morphographisch bis Gotland heraus als unregelmäßiges Mulden-Bänkegebiet zu beschreibende Ostseeteilstück. Westlich davon die ganz flache Beltsee als Übergang zum Kattegatt und der eigentlichen Nordsee. Die morphographischen und morphologischen Begrenzungsmöglichkeiten sind in der südlichen Ostsee also grundverschieden. Die mehr großräumige Gestaltung des Kernteiles der Ostsee ist nach Süden hin als Folge jüngerer überformender Kräfte gleichsam aufgelöst in Einzelstücke. Diese kleinräumigere Untergliederung paßt in ihrem morphographischen Charakter zu der saxonischen Schollenstruktur des westlichen Zipfels der heutigen Ostsee. Genetisch gehört jedoch das östliche Südbaltland zur russischen Tafel, die ja auch in der Hauptsache noch den Untergrund des Kernteiles der Ostsee bildet.

Durch die Herausarbeitung der Entstehungsgeschichte des Ostseekernteiles werden nun erst die Teilgebiete in ihren größeren Lagebeziehungen erfaßt.

### III. Der Kernteil der Ostsee.

Die Schwierigkeit einer genauen Abgrenzung der südlichen Ostsee vom eigentlichen Kernteil wird etwas geringer, wenn man zunächst einmal die unzweifelhaft zum Kernteil gehörenden Großformen herausstellt.

In der beschriebenen klaren Abgrenzung senkt sich der Hang des Sockels: Stockholmer Schärenhof — Ålandschwelle — finnländische Südküste zur großen, ostwärts verflachenden Mulde mit ihrer auffallenden WSW-ENE-Richtung. Die in der Ålandschwelle stark betonten N-S-Klüfte finden sich auch noch im unter-<sup>4</sup> und übermeerischen Relief des Stockholmer Schärenhofs. Viel stärker ist hier jedoch das Diagonalrichtungskreuz NW und NE vertreten. Insbesondere tritt hier die NE-Richtung der Klüfte so stark hervor, daß sie, in allmählicher ungebrochener Umbiegung der ENE-Richtung des Schwellenzuges, die Küstenrichtung und den Abfall bestimmt. Von der tief nach Westen eingreifenden Bråvikenspalte ab nach Süden ist die Küstenrichtung bis Blekinge herunter fast nordsüdlich, geht also nicht parallel der NNE-SSW-Erstreckung Ölands.

Während noch in der Höhe der Bråviken die Übertiefung der Landsortrinne mit ihren 459 m in eine umgebende Tiefe von 150—200 m eingebettet ist, läuft nach Süden zu dieser Zipfel des Ostseekernteiles zwischen Öland und der Hoborgbank sackartig aus, da er hier von der flachen Nordkuppe der Mittelbank abgedämmt erscheint.

Aus dem nach Süden gerichteten Abfall zum Kernteil der Ostsee von Karelien über die Ålandschwelle bis zur Höhe von Öland erkennen wir den einheitlichen, ununterbrochenen Zug dieser Nordbegrenzung, der aber auch eine einheitliche, fast im Viertelkreis gekrümmte schmale Mulde in der Bodengestalt

---

<sup>4</sup> Für tektonische Studien in den Schärengebieten ist die Kenntnis des untermeerischen Küstenreliefs — also Benutzung von Seekarten — unerlässlich.

der Ostsee entspricht. Die Geschlossenheit der „westgotländischen Mulde“ und der finnischen Bucht ist augenfällig, aber auch das Verbindungsstück, das bisher auf den Tiefenkarten als breiter Auslauf der „ostgotländischen Mulde“ mit ihrer nordsüdlichen Erstreckung erschien, ist in Wirklichkeit nur eben eine quer zu dieser Mulde verlaufende Tiefenzone, die die flacheren Ausläufer: Westgotlandmulde und finnische Bucht miteinander verbindet. Denn dieses Stück ist von der ostgotländischen Mulde durch einen auf bisherigen Karten nur in Andeutungen gezeichneten Querriegel mit einer größten Tiefe von nur wenig unter 100 m scharf geschieden (Giere 1933). Dieser Riegel ist deutlich an die angrenzenden Landstücke angesetzt. Er geht aus von Dagö-Ösel und zieht sich, etwa parallel dem entsprechenden Stück des gegenüberliegenden Abfalls der Ålandschwelle, nach WSW zur gotländischen Sandinsel (Gotska sandö), einem der Angelpunkte im Bau des Ostseebeckens, hinüber.

Als Grundlagen der genaueren morphographischen Beschreibung erhalten wir somit folgende Großgliederung des Ostseekernteiles:

Der beherrschende Teil ist die ostgotländische Mulde mit großen Flächen unter 100 und kleineren auch unter 200 m Tiefe. Ihr gliedert sich nach Süden in der beschriebenen tiefliegenden und etwas unklaren Abgrenzung das Danziger Tief an. Völlig abgegliedert dagegen und völlig als Teil der Eiszeitformen des Ostbaltlandes erscheint die Rigasche Bucht, die als Zungenbecken ausgeformt zwar 51 m größte Tiefe aufweist, jedoch an ihrer Wurzel von der breit gelagerten Insel Ösel fast völlig abgeriegelt wird und in der Irbenstraße zwischen Ösels Südspitze und Kurland eine Schwellentiefe von nur 14 m erreicht.

Den morphologisch entscheidenden und am eigenartigsten geformten Teil bildet die große Hauptsenke, die mit dem Teilstück der „westgotländischen Mulde“ beginnend, nördlich um die gotländische Sandinsel in die wiederum flach auslaufende finnische Bucht hinüberzieht und in ihrem Mittelstück ebenfalls Tiefen unter 200 m umfaßt.

Die von Dagö zur gotländischen Sandinsel ziehende Schwelle

setzt sich fort in dem flachen untermeerischen Verbindungssockel, der von dieser Insel in südlicher Richtung nach Gotland führt, dann in der Insel Gotland selbst und der Hoborgsbank an ihrem Südenende, die schon etwas nach Südosten gestaffelt erscheint.

### Die westgotländische Treppe.

Die Bezeichnung „westgotländische Mulde“ ist morphographisch unhaltbar. Schon der schmal auslaufende südlichste Teil, zwischen Öland und Gotland — Hoborgsbank, bis zum Knollsgrund (nordöstlich Ölands Nordspitze) nach Norden sich erstreckend, ist nicht gleichmäßig muldenförmig gebaut, sondern *unsymmetrisch*. Von Öland aus fällt der Boden nach Osten langsam und einigermaßen gleichmäßig ab, erreicht in etwa 10 km breiten Streifen etwas über 100 m Tiefe und steigt dann nach der gotländischen Seite zu rascher und anscheinend auch ein wenig ungleichmäßiger an. Immerhin ist dieser südliche Ausläufer in seiner Formausgestaltung nicht weiter auffallend. Nördlich von Knollsgrund, der von Öland durch verhältnismäßig große Tiefen geschieden ist, weitert sich der Meeresteil zwischen dem schwedischen Festland und Gotland.

In derselben Höhe — etwa 57° 35' knickt die bis dahin etwa nordsüdlich verlaufende gotländische Küste zu einem nordöstlichen Verlauf um. Gleichzeitig setzt übermeerisch und besonders untermeerisch ein steiler Abfall ein, der sich bis zur Nordspitze Gotlands, bis zu der durch einen seichten Sund von der Hauptinsel nach Nordosten abgegliederten Insel Fårö, der „Schafinsel“, erstreckt. Auf dieser Strecke, vom Küstenknick bis Fårö, wird die 100-m-Tiefe schon in rund 2½ km Abstand von der Küste erreicht. Dazu kommt die Höhe der auf dieser Strecke erscheinenden Steilküste von 40—50 m über dem Meeresspiegel. Im Ganzen ist also ein Höhenunterschied bis zu 150 m als deutliche Steilstufe ausgeprägt. Das ist dieselbe Höhe und dieselbe Erscheinung, wie sie uns an der nordestländischen Glinküste begegnet (Giere 1932).

Die 100-m-Linie setzt sich in gleicher SSW-Richtung auch südlich dieser nordwestgotländischen Steilstufe fort — man bekommt den Eindruck, als ob die flachere untermeerische Bö-

schung hier südlich des Küstenknicks durch ein sekundäres Zurückweichen des Landes bedingt sei. Die Inseln Groß- und Klein-Karlsö mit rund 60 m Höhe über dem Meeresspiegel nebst einigen Untiefen im Zuge einer die Inseloberfläche querenden widerstandsfähigen Riffkalkzone sind wohl Zeugen dieses Zurückweichens (eine schöne, mit Tiefenlinien ausgeführte Zeichnung dieser Meeresteile zeigt die von Birger Nilsson ausgeführte Beikarte zu St. de Geers: Översiktskarta usw. 1913).

Vor der nordwestlichen gotländischen Steilküste ist der Meeresboden nach dem Absinken auf etwa 103—110 m Tiefe verhältnismäßig flach. Nach NW, von Gotland hinweg auf die schwedische Küste zu, steigt der Boden sogar wieder etwas an, an den meisten Stellen bis zu etwa 95 m. Dann aber setzt sich diese Fläche in einer deutlichen Stufe gegen das weit tiefer gelegene untermeerische Vorland Schwedens ab. Wir finden an dieser Stufe in etwa 2 km Entfernung folgende kennzeichnende Lotungen: 106—158 m, 105—160 m, 112—162 m, 106—142 m, 105—196 m, 92—203 m, 96—144 m, 98—162 m, und so fort. Wir sehen — die Tiefen werden nach dem Abfall von der gotländischen untermeerischen Platte stärker wechselnd; im allgemeinen erreichen sie wohl alle, wenn auch nicht unmittelbar an der Stufe, etwa 160 m. Die größte gemessene Tiefe westlich Gotlands ist die unmittelbar an der Stufe gelegene Tiefe von 203 m. Die Höhe der Stufe ist demgemäß stark wechselnd, am häufigsten schwankt sie wohl um 50 m.

Der Ansatz der Stufe liegt beim Knollsgrund, dessen Kopf im Norden rings von verhältnismäßig steilen Böschungen umgrenzt wird. Gleich nordwestlich wird schon die Tiefe von 160 m erreicht. Von dort zieht sich die Stufe unregelmäßig, in größeren und kleineren Buchtungen, soweit das dünne Lotungsnetz das erkennen läßt, auf die gotländische Sandinsel zu. An diese Insel tritt die Stufe bis auf etwa 15 km von Westen heran. An einigen Stellen dieses Stufenverlaufes kann man mit einiger Sicherheit langgestreckte, die Stufe quer durchbrechende Talformen erkennen. Es ist aber immer wieder auf die geringe Lotungstiefe hinzuweisen, die zu großer Vorsicht zwingt. Die Auszählungen in den entscheidenden

Feldern ergaben, daß in einer solchen Fläche, die 20 Längen- und 10 Breitenminuten umfaßt, nicht mehr als 16—20 Lotungen enthalten sind. Die Stufe als solche kann jedoch an allen Stellen mit Sicherheit aufgezeigt werden; schon E. Büchting (1918) hat auf ihr Bestehen hingewiesen.

Der Anstieg vom Fuße der Stufe westwärts zur schwedischen Küste hin vollzieht sich nun ohne weitere Unterbrechungen. Gelegentlich scheinen übertiefte Hohlformen in diesem Anstieg vorzukommen.

Wir sehen also, daß der Ausdruck „westgotländische Mulde“ zu ersetzen ist durch den Ausdruck westgotländische Treppe oder Stufenlandschaft. Die leichte Schrägstellung entspricht der flexurartigen Abbiegung des fennoskandischen Randgebietes. An der ganzen entsprechenden schwedischen Festlandküste gegenüber Gotland finden wir Reste der präkambrischen Fläche. Am Kalmarsund bis 12 km ins Inland hinein lagern sich parallel dem Sunde streichende kambrosilurische Schichten darüber. Öland besteht aus Untersilur; Gotland, wo die Streichrichtung schon nach NE umschwenkt, besteht aus Obersilur. Auf dem Meeresboden streichen also die Schichten in breiter Front aus, wobei sie leicht nach Osten und weiter nördlich nach Südosten einfallen. Sowohl Gotland wie Öland bilden aber keine Schichttafel, sondern eine die Schichtköpfe abschneidende Fastebene mit angedeuteten Landstufen (schematisches Profil bei Munthe/Hede/Post, S. 10). Auch hier wieder eine genaue Parallele zu Estland, die zuerst Friedrich Schmidt in seiner klassischen „Revision usw.“ (1881) ausgeführt hat (als neuere Arbeiten über die sehr verwickelten geologischen Verhältnisse Gotlands seien genannt Hede 1921 und Munthe/Hede/Post 1925).

Der Steilabfall an Gotlands Nordwestküste ist eine echte Schichtstufe. In den besonders schön bei Högklint südlich Visby hervortretenden harten Bänken sehen wir die Ursache der hier auftretenden Stufe. Die leicht geschrägte untermeerische Platte davor, in 110 bis 90 m Tiefe, entspricht wohl annähernd einer Schichtfläche oder einer Fläche, die mehrere weichere Schichten übergreift, wie es ja bei den Stufenflächen der Landstufen der Fall zu sein pflgt. Die 50-m-Stufe vor

dieser Platte entspricht dem Steilabfall einer Schicht, die uns nicht sichtbar wird, da die Stufe, über den Knollsgrund nach Süden verlängert gedacht, dicht östlich Öland vorbeistreichen würde, also etwas jünger als das Untersilur Ölands ist. Büchting (S. 47) meint, daß man in der Stufe „mit Recht eine Verlängerung des öländischen Glints vermuten“ könne. Diese Vermutung ist natürlich naheliegend und wirkt morphologisch einleuchtend. Diese Fortsetzung ist jedoch unsicher, da die 160-m-Tiefe nur bis zum Knollsgrund zu verfolgen ist und südlich davon nicht mehr auftritt.

Gemäß dem Einfallen der Schichten ähnelt sich der Bau Gotlands und Ölands: die steilen Schichtköpfe mit Neigung zu Steilküstenbildung sehen nach Westen bzw. Nordwesten — an der Ostküste tauchen die Schichten im Sinne ihres Fallens flach ins Meer. Die öländische Glintstufe erreicht allerdings nicht die Großartigkeit wie die Nordwestküste Gotlands, nur bei Borgholm haben wir einen übermeerischen Steilabfall von 44 m. Der Kalmarsund erreicht auch nur mittlere Tiefen von 35—40 m in seinem Nordteil.

Für beide Inseln ist darauf hinzuweisen, daß die Streichrichtung der silurischen Schichten nicht etwa genau dem Küstenverlauf entspricht, besonders in Gotland queren die ausstreichenden Schichten schräg von SW nach NE die Insel. Auch die Steilstrecke im NW ist aus mehreren Schichten zusammengesetzt. Das ändert nichts an dem Landstufencharakter, wobei allerdings ausdrücklich betont werden soll, daß die verhältnismäßig große Steilheit der gotländischen Küstenstufe auf jüngere Überarbeitung durch das Meer im Verlaufe der nacheiszeitlichen Geschichte zurückgeführt werden muß. An der heutigen Umrißgestaltung der Küste wirkten jedenfalls mehrere Faktoren mit. Für Gotland ist auch die Vermutung tektonischer Mitwirkung nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen (Munthe/Hede/Post, S. 30 ff.). Das kann jedoch erst in größerem Rahmen besprochen werden.

Die Gotlandküstenstufe und die vorgelagerte Küstenplatte werden in ihrem weiteren Verlauf vor Fårö undeutlicher. Zwischen der Sandinsel und Fårö erstrecken sich, im Anschluß an die Sandinsel, gruppenweise unregelmäßige Untiefen, mit

einer geringsten Tiefe von 9,4 m, die unter dem Namen Sandö-Bank zusammengefaßt sind. Sie bilden das genau nordsüdlich verlaufende Zwischenstück zwischen beiden Inseln. Zwischen Fårö bzw. der von Fårös Ostspitze aus nordwärts ziehenden ganz flachen Untiefenreihe Salvoriff einerseits und der Sandö-Bank andererseits zieht sich ein einige Seemeilen breiter Sund hindurch, mit einer Schwellentiefe von etwa 40 m. Das ist die größte zwischen der Sandinsel und Fårö überhaupt vorkommende Tiefe.

Wir sehen also, nach östlicher Richtung geht von Fårö aus der Küstenglint und die Küstenplatte nicht weiter. Die Linien schwenken vom bisherigen ungefähr nordöstlichen Verlauf scharf nach Norden ab. Der Steilabfall Nordwestgotlands ist nicht weiter zu verfolgen. Die Küstenplatte geht zwischen Fårö und der Sandinsel allmählich in die flachere Zone der Bänke über. Deutlich aber ist der 50-m-Abfall der Küstenplatte zu verfolgen. Nördlich der Landspitze Hallshuk, dem nördlichsten Punkte Gotlands (ohne Fårö), in  $57^{\circ} 56'$  ist die Küstenplatte besonders breit entwickelt. Ihr Nordrand liegt erst bei  $58^{\circ} 17'$ . In dieser Breite verläuft er von  $18^{\circ} 20'$  bis  $19^{\circ}$  ö. L. fast genau westöstlich, um erst hier, dicht südwestlich der Sandinsel eine nördliche Richtung einzunehmen. Die Küstenplatte als solche hat allerdings hier bei der Sandinsel ihr Ende. Der Abfall geht westlich der Sandinsel, wie erwähnt, unmittelbar, ohne dazwischengeschaltete Stufenfläche, bis zur 160-m-Tiefe.

### **Kupfersteine und Landsortrinne.**

Zwischen der Sandinsel und den noch weiter nach Norden gelegenen Bänken „Kopparstenarne“ — den Kupfersteinen — bleibt die Tiefe weiterhin gering. Sie scheint nicht über etwa 45 m hinauszugehen. Die „Kupfersteine“ haben ihren Kern in zwei schmalen, nordsüdlich hintereinander gestaffelten Bänken, die ungefähr von NNE nach SSW verlaufen. Die größere südliche Bank weist eine geringste Tiefe von 0,9 m auf. Bei weiterer Hebung wird also auch hier mit dem Mittelpunkt etwa in  $58^{\circ} 35'$  Breite und  $19^{\circ}$  ö. L. eine neue kleine Insel entstehen.

Die Sandinsel und die Kupfersteine sind ihrer Lage und Entstehung nach schwer zu deuten. Es scheint mir vieles gegen eine Deutung als glaziale Aufschüttung zu sprechen. Beide Erhebungen setzen sich recht scharf gegen den tieferen benachbarten Meeresboden ab. Besonders die Bänke der Kupfersteine zeigen einen verhältnismäßig steilen Abfall, der auf 1 km etwa 50 m beträgt. Es scheint mir wahrscheinlicher, daß hier im Sockel Reste alter Gesteine stecken, die nur glazial überformt sind. Ob diese Sockel durch das Eis herausgeschnitten, als Zeugenberge der tertiären Festlandszeit geformt oder tektonische Horste sind, ist bei unseren Kenntnissen schlechterdings nicht zu entscheiden. Es mögen alle drei Ursachen zusammengewirkt haben.

Wohl aber erkennen wir den großen Rahmen, dem diese aufragenden Sockel, zu denen man im Grunde die ganze Insel Gotland rechnen könnte, aufgesetzt sind. Die Untiefenfläche der Kupfersteine reicht nördlich sogar bis  $58^{\circ} 44'$ , wenn man die 100-m-Linie als Grenzlinie nehmen will. Nach Westen bleibt der Abfall verhältnismäßig steil, bis in Tiefen von etwa 200 m. Vor der schwedischen Küste liegt noch die ganz schmale geschweifte Rinne von Landsort mit ihrer größten Tiefe von 459 m, die in die umgebenden Flächen von 200—100 m Meerestiefe unvermittelt eingesenkt ist. Die Flächen hier vor dem südlichen Stockholmer Schärenhof sind überhaupt zerrissen und von vielen anderen, kleineren Rinnen durchzogen. Man bekommt den Eindruck, daß die mosaikartig zerbrochene Urgebirgsplatte, hier wie in dem Gebiet der Ålandsee von den sich kreuzenden Bruchspalten-Systemen besonders stark betroffen, vom Eise auf das stärkste aufgearbeitet wurde. Für den Bau der westgotländischen Treppe und der ganzen Ostsee jedoch sind diese Rinnen auf dem anscheinend flexurartig gestalteten Abfall der präkambrischen Urgebirgsfläche nicht von Belang.

### **Die Nordmulde.**

Sucht man nach einer Nordbegrenzung der westgotländischen Treppe, so kann man höchstens eine verflachte Schwelle dafür in Anspruch nehmen, die sich von den Kupfersteinen

nordwestlich zur schwedischen Küste erstreckt. Es scheint, als ob in diesem Bereich eine Schwellentiefe von 150 m noch nicht erreicht wird. Zwischen den Kupfersteinen und dem Eingang zum südöstlichen Stockholmer Schärenhof bei Huvudskär liegt ja auch die schmalste Stelle zwischen dem Festland und der von Gotland nach Norden sich erstreckenden flachen Riffzone. Ein eigentlicher Abschluß ist aber nicht vorhanden. In der großen Nordmulde, die sich vom Stockholmer Schärenhof zur finnischen Bucht erstreckt, finden sich ja auch nur mittlere Tiefen von 100—170 m.

Kennzeichnend ist die Abdachung in dieser Mulde von Norden nach Süden. Von der einheitlichen Nordbegrenzung Schweden—Åland—Finnland aus senkt sich der Meeresboden, wie erwähnt, im einzelnen unregelmäßig und zerstückelt, im großen jedoch in einem einheitlichen Südfall. Auch aus den weitabständigen Lotungen tritt uns immer wieder in dieser Klufnetzkreuzungszone die starke Zerstückelung des Untergrundes entgegen. Allerdings müssen wir wohl auch glaziale Auflagerungen vermuten, die stellenweise zu der starken Unausgeglichenheit des Meeresbodens beitragen. Unter 21° 32' ö. L. und 59° 19' n. Br. finden wir beispielshalber eine Untiefe von 18 m, in deren unmittelbarer Umgebung Tiefen von 176 m auftreten. Das entspricht einem Böschungswinkel von mehreren Grad. Die mittlere umgebende Tiefe beträgt etwa 100—120 m. Also Bruchspaltenübertiefung neben Aufschüttung, oder Horstbildung, wie sie uns in den fennoskandischen Randgebieten nicht selten begegnet. Völlig ausdeutbar wird das Kleinrelief des Meeresbodens nie sein. Die sehr weitgehenden Deutungsversuche von Büchting sind reine Vermutungen.

Die größten Tiefen der Nordmulde, unter 100 m, finden sich im Süden, von der Breite der Kupfersteine ostnordöstlich zum Abfall der Insel Dagö verlaufend. In dieser Richtung nicht weit von den Kupfersteinen findet sich die größte Tiefe mit 219 m. Weiter östlich finden wir allerdings ein größeres, etwa triangelförmiges Stück des Meeresbodens völlig ohne Lotungen (Mittelpunkt etwa 20° 30' ö. L. 58° 50' n. Br.). Dieser „weiße Fleck“ ist um so bedauerlicher, als hier neben der

Tiefenzone selbst auch der Rand der südlichen Schwelle unerlotet geblieben ist.

### Die Querschwelle.

Diese Schwelle nun, die etwa von der Sandinsel nach Dagö verläuft, ist bisher nicht bemerkt worden. Auf den älteren Karten finden wir wohl von Dagö und Ösel ausgehend zapfenförmige Ansätze, aber keinerlei Hinweis auf die Querschwelle selbst. Das beruht auf der schematischen Festlegung der Tiefenstufe bei 100 m. Die Schwellentiefe liegt bei etwa 110 m, also mit völliger Deutlichkeit gegen die größeren Tiefen im Norden und Süden abgesetzt. Aber auch die 100-m-Linie ist falsch gezeichnet. Die Schwelle setzt sich aus einzelnen Sockeln zusammen, die eine ziemlich gleichmäßige Tiefenlage von rund 90 m haben und von zwei „Pässen“ unter 100 m durchbrochen sind. Vor Ösel/Dagö breitet sich nach Westen ein flacheres Vorland, das an die gotländische Küstenplatte erinnert. In dieser Breite, westlich Dagö/Ösel, treten Tiefen unter 100 m überhaupt erst westlich  $20^{\circ} 55'$  ö. L. auf. Die Breitenlage des Querriegels ist etwa  $58^{\circ} 30'$ , im Westen etwas südlicher ansetzend, im Osten etwas nördlicher in die Dagö/Öseler Küstenplatte ausmündend.

Zwischen dem Sockel der Sandinsel und der Kupfersteine einerseits, der Küstenplatte andererseits, ist die Schwelle nur verhältnismäßig schmal, von  $19^{\circ} 40'$  bis  $20^{\circ} 55'$  sich erstreckend. In der Querrichtung beträgt die Breite nur wenige Seemeilen.

An einigen Stellen wird die Schwelle in sehr kennzeichnender Weise eingeengt oder durchbrochen. Die erwähnte Tiefe von 219 m entsendet rinnenartig geformte Ausläufer in der Richtung der Sandinsel, die östlich von ihr, am Ansatz der Schwelle, noch Tiefen von unter 150 m erreichen. An derselben Stelle finden sich im Süden Tiefen unter 120 m. Eine sicher gemessene Tiefe von 96 m dazwischen ist das einzige Anzeichen der ostwestlich ziehenden Schwelle. Weiter östlich, unter  $20^{\circ} 08'$  finden wir als Paßpunkt 110 m, unter  $20^{\circ} 22'$  dergleichen 100 m. Die geringe Lotungsdichte und der kleine Maßstab lassen Einzelheiten nicht deutlich werden. Eine weitere Einschnürung scheint unter  $20^{\circ} 50'$  zu liegen, wo von Norden und Süden Tiefen von fast 110 m erscheinen.

## Die Dagö-Öselsche Küstenplatte.

Die Dagö-Öselsche Küstenplatte ist von besonderer Wichtigkeit für die Formdeutung, weil sich hier die Einzelheiten der Gestaltung wieder sehr viel deutlicher zeigen. Im Norden ist auffällig und von jeher betont der steile Abfall, der von Dagö in größere Tiefen führt. Das entspricht dem Küstentyp, wie er weiter östlich in der finnischen Bucht auftritt, wo der estländische Glint sich in einem steilen Abfall untermeerisch fortsetzt. Es besteht kein Zweifel, daß vor Dagö die unmittelbare Fortsetzung des Glints zu finden ist. Übermeerisch ist hier der Glint noch nicht sichtbar; das entspricht dem späteren Einsetzen der Hebung im dem Hebungsmittelpunkt näher gelegenen Westen. Die Höhe des Glints über dem Meere verringert sich von Ost nach West: Laksberg bei Reval 46 m; Packerort 25 m, Rogö 12 m, Odensholm 5 m. Weiter westlich also ist der ganze Glint in seiner Höhe von über 100 m noch untermeerisch. Die gefürchtete Untiefe Neckmannsgrund, vor Dagö, die Grabstätte zahlreicher gestrandeter Schiffe, besteht aus anstehendem Kalk und ist eine solche im Auftauchen begriffene Glintnase. Noch deutlicher ist das bei der Winkowa- und Glotowabank, der nördlichen Fortsetzung des Neckmannsgrundes, wo der Meeresboden am unmittelbaren Glinthange in einer Entfernung von etwa 2 sm von unter 10 m auf 120 m absinkt.

Die weitere Fortsetzung nach Westen wäre nun gleichzeitig die nordwestliche und westliche Begrenzung der Dagö-Öselschen Küstenplatte. In der Tat läßt sich auch hier an einigen Stellen eine Zone steilen Abfalls erkennen, insbesondere im unmittelbar anschließenden Teil, westlich des Neckmannsgrundes, wo sich Tiefen von 38/137, 64/176 m in etwa 3 sm Abstand vorfinden. Es läßt sich hier jedoch eine Stufe nicht deutlich hindurch verfolgen, einesteils der unzureichenden Lotungsdichte halber, zum anderen, weil, zum mindesten noch weiter westlich, der Abfall sanfter und allmählicher wird, der Charakter einer Stufe (mit entsprechenden Gefällsknicken) also nicht mehr ausgebildet zu sein scheint.

Von großer Bedeutung jedoch und besser zu erkennen ist die Küstenplatte selbst. Wir finden, mit dem Mittelpunkt in

58° 40' n. Br. und 21° 05' ö. L. etwa als Hauptteil der Platte eine ausgedehnte Fläche in etwa 70 m mittlerer Höhenlage vor, die unmittelbar in die geschilderte schmale Querschwelle übergeht. Den östlichen Rand dieser Fläche, die Abgrenzung gegen die Inselsockel Dagö/Ösels hin, suchte ich durch Einzeichnung der 20- und 50-m-Linie festzulegen. Es zeigte sich, daß diese Linien im allgemeinen auch in weiterem Abstand von der Küste noch die Umrisse der Küstenvorsprünge getreulich nachzeichnen. Die Umrißgestaltung am Neckmannsgrund und der Winkowabank zeigte diese Ausformung ebenfalls. Im kleinen finden wir diesen stetigen Wechsel von Buchten und Vorsprüngen im untermeerischen Abbild entlang der ganzen Inselküste. Deutlich wird die Umrißabzeichnung im großen Maßstabe vor der großen westlichen Halbinsel Dagös, mit der Spitze Dagerort.

Von hier aus folgt die 20-m-Linie in großem Bogen der Küste bis zur Nordküste Ösels, wo wieder die Abzeichnung der Buchten erscheint. Besonders großartig ist dies bei der Halbinsel mit den Spitzen Hundsort und Harilaid ausgebildet. Hier dringt die 20-m-Linie tief in die beiderseits angrenzenden Buchten, Taggabucht und Kielkondbucht, ein und verläuft dazwischen weit vorgestreckt vor der Halbinsel. Noch die 50-m-Linie, die sich von der Höhe Dagerorts unmittelbar herunterzieht, zeichnet noch deutlich die Buchten und den Vorsprung ab. Eine Grenze im Gefälle ist jedoch mit der 50-m-Linie nicht gegeben; von der zwischen Dagö und Ösel halbkreisförmig eingeschwungenen Küstenlinie an sinkt die Meerestiefe sehr regelmäßig nach Westen zu bis zur 70-m-Fläche ab.

Wichtig jedoch ist das langsame Ausstreichen der Buchten- und Halbinselumrisse. Es ist dies das genaue Gegenstück zu den Tiefenverhältnissen vor der estländischen Nordküste, vor ihrem westlichen Randbuchten-, aber auch dem Vorlandbuchtenabschnitt (über diese morphographische Einteilung vgl. Giere 1932, S. 10). Auch wenn wir die ganze Halbinsel Dagerort als eiszeitliche Aufschüttung ansehen, so bleibt doch die Entsprechung an den Nordküsten Dagös und Ösels. Die Ausbildung dieser nach NNW geöffneten Buchtenküsten an allen

drei Stellen, die vom Eise ausgeformt, aber nicht verursacht sind, läßt auf gemeinsame Anlage schließen.

Auf Gotland treffen wir auch stellenweise im kleinen (Groß-Karlsö) und im großen (Kappellshamnbuscht, Färösund) solche Buchten.

Diese Buchtenausbildung dürfte zum mindesten in den estländischen Teilen mit der Stufenbildung des Glints verknüpft gewesen sein.

### **Zur Deutung der Nordmulde.**

Vor die weitere Formbeschreibung muß nunmehr zunächst ein Deutungsversuch der Formen der westgotländischen Treppe und der Nordmulde treten.

Wir sehen in Gotlands und Ölands Westküsten nebst der untermeerisch gleichlaufenden Stufe die Reste einer Schichtstufenlandschaft, die sich vor der Eiszeit entwickelt haben muß. Ober- und Untersilur treten hier in zwei verschiedenen Stufen auseinander. Sie vereinigen sich erst bei der gotländischen Sandinsel wieder. Bis hierher ist die Stufenbildung mit einiger Sicherheit auch in Einzelheiten zu verfolgen. Wir dürfen mit Berechtigung vermuten, wie auch Munthe (1924) es tut, daß unter dem Quartär der Sandinsel das Untersilur den Sockel bildet.

Von hier zieht sich der flache Sockel nach Norden, zu den Kupfersteinen. Die Schwelle jedoch, die weiterhin die Nordmulde im Süden begrenzend nach Estland hinüberzieht, setzt wiederum etwas südlicher, etwa in der Höhe der Sandinsel, an. Die Kupfersteine bilden somit einen im Dreiviertelkreis von größeren Tiefen und — geologisch gesehen — älteren Schichten umgebenden Vorsprung. Es ist bei dieser ihrer Lage keinerlei Vermutung über ihren Untergrund irgendwie beweisbar. Gegen die Vermutung des Kambrosilurs als Untergrund ist sofort der Einwand zu erheben, daß der Rand der kambrosilurischen Schichten, also der russischen Tafel, ziemlich regelmäßig im Bogen auf das Ostbaltland zu verläuft. Ein so ausgeprägter Vorsprung kann schwer begründet werden. Auch die Vermutung der quartären Aufschüttung, etwa als Kerbspur zwischen einem westlichen und östlichen Lobus

des Eises im baltischen Tale, ist sehr gewagt angesichts der Tatsache, daß gerade in diesem Teil der Ostsee, wie wir es besonders in der Landsorter Rinne und dem Ålandmeer sehen können und überdies aus der neueren verfeinerten Geschiebeforschung erschließen müssen (Kummerow 1935, Milthers 1935, auch Hedström 1895), die Eiserosion sehr stark gewirkt zu haben scheint. Es bliebe die Deutung als Urgebirgshorst ähnlich Bornholm oder Hochland in der finnischen Bucht. Aus der Gegend der Kupfersteine stammen die als Geschiebe auffallenden Ostseeporphyre (Korn 1927, Karte). Ihre Lage kann durch die Festlegung des Schwellenrandes etwas näher bestimmt werden: nur nördlich der aus Schichtgesteinen als Landstufe aufgebauten Schwelle kann der Herkunftsort liegen.

Die Nordmulde selbst ist uneinheitlich in ihren Formen. Die Eisarbeit scheint hier sehr stark gesteins- und klüftungsgebunden gewesen zu sein. Die Landsortrinne, zu vergleichen nur mit der Ålandsee und der Ulvötiefe, ist wohl die größte, aber nicht einzige Senke dieser Art in der Nordmulde. Klüftung nach verschiedenen Richtungen, voreiszeitliche Flußerosion und stärkste Eisarbeit haben an der besonderen Beanspruchung der Nordmulde jede ihren Anteil. Jedenfalls aber handelt es sich nach Ausweis der zahlreichen „Ostseegeschiebe“ mehr oder weniger unbekannter Herkunft, ganz überwiegend um Urgebirgssteine. Kambrosilur dürfte wohl auch voreiszeitlich hier nur noch in Resten vorhanden gewesen sein.

### **Der Glint als Hauptproblem.**

Diese Annahme beruht auf der schon ausgesprochenen Voraussetzung, daß es sich bei den Schwellen und Stufen um Schichtstufen und Stufenterrassen handelt, daß ferner die Hauptquerschwelle in genetisch gleicher Art in den estländischen Glint als eine der großartigsten Schichtstufen Europas übergeht.

Dieser Gesamtglintverlauf, von Öland, ja von der Westseite der Mittelbank aus, bis zur Narvabucht und von dort nach Ingermanland hinein, ist der große selbständige Zug, der den Kernteil der Ostsee sich deutlich von der Gestaltung der

umgebenden Einheiten abheben läßt. Hier liegt das Hauptproblem der Morphologie des ganzen Ostseeraumes: den Beweis zu liefern, daß die Grenzzone als echte Schichtstufe aufzufassen ist, und ihre Entstehung zu klären. Der Glintzug trennt als deutliche Grenze den Urgebirgsschild Nordeuropas von den weiträumig übergreifenden Sedimenten der russischen Tafel als der Struktur Osteuropas. Über den Erdteil Europa hinaus reicht die Bedeutung dieser wichtigen geologischen Grenze. Und dennoch ist diese Grenze im größten Teile ihres Verlaufes die einigende Mittelachse des Ostseebeckens, das Rückgrat der morphologischen Gestaltung des Ostseeraumes.

### **Die finnische Bucht.**

#### **Sonderstellung.**

Genauere Aussagen über den Glint können wir nur dort machen, wo er übermeerisch sich heraushebt und in die unmittelbare übermeerische Nachbarschaft mit Fennoskandia gerät. Dieses Gebiet ist die finnische Bucht. Ist der Glintzug das beherrschende Problem der Ostsee, so ist die finnische Bucht als wichtigster Abschnitt des Glintverlaufes der Schlüsselpunkt zur Deutung der Entstehung der Ostsee. Kommen wir hier zu sicheren Deutungen, so ist die Bahn zur Gesamtdeutung frei.

Es sei ausdrücklich vermerkt, daß schon Leopold von Buch von ganz anderen, sogar falschen Voraussetzungen her, mit dem dennoch unbewußt sicheren Blick des genialen Naturwissenschaftlers diese Stellung der finnischen Bucht erkannte: „Daß aber der finnische Meerbusen einen der wichtigsten und belehrendsten Abschnitte auf der Erdoberfläche bilde, ist durch die geognostischen Karten von Rußland... in völliges und klares Licht gesetzt worden“ (1844, S. 7).

#### **Beschreibung und Fragestellung.**

Die 75 km zwischen Reval und Helsingfors trennen sehr verschiedene Gebiete — Ostmitteleuropa von Nordeuropa. Der Unterschied geht weit über die geologischen Verschiedenheiten Fennoskandia — russische Tafel hinaus. Die Küsten- und Landformgestaltung ist allerdings vom Menschen im

wesentlichen unberührt geblieben und ist ein unmittelbares Abbild der erdgeschichtlichen Entwicklung.

Die fast durch den Schärenürtel hindurchstoßende Spitze Hangö udd oder, anders ausgedrückt, der die unruhig-kuppige Felslandschaft durchsetzende geschlossene Rücken bei Hangö bildet den sichtbaren Anfangspunkt der finnländischen Südküste, die sich von hier in einer auffälligen Geradlinigkeit etwa nach ENE erstreckt. Am Eingange der Wiburger Bucht treffen wir auf eine hier abzweigende NE-Linie, die die karelische Landenge querend, sich am Nordufer des Ladoga wiederfindet. Als östliches Anhängsel der finnischen Bucht haben wir östlich Wiburg noch die unregelmäßiger geformte Newabucht. Hier sind die Urgebirgssteine schon von jüngeren, bis zu alluvialen Schichten bedeckt.

Die Ausbildung der estländischen Küste ist von der finnländischen recht verschieden. Schon der in Finnland von Hangö bis Wiburg im großen geradlinige Küstenverlauf findet auf der Südseite nur auf einer kürzeren Strecke sein Gegenstück.

Die estländische Küste ist morphographisch in zwei deutlich zu trennende Abschnitte geschieden. Von Spithamn bis zur Kasperwiek ungefähr ist es eine gut gegliederte, mit vielfachen, nach N und NW sich öffnenden Buchten versehene Küste, die sich nach Osten in der fast ungegliederten, im größten Teil ihres Verlaufs vom Steilabfall des Glints begleiteten Narvabucht fortsetzt.

Die Buchtenküste läuft, obwohl bei weitem nicht in derselben ausgeprägten Geradlinigkeit wie die gegenüberliegende finnländische Küste, ziemlich genau in derselben Richtung wie diese, so daß die finnische Bucht zwischen Hangö udd — Spithamn einerseits und dem Borgåfjärd — Kasperwiek andererseits als ein von ziemlich genau parallelen Ufern begrenzter Meeresarm verläuft, der sich erst weiter im Osten durch das südliche Zurückweichen der Narvabucht auf über 100 km verbreitert.

Der Ostrand der Narvabucht schwingt weit nach Norden vor. Der russische Ostzipfel ist daher wieder schmaler.

Der Gesteinsunterschied erklärt viele Verschiedenheiten

der gegenüberliegenden Küsten Estlands und Finnlands. So etwa das Fehlen der aus dem zu kuppiger Ausformung neigenden Urgestein gebildeten Schären vor Estlands Küste. Nicht dagegen wird damit erklärt die Umrißgestaltung der Küsten und deren Unterschiede im gleichen Gestein. Die Grenze des Urgesteins im Norden und der südlich auflagernden Sedimente muß am Boden der finnischen Bucht liegen. Eine genauere Festlegung von Ort und Art war bis heute nicht möglich.

Zum folgenden seien als Karten genannt: Die Übersichtskarte über die finnische Bucht im Atlas de Finlande, 2. Auflage, und die deutschen Seekarten Nr. 150—153 im Maßstabe 1 : 150 000.

Die Tiefen der finnischen Bucht sind nicht sehr bedeutend. Am Ausgange gegen die inneren Teile der Nordmulde kommen Tiefen über 100 m vor; von hier weiter nach Osten zu zieht sich eine, von der Umgebung unterscheidbare Tiefenzone mit allmählich abnehmender Tiefe, die, im allgemeinen durch die 80- und 60-m-Tiefenlinie gekennzeichnet, im Osten in der Gegend der Insel Lavensaari als ausgeprägte Zone verschwindet. Auch hierin zeigt sich übrigens der Charakter der Newabucht und ihrer Vorzone als Anhängsel am eigentlichen Stamm der finnischen Bucht.

Die Tiefenzone läuft in genauer Parallelität zum finnländischen Ufer und weist somit im großen dieselbe Geradlinigkeit des Verlaufes auf, liegt aber durchaus unsymmetrisch in der finnischen Bucht, nahe dem estländischen Ufer, nach Süden verlagert, so daß die Estland vorgelagerten Inseln zum Teil mitten aus dieser Tiefenzone emporsteigen. Aus der Richtungsänderung der estländischen Küste bei Beginn der Narvabucht und der Geradlinigkeit im Verlauf der Tiefenzone ergibt sich auch, daß sich diese im östlichen Teil der finnischen Bucht von der Südküste entfernt und im allgemeinen in der Mitte verläuft; im Meridian der am weitesten nach Süden vorgeschobenen Stelle der Narvabucht sogar dem Nordufer etwas näher liegt als dem südlichen.

Die auffallende Geradlinigkeit des finnländischen Südufers und auch der Tiefenzone in der finnischen Bucht ist schon

frühzeitig auf tektonische Ursachen zurückgeführt worden. Zu den Fragen der tektonisch gestörten, bzw. nichtgestörten Lagerung der Gesteine im Gebiete der finnischen Bucht haben wohl alle Forscher, die dieses Gebiet behandelten, vom Altmeister Friedrich Schmidt angefangen, Stellung genommen, ohne daß bis heute mehr erzielt wäre als eine schroffe Gegenüberstellung der Meinungen.

Eine Stellungnahme in diesem Zusammenhange kann sinngemäß nur vom geographischen Gesichtspunkt aus erfolgen, d. h. unter der Fragestellung, ob man aus der heutigen Formgestaltung einigermaßen sichere Rückschlüsse auf geologische Ereignisse ziehen kann.

Von zwei konkreten Fragestellungen her kann man das gesamte Problem aufrollen: 1. Wie kann man morphologisch die Geradlinigkeit der finnländischen Südküste erklären, 2. wie läßt sich Richtung und Lage der Tiefenzone in der finnischen Bucht erklären?

#### Die finnländische Südküste als Bruchzone.

Die geologischen Grundlagen der ersten Frage sind verhältnismäßig einfach. Das ganze in Frage stehende Gebiet gehört zur fennoskandischen Urgebirgsmasse, wobei es morphologisch erfahrungsgemäß mehr oder weniger gleichgültig ist, ob es sich bei Wiburg um präkambrischen Rapakivi oder bei Helsingfors um jungarchaischen vergneißten Granit handelt. In allen Teilen ist die Küste gleichmäßig durch Fjärde zerschnitten und von einer Schärenzone begleitet (ausführlich: Karstedt).

Allgemein wird angenommen, daß hier eine große, ostwestliche Bruchlinie verläuft — aber dabei ist es von der Annahme einer breiten zerborstenen Zone (Leiviskä) bis zu der einer einheitlichen, außerhalb der Schärenzone verlaufenden Bruchlinie (Karstedt) noch ein weiter Unterschied.

Auf die Bedeutung der Bruchspalten, mit Beispielen gerade aus dem Gebiete der finnländischen Südküste, hat Sederholm mehrfach (1908, 1910, 1913) hingewiesen.

Die allgemeine Betrachtung der Eiseinwirkung ergab, daß die Bruchspalten die linienhafte Tiefenwirkung des Eises

entscheidend förderten. Größere flächenhafte Abtragungswirkungen dagegen sind im fennoskandischen Abtragungsgebiet nicht zu erwarten. Auch von der südwestfinnländischen Küstengegend kennen wir in Spalten erhaltene kambrische Sandsteinreste. Wir sind also zu dem Schluß berechtigt, daß die Gestaltung des Südküstengebietes nicht erst vom Eise vorgenommen worden sein kann, sondern im großen schon älter sein muß.

Eiszeitliche Kräfte haben also kaum einen Einfluß auf die Richtung und Geradlinigkeit der finnländischen Südküste. Eine nichttektonische Erklärung der Geradlinigkeit als Schnittfläche des Meeresspiegels mit einer sanft geneigten ebenen Abtragungsfläche (Ramsay 1917) ist bedenklich, weil bei dem sehr geringen Neigungswinkel der Küstenebene auf eine für eine Abtragungsfläche ganz außergewöhnliche und unwahrscheinliche Ebenheit geschlossen werden müßte.

Aber noch ein wesentlicher Einwand kann gegen die hieraus notwendig erscheinende Annahme einer sehr starken Beeinflussung der Küstenlinie durch Bruchlinien erhoben werden.

Die heutige Küstenlinie ist ja gleichsam nur „auf der Durchreise“, stellt einen rasch vorübergehenden Zustand dar. Die besonders im SW noch starke Hebung bedeutet ständige negative Strandverschiebung. Leiviskä betont unzweifelhaft mit Recht, daß die Küste Finnlands, vor einigen Jahrtausenden viel weiter im Innern gelegen, im Grunde dasselbe Aussehen hatte wie heute. Andererseits ist damals, wie man aus den alten Uferlinien und der Höhenkarte des Landes entnehmen kann, die Küste in der Einzelausgestaltung weit zerschnittener und stärker gegliedert gewesen. Die damalige Küstenlinie entsprach sicherlich der unmittelbaren Schnittfläche des Meeres mit einer sanftgeneigten, aber glazial stark ausgeräumten Landschaft von alter Ebenheit der Oberfläche (Karten Braun 1932, Sauramo 1934), denn große Bruchlinien oder zerbrochene Zonen, von der Größenordnung der als Nordbegrenzung der finnischen Bucht angenommenen, die den Küstenverlauf hätten bestimmen können, sind im heutigen Innern Finnlands nicht vorhanden.

Die Geradlinigkeit des Küstenverlaufs hat also mit dem fortschreitenden Herauswachsen des Landes zugenommen. Auch eine noch weiter nach Süden verschobene, in der heutigen Außenschärenzone verlaufende Küstenlinie würde dieselbe Geradlinigkeit aufweisen, wie aus den Seekarten zu entnehmen ist (auch Karstedt, S. 16).

Diese Entwicklung braucht man nun nicht allein den vermuteten Bruchlinien dieser Küstenzone zuzuschreiben; ein Anteil muß den besonderen Erscheinungen der nacheiszeitlichen Hebung zugerechnet werden. Zwischen dem höchstliegenden inneren Teile der finnländischen Seenplatte und dem Ufer der finnischen Bucht besteht ein Unterschied im Ausmaße der Hebung, so, daß die Südabdachung Finnlands in ihrem Winkelgrad noch verstärkt wird. Wenn schon die spätglazialen Uferlinien auf der finnländischen Nordseite der finnischen Bucht um 30—50 m höher liegen als auf der Südseite, so muß dieser Hebungsunterschied weiter nach Norden, dem Zentrum der stärksten Hebung näher gelegen, noch größer werden (Hebungsgradienten bei Sauramo 1934). Dieser Unterschied der Hebungsintensität dauert auch heute noch an, somit also auch die weitere Schrägstellung der südfinnländischen Abdachung. Es ist einleuchtend, daß eine fortdauernde Schrägstellung einer Fläche eine im selben Maße fortschreitende Begradigung im Richtungsverlauf eines parallel zur Neigungsachse gelegenen Ufers dieser Fläche mit sich führen muß. Die Anwendung auf Finnlands Südküste ist gegeben, da gerade hier vielfach mehr oder weniger senkrecht zur Küstenrichtung verlaufende Bruchspalten als Fjärde ausgebildet sind, die bei erhöhter Neigung der Abdachungsfläche kürzer und kürzer werden müssen.

Über das Ausmaß dieser Erscheinung darf man sich aber andererseits keinen übertriebenen Vorstellungen hingeben, denn die Neigung beträgt allerhöchstens einige Winkelminuten. Wenn man dieser Schrägstellung auch einen Anteil an der Erscheinung der Begradigung im Richtungsverlauf der nach Süden vorrückenden Küste zuerkennen muß, so muß man doch auf Grund dieser morphologischen Erörterungen die Hauptursache der Erscheinung in der Annäherung der Küsten-

linie an ein durch querverlaufende Bruchlinien morphologisch bestimmtes, genauer gesagt: abgesenktes Gebiet suchen.

Darin liegt die Folgerung, daß es sich um eine einzelne Bruchlinie bei der Nordbegrenzung der finnischen Bucht nicht handeln kann; man muß eine breite Zone des morphologisch durch die Ost-West-Bruchlinien bestimmten Gebietes annehmen, die mindestens das Gebiet des heutigen Schären-gürtels nach Süden zu miteinschließt. Vor weiteren Schlußfolgerungen muß jedoch erst eine morphologische Betrachtung der Tiefenzone der finnischen Bucht stehen.

Die Tiefenzone  
und die Frage der südlichen Querverwerfung.

Der langgestreckte schmale Verlauf der finnischen Bucht hat seit langem Deutungen tektonischer Art, also eine Auffassung der Bucht als eines Grabenbruches hervorgerufen. Die entscheidende Verwerfungslinie mußte hierbei am Südrande der Bucht liegen, im Bereich der Tiefenzone. Denn am Nordrande kann man bei dem langsameren und sich gleichmäßig von der Seenplatte an steigernden Abfall nach Süden sich die zerborstene Zone nur mit Bruchlinien geringer Höhenunterschiede denken, nicht hingegen mit einer einzelnen Verwerfung von großer Sprunghöhe.

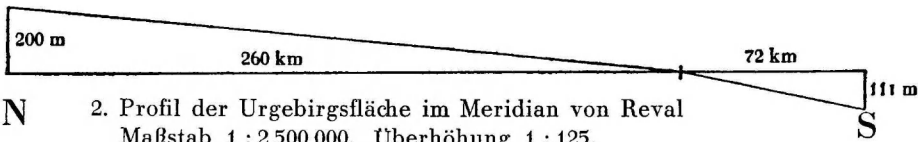
Bevor auch hier jedoch mit der Annahme größerer Verwerfungen gearbeitet wird, ist die Frage des normalen Untertauchens des Urgebirgsgrundes unter das Kambrosilur der russischen Tafel zu prüfen.

Zur Klärung dieser Frage können wir als Belege nur die wenigen Bohrungen verwenden, die an der Südküste der finnischen Bucht, von Reval bis Petersburg, das Urgebirge erreichten. Für das Gebiet der finnischen Bucht selbst liegen solche Bohrungen nicht vor. Hier sind also etwaige Schlüsse aus der morphologischen Gestaltung auch die einzige geologische Grundlage.

In den höchstgelegenen Flächen der finnischen Seenplatte erreicht das Urgebirgsmassiv eine Höhe von über 200 m. Die 0-m-Grenze müssen wir an der eigentlichen Festlandsküste ansetzen, da die vorgelagerten Schären die höchsten Erhebun-

gen des auftauchenden ehemaligen Festlandes darstellen, also Durchschnittswerte nicht bieten. Aus diesem Höhenunterschied von 200 m und dem Abstand Innerfinnlands von der Südküste läßt sich die ungefähre Neigung berechnen.

In Reval ist das Urgebirge in rund 111 m Tiefe unter N. N. erbohrt worden. Zeichnet man nun im Profil den Verlauf der Neigung des fennoskandischen Blocks, so ergibt sich, daß die beiden Teile — Finnland bis zur 0-m-Grenze und das überdeckte Gebiet von der 0-m-Grenze bis Reval — einen wesentlich verschiedenen Neigungsgrad besitzen; 200 m auf rund 260 km (ungefähr im Meridian von Reval) — gegenüber 111 km auf nur 72 km Länge. Das Verhältnis ist also rund 1 : 1300 gegen 1 : 700.



(Die gesamten Tiefbohrungen bei: Scupin 1928; Ramsay 1917; Jentzsch 1914; Rüger 1925; Kark 1928.)

Die Abdachungswerte sind sehr vorsichtig berechnet und natürlich abgerundet. Jentzsch (1914) erhält, ebenfalls im Meridian von Reval, einen Wert von 1 : 450 von Finnlands Südküste bis unter Reval, wobei er aber den methodischen Fehler begeht, die 0-m-Grenze auf der äußersten, nach Süden vorgeschobenen Schärenklippe anzusetzen, so daß er auf einen Unterschied erklärende Entfernung von rund 50 km kommt.

Dieses Profil gründet sich allerdings auf die Voraussetzung einer sich gleichmäßig fortsetzenden Fläche, also in diesem Fall einer Fläche, die in ihren beiden Abschnitten von stärkeren tektonischen Störungen frei ist. Daß die Gegend der 0-m-Grenze dieser Fläche gestört sein dürfte, wurde ja schon gezeigt, ist aber nicht von ausschlaggebender Bedeutung für das Profil, da in diesem Gebiet sowieso ein Knickpunkt liegen muß, der eben durch diese Störungen verursacht sein dürfte. Außerdem können wir ja aus dem Verlauf dieser Bruchzone

bis in das Schärengebiet nachweisen, daß die Urgebirgsfläche hier zwar eine flächenhafte Umbiegung, nicht aber einen vertikalen, die Kontinuität zerstörenden Abbruch erfährt. Dieselbe flächenhafte Fortsetzung kann aber für die unter der Meeresbedeckung der finnischen Bucht liegende Strecke nicht vorausgesetzt, sondern müßte erst bewiesen werden.

Daß es sich bei den Bruchlinien der Südküste Finnlands nicht um einzelne Linien, sondern um eine breite Zone handelt, ist hierfür wichtig, denn diese Zone erstreckt sich nachweisbar mindestens bis zum Rande der eigentlichen Schärenzone in das Gebiet der finnischen Bucht hinein, wo Karstedt überhaupt erst, ungefähr bei der 40-m-Tiefenlinie, die von ihm angenommene einheitliche große Bruchlinie hinverlegt. Ob das stärker werdende Absinken der Urgebirgsfläche im Gebiet der Bruchzone ursprünglich auch durch stärkere Niveausprünge gekennzeichnet war, die erst später durch Abrasion eingeebnet wurden, oder ob die heutige mehr flächenhafte Verbiegung von vornherein bestand, ist dabei nebensächlich.

Sollte also die Kontinuirlichkeit des langsamen Untertauchens Fennoskandias unter die russische Tafel durch einen echten Grabenbruch gestört sein — denn nur um einen solchen kann es sich bei der Tiefenlage des Grundgebirges unter der Nordküste Estlands handeln —, so müßte im Profil die Urgebirgsfläche südlich der Schärenzone stark in die Tiefe absinken und eine weitere stärkere Verwerfungslinie der estländischen Küste vorgelagert sein. Die eigentliche Tiefenzone des finnischen Meerbusens bestünde dann also aus abgesunkenen Schichten der russischen Tafel. Diese Südverwerfung, bei der es sich in einem an sich schon merkwürdigen Gegensatz zur Nordverwerfung, der finnländischen Bruchzone, aus Gründen der Reliefgestaltung heraus nur um eine einzelne, große, steil abfallende Linie handeln kann, muß dann naturgemäß in der finnischen Bucht noch nördlich von den äußersten Vorsprüngen der in sich nicht verworfenen russischen Tafel liegen.

Dieser äußerste Rand reicht natürlich bis zum nördlichsten Glimtvorkommen, auch wenn es sich um Stücke handelt, die

schon früher durch Erosion vom heutigen Glintrande isoliert wurden, da ja auch bei diesen der ungestörte Schichtzusammenhang mit der russischen Tafel nicht bestritten werden kann. Solche nördliche isolierte Stücke sind z. B. Odensholm und der Glintrest auf der Halbinsel Wiems. Als nördlichste Glintvorsprünge im Zusammenhange der Tafelfläche seien Packerort und Surop genannt.

Diese Vorkommen reichen schon bis an den Südrand der eigentlichen Tiefenzone. Entscheidend für die Kontinuitätsfrage der Urgebirgsfläche müssen somit die noch weiter nördlich gelagerten estländischen Inseln werden, von deren größten zwei, Nargö und besonders Groß-Wrangel (oder Wrangelsholm), mitten in der Tiefenzone selbst gelegen sind, in unmittelbarer Nachbarschaft ihrer größten Tiefen, die noch östlich Wrangel 100 m untersteigen.

Von einer der äußersten Inseln, Kokskär (Aussprache: Kukschär), liegt nun das Ergebnis einer Tiefbohrung vor, die allerdings statt einer Klärung selbst noch eine lebhafte Auseinandersetzung hervorgerufen hat. Auf Kokskär, etwas nördlich von Groß-Wrangel gelegen, erreichte man eine Bohrungstiefe von 112 m, was bei der Flachheit der Insel also ungefähr demselben Betrag unter dem Meeresspiegel entspricht. Nach dem Antreffen eines größeren Geschiebeblockes zu urteilen, steckte man bei dieser Tiefe in der Grundmoräne, also nahe der Auflagerungsfläche, nachdem man darüber nur lose, wohl quartäre (Mickwitz, Kark) Ablagerungen durchbohrt hatte. Das Antreffen der Grundmoräne würde dazu stimmen, daß man mit dieser Tiefe die Meeresbodentiefe der Umgebung sogar schon etwas unterteuft hatte. Man hätte also wahrscheinlich bei einem geringen weiteren Bohrbetrag die Auflagerungsfläche des älteren Gesteins erreicht.

Schon nachdem man 27 m tief gekommen war, begann dem Bohrloch, und zwar in erheblicher Menge, Gas — im wesentlichen Methan  $\text{CH}_4$  — zu entströmen. War an sich schon das Vorkommen einer so großen Mächtigkeit des Quartärs für dieses Gebiet etwas Neues, so gab doch erst dieses Auftreten von Gas Anlaß zu verschiedenen Deutungen. Doß (1913) erklärt das Gas als aus dem Diktyonemaschiefer des Untersilurs

herstammend, muß somit eine Verwerfung von mindestens 125 m Sprunghöhe zwischen dem Festland und diesem Vorkommen annehmen. Er hält die Anschauung von Mickwitz (1907, 1908) für unmöglich, daß das Gas aus organischen Beimengungen im Quartär des durchbohrten Inselkernes stammt und daß die Insel unmittelbar auf dem fennoskandischen Urgestein (+ etwas Unterkambrium, das Mickwitz hier noch erhalten glaubt), aufsitzt. Gerade das Gasvorkommen auf Kokskär, an einer Stelle, wo man solche Erscheinungen nie erwartet hatte, bildete dann auch für Scupin und Kraus, die von der Richtigkeit der Doßschen Deutung des Gasherkommens überzeugt waren, die — eigentlich einzige — Stütze ihrer Anschauung von der finnischen Bucht als einem Grabenbruch.

Inzwischen sind nun allerdings weitere Gasvorkommen bekannt geworden und, was entscheidend ist, an einer Stelle mit dem sicheren Herkunftsnachweis aus eiszeitlichen Ablagerungen. Jakowleff (1923) berichtet über das Ausströmen von Kohlenwasserstoffgasen, besonders von Methan, aus der mittleren der von ihm unterschiedenen drei Moränen des Petersburger Bezirks. Damit ist auch für das Gasvorkommen auf Kokskär, der hochaufragenden, quartären Insel, eine völlig ausreichende Erklärung gegeben, die doch im Grunde viel einfacher und näherliegender ist als die Vermutung einer Verwerfung mit sehr großer Sprunghöhe. Mit sicherem Gefühl hatte auch Mickwitz als Leiter der Bohrung auf das Quartär als Quelle des Gases geschlossen. Solange jedoch sichere Gasvorkommen aus dem Quartär nicht bekannt waren, war diese Vermutung jedoch genau so wenig zu beweisen wie die tektonische Vermutung.

Für die Verwerfungstheorie als Deutung des Gasvorkommens wurde auch das wohl eigenartigste morphologische Gebilde des Ostbaltlandes in Anspruch genommen, der sogenannte „Krater von Sall“ auf Ösel, eine kraterartig an den Rändern aufgewölbte weite Hohlform, dessen Boden, schon unter dem Grundwasserspiegel, wasserbedeckt verborgen bleibt. Auch dieser Krater sollte einer Gasexplosion aus den silurischen Schichten seine Entstehung verdanken. Nachdem auch noch andere Deutungen aufgetaucht waren, ist inzwischen eindeutig

erwiesen, daß die Kraterbildung auf einen Meteoreinschlag zurückzuführen ist (Kraus+Meyer+Wegener; Reinaldt; Giere). Also ist auch hier die Möglichkeit abgeschnitten, das Kambrosilur der russischen Tafel für Gasvorkommen in Anspruch zu nehmen und dementsprechend die Gasvorkommen in der finnischen Bucht zu deuten.

Die sehr junge Entstehung des Gases beweisen auch die Vorkommen auf Groß-Wrangel, wo bei einer Bohrung mit 72,5 m Gesamttiefe in 23, in 41 und in 49 m Gashorizonte angetroffen wurden (Kark). Das durch Bohrungen bekanntgewordene Vorkommen von Torf in größerer Tiefe (auf Nargö etwa Bohrprofile bei Öpik 1929) deutet auf eine weitere Erklärungsmöglichkeit der aufsteigenden Sumpfgase. Die Herkunft der Gase im einzelnen, ob aus zwischeneiszeitlichen oder nacheiszeitlichen Torfen, aus Moränen oder aus anderen zwischeneiszeitlichen Ablagerungen, spielt dabei keine Rolle. Die Zusammensetzung und die Entstehungsursache der Inseln in der finnischen Bucht (außerhalb der finnländischen Schärenzone) ist trotz nicht seltener Bohrungen infolge der Schwierigkeit der Deutungen der Bohrprofile noch recht ungeklärt. Neben der Erklärung als Ablagerungen des letzten Eisrückzuges finden wir die Vermutung eines kambrischen Inselsockels — ähnlich der weitgehenden Erhaltung des Kambriums im festländischen Glintvorlande (vor allem Öpik 1929). Thomson (mündlich und 1933) glaubt an das weitgehende Vorkommen von zwischeneiszeitlichen Ablagerungen im untermeerischen Glintvorlande. Auch Zāns spricht sich dafür aus (S. 240).

Weitere Begründungen für die vermutete große Südverwerfung sind morphologischer Natur. Der ernsthafteste Vertreter dieser tektonischen Anschauung, Doß, beruft sich dabei auf die morphologischen Gründe in der Arbeit von Piccard, die dieser (S. 18) für die auch von ihm geteilte Annahme einer Verwerfungslinie vor der estländischen Küste bringen soll. Demgegenüber muß unzweideutig festgestellt werden, daß Piccard überhaupt keine morphologische Beweisführung bringt, da man seine genaue Beschreibung des Tiefenlinienverlaufs auch nach dem Stande von 1903 nicht als „morphologische Untersuchung“ bezeichnen kann. Piccard verlegt ganz

einfach die Verwerfungslinie in die Verbindungslinie der größten Tiefen. Logischerweise läßt er die Verwerfungslinie nur bis in die Gegend der Kolkwiek nach Osten sich erstrecken, da weiterhin größere Tiefen über 100 m nicht mehr auftreten. Dieses von vornherein etwas primitiv anmutende Verfahren läßt sich aber auch nach dem Ergebnis der Kokskärer Bohrung widerlegen.

Nach Piccard verläuft die Verwerfungslinie auch durch die von ihm als „große estländische Mulde“ bezeichneten Tiefen, die auch die zwischen Groß-Wrangel und Kokskär verlaufende Rinne einschließt und hier eine größte Tiefe von 114 m erreicht. Die Kokskärer Bohrung beweist nun, daß Kokskär selbst bis zu dieser Tiefe eine quartäre Auflagerung ist, was Doß auch für die Wrangelgruppe vermutet (1913, S. 609) und was die Bohrungen (Scupin, Kark) bestätigten. Auch die Deutung der auf Nargö durchbohrten Schichten als Unterkambrium (Öpik 1929) erscheint mir fraglich. Der „blaue Ton“ kann auch spätglazialen Alters sein. Nach Ausscheidung dieser späteren Auflagerungen ergibt sich also, daß von einer Rinnenform nichts übrig bleibt; der Untergrund bildet eine große Mulde, im Vorlande der Kolkwiek gelegen, mit größeren Flächen unter 100 m, die gar nicht, was weiter im Westen in der Tiefenzone noch einigermaßen so ausdeutbar erscheint, in der Längserstreckung der angenommenen Verwerfung verläuft und auch gar keine Anhaltspunkte für deren Lokalisierung zu geben vermag, was man doch erwarten müßte bei dem ganz jungen, nach Kraus und Scupin jungdiluvialen Alter dieser Verwerfung. Abgesehen davon müßte überhaupt die Verwerfung, die ja am eigentlichen damaligen Glintrande erfolgt sein und diesen überhaupt erst geschaffen haben soll, in einem merkwürdigen Zickzack verlaufen.

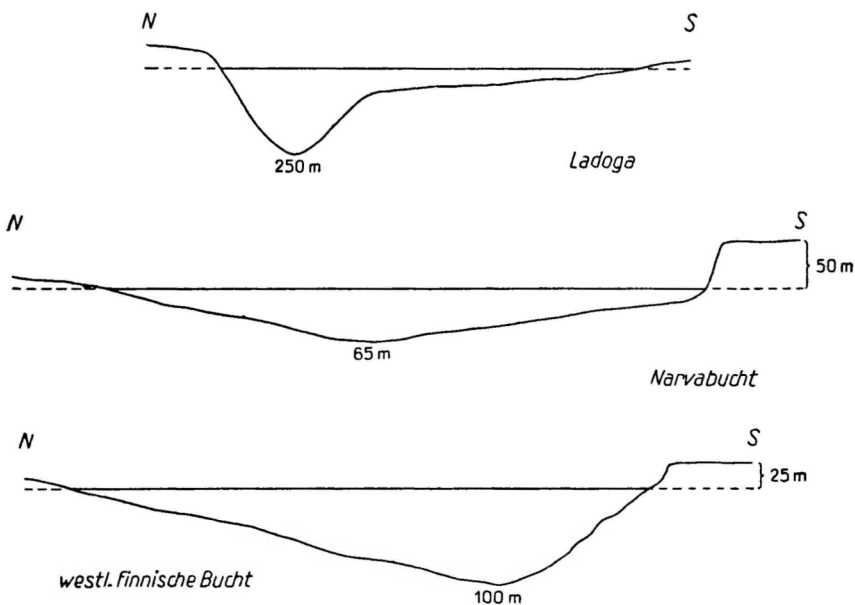
Dies alles deutet darauf hin, daß eben diese genannten Formen primär erosiv und nicht durch Verwerfungslinien bedingt sind, daß also morphologisch eine Südverwerfung überhaupt nicht nachweisbar und somit ihr Vorhandensein unwahrscheinlich ist, im Gegensatz zum finnländischen Ufer der finnischen Bucht. Eine genauere Untersuchung der Tiefenzone kann dies nur bestätigen, da man dann feststellen muß, daß

eine fortlaufende Tiefenzone gar nicht besteht, sondern nur eine Summe von einzelnen Mulden, Rinnen, Untiefen, die meist gar nicht einmal in der großen EzN-Richtung verlaufen, sondern diese durchqueren.

Ebenfalls gegen eine Verwerfung spricht eine Erklärungsmöglichkeit der größten Tiefen unter 100 m vor der estländischen Küste. Der fennoskandische Untergrund, der bei Reval rund 111 m unter N. N. liegt, müßte bei der Annahme einer gleichmäßigen Absenkung einige Kilometer nördlich von Reval in rund 100 m Tiefe liegen. Die Tatsache, daß dies ungefähr mit den Meerestiefen hier übereinstimmt, bestärkt die Vorstellung, daß das Eis möglichst bis zur Glinböschung selbst alle weichen sedimentären Gesteine beseitigt hat. Diese Vorstellung hat auch Jentzsch (1914) gewonnen. Viel wahrscheinlicher als die Erklärungsmöglichkeiten der flächenhaften Tiefen vor der Glinböschung durch eine Verwerfungslinie ist so auch in dieser Hinsicht die Erklärung durch eiszeitliche Ausräumung, die bis hierher kräftig genug war, den fennoskandischen Gesteinsuntergrund als Gleitfläche noch in dieser Tiefe freizulegen.

#### Der Gesamtbau der finnischen Bucht.

Es läßt sich somit als sehr wahrscheinlich erweisen, daß eine Südverwerfung in der finnischen Bucht, die, von gleichem Ausmaß wie die nördliche Bruchzone, es allein rechtfertigen würde, von der finnischen Bucht als einem Grabenbruch zu sprechen, nicht besteht. Es bestehen somit auch keine Gegen Gründe, ein gleichmäßiges Untertauchen des fennoskandischen Berggrundes unter das Kambrosilur im Bereich der finnischen Bucht anzunehmen. Das sich demgemäß ergebende Profil zeigt, daß das Untertauchen Fennoskandias auch hier in einer großen Flexur geschieht, deren eines erweisbares „Scharnier“ die südfinnländische Bruchzone darstellt, die ja nicht nur von den großen Längsbrüchen, sondern auch von den zahlreichen kleinen und kleinsten Bruchspalten im Querverlauf durchzogen wird und somit ein Bild vollständiger mosaikartiger Auflösung und Zerstörung darstellt. Das Südufer der finnischen Bucht dagegen ist nicht durch tektonische, sondern durch langfristige Abtragungsvorgänge in erster Linie bestimmt.



### 3. Querschnitte durch die finnische Bucht und den Ladogasee

Die Tiefenkarte der finnischen Bucht ergibt, daß die Senkung vom Nord- zum Südufer hin gut mit dem Absinken des fennoskandischen Berggrundes übereinstimmt. In der gegen das Südufer gedrängten Tiefenzone werden zuletzt noch, kurz vor dem Glinthanstieg, Tiefen um 100 m und damit wohl annähernd der fennoskandische Untergrund erreicht. Die Südverlegung der Tiefenzone, die allmähliche Abdachung der finnischen Bucht von Nord nach Süd überhaupt, in auffälliger Übereinstimmung mit der Absenkung des fennoskandischen Untergrundes, muß durch von Nord nach Süd vordringende erosive Wirkung herbeigeführt sein und muß vor allem durch die Wirkung der Eismassen erklärt werden, die erst bei diesem Berggrund eine feste Gleitunterlage fanden und alle darüberliegenden Verwitterungs- und Schichtmassen von überwiegend lockerer Beschaffenheit hinwegräumten. Diese Ausräumungsarbeit konnte bis zu dem unüberwindlichen Hindernis des Glinthanstieges erfolgen. Die bis dahin abwärts gleitenden Eismassen konnten hier ihre unmittelbare Bewegung nicht fortsetzen und stauten sich solange, bis der Druck und

die Höhe der nachdrängenden Masse groß genug war, um den erhöhten Arbeitsaufwand für eine zeitweilig aufwärts gerichtete Bewegung, die also keine Eigenbewegung mehr war, zu liefern. Diese Stauzone vor dem eiszeitlichen Glint ist die Tiefenzone der finnischen Bucht. Die durch die Stauung erhöhte ausschürfende Arbeit hatte die Bildung der für die Tiefenzone und die Glintböschung kennzeichnenden Erosionskleinformen zur Folge, die in dieser Anzahl und in dieser Ausprägung sich dementsprechend nur hier, nicht auf der Tafelfläche selbst, finden. Nicht gemeint sind hiermit natürlich die Aufschüttungsbildungen aus der Zeit des letzten Eisrückzuges, die sich naturgemäß über das ganze Gebiet der finnischen Bucht verstreuen, aber als solche meist leicht zu erkennen und zu unterscheiden sind.

Aus der Lage der Tiefenzone ergibt sich die Lage des eiszeitlichen Glint und somit eine Vergleichsmöglichkeit mit der Lage des heutigen Glints. Der ungefähren Geradlinigkeit der Tiefenzone muß ein damals gleich geradliniger Verlauf des Glints entsprochen haben.

Diese Geradlinigkeit der Landstufe des Glints im Großen ist nichts Außergewöhnliches. Sie erklärt sich durch ein langsames paralleles Zurückweichen der Stufe von der geradlinigen Ausgangsbasis der Erosion. In diesem Falle wäre die Geradlinigkeit schon erklärt durch die Geradlinigkeit der Längsachse der gleichmäßig geneigten südfinnländischen Abdachung, auf der, einst viel weiter im Norden als heute, die kambrosilurischen Schichten der russischen Tafel aufliegen. Ich möchte noch weiter gehen und die Richtung der Tiefenzone und des eiszeitlichen Glints als mittelbare Widerspiegelung der ja fast in derselben Richtung wie die Abdachungsquerachse — die nur eine um wenige Grade stärkere Nord-Süd-Komponente hat — verlaufenden Bruchzone erklären. Diese Bruchzone läßt sich sicherlich im Zusammenhange der hier erkannten Flexur am besten deuten als eine dicht aufeinanderfolgende Reihe von Rissen oder auch Staffelbrüchen kleineren Ausmaßes (so auch Leiviskä), deren vertikale, von vornherein geringen Höhenunterschiede gegeneinander inzwischen, vor allem durch das in ungefähr rechtem Winkel daraufstoßende Eis gleichsam ab-

gehobelt wurden. Durch die gleichzeitig vorhandenen quer-verlaufenden Bruchspalten wurde diese Arbeit nur sehr erleichtert.

Mit dieser Annahme ist auch eine ungefähre Datierung der Bruchzone gegeben: das jüngere Tertiär. Die Einwirkung der Bruchzone auf die Glinstufe müssen wir uns nämlich wohl so vorstellen, daß durch die südliche Absenkung das weitere Zurückweichen der Schichtenköpfe des Glints erst veranlaßt wurde infolge der hierdurch erfolgenden erneuten Schrägstellung dieser auflagernden Schichten. Das innere Finnland dürfte um diese Zeit — ebenso wie das übrige Gebiet Fennoskandias — schon frei gewesen sein von dieser Auflagerung. Die kambrosilurischen Schichten keilten also in der Gegend dieser neuentstehenden Bruchzone aus, wurden durch relative Tieferlegung der Erosionsbasis und ein kräftig sich entwickelndes Flußnetz, das nach Westen entwässerte, mit ihren Schichtköpfen einer erhöhten Erosion zugänglich und waren bis zum Beginn der Eiszeit bis zu der Linie zurückgedrängt, vor der die Tiefenzone der finnischen Bucht dann entstand.

Berücksichtigt man die verhältnismäßig geringe Strecke der Zurückverlegung des Glints vom Bereich der Bruchzone bis zur angenommenen eiszeitlichen Lage, so könnte man die Entstehung der Bruchzone als einer sekundären Auswirkung der epirogenetischen Verbiegungserscheinungen vielleicht, genauer eingrenzend, in das Miozän verlegen, welche Datierung auch für große Teile der übrigen fennoskandischen jüngeren Bruchgebiete angenommen wird (Högbom 1913, Ramsay 1917), besonders für einen Teil der Störungslinien der mittelschwedischen Senke, die denselben Richtungsverlauf haben wie die südfinnländische Bruchzone. Andererseits muß gesagt werden, daß man rein morphologisch rückwärts über diese Zeit hinaus nichts erschließen kann, was über den Wert einer stark angreifbaren Vermutung hinausgeht.

### Die Sonderstellung der Narvabucht.

Zu erklären bleibt aber noch vieles über den Unterschied der eiszeitlichen und der heutigen Lage des Glints. Im westlichen, buchtenreichen Teil verläuft die Küstenlinie, wenn man

von den durch Erosion geschaffenen Buchten absieht, im großen parallel der Tiefenzone und auch in nur geringem Abstand von dieser. Im Osten liegt die ganze Breite der Narvabucht zwischen der Tiefenzone und der Küste, auch läuft die Küste in deutlich anderer Richtung. Diese Frage nach der Ursache dieser Sonderstellung der Narvabucht ist noch zu beantworten.

Zu diesem Zwecke muß noch eingehender auf die Frage des Untertauchens und der heutigen Tiefen des fennoskandischen Untergrundes eingegangen werden. Weder die Tiefenzone, die sich ja hier in ihrem östlichen Teile abflacht und dann ganz verschwindet, noch die flachere Narvabucht können, wie man es bei dem der Revaler Gegend vorgelagerten Abschnitt der Tiefenzone annehmen muß, diesen fennoskandischen Untergrund erreichen, der hier vielmehr durch kambrische Schichten verdeckt sein muß.

Über das genauere Profil des Untergrundes sind wir nur äußerst mangelhaft durch wenige Bohrungen unterrichtet. Außer den Revaler Bohrungen wurde das Grundgebirge erreicht bei Asserien, im Westen der Narvabucht, in 122 m Tiefe und bei Petersburg in 190 m Tiefe (es gibt noch weitere, aber in der Deutung umstrittene Bohrungen, die hier unberücksichtigt bleiben müssen. Es scheint so, daß bei Reval auch erheblich tiefere Lagen des Grundgebirges zu finden sind). Dies würde darauf hindeuten, daß im Osten das Absinken etwas schneller erfolgt als im Westen, was auch zu dem aus palaeogeographischen Erwägungen heraus gewonnenen Bilde von Rüger (1923) stimmen würde, daß der kambrische blaue Ton in einem von E nach W vordringenden, im E also in stärkerer Senkung begriffenen Meere sich ablagerte (vgl. Figur 190 in Geologiens grunder II). Dies erklärt auch die Mächtigkeitsverhältnisse des Tones.

Sodann muß bei der Frage der Entstehung der Narvabucht noch ein Gesichtspunkt berücksichtigt werden, der bisher nicht näher beleuchtet wurde: der Unterschied der äußeren Küstenlinie des Festlandes und des eigentlichen Glints. Der Glint, der Steilabhang kambrosilurischer Schichtenköpfe, bildet nur zu ungefähr einem Drittel — eher etwas weniger — der ge-

samten Strecke der estländischen Nordküste das eigentliche Ufer, und zwar gerade im inneren Teil der Narvabucht im längsten ununterbrochenen Zusammenhang; sonst nur noch an einzelnen Stellen des westlichen Teils, westlich Reval. Im ganzen übrigen Gebiet ist dem Glint vorgelagert ein mehr oder weniger breiter Küstenstreifen, gebildet aus quartären Ablagerungen oder Anschwemmungen, über kambrischen Gesteinen des Glintsockels. Die Mehrzahl der Buchten des westlichen Küstenabschnittes werden übermeerisch von diesen jungen Ablagerungen begrenzt — so die Halbinsel Wiems zum größten Teil, ganz die Halbinseln, die die Papenwiek, Monkwiek, Kasperwiek voneinander trennen. Diese Buchten liegen also in ihrer Mehrzahl im Glintvorland, in die untermeerische Glintböschung eingeschnitten; der Glint selbst verläuft im Hintergrund weit geradliniger als die äußere Küstenlinie (Kartenskizze mit Eintragung des Glintverlaufs u. a. bei Hansen 1913b, Beschreibung und Karte auch bei Tammekann 1924).

Bei der Narvabucht ist das gesamte Glintvorland untermeerisch, der Glint bildet mit gewaltigem Steilabsturz die Uferlinie. Aber auch im Vorland, am Boden der inneren Narvabucht, fehlen die kennzeichnenden Buchten fast ganz, die erst in einem, im Verhältnis zu den westlichen Buchten allerdings geringem Ausmaß in der westlichen äußeren Narvabucht, um die Inseln Groß- und Klein-Tüters herum, untermeerisch auftreten.

Eine eindeutige Erklärung für die Sonderstellung der Narvabucht ist wohl nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse noch nicht zu geben. Ich möchte als Gründe dieser Sonderstellung vor allem solche rein geologisch-stratigraphischen Charakters anführen, und zwar die besonderen Verhältnisse der beiden untersten kambrischen Schichten, des ältesten kambrischen Sandsteins und des kambrischen blauen Tones. Der Sandstein, der unmittelbar dem Grundgebirge auflagert, erreicht im Gebiete der Narvabucht eine besonders hohe Mächtigkeit (bei Asserien rund 100 m), so daß hier die folgende Stufe des blauen Tones im Glintprofil sich maximal fast 20 m noch über den Meeresspiegel erhebt. Die Grenze zwischen diesen beiden Schichten liegt nach den in diesem Gebiete vor-

handenen Bohrungen in rund 50 bzw. 30 m Tiefe, also liegt sie untermeerisch noch in der Narvabucht selbst. Der größere Anteil des Bodens der Narvabucht dürfte, abgesehen von den jungen Auflagerungen glazialen und postglazialen Alters, vom blauen Ton gebildet werden.

Die alte Glinthlinie zu Beginn der Eiszeit wird gemäß der Lage der Tiefenzone ungefähr auf der Breite und im Verlaufe der heutigen Inseln Klein-Tütters — Groß-Tütters — Lavenaari — Seskär gelegen haben. Im Vorlande, bei Hochland ungefähr, liegt heute wohl die Grenze zwischen fennoskandischem und kambrosilurischem Gestein (Öpik 1929, Abb. 1, zieht diese Grenze ein wenig südlicher). Die geringe Tiefe der Tiefenzone von nur wenig über 60 m deutet darauf hin, daß mindestens bis hierher noch kambrosilurische Schichten den Urgebirgsgrund überlagern, die Ausräumung also nicht weiter vorgedrungen ist. Dies muß zurückgeführt werden auf ein bald erfolgendes Weichen des Glintrandes, so daß sich eine Stauzone des Eises nicht mit der gleichen Intensität wie im Westen bilden konnte, oder besser gesagt, brauchte. Dies Weichen des Glintrandes in stärkerem Maße als im Westen kann man vielleicht zurückführen auf die für die Eiserosion günstige Lagerung der untersten kambrischen Schichten, die eine Art Abrasion, eine Unterschneidung der hier viel höher liegenden, von jeher die eigentliche Glinthteilböschung bildenden härteren silurischen Schichten ermöglichte. Der heute noch plastische, aller festen Bestandteile entbehrende blaue Ton vor allem bot dem Eise diese günstige Angriffsmöglichkeit. Es ist dafür ganz bezeichnend, daß sich zwischen den Inseln, vor allem um die horstartige, aus Granit und Quarzit bestehende und so ein Widerlager bietende Insel Groß-Tütters, die im westlichen Küstenabschnitt so reichlich vorhandenen Buchtenformen im Relief gebildet haben, die in der eigentlichen Narvabucht, im blauen Ton, der ja eine ausgezeichnete Gleitfläche bot, nur andeutungsweise ausgebildet sind. Einen schönen Beleg für die Vermutung, daß das Eis im Narvabuchtgebiet stärker als anderweitig eine Art Abrasion im Gegensatz zur selektiven Erosion ausgeübt hat, bilden die erst in jüngerer Zeit entdeckten echten Glazialschollen, die hier auf-

treten (Jaansoon 1926. Tammekann 1926, S. 63 ff., Doß 1913 c), im westlichen Buchtengebiet aber nicht bekannt sind.

Die Ursache, weshalb sich diese Erscheinung der Zurückverlegung des Glinits in der Höhe der Gleitfläche des blauen Tons bzw. des untersten kambrischen Sandsteins nicht im selben Maße im Westen vollzog, möchte ich in der Verschiedenheit der Böschungen, die sich dem Eise darboten, sehen. In der Narvabucht konnte das Eis, nach der ersten Überwindung des Glintrandes, durch eine Art Abhebung der darüberlagernden Schichten in der Höhe des blauen Tones auf einer ungefähr ebenen Fläche langsam sich weiterarbeiten, im Westen, wo die Tiefenzone im Vorland schon durch die natürliche nach Westen gerichtete Abdachung bei der Erosion der Tertiärzeit (hierzu vor allem Ramsay im Atlas de Finlande 1910, Nr. 11, S. 9/10) größere Tiefen aufzuweisen hatte und vom Eise weiter vertieft wurde, mußte das Eis den Gesamtschichtenkomplex der russischen Tafel in einer schrägen Richtung von unten nach oben angreifen, konnte also die Gleitfläche in der Höhe des blauen Tones nur unvollkommen ausnutzen. In gewissem Maße ist dies ja immerhin auch im Westen, in der Buchtzone geschehen.

#### Die Wiburg—Ladogaverwerfung.

Trotzdem hätte ich die Verschiedenartigkeit der Böschungen in bezug auf die Arbeit des Eises nicht als Erklärungsmöglichkeit aufgestellt, wenn nicht die auffallenden Verhältnisse am naheliegenden Ladogasee dazu geradezu einluden. Die Nordseite des Sees, die eine Fortsetzung der schon erwähnten SW—NE verlaufenden Bruchlinie Wiburgsfjärd—Ladoga bildet, weist Tiefen bis 250 m, über das Doppelte der tiefsten Stellen der finnischen Bucht, auf. Die Mitte und der Süden des Sees dagegen sind flach, zwischen 0 und 40 m (Tiefenkarte im Atlas de Finlande 1910, Nr. 11). Hinzu kommt, daß das Nordufer des Sees sich steil über den Seespiegel erhebt und somit den unterseeischen Steilhang noch fortsetzt.

Diese fast beispiellose glaziale Übertiefung einer Bruchzone setzt sich nun merkwürdigerweise nicht nach Süden fort. Fast ebenso steil wie der Abhang im Norden — 250 m auf rund 12 km — ist die Böschung im Süden, die noch im nörd-

lichen Drittel des Sees liegt, so daß die gesamte Breite der Ladogatiefenzone einschließlich der Böschungen auf beiden Seiten ungefähr nur 50 km beträgt. Die im Süden, ungefähr von der Mitte des Ladogasees an auf das Urgebirge sich auflagernden weichen Sedimentschichten, besonders wieder der kambrische blaue Ton, sind von der glazialen Erosion ganz unverhältnismäßig wenig berührt. Dies gilt auch, wenn man die mutmaßliche Höhe der quartären Ablagerungen im heutigen Relief berücksichtigt.

Daß die Ladogatiefenzone durch glaziale Ausräumung entstanden ist, ist ganz unzweifelhaft; ebenso, daß die Eisrichtung in der Längsachse des Sees, von Nordwest nach Südost, verlief. Dies letztere stellt Ramsay (Atlas de Finlande 1910, Text Nr. 11, S. 15) ausdrücklich noch fest.

Daß es sich bei der im spitzen Winkel von der Erstreckung der finnländischen Südküste abbiegenden Linie Wiburg—Ladoga um Verwerfungen handelt, war zunächst nur erschlossen, erscheint aber neuerdings für das ganze Gebiet der anscheinend abgesunkenen karelischen Enge (zwischen Ladoga und dem Ostteil der finnischen Bucht) durch Frosterus und Hyypä erwiesen. Die Sprunghöhe dürfte jedoch nicht sehr groß sein. Wahrscheinlich handelt es sich um einen besonders stark gezerzten Teil der großen, nach Osten umbiegenden, Flexurbegrenzung Fennoskandias. Allgemein kann man wohl sagen, daß es sich bei der Übertiefung am Nordende des Ladogasees um eine durch Brüche völlig zerrüttete Zone handelt, die nachträglich ausgeräumt wurde (vgl. auch Kaikko).

#### Horste und Geschiebepfund.

Aber auch im eigentlichen Bereich der finnischen Bucht finden wir Verwerfungserscheinungen. Die schmale, annähernd NNW—SSE gestreckte Insel Hochland (schwedisch Hogland, finnisch Suursaari) ist ein Horst, der wohl bei der ersten Flexurverbiegung der entstehenden finnischen Bucht stehen geblieben ist (die geologisch sehr aufschlußreiche Insel mit ganz alten Sedimenten ist von Ramsay 1890 und von Krankk untersucht worden). Auch die Inseln Groß-Tütters (Tütar-saari), Rödkär und Sommer (Sommarö), alle im Ostteil der finnischen Bucht, sind wohl Aufragungen des Grundgebirges.

Im Westen jedoch scheint die Flexurabbiegung von Norden her ohne solche örtlichen Störungen verlaufen zu sein.

Öpik kommt in einer methodisch sehr gut durchdachten Arbeit zu demselben Ergebnis (1929). Mit dem vom Boden der Bucht stammenden Geschiebe kann er die fast völlige Ausräumung der finnischen Bucht aufzeigen. Zwingend ist sein Schluß, daß Grabenversenkungen irgendwelcher Art, die dem gewonnenen Bilde des gleichmäßigen Absinkens des Urgebirgsgrundes widersprechen könnten, durch die Geschiebe sich ver-raten müßten. Das Vorkommen von Wesenberger Kalk, bzw. der „Ostseekalk“-fazies, also einer erst weiter südlich anstehenden Schicht, im äußersten Nordwesten Estlands als Geschiebe ist inzwischen auch erklärbar geworden durch die entdeckten untersilurischen Vorkommen im Ålandgebiet und durch die Feststellung, daß die untersilurische Borkholmer und Wesenberger Stufe im Inselgebiet Westestlands, auf der Nordspitze von Dagö und auf Worms und Nuckö noch anstehend vorkommen (Sauramo 1929 b).

So haben wir das geschlossene Bild vor uns, daß alle Erscheinungen für ein gleichmäßiges Absinken der präkambrischen Urgebirgsfläche von Südfinnland her sprechen, keine einzige hingegen eine Stütze liefern kann für die behaupteten Verwerfungen. Die zwar völlig unbewiesenen und unbeweisbaren, aber mit um so größerer Sicherheit vorgetragenen Behauptungen vom estländischen Glint als Verwerfungslinie (Kraus, Scupin, Teichert u. a.) sollten endlich aus dem wissenschaftlichen Schrifttum verschwinden.

### **Die ostgotländische Mulde.**

Die ostgotländische Mulde ist der größte einheitliche Formbestandteil des Ostseekernteiles. Diese Einheitlichkeit wird jedoch auf allen Übersichtskarten allzu stark verallgemeinert. Es gibt nicht eine, sondern zwei geschlossene Hohlformen innerhalb der Mulde, in denen die Tiefe unter 200 m absinkt. Neben der großen, mit der 200-m-Tiefenlinie annähernd keulenförmig zu umreißenden Einsenkung zwischen dem südlichen Gotland und Kurland haben wir noch eine kleinere, mit der 150-m-Tiefenlinie gut zu umreißende Senke östlich

von Fårö, die völlig abgeschlossen von anderen tieferen Stellen in ihrem Mittelpunkt 205 m Tiefe erreicht. Sie ist am besten Fårömulde zu benennen.

Wie der Name sagt, senkt sich die westliche Böschung der Mulde von Gotland und der südlich anschließenden Hoborgsbank her in die Tiefe. Dieses Absinken geschieht im allgemeinen bis zur 100-m-Linie einigermaßen regelmäßig und bildet im wesentlichen die Küstenlinie ab. Im Norden nähert sich die 100-m-Linie stark der Insel Fårö als dem vorspringenden Nordostsporn Gotlands. Hier macht sich der bedeutend steilere Abfall in die Fårömulde bemerkbar.

In der Höhe des mittleren Gotland, östlich vor Östergarn, erhebt sich aus einer Tiefe von etwa 120 m unmittelbar die Klints Bank bis zu einer Höhe von 26 m unter dem Meeresspiegel. An der steilsten Stelle beträgt der Anstieg von W nach E:  $117 - 26 = 91$  m auf rund 4 sm. Nach Osten, genauer ESE, sinkt die Klints Bank zur tiefsten erloteten Stelle der Mulde mit 249 m Tiefe ab. Auch hier ist der Abfall verhältnismäßig steil: zwischen 26 m der Klints Bank und den 249 m der Mulde sind etwa 30 km Entfernung. Das ist in Wirklichkeit aber ein ganz geringes Gefälle: auf 10 km rund 75 m, also auf 1 km = 7,5 m, auf 100 m = 75 cm Steigung!

Das Entscheidende ist immer die Größenordnung. Ein auf lange und flächenmäßig große Strecken erfolgendes, wenn auch ganz langsames Absinken ergibt im großen doch das Bild der beherrschenden Mulde.

Klints Bank ist mangels jeder Anhaltspunkte schwer zu deuten. Es wäre möglich, daß es sich hier um eine weitere, jüngere Staffel obersilurischen Gesteins handelt.

Von vornherein muß man auf die Vermutung kommen, daß die weitausgedehnte Mulde eisüberformt ist, so daß man hier, im Zuge der nordsüdlichen „baltischen Eisstromrichtung“ rechts und links, bei Ösel/Kurland und bei Gotland, als den seitlichen Widerlagern, Randmoränen oder ähnliche Erscheinungen erwarten könnte. In der Tat ist der Boden der ganzen ostgotländischen Mulde recht unruhig, besonders im Norden, südlich der beschriebenen Querschwellen, westlich vor der Öselischen Küste. Hier haben wir schon in der Kielkondschenschen Bucht

ein äußerst unruhiges Kleinrelief, und auch weiter westlich finden wir noch unmittelbar aus 30—50 m Tiefe aufsteigende Untiefen, wie die Saritscheff-Bank mit 8 m und eine andere mit 8,7 m Tiefe. Sogar so weit westlich wie  $21^{\circ} 02'$  (in  $58^{\circ} 12'$  Breite) findet sich eine, hier schon aus größeren Tiefen aufsteigende länglich gestreckte Bank von nur 18 m Tiefe.

Noch eindrucksvoller sind die Rücken und Rinnen, die sich westlich vom 21. Längengrad in Richtung auf die Färömulde anschließen. Hier finden wir wieder größere Höhenunterschiede, bis zu 80 m, in geringer Entfernung. Wenn auch die verhältnismäßig geringe Lotungsdichte eine genauere Tiefenlinienzeichnung nicht zuläßt, so erscheint doch mit genügender Deutlichkeit eine Art breite Rinne, SE—NW verlaufend, mit Tiefen von 110—120 m, zwischen einem 50 m erreichenden Rücken im Norden und einer größeren 90-m-Fläche im Süden. Die Rinne scheint schließlich nach SW umzubiegen und unmittelbar in die Färömulde einzumünden.

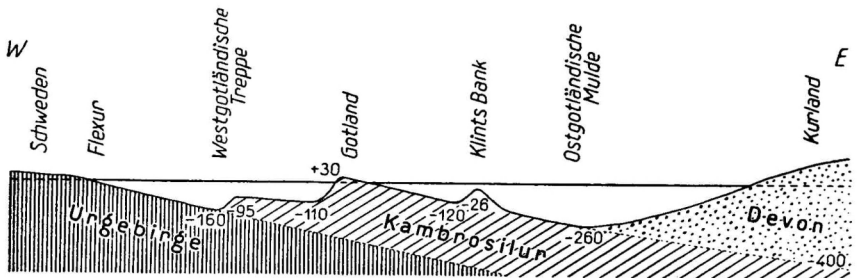
Auch weiter südlich, vor der kurländischen Küste, erscheinen eine Reihe von unregelmäßigen Untiefen. Besonders schön zeigt uns das die sehr genau erlotete Irbenstraße, die Einfahrt in die Rigasche Bucht, zwischen Kap Zerel, dem Süden der von Ösels Hauptkörper stark abgegliederten südlichen Halbinsel Sworbe, und Kap Lyserort an der kurländischen Küste. Wir dürfen ohne weiteres annehmen, daß große Teile des nicht so dicht erloteten Meeresbodens vor Kurlands Küste eine ähnlich kuppige Formung zeigen. In der Höhe von Polangen etwa setzt in breiter Front die Schwelle an, die, 100 m Tiefe nicht erreichend, das Danziger Tief von der ostgotländischen Mulde trennt.

Die seitlich angegliederte Rigasche Bucht, deren Charakter als Zungenbecken ausgeprägt erscheint, ist, nach neuen Profilen von N. Delle (im Druck), in die flachgelagerten Devon-schichten eingesenkt, die hier in ihren oberen Teilen geradezu wegerodiert zu sein scheinen.

Wieweit nun aber die großen und flachen Formen der Mulde eiszeitlich überformt oder sogar durch Ausschürfung erst angelegt sind, ist nicht festzustellen. Eine gewisse Eintiefung hat wohl zur Eiszeit noch stattgefunden, da das Eis

seitwärts starke Widerlager fand und da wohl der bei weitem größte Teil des sich von Norden heranschiebenden Eises auf diese Straße angewiesen war. Die Anlage als eine ganz leichte Einmuldung dürfte jedoch schon vorhanden gewesen sein.

Leider kennen wir die devonische Grenze in diesem Teile der Ostsee nicht. Es ist möglich, daß die Böschung der Mulde von Gotland nach Osten dem flachen Einfallen der obersilurischen Schichten wenigstens annähernd entspricht und daß vom tiefsten Teil der Mulde an die devonischen Schichten auflagern. In Mittelkurland jedenfalls liegt das Silur schon in beträchtlicher Tiefe von etwa 400 m unter NN (Delle 1935, Abb. 2). Berücksichtigen wir das östliche und südliche Einfallen der Schichten in der Devonmulde, so ergibt sich durchaus die Möglichkeit, daß in der Tiefe der ostgotländischen Mulde, zum mindesten in ihrem südlichen Teil, in 200 m unter NN das Devon einsetzt.



4. Querschnitt durch die mittlere Ostsee

Westlich Ösel jedenfalls müssen wir noch silurische Schichten erwarten. Die zahlreichen Untiefen können wir ebenso gut als Kalkklippen, nach Art des Neckmannsgrundes, wie als eiszeitliche Auflagerungen deuten. Alle Versuche zur Einzeldeutung der Formen, wie sie etwa Büchting versucht, sind heute noch verfrüht.

### Das Gesamtbild des Ostseekernteiles.

Wir können zusammenfassend sagen, daß auch in der ostgotländischen Mulde keinerlei Anzeichen für größere tektonische Verschiebungen gefunden werden können, die gegen

den bisher überall gefundenen einheitlichen und einfachen Bau des Ostseekernteiles sprechen könnten.

Der estländische Glint, der im westlichsten Teil als „Randbuchtenglint“ ausgebildet, d. h. also einigermaßen gleichmäßig zerlappt ist, findet sein Gegenstück auf einer jüngeren, ober-silurischen Stufe an der Nordküste Ösels und nordwestlich vor Ösel. Auch hier sind also Andeutungen einer zweiten Glintstaffel vorhanden, wie sie in besonders klarer Form vor Gotland, mit dem gotländischen Glint als zweitem großen Glintabbruch, vorhanden sind. Im Zwischenstück von Fårö—gotländischer Sandinsel—Kupfersteine bis Dagö—Ösel finden wir nur die Andeutung der Querschwelle, die allerdings eindeutig als Glintfortsetzung anzusprechen ist. Im Vorlande finden sich, nach Ausweis der Geschiebe, nur ältere kambrische und algonkische Sandsteine und zahlreiche algonkische Eruptiva. Einzelheiten sind im Bereiche dieser Querschwelle nicht zu erkennen.

Gotland selbst jedoch ist die unmittelbare Fortsetzung des Randes der russischen Tafel. Verwerfungen (die auch hier vermutet wurden!) sind hier nirgends die Begrenzungen. Die Gestaltung des nordwestlichen Vorlandes mit der Küstenplatte und der großen untermeerischen Glintstufe zeigt deutlich die Zusammenhänge als Teil des großen, die Ostsee querenden Landstufenbaues. Einen weiteren, wichtigen Einzelbeleg für den ungestörten Zusammenhang und die dachziegelartig austreichende, nach Südosten einfallende Schichtenlagerung bietet wiederum die Geschiebeforschung. Wiman konnte in einer umfassenden und gründlichen Abhandlung (1902) nachweisen, daß gewisse seltene harte, Feuersteinknollen enthaltende Kalke, die wahrscheinlich am Meeresgrunde nordwestlich vor Gotlands Nordküste anstehen, aus der Borkholmer Schicht entstammen. Diese Schicht ist auf Gotland selbst noch nicht anstehend, sondern bleibt in der Tiefe verborgen; im Norden, auf der gotländischen Sandinsel, ist sie schon nicht mehr, sondern nur ältere Schichten nachweisbar. Die wohl verhältnismäßig schmale Ausstreichzone der Borkholmer Stufe liegt also genau im erwarteten Bereich am Boden der Ostsee. Das viertelkreisförmige Umbiegen des Schichtfallens und damit

der ausstreichenden Schichtköpfe wird von den verschiedensten Gesichtspunkten her bestätigt.

Dem Großverlauf des Glinzuges durch die Ostsee entspricht das flexurartige Absinken Fennoskandias. Dieselbe Erscheinung des beschleunigten Absinkens wie am Nordufer der finnischen Bucht haben wir ja, im Grunde in gleicher Art, an der Ålandschwelle, im Stockholmer Schärenhof und anschließend weiter südlich im Absinken von der schwedischen Küste bis zur Stufe der gotländischen Küstenplatte. Während das Gefälle auf dem Festlande nur sehr gering bleibt (oder, wie bei der Ålandschwelle, eigentlich gar nicht vorhanden ist), ist das untermeerische Absinken deutlich stärker, wenn auch im absoluten Winkelmaß immer noch sehr klein.

Am deutlichsten zu erfassen, weil auf engem Raum vom Festland bis Öland meßbar, erscheint die Flexur als der Rand Fennoskandias am Kalmarsund. Hier liegt die Auflagerungsfläche der altkambrischen Schichten noch auf dem Festland, auf Öland haben wir die auch hier glintbildenden, mit Estland vergleichbaren untersilurischen Schichten. Das Urgebirge liegt hier schon in etwa 100—150 m Tiefe (vgl. Profile bei Braun 1923, auch Asklund 1928, ferner Ramsay 1917). Von Öland bis Gotland, wo bei Visby im Nordwesten das Urgebirge in 382 m Tiefe erbohrt wurde, ist das Absinken wieder ganz flach. Friedrich Schmidt hat diese Auflagerungszusammenhänge von Urgebirge und Sedimenten in seinem bekannten Profil von Schweden über Öland, Gotland, Ösel, Estland nach Finnland schon 1881 in den Grundzügen richtig dargestellt. Wir kehren heute mit erweiterten Kenntnissen und verfeinerten Methoden zu den ersten Anschauungen zurück.

Auffallend ist die Ähnlichkeit des Baues von Kalmarsund und finnischer Bucht. Urgebirge und russische Tafel sind hier auf nahe Entfernung sichtbar. Sie prägen sich in morphologisch kennzeichnender Gestalt als präkambrische Verebnung und Glinzstufe aus. Auch in einer kleinen Einzelheit finden wir die Entsprechung: Als stehengebliebenen Urgebirgsrest in der Niederbeugungszone haben wir in der finnischen Bucht u. a. die Insel Hochland; im Kalmarsund, sogar an entsprechender

Stelle, die Insel (Blå) Jungfrun, (blaue) Jungfrau, als Granitklippe.

### **Entstehung und Alter der Grenzzone.**

Vergegenwärtigen wir uns die Möglichkeiten der Entstehung einer Schichtstufenlandschaft, so werden wir den Beginn der kambrosilurischen Stufenbildung nach der flachen, weitgestreckten Absetzung der Schichten im Meere in Verbindung bringen müssen mit einer Heraushebung und gleichzeitigen leichten, für die Schichtstufenlandschaften kennzeichnenden Kippung aller Schichten, wobei die Stirnseite der widerstandsfähigen Stufen zum Hebungsgebiete weist. Die erste große Hebungsphase in Fennoskandia nun, nach der Ablagerung der silurischen Schichten, ist die kaledonische Aufpressungsfaltung in Norwegen, die alle im Osten und Südosten angrenzenden Gebiete Fennoskandias und der russischen Tafel in Mitleidenschaft zog durch allgemeine Aufwölbung und wohl auch Schrägstellung des ganzen Gebietes (so auch Asklund, S. 363, bei Ramsay 1931). Entsprechend dieser (schon im Teil I erörterten) Vorstellung finden wir eine Einmuldung im südlichen und östlichen Ostbaltland, wo von Osten und Südosten her die mitteldevonischen old red-Sandsteine sich ablagern.

In unterdevonischer Zeit war der gesamte hier behandelte Ostseeraum frei von Meeresbedeckung und unterlag der Abtragung. Dies im Verein mit der verursachenden schrägstellenden Heraushebung läßt den Schluß berechtigt erscheinen, daß die Anlage der Schichtstufen unterdevonisch erfolgt ist.

Der Verlauf des großen fennoskandischen Flexurabbruches an seinem Südostrande von Wiburg bis Blekinge muß damit in ursächlichem Zusammenhang stehen. Die Heraushebung scheint also doch nicht ganz flächenhaft, sondern unter Zurückbleiben des großen Südostteiles der späteren russischen Tafel bzw. ihres Randgebietes erfolgt zu sein. So entstand die sehr weitgespannte, aber sehr flache Einmuldung.

Über die Lage des damaligen Glintrandes können wir allerdings nichts einigermaßen Sicheres aussagen. Die Vermutung ist naheliegend, daß der Hauptglinzug dort entstanden ist, wo

über der Flexur die verhältnismäßig stärkste Schrägstellung erfolgte. Der gleiche Verlauf der Flexur und des erkennbaren Glintzuges spräche vielleicht dafür. Aber andererseits haben wir weite, heute abgesonderte, aber damals unzweifelhaft mit dem großen Kambrosilurgebiet im Südosten zusammenhängende Vorkommen, die nördlich und östlich der Flexur liegen (Mittelschweden, bottnische Bucht u. a.). Diese Gebiete müßten dann schon sehr früh ihre Sonderstellung erlangt haben, so daß sie den einheitlichen großen Glintzug nicht störten.

Nimmt man die Entstehung des ersten, doch wohl auch in Stufen aufgelösten Hauptglintzuges an der Flexurzone als Arbeitshypothese an, so ist für uns der Betrag der inzwischen erfolgten Zurückverlegung von Wichtigkeit. Am geringsten ist er dann am Kalmarsund und in der finnischen Bucht. Beträchtliche Ausmaße erreicht jedoch die Zurückverlegung im Bogen Åland—Stockholmer Schären bis zum heutigen Glintzuge: Gotländische Sandinsel—Dagö. Bei der gesonderten Betrachtung der finnischen Bucht erschien schon als das wahrscheinliche Entstehungsalter der Absenkungsflexur an der finnländischen Südküste das jüngere Tertiär. Für den Kalmarsund gelten im Grunde die gleichen Gründe für jüngere Entstehung. Das Zurückbleiben des südlichen und östlichen Flügels bei der Stufenzurückverlegung ist allerdings auffällig. Es ist durchaus möglich, daß an die alte Flexur im Mittelteil bei der großen tertiären Bewegungsphase die Flügel erst nachträglich gleichsam angebaut sind. Die Anlage allerdings dürfte auch hier alt sein. Umgekehrt hat sicherlich auch der Mittelteil im Tertiär eine Wiederbelebung erfahren. Wir müssen im altausgeräumten Teil, also dem Hauptteil der Nordmulde, für das Tertiär eines der Sammelbecken der Entwässerung des heutigen Ostseeraumes vermuten, da sowohl die bottnische wie die finnische Bucht nur hierher entwässern konnten. Da infolge zahlreicher Hebungen im Ostseeraum die Flußerosion sicherlich gegen frühere Epochen wesentlich belebt und auch wohl eine erneute Schrägstellung die Schichtköpfe wieder freigelegt haben dürfte, so ist wohl auch im Gebiet der heutigen Nordmulde die tertiäre Abtragungs- und Zurückverlegungsarbeit stärker gewesen als vorher.

Nach der auch von Ramsay 1917, S. 15/16, als devonisch angenommenen Anlage der Flexur und des Glints sind Hunderte von Millionen Jahren bis zum Tertiär verflossen. Demgegenüber erscheint der Betrag der Zurückverlegung der Stufe als verhältnismäßig gering; als so gering jedenfalls, daß wir kaum eine ununterbrochene Abtragungsarbeit durch alle dazwischenliegenden Zeiten annehmen dürfen. So müssen wir auch hier den heute bei Landstufen vielfach anzutreffenden Zustand der Schuttverhüllung vermuten, der als Ruhezustand zwar die Stufe als Landschaftsform hervortreten läßt, eine Weiterverlegung der Stufe jedoch vor neuer Entblößung ausschließt.

Ein solcher Ruhezustand ist nur bei einer der Erosionsbasis, in diesem Falle also wohl dem Meeresspiegel selbst, nahekommender Höhenlage denkbar. Das bestätigt aufs neue die Vermutung, daß der ganze fennoskandische Block sich nie sehr hoch über den Meeresspiegel erhoben hat (Troedson 1927, Backlund 1928).

G. de Geer hat (1924) versucht, die heutige Höhenlage der präkambrischen Flächen auf der Karte festzulegen. Obwohl seine Zeichnung und besonders seine Deutungen, etwa die der nordschwedischen Abdachung, öfters zu beanstanden sind, gibt die Karte ein im großen richtiges und anschauliches Gesamtbild. Wir sehen auch hier die große ostbaltische Devonmulde sich abzeichnen, die vom regelmäßigen Abfall der sie im Westen und Norden abschließenden präkambrischen Flächen umrahmt ist. Gerade die Tatsache, daß in dieser Einheitlichkeit die präkambrischen Flächen den Rahmen der weit jüngeren Mulde des Südostens abgeben, stärkt die Arbeitsannahme, daß diese Flächen im wesentlichen auch schon zur Zeit der unterdevonischen Einmuldung die damalige Oberfläche bildeten oder, mit anderen Worten, daß der damals entstehende Glint in seinem Hauptverlauf dem entstehenden Flexurrand ungefähr folgte. Wären weite angrenzende Teile auch noch mit mächtigeren Ablagerungen des Kambrosilurs bedeckt gewesen, so wäre wohl kaum auf so weite Strecken hin, wie es heute der Fall ist, die präkambrische Fläche ohne weitergehende Zerstörung aufgedeckt worden.

Für kleinere Flächen können wir diese Annahme einer Wiederaufdeckung wohl machen, für größere erscheint sie bedenklich.

### **Die gehobenen Randgebiete.**

In weiten Teilen der Ostseerandgebiete ist die präkambrische Fläche, im Vergleich zu ihrer ursprünglichen, weithin noch erhaltenen oder wiederhergestellten Höhenlage, bedeutend herausgehoben. Die Aufwölbung in Norwegen und die nordschwedische Abdachung wurden schon besprochen. Wichtig sind für uns aber noch die abgesonderten Höhegebiete der finnländischen Seenplatte und vor allem des südschwedischen Hochlandes; um so mehr, als diese Gebiete mindestens in der Hälfte ihres Umfanges von präkambrischen Flächen begrenzt werden. Auf dem südschwedischen Hochland entspricht dem Gegensatz: flaches Vorland — flache Hochfläche, bis über 300 m Höhe aufragend, eine annähernde Dreiteilung der Flußläufe, die das Hochland einigermaßen allseitig, wenn auch mit Bevorzugung der südlichen Richtungen, entwässern (Werth 1907, Karte): flacher, seenreicher Oberlauf, versteilter Mittellauf, wieder flacherer Unterlauf im Küstenvorland (Darstellung und Profile bringt Ahlmann 1920). Die Randzonen des stärkeren Gefälles entsprechen, besonders im Westen, gegen Halland, und teilweise gegen Süden, „gebrochenen“ Zonen stärkerer Talbildung, also größerer Reliefenergie, als sie das im allgemeinen recht flache innere Hochland aufzuweisen hat. Mit Recht wendet sich Ahlmann gegen die Vorstellung, daß das Inlandeis diese Talformen erst geschaffen habe. Die Anlage ist sicherlich älter und ausschließlich vom fließenden Wasser geschaffen. Aber Ahlmann vermutet darüber hinaus, daß diese „gebrochenen“ Randzonen, gleichsam als Scharniere, quer zur Gefällsrichtung von großen Verwerfungen durchsetzt sind. Das wirkliche Gefälle ist jedoch, wie es Ljungner und Asklund (1928) in den von ihnen untersuchten Gebieten des Westrandes der südschwedischen Hochfläche nachweisen, trotz des deutlichen Absetzens von Küstenfläche gegen Hochland, nur gering. Vor allem sind die Verwerfungen selbst nicht nachzuweisen. Das gesteigerte Flußgefälle in diesen Randzonen ist ausschließlich auf die

noch nicht weiter ins Innere gelangte rückschreitende Erosion zurückzuführen. Allerdings muß einmal eine schildförmige Herauswölbung des ganzen Hochlandes erfolgt sein, das nicht allzu lange zurückliegen kann, da sonst die Flüsse einheitlich bis tief ins Herz des Hochlandes ihr Bett schon eingetieft haben müßten. Wir können auch hier auf eine bruchlose Aufwölbung des ganzen Südblockes Fennoskandias zur Zeit der oberen Kreide oder des Tertiärs schließen, im Zusammenhang mit den großen orogenetischen alpidischen Phasen. Anmerkungswert ist das südliche „Auskeilen“ Fennoskandias. Schonen ist ja in diesem Zusammenhang als saxonisches Teilgebiet abzugliedern. Die jungen Bewegungen sowohl des südschwedischen Hochlandes wie wohl besonders Schonens selbst haben sogar, wie Troedsson (1932) nachweisen konnte, große Flußverlegungen der ursprünglich nach Schonen entwässernden südlichen Flüsse des Hochlandes im Gefolge gehabt. Es spricht vieles dafür, daß Ausbildung der westschwedischen Küstenplatte, Aufwölbung des Hochlandes und rückschreitendes verstärktes Eintiefen der abgelenkten Flüsse als sich gegenseitig bedingende Erscheinungen schon in der jüngeren Kreidezeit erfolgt sind.

Von dieser Aufwölbung wäre naturgemäß die große Randflexur Fennoskandias sowohl im Westen, an der Tornquist-schen Bruch- und Flexurzone, als auch im Osten, im Kalmarsundgebiet und Umgebung, im Sinne einer Erneuerung der alten Anlage, am Kalmarsund vielleicht sogar als erste Anlage, auf das stärkste betroffen. Eigenartig ist nun eben der spitzwinklig zusammentreffende Verlauf der fast nordsüdlichen Ostflexur und der hercynischen Tornquistschen Zone. Wir müssen annehmen, daß in der Gegend des südlich von Bornholm zu vermutenden Schnittpunktes beider Zonen das ganze Gebiet besonders stark tektonisch beansprucht worden ist. Außer dem Horst Bornholm selbst dürfte auch die nördliche Umgebung innerhalb der beiden Zonengrenzen betroffen sein. So ist etwa das scharfe Abbiegen der Küste von Blekinge in die Ostwestrichtung schwer zu erklären. Auch Milthers (1935) nimmt auf Grund der Geschiebefunde stärkere Störungen in dieser Gegend an. Ebenfalls müssen die von F. Brotzen

nachgewiesenen Vorkommen von Unterdevon aus dem südlichen Ostseegebiet stammen. Wenn auch mit Wahrscheinlichkeitsvermutungen und Geschiebefunden nie der Beweis tektonischer Störungen erbracht werden kann, so bestehen doch für dieses Gebiet noch verschiedene offenbleibende Fragen (vgl. auch die Schwermessungen Haalcks in diesem Gebiet!).

Die finnische Seenplatte nun erhebt sich von Süden, von der finnischen Bucht her, ohne irgendwelche Stufungen oder sonstige Abgrenzungen gegen das Küstenland zu zeigen. Die Salpausselkärücken sind ja zwar morphographisch und hydrologisch die Grenze zwischen Küstenebene und Seenplatte, spielen aber in diesem Zusammenhang als Auflagerungen der Späteiszeit keine Rolle. Die präkambrische Fläche steigt anscheinend in breiter Fläche von der Küste her auf. Allerdings sind im Innern auf der Seenplatte selbst die beweisenden Sandsteinreste nicht gefunden. Wir können also nichts darüber aussagen, ob die Seenplatte dieser präkambrischen Fläche unmittelbar entspricht.

Sicher festlegen können wir erst wieder im Westen die österbottische, erst zum Teil wieder aufgetauchte Küstenebene, die zum Kranze der präkambrischen Flächen um das bottische Tal gehört. Die Stufe, die, auf größere Strecken deutlich erkennbar, die Küstenebene von der Seenplatte trennt, ist keine Verwerfungslinie.

Somit besteht für die finnische Seenplatte in entscheidenden Punkten der gleiche Tatbestand wie für das südschwedische Hochland: An einer Seite — finnländische Südküste und Kalmarsundgebiet — ungebrochenes Ansteigen vom Meere über Strecken, die zweifelsfrei zur präkambrischen Verebnung gehören, während weiter im Innern diese Zugehörigkeit nicht zu erweisen ist. Ferner: Auf einer anderen Seite — Halland und österbottische Küstenebene — ein mehr oder weniger deutliches Absetzen des Küstengebietes gegen das Innere. Auch die finnische Seenplatte müssen wir demgemäß als eine aus älterer Umgebung herausgehobene oder herausgewölbte Fläche betrachten. Andererseits müssen wir angesichts der keinerlei nähere Anhaltspunkte bietenden Urgebirgsfläche zu-

geben, daß Beweise irgendwelcher Art kaum gebracht werden können.

Braun (1923) bringt die inneren Flächen des südschwedischen Hochlandes und der Seenplatte in ursächlichen Zusammenhang mit Rumpfflächen benachbarter Teile der russischen Tafel. Für Südschweden wären das Öland und Gotland, für Finnland — Nordestland. Nur die randlichen, stärker geneigten Teile der südschwedischen und finnländischen Flächen mit eindeutig präkambrischem Charakter ließen sich in Verbindung bringen mit dem Absinken der Urgebirgsfläche, also im besonderen mit der Flexur. Die inneren Teile gehörten zusammen mit den Rumpfflächen einer jüngeren Entstehungszeit an. Braun meint, daß diese jüngeren Teile nach der Heraushebung Südschwedens und Finnlands zur Tertiärzeit eingeebnet worden sind.

Diese Vorstellung ist jedoch unmöglich. Da die Tertiärzeit in unseren Breiten kein Wüstenklima zeigte, hätte die angenommene Abtragung nur durch das fließende Wasser zustande kommen können. Dann müßte man heute an Stelle eines seenreichen Hochflächengebietes eine beträchtlich zerschnittene Landschaft erwarten. Da die Abtragung durch rückschreitende Erosion ja vom Rande her das Innere zu erreichen strebt, ist es eine unmögliche Vorstellung, daß die inneren Teile des südschwedischen Hochlandes und die finnische Seenplatte tertiär eingeebnet sein sollen, während gleichzeitig in den Randgebieten die unzerstörte präkambrische Fläche erhalten ist. Wir müssen nach allem tatsächlich annehmen, daß auch im Innern die präkambrische Fläche zum mindesten abgebildet ist.

Die mehrere ausstreichende Schichten abschneidende Oberfläche von Öland, Gotland, den estländischen Inseln und Nordestland ist tatsächlich eine echte Rumpffläche, wenn auch mit Andeutungen von Schichtstufenausbildung (für Estland Beschreibung und Profil bei Schmidt 1881, auch für Gotland nachweisbar). Wir haben jedoch keinen Grund, die Entstehung der Rumpffläche in eine geologisch so späte Zeit wie das Tertiär zu setzen. Es ist von vornherein viel wahrscheinlicher, daß hier die Flächenausbildung gleichzeitig mit der großen

kaledonischen Kippung einsetzte. Allerdings dürfte diese Bildung sich dauernd mehr oder weniger stark fortgesetzt und eine gewisse Wiederbelebung zur Tertiärzeit erhalten haben. Leider wissen wir kaum etwas über das voreiszeitliche Flußnetz Estlands. Was wir heute sehen, ist im wesentlichen erst den besonderen Hebungsbedingungen der Nacheiszeit angepaßt. Die kurzen nach Norden den Glinz durchbrechenden Flüsse der estländischen Nordküste sind erst vor wenigen Jahrtausenden ausgebildet worden (Tammekann 1926).

### **Ältere Anschauungen über die Entstehung der Ostsee.**

Die erste großzügige Übersicht unter Herausstellung der morphographischen Einheiten und erster grundlegender Erkenntnisse über die Entstehung der Einzelteile bietet 1896 Rudolf Credner. Allerdings kann er nach dem damaligen Stande der Kenntnisse zu einer den Gesamttraum umfassenden Deutung noch nicht gelangen. Aus einer vergangenen Zeit stammt auch die Einschätzung der Arbeit des Eises, die wir heute sehr viel geringer anzusetzen gelernt haben.

Die nächste zusammenfassende Übersicht liefert Deecke (1910) in seiner Arbeit: Entwicklungsgang und Gestalt der Ostsee. Sein Versuch ist im Grunde ein Rückschritt noch hinter Credner zurück. Die Schilderung des Entwicklungsganges erschöpft sich in der Darstellung der Verteilung von Land und Meer in den einzelnen geologischen Zeitabschnitten. Die morphologische Großgliederung wird nicht erkannt. Eine ganz traurige Entgleisung ist der zweite Teil des Aufsatzes über die Gestalt der Ostsee. Hier werden ohne jede Rücksicht auf Alter, geologischen Bau und Entstehungsart allerlei Zusammenhänge in Richtung, Entfernung und Umfang gesucht und gefunden. Nachdem Deecke durch seine Methode alle ursächlichen Verknüpfungen hierbei grundsätzlich ausgeschaltet hat, sollen diese Verknüpfungen anscheinend auf Grund irgendwelcher phantastischer Zahlengleichungen wiederhergestellt werden. Das Ganze mutet wie eine Zahlen-Kabbala an.

Vorbereiter der neuen Erkenntnisse über die Beziehungen von Fennoskandia und der russischen Tafel im Rahmen des Ostseegebietes ist der großartige Deutungsversuch von Ram-

say (1917), der zwar nicht das Ostseegebiet als solches, sondern nur Fennoskandia behandelt. Ramsay stellt aber in diesem Zusammenhang die Flexurbegrenzung Fennoskandias klar heraus, sieht auch den Glint in seinen einzelnen Teilstücken als großes Ganzes und geht seiner Entstehung nach.

Auch Braun in seiner Arbeit über die Entstehung der Ostsee, mit der sich schon Teil I und III dieser Arbeit auseinanderzusetzen hatten, geht neue Wege, die sich zwar teilweise als nicht gangbar erwiesen haben, dennoch aber einer richtigen Gesamtschau auf die Großformen, tektonischen und morphologischen Einheiten entspringen.

Über den in dieser Arbeit aufgezeigten heutigen Stand des Wissens können wir in absehbarer Zeit hinauskommen durch neue Tiefbohrungen, die manches bisher nur Vermutetes als Tatsache erweisen dürften, und durch weitere Verfeinerung der Forschungsmethoden. Vor allem steht hier die längst fällige genaue Echolotvermessung der gesamten Ostsee voran.

### **Zusammenfassung.**

1. Die heutige Ostsee ist eine junge und flache Überflutung von Teilen ganz verschiedener Anlage und Entstehung.
2. Die nördliche Ostsee, die bottnische Bucht, ist fast geschlossen von präkambrischen Verebnungsflächen umgeben. Das ganze Gebiet weist eine Art von Gitterstruktur auf, die durch junge Einmündung der Längssenken und Zurückbleiben der Querswellen entstanden zu sein scheint.
3. In der südlichen Ostsee ist die Tornquistsche Linie eine Grenzzone zwischen tektonisch jung zerbrochenem Gebiet und der russischen Tafel.
4. Der Kernteil der Ostsee ist aus einer noch deutlich erkennbaren Schichtstufenlandschaft entstanden, deren Anlage unterdevonisch und deren Wiederbelebung in der Tertiärzeit geschehen sein dürfte.
5. Der fennoskandische Block senkt sich in einer Flexur unter die kambrosilurischen Sedimente. Im Gebiete der Flexur sind fast allseitig die präkambrischen Verebnungsflächen erhalten.
6. Die Einwirkungen der Eiszeit im Ostseeraum bestehen vor

allem in der Herabdrückung und ausgleichenden Heraushebung des betroffenen Gebietes. Neue Formen schuf das Eis wohl kaum, wenn man von gründlicher Ausräumung zerrütteter Zonen absieht.

### Nachwort.

Die vorliegende Arbeit geht bis 1926 zurück. Seit dieser Zeit las ich die wichtigsten Abhandlungen, vor allem der nordischen Wissenschaft über Geologie und Geographie der Ostseeländer. Ich glaube, daß mir keine irgendwie wichtige Schrift unbekannt geblieben ist. 1929 formte sich zuerst die in diesem Werk niedergelegte Anschauung über den Bau des Ostseekernteiles. 1930 wurden diese Gedankengänge zuerst in Vortragsform ausgesprochen (Korrespondenzblatt des Naturforschervereins zu Riga, Band 61, Riga 1934, S. 40 f.). 1933 begann die endgültige Niederschrift.

Das Schriftenverzeichnis umfaßt nur die unmittelbar zum engsten Thema gehörigen Schriften. Das ist selbstverständlich nur ein Bruchteil derer, die ich für diese Arbeit lesen mußte. Bei in sich geschlossenen Fragestellungen (etwa Eisentlastungstheorie) oder bei mehreren einschlägigen Schriften derselben Verfasser wurden nur die wichtigsten (Ramsay) oder die letzte Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse (Sauramo) im Schriftenverzeichnis aufgeführt. Im anderen Falle, bei Aufzählung aller auf das Ostseegebiet bezüglichen Schriften, wäre das Schriftenverzeichnis ein kleines Buch für sich geworden.

Da neuerdings auch die Ortsnamenformen in einigen Staaten nicht völkisch abgegrenzt, sondern staatlich vorgeschrieben werden, soll hier ausdrücklich festgestellt werden, daß alle Ortsnamen, als zur deutschen Sprache gehörig, in deutscher Namensform und deutscher Schreibweise gebracht wurden.

Königsberg (Pr), 1. Dezember 1935.

## Schriftenverzeichnis.

### Abkürzungen.

- Acta = Acta et commentationes universitatis Dorpatensis (später Tartuensius) Dorpat.  
AGL = Abhandlungen der preußischen geologischen Landesanstalt — Berlin.  
BF = Bulletin de la commission géologique de Finlande — Helsingfors.  
BU = Bulletin of the geological institution of the university of Upsala.  
DGU = Danmarks geologiske Undersøgelse — Kopenhagen.  
GA = Geografiska annaler — Stockholm.  
GB = Gerlands Beiträge zur Geophysik.  
GFF = Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar.  
GR = Geologische Rundschau.  
GZ = Geographische Zeitschrift.  
JGL = Jahrbuch der preußischen geologischen Landesanstalt.  
KR = Korrespondenzblatt des Naturforschervereins zu Riga.  
PM = Petermanns Mitteilungen — Gotha.  
SGU = Sveriges geologiska undersökning.  
ZfG = Zeitschrift für Gletscherkunde.  
ZGE = Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin.  
ZGG = Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft.
- Hfs = Helsingfors.  
Sthm = Stockholm.

- A h l m a n n, H. W.: Geomorphological studies in Norway, GA, Band 1, 1919.  
— Some working hypotheses as regards the geomorphology of South Sweden, GA 2, 1920.  
A s k l u n d, B.: Bruchspaltenbildungen im südöstlichen Östergötland nebst einer Übersicht der geologischen Stellung der Bruchspalten Südostschweden, GFF 45, 1925.  
A s k l u n d, B., und K u l l i n g, O.: Nya till Ålands geologi, GFF 48, 1926.  
A s k l u n d, B.: Strandflaten på Sveriges västkust, GFF 50, 1928, S. 801 ff., mit Diskussionsäußerung von Troedsson.  
— Norrlands strandflate, GFF 51, 1929, mit Diskussionsäußerungen von A. G. Högbom, Backlund, Gavelin, Asklund.  
Atlas of Finland 1925 (3. Aufl.), Atlasband 1925—1928, Hfs, Textband 1929. (= Fennia 48.)

- Atlas de Finlande 1910 (2. Aufl.), 2 Textbände, 1 Atlasband, Hfs 1911.  
(= Fennia 50.)
- Baeklund, H. G.: On the stability of the earth's crust in Central Fennoscandia, Fennia 50/25, 1928.
- Beksmann, E.: Der Bau des tieferen Untergrundes im mittleren Norddeutschland. Eine Fragestellung zur saxonischen Tektonik des norddeutschen Senkungsfeldes. Schriften a. d. geol. paläont. Institut d. U. Kiel, Heft 2, Kiel 1934.
- Beurlen, K.: Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik. Beiträge und Ergebnisse aus Nordostdeutschland = Fortschritte der Geologie und Paläontologie, Band VI, Heft 18, Berlin 1927.
- Der Rückzug des diluvialen Inlandeises aus Norddeutschland. Ein Beitrag zur Kenntnis des sogenannten Baltischen Höhenrückens, ZfG, Band 21, S. 30, 1935.
- Braun, G.: Über die Entstehung der Ostsee = Berichte aus dem Institut für Finnlandkunde d. Universität Greifswald, Heft 3, Greifswald 1923.
- Nordeuropa, in Enzyklopädie der Erdkunde, Leipzig und Wien 1926.
- Die Piedmonttreppe des Kjölen, PM 1928.
- Zum Problem der Eisentlastungstheorie. Beobachtungen in Jämtland (Referat), ZGE, Berlin 1931, S. 399.
- Das Problem der Niveauschwankungen von Nordeuropa und die Entwicklung der Ostsee. Verhandlungen und wiss. Abhandlungen des 24. Deutschen Geographentages zu Danzig 1931, Breslau 1932.
- Studien am Kjöl. Die Piedmonttreppe — Überblick über das Gebirge. GA 17, 1935, S. 228—241.
- Brötzen, F.: Erster Nachweis von Unterdevon im Ostseegebiete durch Konglomeratgeschiebe mit Fischresten. I. Zeitschrift für Geschiebeforschung, Band 9, Leipzig 1935.
- Bubnoff, S. v.: Der Gebirgsbau Osteuropas, GR 15, 1924, S. 147 ff.
- Geologie von Europa I = Einführung, Osteuropa, Baltischer Schild = Geologie der Erde, Berlin 1926.
- (1931a) Eiszeit und Untergrundbau. Mitt. a. d. geol. paläont. Inst. d. Universität Greifswald, Nr. 8, 1931 (a).
- (1931b) Zur Deutung des südbaltischen Kluftnetzes, GR 22, S. 306, 1931 (b).
- Das ostdeutsch-polnische Becken. Die Naturwissenschaften 22/14 (6. 4. 1934).
- Neue Angaben über den scythischen (Polessje) Wall, GR 26, S. 258, 1935.
- Buch, L. v.: Über Granit und Gneuß, Berlin 1844.
- Büchting, E.: Die Bodenformen der Ostsee. Dissertation Jena, Weida 1918.
- Bülow, K. v.: Der Bau des vortertiären Untergrundes in Pommern. Zeitschrift für praktische Geologie 34, 1926, S. 81, 106.
- Credner, R.: Über die Entstehung der Ostsee = VI. Jahresbericht der Geograph. Ges. zu Greifswald 1895—1896, Greifswald 1896.

- Deecke, W.: (1905a) Die Oderbank, N. von Swinemünde. Mit 1 Tafel. 9. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald 1903 bis 1905, S. 201, Greifswald 1905(a).
- (1905b) Ein Versuch, die Bänke der Ostsee vor der pommerschen Küste geologisch zu erklären. N. Jahrbuch für Min., Geol. u. Paläont. XX. Beilage-Band, S. 445, Stuttgart 1905(b).
- Geologie von Pommern, Berlin 1907.
- Entwicklungsgang und Gestalt der Ostsee, GZ 16, 1910.
- Delle, N.: Devona nogulumi Talsu novadā. D. Zusammenf.: Die Devonablagerungen des Talsenschen Bezirks. S-A. aus „Talsu novads“, Riga 1935.
- Doß, B.: (1913a) Referat über einen Vortrag von Doß im Naturforscherverein zu Riga am 19. 5. 1913: Die Herkunft des Naturgases auf der Insel Kokskär im Finnischen Meerbusen, KR, Band 56, 1913, S. 72.
- (1913b) Über die Herkunft des Naturgases auf der Insel Kokskär im Finnischen Meerbusen nebst Bemerkungen über die Entstehung der Insel. Zentralblatt f. Min., Geol. u. Paläont., 1913, S. 601—610.
- (1913c) Über einen Gletscherschliff bei Kunda in Estland. N. Jahrbuch für Min., Geol. u. Paläont. 1913/I, S. 43 ff.
- Nochmals ... die geologische Natur der Insel Kokskär. KR, Band 57, 1915, S. 95.
- Errulat, Fr.: Erdmagnetische Messungen im Gebiete der Freien Stadt Danzig. Mitt. d. Geophys. Warte Groß-Raum der Universität Königsberg Pr., Nr. 8, 1929.
- Das erdmagnetische Bild des Ostseegebietes = Schriften d. Phys. ökon. Ges. zu Königsberg Pr., 67. Band, Heft 3/4, 1932.
- Eskola, P.: On Rapakivi rocks from the bottom of the gulf of Bothnia. Fennia 50/27, 1928.
- Frödin, G.: Einige Beobachtungen über den Oldengranit und die subkambrische Denudationsfläche innerhalb der kaledonischen Faltenzone in Jütland. BU XIII/11, 1916.
- Frosterns, B.: Über die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge. Fennia 45/17, 1925.
- Galon, R.: Dolina dolnej Wisły... Dt. Zufass. Die Gestalt und Entwicklung des unteren Weichseltales in Beziehung zum geologischen Aufbau des unteren Weichselgebietes. Études géographiques, Travaux de l'institut géogr. d'univ. à Poznań. Heft 12—13, Posen 1934.
- Geer, G. de: Kontinentale Niveauveränderungen im Norden Europas. Comptes rendus des 11. intern. Geologenkongresses, Sthm 1910.
- Om tiden för Skånehalföns första uppkomst. GFF 40, 1918, S. 872.
- Post-algonkian oscillations of land in Fennoscandia. GFF 46, 1924.
- Geer, St. de: Beskrivning till översikskarta över södra Sveriges landformer mit Karte 1 : 500 000. SGU Serie Ba, Nr. 9, Sthm 1913.
- Bidrag till Västerbottens geomorfologi. GFF 40, 1918.

- Giere, W.: Morphologie der estländischen Nordküste. Veröff. d. geogr. Instituts d. Albertus-Universität zu Königsberg Pr. NF Reihe Geographie 6, Königsberg Pr. 1932.
- Zur Geschichte der Ostsee = Geogr. Wochenschrift 1, S. 605 f., 1933.
- Der Meteoritenkrater von Sall auf Ösel. PM 1934, S. 372.
- Gripenberg, Stina: A study of the sediments of the North Baltic and adjoining seas. Fennia 60/3, Hfs 1934.
- Grönwall, K. A.: Till frågan om senglaciala och postglaciala nivåförändringar i södra Östersjöområdet. Beilage zu Inbjudning till filosofie doktorspromotion. Lund 1927.
- De första människornas väg till Sverige täckes nu av Österjöns vatten. Sydsvenska Dagbladet Snällposten Nr. 6, vom 8. 1. 1928, S. 10.
- Groß, W.: Die Fische des baltischen Devons = Palaeontographica 79/A, Stuttgart 1933.
- Zur Gliederung des baltischen old red. ZGG, Band 86, S. 410—424, 1934.
- Haalck, H.: Messungsergebnisse mit dem statischen Schweremesser auf der Nord- und Ostsee und in Norddeutschland. Zeitschrift für Geophysik 11, 1935.
- Hartnack, W.: Die Küste Hinterpommerns unter besonderer Berücksichtigung der Morphologie. II. Beiheft zum 43./44. Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Greifswald. Greifswald 1926.
- Oberflächengestaltung der ostpommerschen Grenzmark. Mit 3 Abb. und 1 Tafel = Abschnitt I in: Die ostpommersche Grenzmark von W. Hartnack und E. Rubow in: Der Nordosten I, Landschaften des deutschen Nordostens. Hrgb. N. Creutzburg. Veröff. d. Geogr. Seminars der T. H. Danzig. Breslau 1931.
- Hausen, H.: (1913a) Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia 34/2, 1913.
- (1913b) Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit = Fennia 34/3, 1913.
- Hede, J. E.: Gottlands silurstratigrafi. SGU, Serie C, 305, Årsbok 14 (1920), Nr. 7, Sthm 1921.
- Hedström, H.: Studier öfver bergarter från morän vid Visby. GFF 16, S. 247, 1894.
- Om block af postarkäiska eruptiva Östersjöbergarter från Gotska Sandön. GFF 17, S. 74, 1895.
- Hesemann, J.: Neue Ergebnisse der Geschiebeforschung im norddeutschen Diluvium (kristalline Geschiebe). GR 26, 1935.
- Kurze geschiebekundliche Charakteristik junger nordischer Ergußgesteine. Zeitschr. f. Geschiebeforschung, 9, 1933.
- Keine Basalttuffe in Ostpreußen! Zeitschr. f. Geschiebeforschung, 10, 1934.
- Heß v. Wichdorff, H.: Schollenzerklüftung des voreiszeitlichen Untergrundes im nördlichen Ostpreußen. ZGG 1927, Monatsberichte, S. 1.

- Högbom, A. G.: Fennoskandia = Handbuch der regionalen Geologie IV/3. Heidelberg 1913.
- Högbom, A. G., und Ahlström, N. G.: Über die subkambrische Landfläche am Fuße vom Kinnekulle. BU XIX, Upsala 1925.
- Högbom, J.: Der Berg Luppio. Eine Studie über Klüftung und Glazialskulptur. BU XIX, 1925.
- Holtedah1, O.: Jungpaläozoische Fossilien im Oslogebiete. Norsk geologisk tidsskrift 12, S. 323, 1931.
- Isberg, O.: Beitrag zur Kenntnis der postarktischen Landbrücke. GA IX, 1927, S. 100.
- Jaanson, K.: Rändpangaseid Eestis. Dt. Referat: Über die Glazialschollen in Eesti = S. B. der Naturf. Ges. bei der Universität Dorpat, Band 33, 1926, S. 48 ff.
- Jakowleff, S. A.: Zur Einteilung der Quartärablagerungen der Umgebung von Petersburg. Zentralblatt f. Min., Geol. u. Paläont. 1923.
- Jentzsch, A.: Über die Nordostgrenze der deutschen Kreide. Monatsberichte d. Dt. geol. Gesellschaft, Nr. 11, 1909.
- Jentzsch, A., und Berg, G.: Die Geologie der Braunkohlenablagerungen im östlichen Deutschland. AGL, NF., Heft 72, 1913.
- Jentzsch, A.: Über die südliche Fortsetzung des finnischen Schildes. ZGG 66, Monatsberichte, S. 371, 1914.
- Kaikko, J.: Streifigkeit der Landschaft in Ladoga-Karelien. Fennia 58/4, Helsinki 1933.
- Kark, J.: Hydrogeologische Verhältnisse Estlands = 2. baltische hydrol. und hydrometr. Konferenz, Tallinn (Reval) 1928.
- Karstedt, F. O.: Die südfinnische Schärenküste von Wiborg bis Hangö. Diss. Leipzig 1907.
- Kaufmann, R.: Die Klufftektonik des Kambrosilurs von Gotland, Öland und dem Kalmargebiet. GR 22, S. 292, 1931.
- Keilhack, K.: Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes = Jahrb. d. kgl. pr. geol. Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1898. Berlin 1899, S. 90 ff.
- Klähn, H.: Die oro- und epirogenetischen Bewegungen der Insel Bornholm. S. B. u. Abhdl. d. Naturf. Ges. zu Rostock, 3. Folge, Bd. 1, 1925/26, Rostock 1927.
- Kolderup, N. H.: Tektonikk og geomorfologi. GFF 54, 1932, 524.
- Kondracki, J.: Tarasy dolnego Bugu. Dt. Zusammenfassung: Die Terrassen des unteren Bug. Travaux exécutés a l'Institut de Géographie de l'Université de Varsovie, Nr. 19, 1933.
- Körnke, B.: (1930a) Letztglazialer Eisabbau und Flußgeschichte im nördlichen Ostpreußen und seinen Nachbargebieten. ZGG, Band 82, S. 14 ff., 1930.
- (1930b) Zur Entwicklung der alluvialen Hydrographie im nördlichen Ostpreußen und im angrenzenden Litauen. ZGG, Band 82, S. 48 ff., 1930.

- Körnke, B.: (1930c) Geologische Untersuchungen über die hydrographische Entwicklung im nördlichen Ostpreußen. AGL, N.F., Heft 127, 1930.
- Die Kerbwirkung des Stablacks und der Elbinger Höhen beim Abbau des jungglazialen Eises in Ostpreußen und ihre morphologische Ab- bildung. GR 22, 1931, S. 139.
- Korn, J.: Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Ge- steine im norddeutschen Flachlande. Hrgb. Preuß. geol. Landesanstalt, Berlin 1927.
- Koßmat, F.: Schwereanomalien und geologischer Bau des Untergrundes im norddeutschen Flachland aus: Veröff. d. pr. geodätischen Instituts. N. F. 106, S. 89—100.
- Kranck, E. H.: Hoglands berggrund. GFF 51, 1929.
- Kraus, E.: (1923) Der Abschmelzungs-Mechanismus des jungdiluvialen Eises im Gebiet des ostpreußischen Mauersees. JGL für 1923, Band 44, Berlin 1924.
- (1924a) Geologischer Führer durch Ostpreußen I = Sammlung geolo- gischer Führer 25, Berlin 1924.
- (1924b) Die Tektonik des ostpreußischen Quartärs. ZGG 76, 1924, Mo- natsberichte, 8—10.
- (1924c) Die Quartärtektonik Ostpreußens. JGL für 1924, Band 45, Berlin 1925.
- Kraus, E., Meyer, R., Wegener, A.: Untersuchungen über den Krater von Sall auf Ösel. GB XX, S. 312—378, 1928.
- Tertiär und Quartär des Ostbaltikums (Ostbaltikum II) = Die Kriegs- schauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt. Heft 10/1, Berlin 1928.
- (1930a) Erdkrustenschwankungen in Lettland. Geōgrafiski Raksti II, S. 79—91, 1930.
- (1930b) Die Geschichte des Devons in Lettland = Acta univers. Lat- viensis, Math.-naturw. Fakultät, Serie I/6, Riga 1930.
- Über tektonische Gegenwartsbewegungen im Ostseegebiet. IV. hydrol. Konferenz d. baltischen Staaten, VII. Sektion, Nr. 83, Leningrad 1933.
- Die Gliederung des baltisch-russischen Altrotsandsteins. ZGG 86, S. 213—234, 1934.
- Krause, P. G.: Beiträge zur Tektonik Ostpreußens I. JGL für das Jahr 1925, Band 46, Berlin 1926.
- Das Pliozän Ostpreußens und seine Beziehungen zum nordwestdeut- schen und westdeutschen Pliozän. AGL, N.F., Heft 144, Berlin 1933.
- KrümmeI, O.: Die deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung = Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde (und des Geographischen Instituts an der Universität Berlin), Heft 6, Berlin 1904.
- Kummerow, E.: Neuere Forschungen über Herkunft, Transportwege und Verteilung der Geschiebe in Nordeuropa = Zentralblatt f. Min. usw., Abt. B, 1935, S. 129/140.
- Leiviskä, I.: Zu den Küstenfragen I. Fennia 27/4, Hfs 1909.

- Lidén, R.: Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ångermanland. SGU, Serie Ca, Nr. 9, 1913.
- Linstow, O. v.: Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. AGL, N.F., Heft 87, Berlin 1922.
- Ljungner, E.: Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrakküste, Teil I—III/1. BU XXI, Upsala 1927—1930.
- Lundqvist, G.: Jungfrun Island in Kalmarsund, Sweden. GA 2, Sthm 1920.
- Markow, K. K., und Poretzky, W. S.: Die spät- und postglaziale Geschichte des nordwestlichen Teiles des Leningrader Gebietes. ZfG. XXII, 1935.
- Metzger, Adolf A. Th.: Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Ålandsgebiet. BF Nr. 56, 1922.
- Zur Kenntnis des nordbaltischen Kambrosilurs auf Åland und im südwestlichen Küstengebiet Finnlands. Fennia 47, 1927.
- Mickwitz, A.: Die Stratigraphie und Topographie des Bodens des finnischen Meerbusens = Bulletin der Petersb. Akad. d. Wissenschaften. VI. Serie, Band I/2, S. 699 ff., 1907.
- Bericht über den Gasbrunnen auf Kokskär. Bulletin der Petersb. Akad. d. Wissenschaften. VI. Serie, Band II/1, S. 188 ff., 1908.
- Milthers, V.: Bornholms Geologi. DGU, V. Reihe, Nr. 1, 2. Auflage, Kopenhagen 1930.
- Leitgeschiebe auf Gotland und Gotska Sandön sowie die Heimat der Ostseeporphyre. GFF 55, 1933.
- Munthe, H.: Beskrivning till kartbladet Gotska sandön. SGU, Serie Aa, Nr. 161, Sthm 1924.
- Munthe, H., Hede, J. E., Post, L. v.: Gotlands geologi. SGU, Serie C, Nr. 331, Årsbok 18 (1924), Nr. 3, Sthm 1925.
- Munthe, H.: Studier över Ancylussjöns avlopp, mit 4 Karten. Englische Zusammenfassung. SGU, Serie C, Nr. 346 = Årsbok 21 (1927), Nr. 1, Sthm 1927.
- Några till den fennoskandiska geokronologien och isavsmältningen knutna frågor. SGU, Årsbok 23/3, 1929.
- Nordmann, V.: La position stratigraphique des dépôts d'Eem. DGU, II. Reihe, Nr. 47, Kopenhagen 1928.
- Öpik, A.: Die Inseln Odensholm und Rogö. Ein Beitrag zur Geologie von NW-Estland. Acta A XII/2, 1927.
- Studien über das estnische Unterkambrium (Estonium) I—IV, Acta A XV/2, Dorpat 1929.
- Otto, Th.: Der Darß und Zingst. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der vorpommerschen Küste. 13. Jahresbericht der geogr. Ges. zu Greifswald. Greifswald 1913, S. 235.
- Penck, A.: Die Eem-Schwungung. Verhandelingen von het geologisch-mijnbouwkundig genootschap voor Nederland en Koloniën. Geologische Serie Deel VI, S. 91, s'-Gravenhage 1922.

- Petrelius, A.: Über die Landhebung an den Küsten Finnlands = Beretning om det 18. skandinaviske Naturforsker møde, S. 458 ff., Kopenhagen 1929.
- Piccard, E. F.: Beiträge zur physischen Geographie des finnischen Meerbusens. Diss. Kiel 1903.
- Post, L. v.: Svea älvs geologiska tidsställning. En pollenanalytisk studie i ancylustidens geografi. SGU, Serie C, Nr. 347, Årsbok 21 (1927), Nr. 2, Sthm 1928.
- Pratje, O.: Einführung in die Geologie der Nord- und Ostsee, aus Lieferung 20 „Die Tierwelt der Nord- und Ostsee“. Hrgb. Grimpe, Leipzig 1931.
- Der glaziale Untergrund der heutigen Sedimente im Bornholmer Becken. 19. Beitrag zur Geologie der Meere. ZGG, Band 85, 1933.
- Ramsay, W.: Om Hoglands geologiska byggnad. GFF 12, 1890.
- Fennoskandias ålder. Fennia 40/4, 1917.
- On relations between crustal movements and variations of sea-level during the late quarternary time, especially in Fennoscandia. Fennia 44/5, 1924.
- Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. Fennia 50/5, 1928.
- Niveaushiftningar, isgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. Fennia 52/2, 1929.
- Changes of sea-level resulting from the increase and decrease of glaciations. Fennia 52/5, 1930.
- Geologiens grunder, 3. Auflage, umgearbeitet von Eskola, Askund, Troedsson, Sauramo. Hfs 1931.
- Reich, H.: Erdmagnetismus und glaziales Diluvium. JGL Nr. 46, S. 249 ff., 1925.
- Die magnetischen Anomalien Norddeutschlands und ihre wahrscheinlichen geologischen Ursachen. ZGG 79, 1927, Berlin 1928, Monatsber., S. 325 ff.
- Über eine magnetische Anomalie am Lebasee in Ostpommern. Zeitschr. f. Geophysik VI, 1930.
- Reinvaldt, J. A.: Kaali järv — the meteorite craters on the island of Ösel (Estonia). Publications of the geolog. inst. of the univ. of Tartu Nr. 30, Dorpat 1933.
- Renkonen, O.: Über die mittlere Höhe Finnlands und seiner geographischen Gebiete = Publicationes Instituti Geographici Aboensis Nr. 10, Hfs 1933.
- Renqvist, H.: Finlands sekulära arealtillväxt = Beretning om det 18. skand. Naturforsker møde, S. 466 f., Kopenhagen 1929.
- (1930a) Bathymetric chart of the Bothnian bay and the North Kvark. Fennia 52/6, Hfs 1930.
- (1930b) Finlands jordskalv. Deutsches Referat: Erdbeben in Finnland. Fennia 54/1, Hfs 1930.

- Richter, H.: Studier över den yttre strandzonens dynamik och morfologi inom södra Östersjöområdet flackkust I. Svensk geografisk årsbok 1934, Lund 1934, II = dgl. 1936, Lund 1936.
- Rosberg, J. E.: Bottenvikens finska deltan. Vetenskapliga meddelanden af geograf. föreningen i Finland II, 1894—1895.
- Rüger, L.: Paläogeographische Untersuchungen im baltischen Kambrium unter Berücksichtigung Schwedens. Zentralblatt f. Mineralogie usw. 1925.
- Die baltischen Länder Estland, Lettland und Litauen = Hdb. d. regionalen Geologie IV/4, Heidelberg 1934.
- Sahlström, K. E.: A seismological map of northern Europe. SGU, Serie C, Nr. 364, Årsbok 24/1, 1930.
- Jordskalv i Sverige 1931—1935 SGU, Serie C, Nr. 407, Årsbok 31/3, 1936.
- Sandegren, R.: Über die fossile Mikroflora aus der Bohrung bei Hel und über die postglazialen Niveauveränderungen der Ostsee. Bulletin du service géol. de Pologne VIII/3, Warschau 1935.
- Sauramo, M.: Der Anteil der eustatischen Komponente an den Niveauverschiebungen in Fennoskandia. Fennia 50/10, 1928.
- (1929a) The Quaternary geology of Finland. BF Nr. 86, Hfs 1929.
- (1929b) Zur Kenntnis der Geologie von Worms und Nückö, Estland. BF Nr. 87, S. 17 ff., 1929.
- Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. Vorläufige Mitteilung. Comptes rendus d. l. soc. géol. de Finlande, VIII, Hfs 1934, BF 104.
- Schmidt, Fr.: Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebietes I. Mémoires de l'académie impériale des sciences de St. Pétersbourg, VII. Serie, Bd. 30/1, 1881.
- (Bericht über Kokskär) (russisch) = Verhandlungen d. russ. kais. mineralog. Ges. zu St. Petersburg, II. Serie, Band 41, Protokolle, S. 43/44, Sitzung vom 18. 11. 1903, St. Petersburg 1903.
- Schütze, H.: Die Haken und Nehrungen der Außenküste von Rügen. I. Beiheft zum 49./50. Jahrbuch der pommerschen geographischen Gesellschaft, Greifswald 1931.
- Schuh, F.: Die geologische Bedeutung der Schaffung einer Isanomalienkarte der magnetischen Vertikalintensität von Deutschland. Zeitschr. f. Geophysik, VI, 1930, S. 235 ff.
- Schwinner, R.: Die Schwere am Ostrand des fennoskandischen Schildes. GB, Band 34 (Köppen-Band III), 1931.
- Scupin, H.: Zur Petroleumfrage in den baltischen Ländern. Acta A VI/11, Dorpat 1924.
- Epirogenese und Orogenese im Ostbaltikum. Acta A XI/3, Dorpat 1926.
- Ostbaltikum I. Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt. Heft 9, Berlin 1928.
- Sederholm, J. J.: Sur la géomorphologie de la Finlande. Comptes rendus des travaux du IX. Congr. intern. de Géographie. Genf 1908, Bd. II, S. 125, Genf 1910.

- Sederholm, J. J.: Über Bruchlinien mit besonderer Beziehung auf die Geomorphologie von Fennoskandia. *Compte rendu XI. int. Geolog. Kongreß, Sthm 1910, II, S. 865.*
- Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. *Fennia 34/4, Hfs 1913.*
- On the geology of Fennoscandia with special reference to the precambrian, mit 1 Karte 1 : 8 000 000. *BF No. 98, Hfs 1932 (a).*
- Über die Bodenkonfiguration des Päijänne-Sees. *BF 100, Hfs 1932 (b).*
- Smit Sibinga, G. L.: Die baltischen Uraliden. *GR 21, S. 15, 1930.*
- Sonntag, P.: Geologie von Westpreußen. Berlin 1919.
- Spethmann, H.: Tiefenkarte der Beltsee. *PM 57/II, 246, 1911.* Mit Karte 1 : 340 000.
- Stille, H.: Die saxonischen Brüche. *AGL, N. F., Heft 95, Berlin 1923—25.*
- Sujkowski, Z.: Einige kritische Bemerkungen zur Arbeit von Smit Sibinga „Über die baltischen Uraliden“. *GR 21, S. 305, 1930.*
- Sundius, N.: Über die spaltentektonischen Verhältnisse der Gegend südöstlich vom Valdemarsvik im südöstlichen Schweden. *Fennia 50/24, 1928.*
- Tammekann, A.: Eesti diktyoneema-kihi uurimine tema tekkimise, vanaduse ja levimise kohta. *Dt. Referat: Untersuchung des Diktyonema-Schiefers in Estland nach Entstehung, Alter und Verbreitung. Acta A V/6, Dorpat 1924.*
- Die Oberflächengestaltung des nordostestländischen Küstentafellandes. *Acta A IX/7, Dorpat 1926.*
- Tanner, V.: Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Om nivåförändringarna och grunddragen av den geografiska utvecklingen efter istiden i Ishavsfinland samt om homotaxin av Fennoskandias kvartära marina avlagringar. *Résumé en Français. BF Nr. 88, 1930.*
- Teichert, C.: Stand und Aufgaben der geologischen Erforschung des Ostbaltikums mit besonderer Berücksichtigung des Untersilurs. *Centralblatt für Min. usw., 1926, Abt. B, S. 429/438.*
- Die Klufftektonik der cambro-silurischen Schichtentafel Estlands. *GR 18, 1927.*
- Thomson, P.: Die Mammutfunde in Estland. *Revalsche Zeitung Nr. 243, 1933.*
- Tiedemann, B.: Der Baugrund der Stadt Königsberg. *Diss. Königsberg (Pr) (1927).*
- Die erdmagnetische Vermessung des Stadtgebietes von Königsberg (Pr). *Mitteilungen der Geophysikal. Warte Gr. Raum d. Univ. Königsberg (Pr) Nr. 7 (1928).*
- Tornquist, A.: Geologie von Ostpreußen. Berlin 1910.
- Die Tektonik des tieferen Untergrundes Norddeutschlands. *S. B. Pr. Akad. d. Wiss., Jahrgang 1911, S. 822, Berlin 1911.*
- Troedsson, G. T.: Über die präglaziale Verbreitung des Kambrosilurs

- in Südschweden und im Baltikum. Zeitschrift für Geschiebeforschung, Band 3, Berlin 1927.
- Troedsson, G. T.: Diskussionsbeitrag zum Vortrag von H. v. Eckermann. En preliminär recognoscering av södra Norrlands berggrund i Ostkustbanas skärningar. GFF 50, 1928, S. 113.
- Några tektoniska och stratigrafiska problem i Skåne. GFF 54, 1932, S. 220.
- Wahl, A. v.: Mitteilungen über die Geologie von Borkholm und seiner Umgebung = S. B. der Naturf. Ges. bei der Univ. Dorpat, Band 29, 1922, S. 23.
- Wegmann, C. E.: Note sur la dépression axiale d'Aland. BF 87, S. 71, 1929.
- Werth, E.: Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern. ZGE, 1907.
- Wiman, C.: Über die Borkholmer Schicht im Mittelbaltischen Silurgebiet. BU V, S. 149, 1902.
- Witting, R.: Le soulèvement récent de la Fennoscandie. GA 4, Sthm 1922.
- Über den Ablauf der fennoskandischen postglazialen Landhebung. Fennia 50/30, 1928.
- Woldstedt, P.: Tektonik und Diluvium in Norddeutschland. ZfG. 16, 1928.
- Wolff, W.: Die geologische Entwicklung Westpreußens. Schriften der Naturforschenden Gesellschaft in Danzig. N. F., 13, Danzig 1914.
- Zāns, V.: Das letztinterglaziale Portlandia-Meer des Baltikums. Bulletin de la commission géologique de Finlande, Nr. 115, Helsingfors 1936.

## Stichwortverzeichnis.

Ländernamen Finnland, Schweden usw. sind nicht mit aufgenommen, wohl dagegen die Einzellandschaften. Von den morphologischen Begriffen sind nur die wichtigeren verzeichnet.

- Abbruch = Verwerfung  
Abdachung 92, 93, 94, 107  
Abdämmung 36  
Abfall = Abdachung  
Abfluß 28, 47  
Absinken = Senkung  
Abrasion 61, 66, 78, 95, 106  
Abtragung 65, 67, 70, 91, 100, 115, 116, 117, 121  
Abtragungsfläche, -basis 15, 16, 26, 28, 91  
Abzapfung 44  
Adlergrund 39, 66, 67 f.  
Algonkium 10, 32, 59, 71, 113  
Alluvium 54, 88  
Alpidische Faltung 32, 62, 119  
Ankyloszeit, -see 18, 43, 44 ff., 54, 66  
Anschwemmung 105  
Archaikum 10, 17, 36, 55, 59, 90  
Arkonatiefe 40, 59, 70, 71, 72  
Asserien 104, 105  
Aufwölbung 19, 54, 115, 118, 119, 120  
Ausgleichsküste 66  
Auskolkung 45  
Ausräumung 29, 34 f., 71, 91, 101, 108, 109, 116  
Ausschürfung 12, 28, 70, 106, 111
- Åbo 6  
Ålandarchipel 6 ff., 23, 35, 38  
Ålandinseln 2, 4, 22, 29, 36  
Ålandschwelle 6 ff., 11, 28, 29, 31, 32, 33, 36, 37, 73, 74, 109, 114, 116
- Ålandsee 2, 6 ff., 25, 30, 35 ff., 80, 85  
Ångermanland 19, 22, 23, 29
- Baltischer Eisstausee 43, 44  
Baltischer Höhenrücken 47, 53 f., 67  
Baltisches Tal 86  
Bank 39, 40, 42, 48, 50, 65, 66, 67, 68, 69, 72, 77, 79  
Basalt 59  
Belte 2, 38  
Beltsee 18, 39, 42, 64, 72  
Blekinge 33, 41, 60, 61, 71, 73, 115, 119  
Blauer Ton 72, 99, 104, 105, 106, 107, 108  
Bohuslän 9, 14, 58  
Bohrung 43, 51, 53, 64, 65, 66, 69, 93, 94, 96, 97, 98, 99, 104, 106, 123  
Borgå 88  
Borgholm 78  
Borkholmer Schichten 109, 113  
Bornholm 14, 39, 40, 43, 57, 59 f., 67, 68, 71, 86, 119  
Bornholmmulde 39, 40, 43, 59, 70, 71, 72  
Bottensee 2, 3, 4, 5 ff., 23, 24, 27, 28, 30, 31, 35  
Bottenwiek 2 ff., 16, 22, 23, 24, 29, 31, 35, 37  
Bottnische Bucht 2, 5, 8, 14, 21 ff., 38, 116  
Bottnisches Tal 32 ff., 120  
Bråviken 73

- Bruchlinie, -zone = Verwerfung  
 Bruchspalten 8, **9 ff.**, 35, 36, 37, 80,  
 81, 90, 92, 100, 103  
 Bucht 84, 85, 88, 103, 104, 105, 106,  
 107  
 Dagerort 84  
 Dagö 74, 81, 82, 83, 84, 109, 113, 116  
 Dagö-Öselsche Küstenplatte 82,  
**83 f.**  
 Dalarne 9  
 Dänische Inseln 38, 40  
 Danzig 52, 53  
 Danziger Tief 39, 41, 59, 70, 71, 72,  
 74, 111  
 Darßer Schwelle 39, **45 ff.**, 71  
 Degerfors 44  
 Deltabildungen 3  
 Denudationsfläche = Abtragungs-  
 fläche  
 Devon 26, 58, 111, 112, 115, 117, 120  
 Dictyonemaschiefer 96  
 Diluvium = Eiszeit  
 Dorpat 56  
 Eemmeer 54, **61 ff.**  
 Egby 59  
 Einbruchsbecken 29  
 Einebnung 121  
 Einfallen 78  
 Einmündung 31, 32, 33, 34, 61, 62, 112,  
 115, 117  
 Einsattelung 31  
 Eis, Eisdecke, Eismasse 18, 52, 65,  
 70, 71, 80, 86, 100, 101, 102, 107,  
 111, 112, 118  
 Eisabschmelzung 12, 18, 47  
 Eisarbeit **12 f.**, 16, 20, 34, 36, 37, 65,  
 70, 72, 80, 85, 86, 90, 91, 100, 102,  
 106, 108, 111, 122  
 Eisbelastung 17, 54, 63  
 Eisentlastung 17, 19, 20, 21, 38, 45,  
 54, 63  
 Eisrand 19, 43, 54  
 Eisrückzugsbildungen 3, 35, 66, 98,  
 102  
 Eiszeit 12, 20, 38, 48, 49, 50, 52, 61,  
 63, 64, 74, 85, 91, 99, 103, 106, 107,  
 111  
 Eiszeitliche Auflagerungen 5, 23, 25,  
 36, 42, 54, 65, 66, 67, 80, 81, 85,  
 96, 97, 98, 99, 108, 112, 120  
 Elbinger Höhen 50, 68  
 Endogen 63  
 Eozän 53, 59  
 Epirogenese 17, 19, 50, 54, 62, 63,  
 103  
 Erdbeben 37, 57  
 Erosion 15, 34, 36, 64, 86, 96, 99, 101,  
 102, 103, 104, 106, 107, 111, 116,  
 119, 121  
 Erosionsbasis 102, 103, 117  
 Eruptiv = Tiefengestein  
 Eustatische Hebung 18, 54  
 Exogen 64, 65  
 Fastebene 14, 26, 77  
 Fårö 75, **78 f.**, 110, 113  
 Fårömulde 110, 111  
 Fårösund 75, 85  
 Fennoskandia **8 ff.**, 31, 32, 33, 34, 36,  
 41, 43, 47, 55, 57, 58, 59, 60, 61, 62,  
 63, 65, 70, 72, 77, 81, 87, 90, 91,  
 94, 95, 97, 100, 101, 103, 104, 106,  
 108, 114, 115, 117, 119, 122, 123  
 Finngrund 5, 27  
 Finnische Bucht 33, 38, 49, 67, 70, 72,  
 74, 81, 83, 86, **87 ff.**, 114, 116, 120  
 Finnische Seenplatte 4, 13, 14, 24,  
 25, 26, 32, 33, 92, 93, 118, **120 f.**  
 Fjärd 90, 92  
 Fjeld, Fjäll 8, 14, 15, 26, 27  
 Flachland 38  
 Flexur 58, 59, 63, 77, 95, 100, 102,  
 108, 109, 114, 115, 116, 117, 119,  
 121, 123  
 Flüsse 3, 47, 103, 118, 119, 122  
 Flußtäler 35, 38, 118  
 Fußstufe 26  
 Gas 96, 97, 98  
 Gästrikland 22

## Stichwortverzeichnis.

Ländernamen Finnland, Schweden usw. sind nicht mit aufgenommen, wohl dagegen die Einzellandschaften. Von den morphologischen Begriffen sind nur die wichtigeren verzeichnet.

- Abbruch = Verwerfung  
Abdachung 92, 93, 94, 107  
Abdämmung 36  
Abfall = Abdachung  
Abfluß 28, 47  
Absinken = Senkung  
Abrasion 61, 66, 78, 95, 106  
Abtragung 65, 67, 70, 91, 100, 115, 116, 117, 121  
Abtragungsfäche, -basis 15, 16, 26, 28, 91  
Abzapfung 44  
Adlergrund 39, 66, 67 f.  
Algonkium 10, 32, 59, 71, 113  
Alluvium 54, 88  
Alpidische Faltung 32, 62, 119  
Ankyloszeit, -see 18, 43, 44 ff., 54, 66  
Anschwemmung 105  
Archaikum 10, 17, 36, 55, 59, 90  
Arkonatiefe 40, 59, 70, 71, 72  
Asserien 104, 105  
Aufwölbung 19, 54, 115, 118, 119, 120  
Ausgleichsküste 66  
Auskolkung 45  
Ausräumung 29, 34 f., 71, 91, 101, 108, 109, 116  
Ausschürfung 12, 28, 70, 106, 111
- Åbo 6  
Ålandarchipel 6 ff., 23, 35, 38  
Ålandinseln 2, 4, 22, 29, 36  
Ålandschwelle 6 ff., 11, 28, 29, 31, 32, 33, 36, 37, 73, 74, 109, 114, 116
- Ålandsee 2, 6 ff., 25, 30, 35 ff., 80, 85  
Ångermanland 19, 22, 23, 29
- Baltischer Eisstausee 43, 44  
Baltischer Höhenrücken 47, 53 f., 67  
Baltisches Tal 86  
Bank 39, 40, 42, 48, 50, 65, 66, 67, 68, 69, 72, 77, 79  
Basalt 59  
Belt 2, 38  
Beltsee 18, 39, 42, 64, 72  
Blekinge 33, 41, 60, 61, 71, 73, 115, 119  
Blauer Ton 72, 99, 104, 105, 106, 107, 108  
Bohuslän 9, 14, 58  
Bohrung 43, 51, 53, 64, 65, 66, 69, 93, 94, 96, 97, 98, 99, 104, 106, 123  
Borgå 88  
Borgholm 78  
Borkholmer Schichten 109, 113  
Bornholm 14, 39, 40, 43, 57, 59 f., 67, 68, 71, 86, 119  
Bornholmmulde 39, 40, 43, 59, 70, 71, 72  
Bottensee 2, 3, 4, 5 ff., 23, 24, 27, 28, 30, 31, 35  
Bottenwiek 2 ff., 16, 22, 23, 24, 29, 31, 35, 37  
Bottische Bucht 2, 5, 8, 14, 21 ff., 38, 116  
Bottisches Tal 32 ff., 120  
Bråviken 73

- Bruchlinie, -zone = Verwerfung  
 Bruchspalten 8, **9 ff.**, 35, 36, 37, 80,  
 81, 90, 92, 100, 103  
 Bucht 84, 85, 88, 103, 104, 105, 106,  
 107  
 Dagerort 84  
 Dagö 74, 81, 82, 83, 84, 109, 113, 116  
 Dagö-Öselsche Küstenplatte 82,  
**83 f.**  
 Dalarne 9  
 Dänische Inseln 38, 40  
 Danzig 52, 53  
 Danziger Tief 39, 41, 59, 70, 71, 72,  
 74, 111  
 Darßer Schwelle 39, **45 ff.**, 71  
 Degerfors 44  
 Deltabildungen 3  
 Denudationsfläche = Abtragungs-  
 fläche  
 Devon 26, 58, 111, 112, 115, 117, 120  
 Dictyonemaschiefer 96  
 Diluvium = Eiszeit  
 Dorpat 56  
 Eemmeer 54, **61 ff.**  
 Egby 59  
 Einbruchsbecken 29  
 Einebnung 121  
 Einfallen 78  
 Einmündung 31, 32, 33, 34, 61, 62, 112,  
 115, 117  
 Einsattelung 31  
 Eis, Eisdecke, Eismasse 18, 52, 65,  
 70, 71, 80, 86, 100, 101, 102, 107,  
 111, 112, 118  
 Eisabschmelzung 12, 18, 47  
 Eisarbeit **12 f.**, 16, 20, 34, 36, 37, 65,  
 70, 72, 80, 85, 86, 90, 91, 100, 102,  
 106, 108, 111, 122  
 Eisbelastung 17, 54, 63  
 Eisentlastung 17, 19, 20, 21, 38, 45,  
 54, 63  
 Eisrand 19, 43, 54  
 Eisrückzugsbildungen 3, 35, 66, 98,  
 102  
 Eiszeit 12, 20, 38, 48, 49, 50, 52, 61,  
 63, 64, 74, 85, 91, 99, 103, 106, 107,  
 111  
 Eiszeitliche Auflagerungen 5, 23, 25,  
 36, 42, 54, 65, 66, 67, 80, 81, 85,  
 96, 97, 98, 99, 108, 112, 120  
 Elbinger Höhen 50, 68  
 Endogen 63  
 Eozän 53, 59  
 Epirogenese 17, 19, 50, 54, 62, 63,  
 103  
 Erdbeben 37, 57  
 Erosion 15, 34, 36, 64, 86, 96, 99, 101,  
 102, 103, 104, 106, 107, 111, 116,  
 119, 121  
 Erosionsbasis 102, 103, 117  
 Eruptiv = Tiefengestein  
 Eustatische Hebung 18, 54  
 Exogen 64, 65  
 Fastebene 14, 26, 77  
 Fårö 75, **78 f.**, 110, 113  
 Fårömulde 110, 111  
 Fårösund 75, 85  
 Fennoskandia **8 ff.**, 31, 32, 33, 34, 36,  
 41, 43, 47, 55, 57, 58, 59, 60, 61, 62,  
 63, 65, 70, 72, 77, 81, 87, 90, 91,  
 94, 95, 97, 100, 101, 103, 104, 106,  
 108, 114, 115, 117, 119, 122, 123  
 Finngrund 5, 27  
 Finnische Bucht 33, 38, 49, 67, 70, 72,  
 74, 81, 83, 86, **87 ff.**, 114, 116, 120  
 Finnische Seenplatte 4, 13, 14, 24,  
 25, 26, 32, 33, 92, 93, 118, **120 f.**  
 Fjärd 90, 92  
 Fjeld, Fjäll 8, 14, 15, 26, 27  
 Flachland 38  
 Flexur 58, 59, 63, 77, 95, 100, 102,  
 108, 109, 114, 115, 116, 117, 119,  
 121, 123  
 Flüsse 3, 47, 103, 118, 119, 122  
 Flußtäler 35, 38, 118  
 Fußstufe 26  
 Gas 96, 97, 98  
 Gästrikland 22

- Gävlebucht 5, 27  
 Gefälle 118  
 Geschiebe 86, 96, 109, 113, 119, 120  
 Gitterstruktur **30 ff.**  
 Glazial = Eiszeit  
 Glazialschollen 106  
 Glint 14, 26, 50, 69, 70, 75, 78, 79,  
 83, 85, 86, 87, 88, 95, 96, 98, 99,  
 100, 101, 102, 103, 104, 105, 106,  
 107, 113, 114, 115, 116, 117, 122,  
 123  
 Glotowabank 83  
 Gneis 90  
 Gotenburg 61  
 Gotland 39, 40, 41, 42, 68, 69, 72,  
**75 ff.**, 85, 109, 110, 112, 113, 114,  
 121  
 Gotländische Küstenplatte **77 ff.**, 82,  
 113, 114  
 Gotländische Sandinsel (Gotska  
 sandö) = Sandinsel  
 Grabenbruch 24, 28, 29, 35, 93, 95,  
 97, 100, 109  
 Granit 59, 60, 90, 106, 115  
 Großformen 34, 73, 74, 123  
 Grundgebirge = Urgebirge  
 Grundwasser 97
- Hälsingland 22  
 Haff 65  
 Halland 58, 61, 118, 120  
 Hallandsås 61  
 Hallshuk 79  
 Hangö 6, 7, 67, 88  
 Haparanda 22  
 Hardangervidda 14  
 Harilaid 84  
 Hebung 3, 4, **15 ff.**, 27, 29, 33, 34, 43,  
 44, 45, 46, 47, 48, 54, 55, 56, 62,  
 63, 83, 91, 92, 115, 116, 118, 120,  
 121, 122  
 Hebungsmittelpunkt 16, 17, 18, 21,  
 37, 83, 92  
 Hela 43  
 Helsingfors 87, 90  
 Herabdrückung 16, 17
- Herzynisch 49, 50, 56, 57, 119  
 Hiddensee 66  
 Hoborg 41  
 Hoborgsbank 39, 41, 42, **68 f.**, 73, 75,  
 110  
 Hochfläche 121  
 Hochgebirge 32  
 Hochland (Insel) 86, 106, 108, 114  
 Högklint 77  
 Höhengebiete 54, 63, 67, 118  
 Höhenlage 15, 27, 30, 33, 34, 47, 84,  
 117, 118  
 Höhenunterschiede 14, 15, 93  
 Hohensalza 53  
 Hohlform 9, 13, 35, 36, 69, 70, 77, 109  
 Holmö 5, 35  
 Horst 28, 36, 57, 59, 60, 71, 80, 81,  
 86, 106, 108, 119  
 Hudiksvall 24, 37  
 Hundsort 84  
 Huvudskär 81
- Ingermanland 86  
 Insel 40, 89, 96, 98, 106, 109  
 Inselberge 61  
 Irbenstraße 74, 111  
 Isostasie **17 ff.**, 32, 46, 47, 54, 55, 63
- Jämtland 9, 14  
 Jungfrun 115  
 Jura 53
- Kadettrinne 45  
 Kaledonische Phase, -Masse, -Über-  
 schiebung 14, 15, 21, 26, 27, 31, 32,  
 55, 58, 62, 115, 122  
 Kalk 69, 83, 112, 113  
 Kalmarsund 39, 69, 70, 77, 78, 114,  
 116, 119, 120  
 Kambrium 14, 60, 68, 69, 70, 71, 91,  
 97, 98, 99, 104, 105, 106, 107, 108,  
 113, 114  
 Kambrosilur 8, 9, 10, 14, 27, 36, 59,  
 68, 71, 77, 85, 86, 93, 98, 100, 102,  
 103, 104, 106, 115, 116, 117  
 Kappellshamnabucht 85

- Karelíen 9, 73, 88, 108  
 Karlskrona 61  
 Karlsö (Groß- und Klein-) 76, 85  
 Kasperwiek 88, 105  
 Kattegatt 2, 38, 72  
 Käseberga 43, 45, 46, 48  
 Kernteil der Ostsee 1, 33, 38 ff., 67, 72, 73 ff., 86, 109, 113  
 Kerbspur 85  
 Kesselbruch 36, 70  
 Kielkondbucht 84, 110  
 Kippung 44, 46, 48, 63, 66, 115, 122  
 Kliff 42, 43  
 Klints Bank 110  
 Kluft(netz) 9 ff., 31, 36, 55, 59, 60, 73, 81, 86  
 Knollsgrund 75 f., 78  
 Königsberg 51  
 Köslin 57  
 Kokenhusen 56  
 Kokskär 96 f., 99  
 Kolkwiek 99  
 Kontaktzone 37  
 Krater 97, 98  
 Kreide 15, 34, 49, 51, 52, 53, 55, 59, 60, 61, 62, 63, 66, 71, 119  
 Küstenebene 21 ff., 27, 120  
 Kupfersteine (Kopparstenarne) 79 ff., 85, 86, 113  
 Kurland 40, 54, 55, 56, 74, 109, 110, 111, 112  
 Kursk 21  
  
 Ladoga 88, 107 f.  
 Laholm 57  
 Laksberg 83  
 Landsortrinne 1, 36, 73, 80, 86  
 Landstufe 50, 69, 77, 78, 85, 86, 87, 102, 113, 115, 116, 117, 120, 121  
 Lappland 13, 26  
 Lavensaari 89, 106  
 Libau 41, 61  
 Litauische Niederung 71  
 Litorinameer, -zeit 18, 43, 45, 46, 48, 54, 64, 66  
 Livland 54  
  
 Lotung 3, 13, 42, 66, 76, 77, 81, 82, 83, 111, 123  
 Lübecker Bucht 42, 71  
 Luleälv 4  
 Luleå 23  
 Lumparfjärd 29  
 Luppjo 13  
 Lyserort 111  
  
 Magnetische Abweichungen 21, 52, 55, 57, 60  
 Magnetit 21, 52  
 Mecklenburg 52  
 Medelpad 22  
 Meeresgrenze = Uferlinie  
 Meeresspiegel 15, 16, 18, 29, 31, 44, 47, 96, 117  
 Memel (Stadt) 41  
 Memel (Fluß) 50  
 Mesozoikum 65, 68, 69, 71  
 Meteor 98  
 Methan 96, 97  
 Miozän 103  
 Mittelbank 39, 40, 41, 68 f., 71, 73, 86  
 Mittelschweden 9, 14, 32, 33, 36, 44, 103, 116  
 Möen 71  
 Monkwiek 105  
 Moor 64  
 Moräne = eiszeitliche Auflagerung  
 Mulde 35, 39, 40, 41, 48, 50, 54, 56, 60, 62, 65, 70, 72, 99, 100  
 Muschelkalk 61  
  
 Nargö 96, 98, 99  
 Narvabucht 86, 88, 89, 104 ff.  
 Neckmannsgrund 83, 112  
 Nevabucht 88, 89  
 Nexösandstein 60, 68, 69  
 Nordamerika 18  
 Nordkvarnen 4 ff., 22, 23, 24, 29, 30, 31, 33, 37  
 Nordmulde 73, 74, 81, 85, 86, 116  
 Nordschwedische Abdachung 24, 25, 26, 30, 117, 118  
 Nordsee 63, 72

- Norwegisches Meer 34  
Nuckö 109
- Odensholm 83, 96  
Oder 70, 71  
Oderbank 39, 65, 66  
Öland 2, 39, 40, 41, 68, 69, 70, 71, 73, 75 ff., 85, 86, 114, 121  
Ösel 74, 82, 84, 97, 110, 111, 112, 113  
Österbottnische Küstenebene 4, 22, 23, 26, 120  
Östergarn 110  
Old red 115  
Orogenese 15, 31, 49, 50, 55, 56, 60, 62, 63, 65, 119  
Oslogebiet 9, 58  
Ostbaltland 11, 50, 56, 61, 62, 74, 85, 97, 115, 117  
Ostgötland (Östergötland) 14  
Ostgotländische Mulde 41, 71, 74, 109 ff.  
Ostpreußen 21, 48 ff., 61, 62, 63, 68  
Ostseeporphyr 37, 86  
Ozean = Weltmeer
- Packerort 83, 96  
Päijänne 13  
Paläozän 53  
Paläozoikum 10, 48, 58, 60, 65  
Pantifersche Höhen 56  
Papenwiek 105  
Peneplan = Fastebene  
Perm 58  
Petersburg 93, 97, 104  
Piedmonttreppe 26, 27, 28, 30  
Piteälv 4  
Piteå 23  
Plantagenetgrund 39, 66, 67  
Pleskau 55  
Pliozän 63  
Polangen 111  
Pommerellen 53  
Pommern 39, 43, 52, 56, 57, 59, 63, 71  
Pompeckj-Schwelle 20  
Portlandiameer 62, 63, 64
- Posen 56  
Präkambrische Fläche 14 ff., 21, 22, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 34, 58, 59, 60, 61, 77, 80, 109, 114, 117, 118, 120, 121  
Pregel 51
- Quartär 32, 63, 85, 96, 97, 105  
Quarzit 68, 106  
Querschwelle 30, 32, 33, 40, 71  
Querschwelle des Kernteiles 74, 82, 84, 85, 86, 110, 113
- Rapakivi 32, 37, 90  
Reval 83, 87, 93, 94, 100, 104, 105  
Rigasche Bucht 71, 74, 111  
Rödsjärn 108  
Rönnebank 39, 43, 66, 67 f., 71  
Rogö 83  
Rügen 39, 40, 63, 65, 71  
Rumpffläche 121  
Russische Tafel 11, 17, 34, 48 ff., 62, 65, 68, 69, 70, 72, 85, 87, 93, 95, 96, 98, 102, 107, 113, 114, 115, 121, 122
- Sall 97  
Salpausselkä 67, 120  
Salvoriff 79  
Salz 53, 57  
Samland 40, 41, 50, 52, 55, 63  
Sandinsel (gotländische) 74, 76, 78, 79, 80, 82, 85, 113, 116  
Sandöbank 79  
Sandstein 22, 68, 69, 91, 105, 107, 113, 115, 120  
Saritscheffbank 111  
Saxonisches Bruchschollengebiet 17, 48 ff., 62, 65, 68, 72, 119  
Schären 4, 9, 31, 38, 88, 89, 90, 92, 93, 94, 95  
Schicht = Sediment  
Schichtköpfe 77, 78, 103, 104, 114, 115, 116  
Schichtstufe = Landstufe  
Schichttafel (Schichtfläche) 77

- Schleswig-Holstein 64  
 Schonen 40, 43, 45, 46, 49, 51, 56, 58,  
 59, 61, 63, 71, 119  
 Schuttverhüllung 117  
 Schwelle 4, 31, 32, 35, 38, 45, 48, 54,  
 55, 80, 86  
 Schwere, Schwereabweichung 20, 21,  
 52, 56, 120  
 Sediment 11, 21, 27, 32, 36, 55, 56,  
 58, 59, 61, 68, 69, 70, 71, 77, 78,  
 85, 86, 87, 88, 89, 95, 96, 97, 100,  
 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107,  
 108, 110, 112, 113, 114, 115, 121  
 Seen 3, 13, 51, 118, 121  
 Selektiv = Ausschürfung  
 Semgallische Niederung 71  
 Senke 54, 63, 64, 86, 109  
 Senkung 34, 36, 43, 44, 45, 46, 47,  
 48, 54, 60, 63, 93, 95, 101, 103,  
 104, 108, 109, 110, 114, 121  
 Senon 61  
 Seskär 106  
 Silur 11, 55, 58, 68, 69, 71, 77, 78, 85,  
 96, 97, 106, 109, 110, 112, 113, 114,  
 115  
 Sinkstoffe 3, 29  
 Skagerrak 59  
 Skurugata 9  
 „Skythischer Wall“ 20, 55 ff.  
 Småland 9, 60  
 Sommer (Sommarö) 108  
 Spalte 7, 10, 15, 60, 91  
 Spithamn 88  
 Sprunghöhe 9, 29, 46, 51, 52, 58, 93,  
 97, 108  
 Stablack 68  
 Staffelbruch 25, 102  
 Stauzone 102, 106  
 Steilabfall 78, 88, 107  
 Steilküste 75, 78  
 Stillstandslage 67  
 Stilobank 39  
 Stockholm 6  
 Stockholmer Schären 7, 33, 73, 80,  
 81, 114, 116  
 Störungen = Verwerfungen  
 Stolpebank 39, 40, 42, 43, 68, 69 f.,  
 71  
 Stolper Rinne 39, 40, 69, 71  
 Stoßseite 13  
 Strandfläche (strandflate) 61, 119  
 Strandlinien = Uferlinien  
 Stromschnellen 44  
 Strukturlinien 7, 8, 10, 11, 33  
 Stufe = Landstufe  
 Stufenfläche 77  
 Subjotnisch 14, 32  
 Subkambrisch 14, 36, 37  
 Suecofenniden 36, 37  
 Südbaltland 44, 46, 47, 48, 61, 63,  
 64, 69, 72  
 Südkvarken 4, 6, 7, 35  
 Südliche Ostsee 38 ff., 64, 65, 66, 67,  
 71, 72, 73, 120  
 Südschwedisches Hochland 14, 32,  
 33, 34, 39, 61, 118 ff.  
 Sund 2, 38, 48  
 Surop 96  
 Sveastrom 44, 46, 47  
 Swine 65  
 Sworbe 111  
 Synklinale 17  
 Taggabucht 84  
 Talung 15, 51  
 Tektonische Bewegungen 20, 43, 45,  
 46, 47, 49, 50, 55, 63, 94, 100, 112,  
 119, 120  
 Tektonische Deutungen 8, 10, 11, 14, 25,  
 28, 32, 35, 45, 46, 53, 58, 67, 70, 78,  
 90, 93, 97, 98  
 Tektonische Einheit 1, 8, 16, 42, 45,  
 48, 50, 62, 64, 87, 123  
 Tektonische Phasen 10, 60, 62, 115,  
 116, 119  
 Terrasse 50, 61  
 Tertiär 14, 15, 16, 26, 32, 34, 36, 54,  
 59, 60, 62, 65, 69, 70, 71, 80, 103,  
 107, 116, 117, 119, 121, 122  
 Thorn 53  
 Tiefengesteine 9, 37, 58, 113  
 Tiefenzone 5, 23, 25, (der bottni-

- schen Bucht:) **28 ff.**; 73, 82, 89,  
 90, (der finnischen Bucht:) **93 ff.**  
 Torf 42, 43, 44, 98  
 Tornquistsche Linie (Zone) **49 ff.**,  
 62, 63, 65, 72, 119  
 Toteis 67  
 Treppe 26, 27  
 Tütters, Groß- und Klein- 105, 106,  
 108  
 Tuff 59  
  
 Überflutung 1, 38, 42, 43, 47, 62, 64,  
 65, 67  
 Übertiefung 12, 35, 71, 72, 73, 77,  
 81, 107  
 Uferlinien 16, 18, 23, 45, 46, 63, 91,  
 92  
 Ulvötiefe **6 f.**, 23, 25, 29, 35, 36, 86  
 Umbiegung = Flexur  
 Umeå 22, 23  
 Unterschneidung 106  
 Untiefe 78, 79, 80, 81, 100  
 Uppland 24  
 Urgebirge 8, 11, 14, 21, 23, 52, 57,  
 60, 80, 86, 87, 88, 89, 90, 93, 94,  
 95, 96, 97, 100, 101, 106, 108, 109,  
 114, 120, 121  
 Urstromtal 70  
  
 Vänersee 44  
 Västerbotten 29, 31, 35  
 Vättergraben 9  
 Verbiegung 15, 22, 29, 31, 33, 44,  
 46, 51, 52, 54, 58, 95, 103  
 Verebnungsfläche 8, **14 ff.**, 27, 32,  
 33, 34  
 Versteilung 24, 25, 31  
  
 Vertikalintensität (magnetische) 52  
 Verwerfung 7, 8, **9 f.**, 15, 19, 28, 29,  
 30, 31, 34, 46, 50, 51, 52, 53, 58,  
 59, 60, 63, 90, 91, 92, 93, 94, 95,  
 97, 98, 99, 100, 102, 103, 107, 108,  
 109, 113, 118, 119, 120  
 Visby 77, 114  
  
 Wapno 53  
 Weichsel 49, 61, 70, 71  
 Weißes Meer 37  
 Weltmeer 44, 48  
 Wesenberger Schichten 109  
 Weserbergland 51  
 Westgötland (Västergötland) 14  
 Westgotländische Treppe (Mulde)  
 41, 74, 75, 77, 80, 85  
 Westpreußen 52, 53  
 Wiburg, 88, 90, 107, 108, 115  
 Widerstandsfähigkeit 13  
 Wiederbelebung 11, 12  
 Wiems 96, 105  
 Winkowabank 83, 84  
 Wolhynien 55  
 Worms 109  
 Wrangel (Groß-Wrangel, Wrangels-  
 holm) 96, 98, 99  
  
 Yoldiameer, -zeit 18, 44, 64  
  
 Zerel 111  
 Zerrüttung 35, 36, 81, 108  
 Zerrung 9  
 Zerschneidung 121  
 Zeugenberg 80  
 Zungenbecken 70, 74, 111  
 Zurückverlegung 116, 117  
 Zwischeneiszeit 61, 62, 63, 98

# Schriften

## der Albertus-Universität

Geisteswissenschaftliche Reihe

Band I:

### **Volk, Mensch und Ding**

Erkenntniskritische Untersuchungen zur volkskundlichen Begriffsbildung.

Von Professor Dr. Heinrich H a r m j a n z. Gr. 8°, IV u. 182 S. Kart. RM. 5,80.

Band II:

### **Bild und Wirklichkeit bei Thomas Carlyle**

Eine Untersuchung des bildlichen Ausdrucks in Carlyles Sartor Resartus.

Von Dr. Liselott E d k l o f f. Gr. 8°, VIII u. 188 S. Kartoniert RM. 7,80.

Band III:

### **Die Behörden und Hofbeamten der päpstlichen Kurie des 13. Jahrhunderts**

Von Dr. Borwin R u s c h. Gr. 8°, VIII u. 148 S. Kartoniert RM. 6,20.

Band IV:

### **Mundart und Siedelung im nordöstlichen Ostpreußen**

Von Dr. Otto N a t a u. Gr. 8°, VIII u. 308 S. mit mehreren Karten.

Kartoniert RM. 10,50.

Zu beziehen durch alle Buchhandlungen!

# Schriften

## der Albertus-Universität Geisteswissenschaftliche Reihe

### Band V:

#### **Geschichte der russischen Ballade**

Von Dr. Friedrich Wilhelm Neumann, Lektor an der Universität Königsberg (Pr). Gr. 8°, VIII u. 356 S. Kart. RM. 9,50, Ganzleinen RM. 11,50.

### Band VI:

#### **Die Dichter des Göttinger Hains und die Bürgerlichkeit**

Eine literarsoziologische Studie.

Von Dr. Rohtraut Bäsken. Gr. 8°, XI u. 269 S. Kartoniert RM. 9,—.

### Band VII:

#### **Pietismus und Orthodoxie in Ostpreußen**

Auf Grund des Briefwechsels G. F. Rogalls und F. A. Schultz' mit den Halleschen Pietisten.

Von D. Erich Riedesel. Gr. 8°, VIII u. 232 S. Kart. RM. 8,50.

### Band VIII:

#### **Ostpreußisches Volkstum um die ermländische Nordostgrenze**

Beiträge zur geographischen Volkskunde Ostpreußens.

Von Dr. Erhard Riemann. Gr. 8°, XII und 406 Seiten, mit 50 Abbildungen im Text, 55 Abbildungen auf Tafeln und 43 Karten. Kartoniert RM. 15,—.

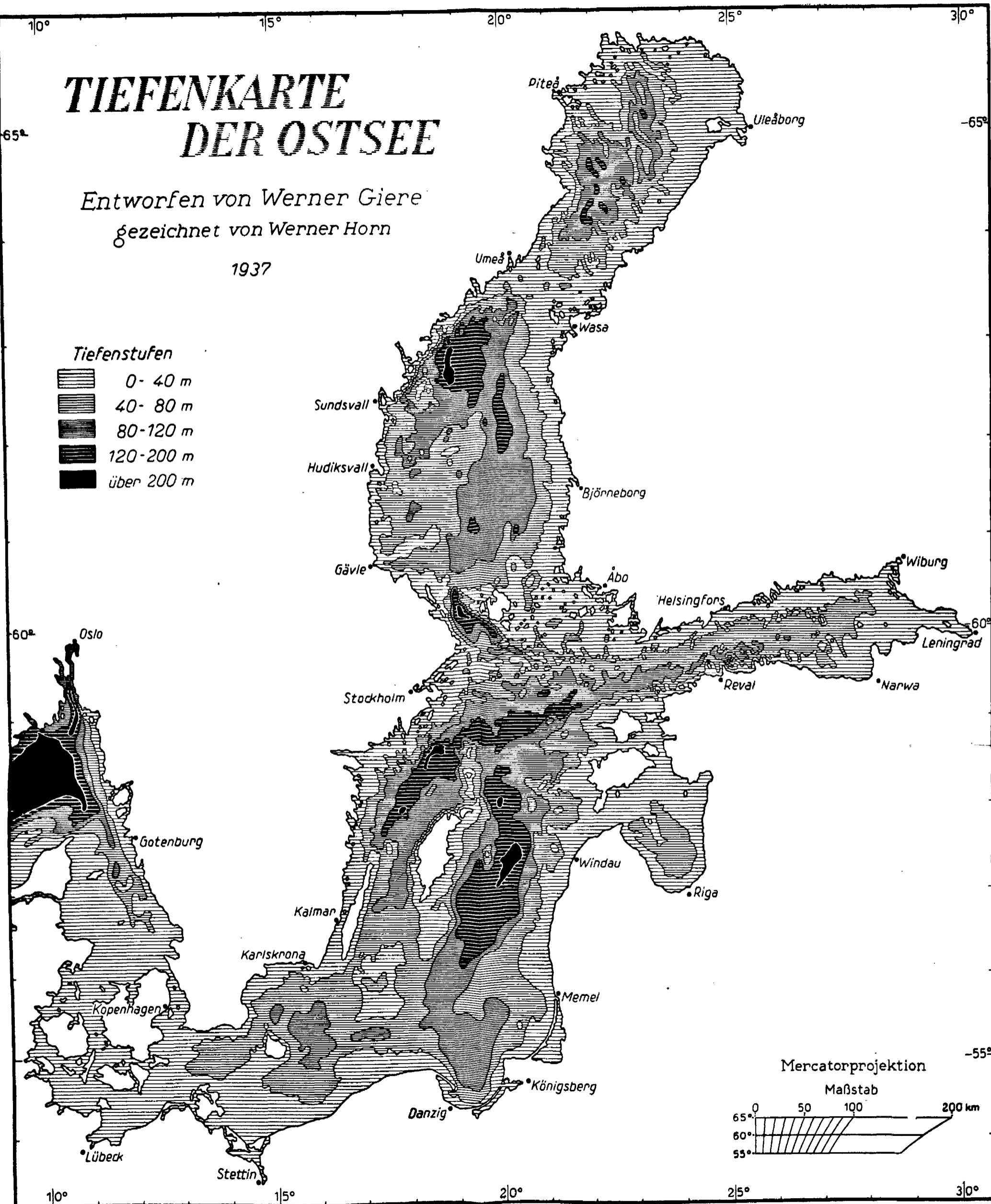
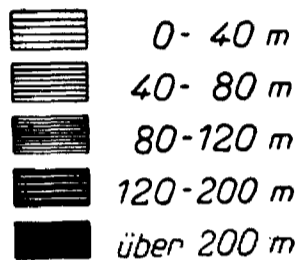
Zu beziehen durch alle Buchhandlungen!

# TIEFENKARTE DER OSTSEE

Entworfen von Werner Giere  
gezeichnet von Werner Horn

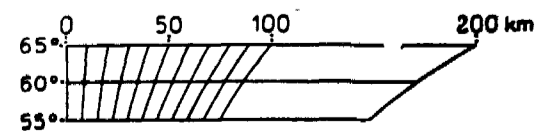
1937

## Tiefenstufen



Mercatorprojektion

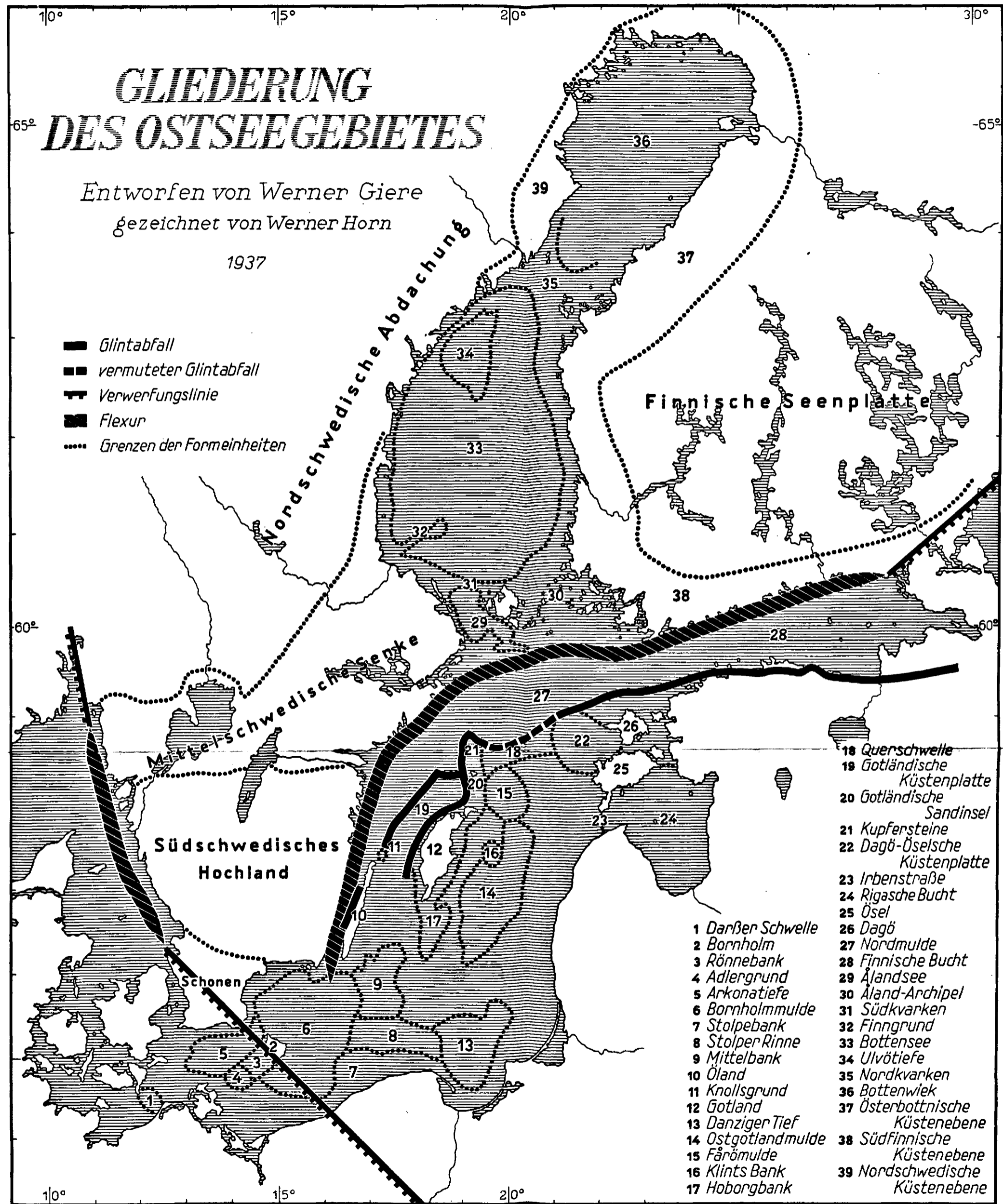
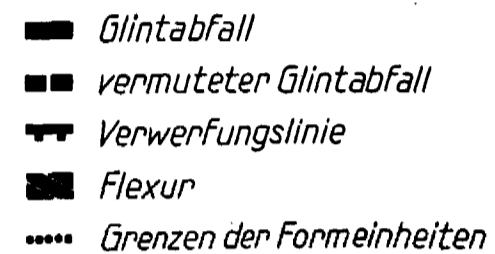
Maßstab



# GLIEDERUNG DES OSTSEEGBIETES

Entworfen von Werner Giere  
gezeichnet von Werner Horn

1937



- 1 Darßer Schwelle
- 2 Bornholm
- 3 Rönnebank
- 4 Adlengrund
- 5 Arkonatiefe
- 6 Bornholmmulde
- 7 Stolpebank
- 8 Stolper Rinne
- 9 Mittelbank
- 10 Öland
- 11 Knollsgrund
- 12 Gotland
- 13 Danziger Tief
- 14 Ostgotlandmulde
- 15 Fårömulde
- 16 Klints Bank
- 17 Hoborgbank
- 18 Querschwelle
- 19 Gotländische Küstenplatte
- 20 Gotländische Sandinsel
- 21 Kupfersteine
- 22 Dagö-Öselsche Küstenplatte
- 23 Inbenstraße
- 24 Rigasche Bucht
- 25 Ösel
- 26 Dagö
- 27 Nordmulde
- 28 Finnische Bucht
- 29 Ålandsee
- 30 Åland-Archipel
- 31 Südkvarken
- 32 Finngrund
- 33 Bottensee
- 34 Ulvötiefe
- 35 Nordkvarken
- 36 Bottenwiek
- 37 Österbottnische Küstenebene
- 38 Südfinnische Küstenebene
- 39 Nordschwedische Küstenebene