

Bausteine zu einem System der Tektogenese.

Von Franz Ed. Sueß †.

III. Der Bau der Kaledoniden und die Schollendrift im Nordatlantik.

B. Die Kaledoniden in Skandinavien.

C. Die Kaledoniden in Grönland.

INHALT.

Seite

Vorwort des Herausgebers	31
B. Die Kaledoniden in Skandinavien.	34
I. Zur Aufklärungsgeschichte	34
II. Morphologische Entwicklung	43
1. Die subkambrische Fastebene und die altpaläozonischen Transgressionen	43
2. Die mesozoischen Transgressionen	48
Schonen	48
Andøy	49
3. Morphologische Entwicklung im Känozoikum	51
4. Die norwegische Strandebene	57
III. Umriss und Rahmen	63
1. Die Ostseite	63
Das Vorland	63
Die Saamtiefe	71
Der norwegische Gint	72
Jämtland	73
2. Die Westküste	76
3. Die skandinavischen Kaledoniden und die Faltenblockgebirge	81
IV. Innerer Bau	82
1. Die Außenzonen	82
2. Die Hochgebirgszone	85
3. Die Frage der Faltungsgräben	91
4. Das westliche Grundgebirge	96
5. Die Bergenbögen	105
6. Die Devonmulden zwischen Sognefjord und Nordfjord	111
7. Die Mehrphasigkeit der skandinavischen und alpinen Gebirgsbildung	113
V. Alpine und andere Vergleiche.	115
1. Vergleich mit den Alpen	115
2. Vergleich mit den Appalachen	123
3. Vergleich mit der Münchberger Gneismasse	124
4. Allgemeines.	125
5. Mylonite	128

VI. Gesteinsmetamorphose	130
1. Trondheimite und andere saure Gesteine	132
2. Basische Gesteine (Phakolithe)	141
3. Metamorphose und Tektonik in den skandinavischen Kaledoniden und in den Alpen	144
C. Die Kaledoniden in Grönland	152
Einleitung	152
I. Das ostgrönländische Kristallin	155
1. Metamorphose	155
Kennzeichnung als periplutonische Regionalmetamorphose	155
Vergleich mit dem moldanubischen Grundgebirge	159
2. Verhand mit dem Dache	166
II. Ostgrönländische Kaledoniden und Anden	169
1. Der Bauplan der Anden	169
Das Felsengebirge in den Vereinigten Staaten	170
Die andinen Ketten der Vereinigten Staaten	175
Die Zone der Sierra Nevada	176
Die Küstenketten	177
Mechanische Deutungen	178
Das „Zwischengebirge“	183
Der Vulkanismus der Anden	184
2. Rocky Mountains und grönländische Kaledoniden	190
III. Tektonische Zusammenhänge um den Skandik	192
Ostgrönländische und skandinavische Kaledoniden	192
Grönland und Spitzbergen	196
IV. Zur Geschichte des Nordatlantik und Skandik	198
Vulkanismus	200
Junge Hebungen und Abbrüche	203
V. Stratigraphische Zusammenhänge um den Skandik	207
Altpaläozoikum	208
Vergleich mit dem böhmischen Barrandien	211
Europa und Nordamerika	213
Jungpaläozoikum	213
Mesozoikum	215
Tertiär	218
Schriftenverzeichnis zu den Teilen B und C	218

Vorwort des Herausgebers.

Franz Eduard Sueß hinterließ bei seinem Tode mehrere umfangreiche Niederschriften, von denen eine so weit abgeschlossen war, daß eine Herausgabe möglich schien. Es handelte sich um den letzten Teil der „Bausteine zu einem System der Tektogenese“.

Über Wunsch der Familie habe ich dieses Werk druckfertig gemacht und die Veröffentlichung besorgt, obwohl ich mir bewußt bin, daß ich mich für diese Aufgabe recht wenig eigne. Einesteils liegt der Gegenstand dem Bereich meiner eigenen Untersuchungen allzu ferne; andernteils entspricht die Fragestellung nicht recht meiner Geistesart, die mit einer ziemlichen Scheu vor weitreichenden Synthesen belastet ist. Es erwies sich jedoch, daß niemand anderer, besser geeigneter vorhanden war, der sich der Arbeit annehmen konnte.

Die hinterlassene Niederschrift war vom Verfasser selbst mit der Maschine angefertigt, sollte aber augenscheinlich noch sehr gründlich überarbeitet werden. Vielfach waren Gedankengänge, wie sie eben während der Arbeit auftauchten, an Stellen eingefügt, an die sie offenbar nicht paßten. Teilweise waren geplante Umstellungen auch schon angedeutet. Eine Einteilung in Kapitel fehlte so gut wie ganz.

Es erwies sich als notwendig, die ganze Arbeit noch einmal abzuschreiben. Dabei habe ich sehr zahlreiche kleine Änderungen vorgenommen: Schreibfehler, besonders an Eigennamen, behoben, allzu lange Sätze zerteilt, Wortwiederholungen beseitigt, Wortstellungen verbessert, aber auch sehr viele Abschnitte ganz umgestellt, wie es der Zusammenhang zu erfordern schien, mehrfache Wiedergaben desselben Gedankens zusammengezogen, endlich das Ganze in Kapitel gegliedert. Dagegen habe ich es vermieden, irgendwelche nennenswerte Teile neu in eigene Worte zu fassen. Es war immer mein Bestreben, den persönlichen Stil des Verfassers streng zu wahren und nach Möglichkeit zu erraten, wie er selbst bei der Fertigstellung des Werkes vorgegangen wäre. Handschriftliche Zusätze, die hier und da eingeschaltet waren, konnte ich nur in wenigen Fällen benützen. Meist waren sie zu flüchtig, als daß man den genauen Sinn hätte entnehmen können. Von einer inhaltlichen Überprüfung der gemachten Angaben, die der Verfasser in einigen Fällen anscheinend noch beabsichtigte, mußte ich schon wegen zu geringer Vertrautheit mit dem Gegenstande absehen — mit Ausnahme etwa gelegentlicher kleiner Berichtigungen in der Wiedergabe fremder Ansichten.

Sehr zu bedauern ist, daß eine Einleitung und eine abschließende Zusammenfassung, die offenbar geplant waren, nicht hinzugefügt werden konnten. Die darauf bezüglichen Vormerkungen waren unzulänglich.

Das benützte Schrifttum war in einem Einschreibbuche aufgezeichnet, wie sich bald zeigte, in sehr lückenhafter Weise. Ich war bestrebt, bei allen Hinweisen im Text festzustellen, welche Arbeiten gemeint sind, und mit geringen Ausnahmen ist mir das, wie ich hoffe, auch gelungen. Hie und da mußte ich allerdings ein Zitat, dessen Bedeutung ich nicht aufklären konnte, streichen. Eine solche Strenge schien mir besser als die für den Leser so lästige Erwähnung von Arbeiten, die im Schriftenverzeichnis nicht angeführt sind. Übrigens habe ich in diesem Verzeichnis nicht nur die im Text genannten Veröffentlichungen aufgenommen, sondern auch ziemlich viele andere, von denen sich aus den Vormerkungen oder aus der Anordnung der Sonderdrucke wahrscheinlich ergab, daß der Verfasser sie für sein Werk benützt hatte. Obwohl in dieser Beziehung selbstverständlich keine Vollständigkeit erreicht werden konnte, schien mir dadurch doch ein besseres Bild von den Grundlagen der vorgetragenen Schlußfolgerungen und ein nützlicher Behelf für die weitere Behandlung der angeregten Fragen zu entstehen. Einige wenige, besonders wichtige einschlägige Arbeiten, die dem Verfasser noch nicht bekannt sein konnten, habe ich hinzugefügt. Sie sind im Verzeichnis durch einen Stern gekennzeichnet.

Die vom Verfasser geplanten Abbildungen waren aus Hinweisen am Rande der Niederschrift einigermaßen zu entnehmen. Ich habe nur jene beibehalten, die für den Leser unentbehrlich schienen. Eine gute tektonische Übersichtskarte von Skandinavien findet man bei Bailey u. Høltedahl.

Die Herausgabe der vorliegenden Schrift hat mehrere Monate recht angestrenzter Arbeit erfordert. Daß das Ergebnis nicht ganz befriedigt und in keiner Weise die Überarbeitung durch den Verfasser selbst ersetzen kann, liegt auf der Hand. Dieser hätte gewiß manches anders, vieles klarer und vor allem knapper gefaßt, wenn es ihm vergönnt gewesen wäre, die letzte Feile selbst anzulegen. Möge der Leser sich bei der Beurteilung meiner Leistung weniger von dem Vergleich mit einer ihm vorschwebenden vollkommenen Lösung der Aufgabe leiten lassen, als von der Erwägung, daß nur die Wahl zwischen einer mangelhaften Durchführung oder dem gänzlichen Verlust der vielen vom Verfasser bereits aufgewendeten Arbeit sowie seiner vielen bedeutsamen und anregenden Ergebnisse bestand, wodurch überdies die „Bausteine“ ein Bruchstück geblieben wären.

Franz Eduard Sueß hat sich mir bei vielen Gelegenheiten als echter Freund und Förderer erwiesen. Ich würde gerne glauben, daß

ich durch die Drucklegung dieser Schrift doch einigermaßen in seinem Sinne gehandelt und so einen Teil meines Dankes abgetragen hätte.

Herzlich zu danken habe ich auch Herrn Dr. E. Kamptner für mannigfaltige Mithilfe bei meiner Tätigkeit als Herausgeber.

JULIUS PIA †.

Verzeichnis der Textabbildungen.

- Abb. 1. Schematische tektonische Skizze von Skandinavien. Holmquist, Rep. Internat. geol. Congr. Washington 1933, p. 311 ff., 1936, Taf. 3
- Abb. 2. Verbreitung von Jura und Kreide auf den Lofoten, Kartenskizze. Ravn u. Vogt, Norsk geol. Tidsskr., vol. 3, num. 4, p. 12.
- Abb. 3. Karte der Verbreitung der Strandflade in Westnorwegen. Nansen, Skrifter Vidensk. Akad. Kristiania, vol. 1921 II, num. 11, p. 56, fig. 21, 1922.
- Abb. 4. Tektonische Kartenskizze von Jämtland. Asklund, Sverig. geol. Undersök., ser. C, num. 417, p. 93, fig. 51, 1938.
- Abb. 5. Drei Profile durch Jämtland. Asklund, ebd., p. 93, Fig. 48—50.
- Abb. 6. Profil durch Jämtland nach der Auffassung von Frödin. Bull. geol. Institut. Upsala, vol. 18, p. 181, Fig. 49, 1921.
- Abb. 7. Tektonische Kartenskizze des Sarekgebirges. Seidlitz, Geol. Rundschau, vol. 2, p. 28, Fig. 1, 1911.
- Abb. 8. Zwei Profile durch das Sarekgebirge. Seidlitz, ebd., p. 30, Fig. 2 und 3.
- Abb. 9. Profil durch das Kebnekaise-Massiv. Quensel, Geol. Fören. Stockholm Förhandl., vol. 41, p. 19 ff., Taf. 3, 1919.
- Abb. 10. Die Faltungsgräben in Südnorwegen, Höhenschichtenkarte der Oberfläche des Kristallins. Goldschmidt, Skrifter Videnskapselsk. Kristiania, vol. 1912 I, num. 19, p. 4, Fig. 1.
- Abb. 11. Geologische Skizze der Bergenbögen. C. F. Kolderup, Proc. Geologists' Assoc., vol. 45, p. 373 ff., Taf. 32, 1934.
- Abb. 12. Karte der Verbreitung des Old red in Westnorwegen. C. F. Kolderup, Fennia, vol. 50, num. 32, p. 4, Fig. 1, 1928.
- Abb. 13. Profil durch den Sulitelma-Phakolithen. Th. Vogt, Norges geol. Undersök., num. 121, Taf. 36, Fig. VIII, 1927.
- Abb. 14. Geologische Kartenskizze von NE-Grönland. Teichert, Meddel. om Grönland, vol. 95, num. 1, p. 8, Fig. 2, 1933.
- Abb. 15. Verlauf der paläozoischen Faltengebirge um den Nordatlantik. Koch, Geologie der Erde, Band „Grönland“, 1935, p. 151, Fig. 12.
- Abb. 16. Faltungserscheinungen im Gneis in Ostgrönland. Kranck, Meddel. om Grönland, vol. 95, num. 7, p. 104, Fig. 21, 1935.
- Abb. 17. Tektonisches Diagramm von NE-Grönland (Umzeichnung nach Wegmann). Teichert, Geologie der Erde, North America, vol. 1, p. 149 Fig. 11, 1939.
- Abb. 18. Kontinentverschiebung zwischen Grönland und Skandinavien nach Høltedahl. Høltedahl, 19. skandinav. naturforsk. i Helsingfors 1936, p. 144, Fig. 5, 1936.
- Abb. 19. Geologische Kartenskizze der ursprünglichen Lage von Skandinavien und Grönland zueinander. Sueß, Zentralbl. f. Min. usw., 1938 B, p. 321, Fig. 1.
- Abb. 20. Die morphologische Wirkung von Senkungen parallel der Küste. Blockdiagramme. Høltedahl, Norsk geograf. Tidsskr., vol. 5, p. 464, Fig. 3, 1935.

B. Die Kaledonien in Skandinavien.

I. Zur Aufklärungsgeschichte.

Eine gleichförmig geschlossene Übersicht dessen, was über den Bau der skandinavischen Kaledoniden bekannt geworden ist, kann hier nicht angestrebt werden. Die folgenden Betrachtungen richten das Augenmerk abermals vor allem auf den Eigenstil des großen Orogens, das, räumlich nahe zusammenfallend mit der skandinavischen Gebirgskette, im W durch die Meeresküste begrenzt wird, im E durch den Steilabfall des Grint, in dem die höher gestaffelten Deckensysteme auf die autochthon verschuppten und flach ausgebreiteten Vorlandsedimente übergreifen. Sein zeitlicher Abschluß ist durch die Transgression des devonischen Old Red gegeben. Den Eigenstil oder das Sondergepräge, durch das sich ein Orogen abhebt von der den großen Orogenen gemeinsamen Grundanlage, bestimmt außer dem stofflichen Aufbau insbesondere die Beschaffenheit des Rahmens oder der Ränder der benachbarten Schollen und die Art des Angriffes, durch den es von diesen Schollenrändern her geformt worden ist. Schon aus diesen Beziehungen ist zu erkennen, daß von außen her wirkende Kräfte das Orogen geschaffen haben und daß es nicht aus einer im Erdplan vorgezeichneten Uranlage erstanden ist.

Daß auch der Aufklärung des Orogens durch die Züge des Eigenstiles die Wege gewiesen werden, ist in Skandinavien besonders deutlich wahrzunehmen. Nur ein Bauplan von so großartiger Einheitlichkeit über die ganze Ausdehnung des Gebirges hin konnte in seiner Grundanlage mit einem Male erfaßt und erkannt werden, wie dies durch den kühnen Weitblick und Scharfsinn Törnebohm's geschehen ist; und jedes Urteil über die sonstigen Eigentümlichkeiten des Baues bleibt der Hauptfrage untergeordnet, ob die Auffassung Törnebohm's, der zufolge die gesamte Gebirgsmasse an den zu einer größeren Einheit zu verbindenden Überschiebungsflächen über mehr als 100 km vorgetragen worden ist, ihre Gültigkeit bewahrt, oder ob — wie später behauptet worden ist — an die Stelle des einheitlichen Vorschubes zahlreiche örtliche Überschiebungen von geringerem Betrage zu setzen sind.

Die begrifflich folgerichtige Verbindung des Geschauten hat Törnebohm (1894) veranlaßt, die Lagerung der Gesteinskörper Jämtlands und der Drontheimer Mulde im Sinne einer einheitlichen Verschiebung von in jener Zeit noch unerhörten Abmessungen zu deuten. Von dem buchtig aufgelösten Überschiebungsrande mit dem fortlaufenden Ausbisse der Zermalmungszone und den vorgelagerten, durch die Erosion losgelösten Zeugenklippen von Offerdal, Alsen u. a.

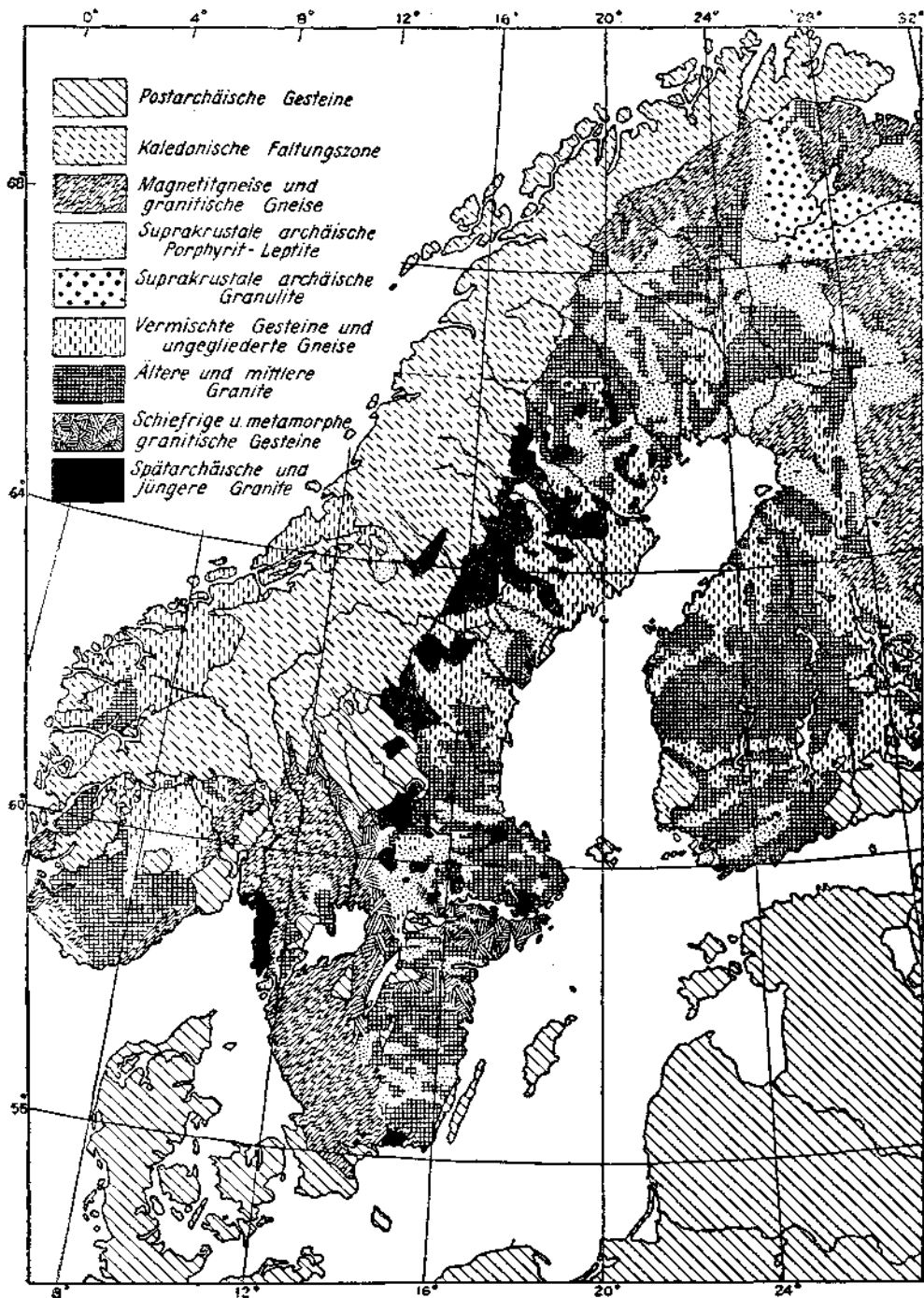


Abb. 1.
 Geologische Übersichtskarte von Fennoskandien.
 Aus Holmquist 1936.

leiten die Zusammenhänge zu der metamorphen Deckscholle von Areskutan*) und den höher metamorphen Gebieten des Tännforsfeldes und der Drontheimer Mulde. In Aufwölbungen zwischen diesen Deckenkörpern, in dem breiten Antiklinalrücken des Mullfjäll in Jämtland sowie in der Reichsgrenzenantiklinale bei Storlien (südwestlich Areskutan) zwischen der Drontheimer Mulde und den Jämtländer Überschiebungsmassen kommt das autochthone Grundgebirge mit vorwiegenden Graniten und Porphyren und dem Silur der östlichen Fazies zum Vorschein. Törnebohm unterschied die „detachierten Schollen“ von der Hauptscholle in dem Gebiete von Areskutan und dem Drontheimsfelde im W.

Heute wäre Törnebohm nicht mehr genötigt, die Annahme einer Förderweite von 140 km so ausdrücklich zu verteidigen. Damals war die von Schardt erschlossene Verfrachtung der Schweizer Vor-alpen und des Chablais an den Ufern des Genfer Sees auf 50 km noch der größte sichergestellte Betrag. Termier hatte noch nicht die gesamten Ostalpen zum Deckenbau mit ähnlichen und größeren Förderungsweiten umgedeutet. Törnebohm unterstützte seine Anschauung durch den Hinweis darauf, daß zwischen Länge und Breite der Überschiebung ein entsprechendes Verhältnis zu erwarten sei und daß die Länge des Überschiebungsausbisses mit größter Wahrscheinlichkeit der ganzen Länge des skandinavischen Gebirgszuges von etwa 1800 km gleichgesetzt werden könne (1896, S. 194). Die nächstfolgenden Arbeiten brachten bemerkenswerte Belege zugunsten dieser Ansicht.

Geleitet von der Morphologie entnommenen Gründen, erwog A. G. Högbom (1909, 1910) die Möglichkeit einer Zerteilung der Überschiebungsscholle in einzelne Schuppen. In dem Gegensatze einer steilen, nach E blickenden Stirnfläche und eines mit der Schieferung sanfter westwärts abfallenden Hanges soll diese Teilung zum Ausdruck kommen. Die Teilschuppen könnten von ihren Wurzeln abgerissen sein und es wäre vielleicht nicht notwendig, die Überschiebung auf die von Törnebohm angenommene Förderungs-länge auszu-dehnen. Die Studien von A. Hamburg im Sarekgebirge (1910) und von P. J. Holmquist am Torneträsk in Lappland (1910) zeigten mit großer Klarheit den steilen Überschiebungsrand und den Aufschub der metamorphen und kristallinen Schollen auf das östliche Silur sowie die eingeschalteten Zermalmungszonen. Was im Sarekgebirge an den Grint unmittelbar anschließt — die sogenannte Syenitscholle mit Graniten und basischen Plutoniten und die auflagernde sogenannte Am-

*) Infolge technischer Schwierigkeiten konnten die A und a mit Ringelchen nicht gesetzt werden.

phibolitscholle mit begleitenden Granatglimmerschiefern, Quarziten u. a. —, erinnert nach dem Baustile und nach der Metamorphose gerade an die höchsten Decken im alpinen System, an die Grundschollen der höheren Grisoniden und Austriden, deren Gliederung allerdings nicht so klar und eindeutig hervortritt. Im übrigen offenbart dieses örtliche Profil, wie so manches andere in dem skandinavischen Gebirge, abermals einen der allgemeineren Unterschiede zwischen der kaledonischen und der alpinen Anlage. Im Sarekgebirge hat sich der Aufschub, wenigstens in den letzten Phasen, tagnäher vollzogen als in den Alpen. **Hamburg** sagt (S. 715): „Die ganze Amphibolitformation macht aber ebenso wie die Syenitformation den Eindruck einer zu wiederholten Malen zerquetschten und immer wieder zusammengeheilten Gebirgsmasse.“ Er betont ausdrücklich, daß die Lagerung und die Berührungsf lächen hier wie in Jotunheimen viel mehr für ein Wandern der plutonischen Massen in starrem Zustande sprechen, als für eine spätere Intrusion.

Unbestimmter äußert sich **Holmquist** (1910) über die Amphibolite mit Glimmerschiefern, Phyllite und Kalksteine im Hangenden der Hartschiefer und des Silurs. Die Überlagerung sei offenbar durch Überschiebung entstanden und aller Anschein führe zu der Folgerung, daß das ganze Hochgebirgsgebiet, ein mehr als 1000 m mächtiger Gesteinskörper, über der ruhenden Sandsteinbank am Nordfuße des Laktatjakko auf der Westseite des Torneträsk wenigstens um 50 km nach E bewegt worden sei. Die Deckenstrukturen in den Gesteinsgruppen über den ungegliederten Amphiboliten, im Kalkstein, im Schwarzen Phyllit, im Granatglimmerschiefer und in den zuoberst liegenden groben Glimmerschiefern wären aber nur scheinbare; die Gesteinsmassen wären wahrscheinlich, so wie in den nördlichen Teilen des Gebietes, von schräge durchschneidenden Gleitflächen durchzogen. Auch die Lagerungsverhältnisse am Torneträsk sollen auf andere Möglichkeiten hinweisen. Daneben bleibt doch auch die Vermutung bestehen, daß hier, so wie in anderen Gebieten, der Überlagerung der Phyllite durch die Glimmerschiefer, also einer nach oben hin gesteigerten Kristallisation, die größere Bedeutung für die allgemeine Tektonik zuzuerkennen sei.

Den beim Kongreß in Stockholm im Jahre 1910 versammelten Geologen konnte die Ansicht **Törnebohm's** als die in Schweden herrschende dargeboten werden. Doch schon vorher waren, insbesondere durch die Arbeiten einiger norwegischer Forscher, mancherlei Abänderungen dieser ersten Darstellung eingeleitet worden und allmählich hat sich das Gesamtbild in der allgemeinen Auffassung mehr oder

weniger tiefgreifend gewandelt. Es mehrten sich die Zweifel an der Größe und an der Einheitlichkeit der Überschiebung. Eine entscheidende Bedeutung für und gegen die Auffassung Törnebohm's hat man der Frage nach dem Alter der überschobenen metamorphen Gesteine und ihrem Verhältnis zu den eingeschalteten magmatischen Massen zugeschrieben.

Bereits im Jahre 1893 hatte W. C. Brögger in seiner Beschreibung des Gebietes von Hardangervidda mit Hinweis auf die Folge von Glimmerschiefern, Amphiboliten und gneisigen Gesteinen über den Schiefer mit *Dictyograptus* auf silurisches Alter der hochmetamorphen Schiefer geschlossen und ihre Metamorphose den gewaltigen auflagernden Intrusivkörpern zugeschrieben, die während der Orogenese mitgenommen und ausgewalzt worden sein sollten. Erhaltene Reste dieser Gesteine in den Küstenstrecken und im westlichen Hardangervidda galten ihm als Zeugen ihrer einstigen Ausbreitung über das ganze Gebiet.

Kontakte an Intrusivkörpern, die während der Bewegung in die Phyllite der gleichen Gebiete eingedrungen sind, haben Kaldhol und Rekstad mehrfach beschrieben. 1905 betont K. O. Bjørlykke in der ausführlichen Darstellung der zentralnorwegischen Gebiete die diskordante Auflagerung der „Sparagmite von Valdres“ auf ordovizische Phyllite und ihre teilweise kaledonische Metamorphose zu „Hochlandquarziten“.

Als Ergebnis seiner in den Kaledoniden des südlichen Norwegen durchgeführten Untersuchungen hat V. M. Goldschmidt (1912 bis 1916) mit größerer Ausführlichkeit eine Theorie des Ineinandergreifens der tektonischen und magmatischen Vorgänge dargeboten und damit die Auffassungen der kaledonischen Orogenese nachhaltig beeinflusst. Nach dieser Vorstellung wäre das kaledonische Orogen nicht durch den Vorschub einer erzeugenden Scholle entstanden, wie das von den Alpen und den Varisziden angenommen wird, sondern aus „Faltungsgräben“ hervorgepreßt worden. Die weithin ausgeglichene und fast vollkommen eingeebnete Oberfläche des alten Grundgebirges mit dem darüberhin gebreiteten Kambro-Silur sei zunächst zum Faltungsgraben niedergebogen und später durch Zusammenschub an listrischen Flächen zersplittert worden. In den Faltungsgräben wurden die Sedimente am tiefsten versenkt und am stärksten durchbewegt; hier sind auch die kaledonischen Intrusiva emporgedrungen und haben im Vereine mit der starken Durchbewegung die hochgradige Metamorphose in den Grabentiefen erzeugt. Von der Grabenfüllung gegen außen hin

läßt die Metamorphose allmählich nach. In der Randüberschiebung wäre das letzte Abklingen der Zusammenpressung zu erblicken.

Diesem Vorstellungskreis ist auch die ausführliche Darstellung des Sulitelmagebietes durch Th. Vogt (1927) nahe angeschlossen. Vogt beschreibt die großen basischen, vorwiegend gabbroiden Magmakörper als syntektonisch eingedrungene „Phakolithe“ und die Granite (oder Granitgneise) als lagerhafte Intrusionen. Im Ofotengebiete unterschied er drei solche Magmagraben. (Auf diese für die allgemeine Tektogenese so bedeutsamen Fragen wird später noch zurückzukommen sein.)

An die erwähnten Arbeiten reiht sich noch eine Anzahl neuerer Feststellungen betreffend das kambrische und ordovizische Alter des aufgeschobenen Kristallins, wie die von O. Høltedahl und Th. Vogt im nördlichen Norwegen, von A. Gavelin und von P. Quensel in den nordschwedischen Gebieten von Ruoutevare bei Kvikkjokk und des Kebnekaise, von C. W. Carstens (1920) über die Gegend von Drontheim.

Indem die aufgeschobenen metamorphen Gesteine des vermuteten Präkambriums zum Altpaläozoikum umgedeutet wurden, hielt man zunächst die Annahme einer übergroßen Fernverfrachtung nicht für unbedingt geboten; ja die behauptete Abhängigkeit der Metamorphose von den benachbarten, angeblich syntektonischen Intrusivmassen kaledonischen Alters forderte die Einschränkung der angenommenen Förderungsweite auf einen Betrag, der die ursprünglichen Zusammenhänge nicht völlig zerreißt. Dazu kommt noch, daß sowohl die Hauptüberschiebungsflächen wie auch begleitende Nebenflächen nicht selten verschiedene Glieder der stratigraphischen Folge, die von ihnen schräge durchschnitten wird, sowie gelegentlich auch Schollen von überschobenem Grundgebirge mitgenommen haben, ja in manchen Gebieten, wie im jämtländischen und im südlich anschließenden zentralskandinavischen Sparagmitgebiet, selbst den Untergrund zur tiefgreifenden Schuppenstruktur zerlegt haben.

Høltedahl hat eine knappe Darstellung dieser Verhältnisse geliefert und zugleich gezeigt, daß ähnliche Strukturen, nämlich an schräge durchschneidenden Flächen verlagerte Sedimentformationen, die metamorphe Stufen gleichen Alters und verschleifte Intrusionen mitgenommen haben, bis in den fernsten Norden in Finmarken herrschend bleiben (1921).

Als sehr entschiedener Gegner der großen, einheitlichen Überschiebung im Sinne von Törnebohm ist später noch G. Frödin aufgetreten (1921). Auch er beruft sich vor allem auf die örtlichen

Übergänge des nicht metamorphen Ordovik in die verschiedenen Abstufungen der Sevegruppe, zu Kölischiefen und zu Granat- und Staurolithglimmerschiefen in der Aregruppe. Die Gesamttektonik wird von ihm in einzelne Faltungsgräben aufgelöst; die angenommenen langgestreckten „Fenster“ des Mullfjäll (westlich des Areskutan) und der Reichsgrenzenantiklinale werden zu Aufwölbungen des Grundgebirges mit von beiden Seiten her andrängenden Randfalten der Hochgebirgsformation umgedeutet.

Die Angaben über das paläozoische Alter des aufgeschobenen Kristallins und über die Übergänge in das nichtmetamorphe Altpaläozoikum sind wohl geeignet, dem Gedanken der weitausgreifenden Fernverfrachtung eine seiner Stützen zu entziehen. Die anderen Belege zu seinen Gunsten aber, wie die durchlaufend wahrnehmbare Überschiebungsfläche und die ihr angeschlossene Zonenordnung der Gesteine, verlieren dadurch nicht an Bedeutung.

Zu denen, die ungeachtet der damals herrschenden Strömung an der großzügigen Überschiebungstektonik nicht zweifeln wollten, gehört E. Wegmann (1925). Die genauere Bekanntschaft mit der alpinen Tektonik wird dabei nicht ohne Einfluß gewesen sein. Nach seinen Hinweisen enthüllt sich in dem Gebiete des Troges von Tröndelagen bei Drontheim der Umriss eines Deckengebäudes, das in seinen Abmessungen und auch in seiner gesamten Anlage das zu Erwartende noch übertrifft. Was durch besondere Gedankengänge hier erschlossen worden ist, hat auch die spätere Forschung in den wesentlichen Zügen bestätigt; deshalb verdient es, besonders hervorgehoben zu werden. Entscheidend ist wieder die Deutung eines Augengneises, der mit unregelmäßigem Ausbiß an zahlreichen Stellen der vielgewundenen Unterkante der den Trog füllenden, mehr oder weniger metamorphen, zum größten Teil unterpaläozoischen Gesteinsmassen hervortaut. Die Anschauungen von Björlykke, Goldschmidt, Høltedahl, die auch diesen Augengneis als kaledonisches Intrusivgestein mit teilweiser Protoklase betrachten, werden von Wegmann abgelehnt. Auf die im Mikroskop wahrnehmbare Kataklase wird hingewiesen. Carstens (1926) beschrieb noch unverkennbare Rapaikiwigesteine am Westrande der Muldenfüllung; bei Drivstnen sind sie in einer Charniere zwischen den Schuppen erhalten geblieben. Hochgradige Verschuppung kennzeichnet überhaupt häufig die nächste Unterlage unter den Rändern des Troges und der Großteil der vorkaledonischen Gesteine ist in verschiedenem Grade tektonisch verarbeitet. Das gilt auch für die magnetitischen Erzlager der Halbinsel Fosen im NW. Die Augengneise sind mit dem tieferen Grundgebirge

durch Übergänge untrennbar verbunden; auch nach ihrem chemischen Charakter, durch das Überwiegen von K über Na, sind sie diesen und nicht den kaledonischen Gesteinen angeschlossen. Anorthosite gehören zum vorkambrischen Grundgebirge auf der Halbinsel Fosen und an anderen Stellen der Umgebung. Wegmann bezweifelt auch, ob die gleichen Gesteinsgruppen in den Decken von Jotunheimen und weiter im S zu den Kaledoniden gehören.

In dem Hinweise auf die Übergänge zwischen „Mylonitisation“ und „Gneisifikation“ ist zugleich auch die Andeutung einer mehrstufigen tektonischen Verarbeitung des vorkaledonischen Grundgebirges enthalten.

Von den zu unterscheidenden Bewegungsphasen hat die jüngere die noch nicht verarbeiteten Mylonite nebst Schiefnern mit Mineralen der unteren Epistufe erzeugt. Sie beschränkte sich auf bevorzugte Zonen in geringer Tiefe. Zur älteren, die wohl in beträchtlichere Tiefe hinabreicht, gehören gewisse Gneise, die auch „Leptite“ genannt worden sind und eine tektonische Fazies von rekristallisierten Myloniten oder tief verschieferten Graniten, nicht aber Lagen von Intrusivgneisen darstellen sollen. Wegmann hält es für wahrscheinlich, daß die beiden Arten der Deformation zwei Zeitabschnitten der Faltung entsprechen. Die zweite wäre gleichaltrig oder jünger als der „kaledonische Flysch“, worunter hier die Sparagmitformation verstanden wird. Hiezu sei noch bemerkt, daß nach dem Anscheine in einer oberflächennahen Überschiebungstektonik geschaffene Mylonite in größere Tiefe gelangt sind; denn nur bei einer entsprechenden Bildungstiefe können als Leptite und als ausgesprochene Gneise zu bezeichnende Gesteine entstehen. (Mehrfache tiefe Verarbeitung und Rekrystallisation scheint überhaupt ein häufiges Kennzeichen des echten und alten, vorkambrischen Grundgebirges zu sein.)

Wegmann hat somit „die Ehre an Törnebohm wieder zurückerstattet“. Der schematisch wiedergegebene Umriss der großen Überschiebungsscholle (1926, Fig. 1) wiederholt im wesentlichen die von Törnebohm gezogenen Linien. Der Querschnitt offenbart jedoch, daß die überschobene Masse in einen tiefen Trog eingesenkt oder eingefaltet ist. In folgerichtiger Übertragung müßte auch Goldschmidt's südnorwegischer Faltungstrog im Stavangergebiete zur tief eingefalteten Überschiebungsscholle umgedeutet werden. Davon soll später noch die Rede sein.

Auch Høltedahl anerkennt, insbesondere in den späteren Arbeiten, den großzügig einheitlichen Überschiebungsbau, wenn er sich auch über das Ausmaß der gesamten Überschiebung nicht bestimmt

äußert. Dies wird besonders in dem (1936 a) dargebotenen Vergleich der tektonischen Zonenfolge der Kaledoniden mit jener der Alpen klar ausgedrückt. (Hierauf wird später noch einzugehen sein.)

Außer den bereits von Törnebohm in seiner großen Arbeit vorgebrachten überzeugenden Belegen standen mir noch die eben erwähnten Beweise zu Gebote, als ich in einer vorläufigen Mitteilung (F. E. Sueß, 1938 b) mit voller Entschiedenheit für einen die von Törnebohm gegebenen Ausmaße noch übertreffenden Überschiebungsbau eintrat.

Seither erschien noch eine weitere Zusammenfassung von Holte-dahl (in Bailey und Holte-dahl) mit einer tektonischen Umrißkarte. Sie verzeichnet die das ganze Gebirge entlang streichende Hauptüberschiebung mit den namentlich im S breiter hervortretenden Vorlagen und der ungeordneten und verwickelteren Tektonik in ihrem Rücken.

Dazu kommen noch die jüngsten, höchst bedeutungsvollen Untersuchungen von B. Askund (1938) in Jämtland und im südlichen Angermanland. Tieferes Eindringen in die Einzelheiten ist hier mit dem Blick auf das Ganze glücklich verbunden. Eine Reihe mächtig übereinander gestaffelter und in sich gegliederter Deckschollen konnte mit klaren und bestimmten Grenzen dargestellt werden. Sie werden von der mächtigen kristallinen Sevescholle überfahren, die, wie schon Törnebohm und Wegmann gedacht haben, die ganze Breite der Mulde von Tröndelagen bis zur Meeresküste einnimmt. Auch das Verhältnis der Hauptüberschiebungsgebiete zu den autochthonen Decken wird geklärt. Die vermuteten Wechsellagerungen in den Sparagmiten und im Altpaläozoikum werden ebenfalls als Verschrüppungen erkannt. Indem die Grenzen der Formationsstufen im Vorlande genauer festgelegt werden, klärt sich noch deutlicher das Verhältnis des Gebirges zu seinem Rahmen.

Eine neue Auffassung der Tektonik muß sich durchsetzen. Die von Törnebohm angenommene Förderungsweite erscheint noch viel zu klein und Hamburg's Gedanke, daß die Sevescholle aus dem Gebiete des heutigen Atlantischen Meeres her stammt, erscheint kaum mehr zu gewagt (Askund, S. 94).

Askund erkennt, daß das Kräftespiel des Orogens im tieferen Untergrunde zu suchen ist. „Die im Verhältnis zu der Dicke der Erdkruste dünnen Sedimentlagen der Geosynklinale sind nur passive Teile im Kräftespiel, dessen Vermittler im tiefen Kristallin zu suchen sind.“ Askund ist also durch seine eigenen Untersuchungen zu dem gleichen Erkenntnisgrundsatz für die Tektogenese gelangt, der im

ersten Aufsatz dieser Reihe an den Anfang gestellt wurde (F. E. Sueß, 1937, S. IV). Dort, sowie auch bei früheren Gelegenheiten ist es als ein irreleitender Mangel der herrschenden Theorien der Tektogenese bezeichnet worden, daß sie fast ausschließlich die Vorgänge in dem gefalteten Sedimentmantel berücksichtigen und das kristallinische Grundgebirge, den eigentlichen Träger der an der Oberfläche auffallender hervortretenden Bewegungen zumeist vollkommen vernachlässigen.

II. Morphologische Entwicklung.

1. Die subkambrische Fastebene und die altpaläozoischen Transgressionen.

Der wandernde kaledonische Wulst begegnete einem uralt ausgeglichenen Vorland, über das er gleichmäßig, mit fast ebener Auflagerungsfläche, hingleiten konnte. Sicherlich wurde auch hier die entgegengesetzte Scholle reichlich an Bruchsystemen nach verschiedenen Richtungen zerstückelt. In der bis ins kleinste zersplitterten und auch noch in späteren Zeiten durch Grabensenkungen zerteilten Riesenscholle von Fennoskandia sind aber nach dem Kambrium keine ausgiebigeren horizontalen Verschiebungen, keine waagrechten Verlagerungen von Schollenteilen gegeneinander eingetreten. Damit hängt es zusammen, daß über dem im innersten Gefüge auch noch in nachkambrischer Zeit durchgreifend aufgelockerten Untergrunde die Züge einer alten, vorkambrischen Gestaltung in bemerkenswertem Zusammenhange erhalten geblieben sind. Die bedeutsamste Fläche dieser Art ist die subkambrische Fastebene. Im Schutze der sedimentären Auflagerung hat sie auch noch die wiederholten Angriffe durch die Eisdecke überdauert und ist streckenweise, wie im mittleren Schweden, nach Asklund, gerade durch die glaziale Erosion bloßgelegt worden. Das Aufsteigen und Absinken der weithin verfolgbaren unterkambrischen Uferlinie verzeichnet die unausgeglichene Wirkung des quartären Eisdruckes und die noch höheren Beträge einer tertiären Schrägstellung des skandinavischen Blockes. Asklund's neuere Zusammenfassung (1938) verfolgt eine Uferlinie des subkambrischen Meeres im S und E des einstigen zentralskandinavischen Kontinentalrumpfes vom Oslogebiete her quer über das südliche Schweden und entlang der Küste des Bottnischen Busens bis an dessen Nordende. Im äußersten Norden steigt sie bis auf 75 m, in den mittleren Strecken sinkt sie bis auf 75 m unter den Meeresspiegel und erhebt sich dann wieder allmählich, bis sie nördlich vom Vänern-See 150 m und zuletzt nahe der Westküste 200 m erreicht. Die durchstreichende Uferebene schließt mit deutlicher Grenze an die nordländische Berghügellandschaft, von deren Gipfel-

flur sie um 400 m überragt wird. Häufig sind ihr noch Härtlinge, einzeln oder in Gruppen, vorgelagert.

Für unsere Betrachtung und in bezug auf die vorlagernde Gebirgskette ist die Gestaltung der dem heranrückenden Gebirge zugewendeten Gegenküste des zentralen Rückens von größerer Bedeutung. Sehr klar bezeichnet ist sie nach Asklund's Beschreibung im Storsjö-Gebiete im mittleren Jämtland durch die Grenze des hügelreichen Geländes gegen das kambro-silurische Ufer. Monadnocks sind ihr auch hier vorgelagert und auf kurze Strecken legt sich „die außerordentlich prägnante Flachebene der subkambrischen Peneplain“ an die Reste des alten Kontinentalrumpfes, der sie mit einer uralten, wahrscheinlich subjotnischen Rumpfebene um hundert oder mehrere hundert Meter überragt (Asklund, 1938, S. 12). Diese innere Uferfläche steigt von 300 bis 350 m bei Storsjö im Jämtland gegen N und S an. Im nördlichen Dalarna erreicht sie bereits 700 bis 800 m. Jenseits des Mjösen-Sees wird sie durch die permischen und postpermischen Verwerfungen des Oslogebietes um 600 bis 800 m abgesenkt.

Für Einzelheiten der morphologischen Entwicklung Skandinaviens verweise ich auf Machatschek (1938). Ich hebe nur einige große Züge heraus, die für das Verständnis der geologischen Geschichte wesentlich sind.

Den weit zurückreichenden Dauerbestand einer ausgeglichenen Fläche im Vorlande bezeugen schon die darüber hin mit großer Gleichförmigkeit ausgebreiteten Transgressionen. Diese gleichmäßige Ausbreitung der Transgressionen und das gleichmäßige Dahinströmen des kaledonischen Faltenwulstes über das Vorland gehören zusammen, so wie auch die gewaltigen Querwölbungen im alpinen Deckenbaue und die Verschiebung der zersplitterten Schollen des vorlagernden variszischen Untergrundes zusammengehören.

Die Sparagmite mit ihren Unterstufen liegen knapp an der Aufschubfläche und auch weiter ausgebreitet vor ihr. Trotz mancherlei örtlicher Abwandlungen können sie in der ganzen Erstreckung vom Oslogebiete bis Finmarken und bis zur Fischerhalbinsel als eine Formation und als einem großen Zeitabschnitte zugehörig erkannt werden. Was von vielfältigen Meeresschwankungen im ältesten Paläozoikum über der großartigen vorkambrischen Transgressionsfläche an einzelnen wohlgesonderten sedimentären Stufen zurückblieb, ist auf große Strecken auffällig gleichförmig und zeigt keine bedeutenderen Schwankungen der Fazies, als man sie über solche Entfernungen erwarten kann. Vom Mjösen-Gebiete bis zu den *Hyolithus* führenden Schiefen im nördlichen Schweden und in Finmarken findet man kaum

sichere Anzeichen von sperrenden Schwellen oder tief eingesenkten Rinnen in den Ablagerungen dieser Meeresräume. Man vergleiche damit die Faziesmannigfaltigkeiten der mesozoischen Transgressionen auf der nur einen Bruchteil des kaledonischen Vorlandes betragenden Fläche der Senkungsfelder zwischen den mitteleuropäischen Horsten. Dort hat die Verstellung der Trümmer schon vormesozoisch und damit vor dem Beginne der Alpenfaltung begonnen.

Die sehr wenig mächtige Schichtfolge, in der einzelne Stufen aus dem ungeheuer langen Zeitraume vom Unterkambrium bis zum Unter-
gotland erhalten sind, bezeugt, daß hier ein sehr ausgeglichener und durch lange Zeit in Ruhe verharrender Kontinentalrücken sehr gleichmäßigen und weithin ausgebreiteten Überflutungen ausgesetzt war. Die hier, in den höheren Teilen des flachen Sockels und damit in der Nähe der Transgressionsränder, ausnehmend geringe Mächtigkeit der unterscheidbaren Stufen steht in gar keinem Verhältnis zu dem Zeitraume, den sie in ihrer Gesamtheit vertreten. Die äußerst lückenhafte Schichtfolge ist als der durch mancherlei Zufälligkeiten aufbewahrte Rückstand von zahlreichen Überflutungen über dem flachen Sockel, der örtlichen Auswirkungen der allgemeinen „Pulsationen“ des Meeresspiegels, zu betrachten. Den einzelnen Hochständen des Meeres ist an den stets sehr flachen Ufern nur ein Raum von sehr geringer Höhe zur Auffüllung dargeboten worden und bei den sehr geringen vertikalen Abmessungen, die dem Aufbaue der Schichtfolge zur Verfügung standen, konnte das örtliche Ausbleiben von anderwärts erhaltenen Stufen oder mancherlei Verschiebungen der Fazies allein schon durch geringe Veränderungen der Formen bedingt sein, wie sie die Geländegestalt in den Zeiten der Bloßlegung und des Abtrages aufweisen mußte. Man darf voraussetzen, daß sich auch jeder neuen Überflutung über dem unbewegten Sockel eine etwas abgeänderte Oberfläche zur Aufnahme der Sedimente dargeboten hat.

Die geringe Mächtigkeit der autochthonen kambro-silurischen Schichtfolge finden wir ebenso in den Gräben im S, im Oslogebiet, am Mjösensee und im südlichen Schweden, wie in Nordschweden, wo ein Streifen des autochthonen Kambro-Silurs den parautochthonen und allochthonen Falten in Jämtland, Angermanland und im südlichen Lappmarken sowie in den nördlichen Strecken dem Glinnt am Grundgebirgsrande vorgelagert ist. In der Mitte, in Jämtland, überschreitet die Mächtigkeit des Kambro-Silurs nach Askund kaum 25 m und noch weit im N, am Torneträsk, beträgt sie kaum mehr als 100 m. In Finmarken vertreten die Brachiopoden führenden vielfarbigen Schiefer und Sandsteine der *Hyolithus*-Zone das Unterkambrium. Wo sie

dort nach H o l t e d a h l (in B a i l e y und H o l t e d a h l) Mächtigkeiten bis zu 250m erreichen, gehören sie nicht mehr zu dem unberührten autochthonen Außensaume, sondern zu dem westlichen überschobenen Anteile der Sedimentfolge, und tauchen westwärts unter das aufgeschobene metamorphe Eokambrium mit den Tilliten.

Im Vergleiche zu der Ausdehnung der überfluteten Gebiete ist auch die Mannigfaltigkeit der Fazies gewiß nicht größer, als sie in einem so weiten Epikontinentalbereiche zu erwarten ist, in dem schon mancherlei unbedeutende örtliche Zufälligkeiten, geringe Schwankungen der Wassertiefe, Meeresströmungen und wechselnde Stoffzufuhr vom Land her, einen Wechsel der Sedimentation bewirken können. Es vertreten einander im allgemeinen tonig-schiefrige Sedimente, oft mit den Kennzeichen der Absätze aus Wattenmeeren, auch häufig als Alaunschiefer oder Graptolithenschiefer, und kalkreiche Bildungen, darunter auch Orthocerenkalke, *Pentamerus* - Kalke und Encrinitenkalke in einzelnen Stufen.

Die Wiederkehr der gleichen Fossilstufen in weit auseinander gelegenen Gebieten weist darauf hin, daß jeder neue Meeresanstieg nach langen Zwischenzeiten immer wieder die gleiche weithin eingeebnete Fläche gleichförmig überspült hat. Vergleiche etwa die drei manchmal nur in Mächtigkeiten von wenigen Metern erhaltenen *Paradoxides*-Stufen des Mittelkambriums oder die noch weiter verbreitete oberkambrische *Olenusstufe*, die z. B. in Jämtland noch in einer Stärke von wenigen Zentimetern nachweisbar bleibt. Daß manche Stufen über größere Strecken nicht erkennbar sind oder auch tatsächlich auskeilen, ist leicht zu verstehen.

Die reichere kalkige Entwicklung, insbesondere die der Orthocerenkalke des Ordovik, rückt im N weiter nach W ab, aus der autochthonen Zone in die der parautochthonen Falten. Aber auch noch weit abseits von den zusammenhängenden Gebieten können vereinzelt Kalklinsen in den Schiefeln auftreten. Größere Absatzpausen sind häufig durch Diskordanzen oder doch durch Unterbrechungen in der Schichtfolge angezeigt. Man findet sie unter anderem zwischen den oberkambrischen Olenusschiefern und den unterordovizischen *Ceratopyge*-Kalken und in den Konglomeraten an der Basis der mittelordovizischen *Chasmops* - Kalke.

Die über die Flächen westlich des autochthonen Randes ausgebreitete Schichtfolge ist in die von W heranrückenden Decken aufgenommen worden. A s k l u n d zählt vorläufig sechs bis sieben solcher Decken und gibt dem ursprünglichen Ablagerungsraum — nach einer mathematischen Überlegung auf Grund der gegen W zunehmenden

Schichtmächtigkeiten — eine Breite von etwa 100 km. Die Deckschollen aus aufgeschürftem Grundgebirge haben Teile der sedimentären Decke mitgenommen. In diesen gewahrt man eine verhältnismäßig rasche Zunahme der Mächtigkeiten und daneben auch eine Vervollständigung der Schichtfolge sowie eine Bereicherung der Fazies von den tieferen gegen die höheren Schubschollen. So schwillt nach Askund's Angabe (S. 87) die Mächtigkeit des gesamten Kambriums von 14 bis 60 m im Autochthon auf 100 bis 150 m in der zunächst anschließenden Föllinge-Scholle an. Von der höheren, sehr mächtigen Olden-Scholle ist das Kambrium bereits wieder entfernt worden. Die *Dictyonema*-Schieferzone des unteren Ordovik wurde am Sjougdälven NNW des Tasjö mit $\frac{1}{4}$ bis 1 m Stärke beobachtet. In dem nahe herangeschobenen Allochthon im SE dieser Örtlichkeit erreicht dieselbe Stufe eine Mächtigkeit von 8 bis 10 m. Der einem verhältnismäßig tiefen Wasser entstammende Orthoceren-Kalk fehlt im Autochthon fast vollständig; er kann dort durch Kalksandsteine ersetzt sein.

Wenn Askund (S. 85) hervorhebt, daß die wahrnehmbaren Niveauperänderungen während des Kambro-Silurs „nach einem einheitlichen Schema“ verliefen, so daß die verschiedenen Teile der „Geosynklinale, während beinahe jeder neuen Niveauperänderung ihr Vorzeichen behalten haben“, so besagt dies, daß die Meeresschwankungen auch in diesem beschränkteren Gebiete nicht anders erfolgt sind, als es von den allgemeinen Pulsationen zu erwarten ist. Dementsprechend — auch dies wird ausdrücklich hervorgehoben — wird der östliche Schelf am alten Kontinentalrumpf immer wieder zur Uferzone und die einzelnen Stufen der intermittierenden Zyklen bleiben hier am Ost- rande immer nur als dünne Ablagerungen des „Geosynklimales“ erhalten.

Mit der gleichen Beharrlichkeit haften auch die morphologischen Überreste der jeweiligen Peneplainbildung am Rande der „Geosynklinale“. Hieher gehören nach Askund die Abrasionsterrassen, „deren jeweilige base-level die verschieden hohen Schelfflächen“ entsprechen.

Die Schlußfolgerung Askund's über den Ablauf des Gesamt- vorganges läßt sich wohl ebensogut wie für die Vorstellung des aus der Geosynklinale erstehenden Gebirges auch für die Vorstellung des gegen den alten Sockel heranwandernden Kontinentalrandgebirges ver- werten; nämlich: „daß die abgedeckte subkambrische Peneplainzone am Rande der Kaledoniden den ursprünglichen Kontinentalrand Fennoskandias bildete, bis der kaledonische Diastrophismus zu dem uralten Kontinentalsockel ein mächtiges, breites Band mit aufgestapelten Geo-

synklinalsedimenten und ihrem Liegenden aus altem archaischem Kristallin und algonkischen Sedimenten hinzufügte“.

Auch der Wechsel der Sedimentation in einzelnen Stufen, wie die Einschaltung von gröber klastischen Sandsteinen und Grauwacken in den *Ogygiocaris*-Schiefern und den anschließenden Stufen des oberen Silurs allochthoner Schollen in Jämtland, wäre nach Asklund nicht auf kaledonische Bewegungen im westlichen Geosynklinalrande zurückzuführen; denn auch solche Zwischenschwankungen erstrecken sich über die ganze Breite des Absatzgebietes und haben ebenso wie den Westrand auch den Ostrand ergriffen.

2. Die mesozoischen Transgressionen.

Schonen. Auf der Bruchscholle von Schonen, die der schwedischen Südküste angeheftet ist, liegt über Silur und in schmalen Gräben zwischen den Horsten des Grundgebirges eingeklemmt eine mächtige Schichtfolge, von der noch später im allgemeineren Zusammenhange die Rede sein wird (S. 53). Sie beginnt mit fossilarmen Keupertonen (vgl. Troedsson 1938) und einigen Stufen von Kohlen führendem Rhät mit Pflanzenresten, die in eine wechselvolle und fossilreiche, vorwiegend marine Schichtfolge des Lias übergehen. Darüber lagert umfangreichere oberste Kreide in der Fazies der Schreibkreide. Sie reicht vom Untersenon bis in die dänische Stufe. Dazu kommen noch mergelige, kalkige und glaukonitische Spuren von Paläozän mit Tuffen und verschiedenen Ergußgesteinen. Da Lias und Kreide stellenweise unmittelbar auf dem verwitterten Grundgebirge liegen, meinte Högbom (1913 b, S. 86, 125—26), daß sich die damalige Transgression nicht weit landeinwärts erstreckt habe. Es sei aber daran erinnert, daß zum mindesten die Transgression der oberen Kreide in vielen Teilen der Erde alt entblößtes Festland ergriffen hat. Im südöstlichen Schonen sind durch Bohrungen auch Emscher und Granulatenkreide von einiger Mächtigkeit erschlossen worden (Lundgren 1935). Es sind die Stufen, mit denen allenthalben auf der Erde die Kreidetransgression ihre größte Ausdehnung erreicht, und nichts steht der Annahme im Wege, daß sie auch hier noch weit über die erhaltenen Reste hinaus, vielleicht über das ganze skandinavische Grundgebirge, ausgebreitet waren.

Ob die fossilleeren Tone der sog. Visingsöformation am Wettersee dem Rhät von Schonen gleichzustellen sind, ist sehr fraglich. Da sie unmittelbar dem Grundgebirge auflagern, ist es nicht unwahrscheinlich, daß sie zum Devon gehören (vgl. Ewetz 1927, 1932; Wetzel 1940).

Andøy. Ein tektonisches, aber nicht ein stratigraphisches Gegenstück zu Schonen ist weit im N das Juravorkommen auf der Lofotinsel Andøy. Die verschiedenen Verwerfungen, die den nur etwa 10 km langen Juragraben randlich begrenzen und auch im Inneren zerteilen, werden von der vermutlich jungtertiären Brandungsplatte durchschnitten (J. H. L. Vogt 1905). Der tiefere Bau ist hauptsächlich durch die Bohrungen auf die Kohlen des Braunen Juras an der Unterfläche der Schichtfolge geklärt worden. Die einstmalige weite Ausbreitung der einzelnen Schichtstufen kann schon aus ihrer relativen Vollständigkeit und aus ihren Mächtigkeiten erschlossen werden. Die Schichtfolge enthält bei einer Gesamtmächtigkeit von 510 m Kalloway, Oxford, Kimmeridge und die Aucellen der Wolgastufe. Ein Block von Neokom, der von Th. Vogt in der Umgebung gefunden worden ist (Ravn und Vogt 1915), weist darauf hin, daß hier auch noch höhere Schichtglieder vorhanden waren und entfernt worden sind. Die Stufenfolge mit der angegebenen Mächtigkeit entspricht im ganzen recht häufigen und verbreiteten Querschnitten durch das mitteleuropäische Mesozoikum. Auch an den Rändern der deutschen Horste beginnt die Schichtfolge zumeist mit dem Braunen Jura.

J. H. L. Vogt hielt es für ziemlich sicher, daß der vielleicht 1000 m über dem gegenwärtigen gelegene Spiegel des Jurameeres ganz Skandinavien zugedeckt hat. Er vermutet einen vollen Zusammenhang mit den von Meeresschwankungen begleiteten Transgressionen über Schonen, Bornholm und im Skagerrak, wo am Meeresgrunde ebenfalls Brauner Jura und ältere Kreide nachgewiesen worden sind, und mit dem Juraprofil von Brora im Golf von Donegal an der Ostküste von Schottland. Weiterhin breitet sich die Transgression des Braunen Juras mit *Macrophalites macrocephalus* über Spitzbergen, Franz-Josefs-Land, König-Karls-Land und über die russische Tafel aus. Der Meeresanstieg, der in vielen Teilen der Erde schon im Lias begonnen hat, bleibt fast allenthalben herrschend bis an den Schluß des oberen Juras. Ihm folgt der häufig als allgemeinere Hebung gedeutete Rückzug des Meeres an der Basis der Unterkreide im ganzen nördlichen Europa von Rußland durch Norddeutschland und über das südliche England bis Frankreich.

Nur im Zusammenhange mit den allgemeineren „Pulsationen“ des Meeresspiegels ist die Bedeutung des spärlichen Zeugen von Andøy entsprechend zu werten, wie etwa die eingeklemmten Reste unter dem Granit der Lausitzer Überschiebung von Zeidler bei Rumburg oder der ebenfalls von Granit überschobene Jura von Ortenburg in Niederbayern. Es sind willkürlich genannte Beispiele, die daran erinnern,

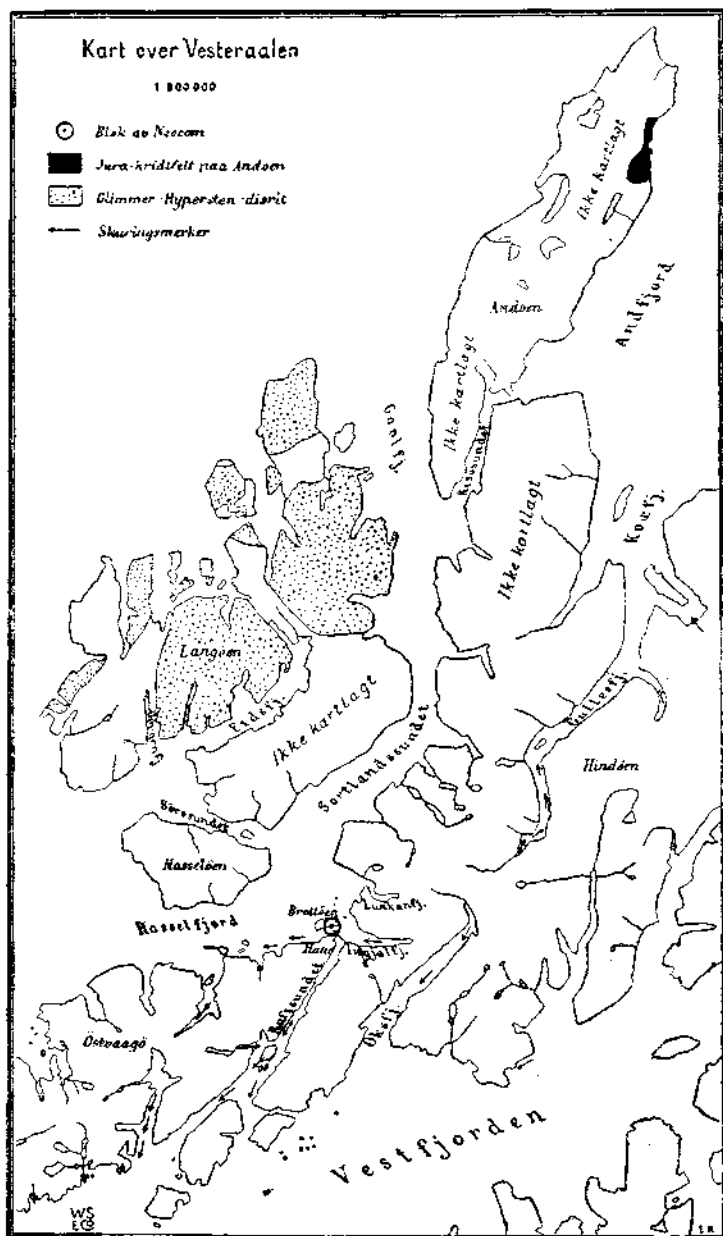


Abb. 2.
Verbreitung von Jura und Kreide auf den Lofoten.
Aus Ravn und Vogt 1915.

Kreis mit Punkt = Neokomblock, schwarz = Jura-Kreide, Gebiet von Andøy,
gepunktet = Glimmer-Hypersthen-Diorit

daß die erhaltenen Reste und Zeugen nur sehr allgemeine und unvollständige Grundlagen für die Darstellung der einstigen Meeresräume darbieten. Weiter ausgreifende tektonische und stratigraphische Vergleiche sind zur Vervollständigung des Bildes unentbehrlich. Wenn man den Umfang der mesozoischen Großpulsationen als Gesamterscheinung über die Erde hin betrachtet, kann man wohl verstehen, daß, so wie der größte Teil der russischen Tafel, auch ein Block mit den Abmessungen Skandinaviens überwältigt und untergetaucht werden konnte. Man darf weiterhin folgern, daß die im Jungtertiär bloßgelegte „paläische“ Fläche nach Reusch oder Rumpfebene schon durch die mesozoischen Transgressionen im härteren Untergrunde ausgearbeitet worden war.

In diesen allgemeineren Zusammenhängen wird, wie ich glaube, auch die von Høltedahl (1925) hervorgehobene bemerkenswerte Ähnlichkeit in der Gesamtanlage von England und Spitzbergen dem Verständnis näher gerückt. Beide Gebiete sind erhaltene Überreste aus demselben großen Transgressionsbereich und in beiden sind die Abräumungsreste derselben Transgressionsfolgen erhalten geblieben, die über dem eingeebneten kaledonischen Sockel ausgebreitet waren. Im Tertiär wurden die Gebiete an einer Abrißkante gehoben und die Schichtfolge über den gekippten Blöcken der Abtragung preisgegeben. Die Abtragungsfläche entblößt hier und dort in annähernd gleicher Folge und Ausbildung die den kaledonischen Sockel umgürtenden Formationen.

Jedenfalls weisen die Vorkommen von Schonen und Andøy darauf hin, wie leicht man irren kann, wenn man in einer paläogeographischen Karte ein Gebiet nur deswegen als Festland verzeichnet, weil das dargestellte Zeitalter dort heute nicht durch Gesteine vertreten ist.

3. Morphologische Entwicklung im Känozoikum.

In den Alpen, so wie in den meisten jüngeren Orogenen der Erde, ist der orogenetische Stau noch bis in die jüngste Zeit und vielleicht noch bis in die Gegenwart wirksam geblieben, so daß trotz der ungeheuren Massenverluste durch den Abtrag noch ein hochragender Wulst aus dem Körper des Orogens vorhanden ist. Der variszische Bau war zum ersten Male im Unterkarbon, zum zweiten Male, und zwar endgültig, im Oberkarbon und Perm völlig oder fast völlig eingeebnet worden. Die Trümmer, aus denen einige Hauptzüge des Baues gegenwärtig wieder hergestellt werden können, sind erst in geologisch junger Zeit, etwa im älteren und mittleren Tertiär, hochgerückt worden und verdanken ihre Umrisse Bruchsystemen, die nur zum Teil der

ursprünglichen orogenetischen Anlage angepaßt sind. Der kaledonische Bau war schon zur Devonzeit zerstört und im Mesozoikum vermutlich vollkommen unter das Meer getaucht worden. Trotzdem ist in dem gegenwärtigen skandinavischen Gebirgszuge, wie die Analyse lehrt, noch eine allgemeine Abhängigkeit von der ursprünglichen orogenetischen Anlage zu erkennen. Der die Küste in der orogenetischen Hauptrichtung begleitende breite Kamm ist aber kein Abtragungsrest des ursprünglichen Hochstaues, wie etwa der erwähnte Kamm der Alpen. Der vormals bereits vollkommen eingebnete Bau ist erst in der jüngsten geologischen Vergangenheit in der Richtung seiner Hauptanlage zerteilt worden und hochgequollen. Was wir heute sehen, ist eine besondere morphologische Schöpfung, die nur in mittelbarem Zusammenhang mit der Orogenese steht.

Das östlich anschließende Grundgebirge von Fennoskandia ist als ein zum größten Teil von der sedimentären Decke befreites Stück der russischen Tafel aufzufassen. Im Vergleich zur ganzen Ausdehnung der Tafel, die viel größer ist, als die der gesamten mitteleuropäischen Horstgebiete, erscheinen die breiten Hochflächen, auch mit den angeschlossenen, bis an 2000 m ansteigenden Bergmassen höchst unbedeutend. Die Platte ist nur äußerst sanft emporgetrieben.

Der unserem Auge so vertraute Umriss der skandinavischen Riesenhalbinsel ist in nicht geringem Ausmaße als eine Zufallslinie anzusehen. Sie ist durch den augenblicklichen Stand des Meeresspiegels gegeben, der bis heute noch nicht aufgehört hat, in breiten Rhythmen über die flachen Küsten zu wechseln. Noch in jüngster Zeit hat er die Küstenlinien wiederholt um Beträge von einigen hundert Kilometern verschoben. Noch nach dem Schwinden der letzten Eisdecke war zeitweise die ganze finnische Platte und eine breite Küstenzone um den Botnischen Busen und bis zum fernen Weißen Meer sowie die ganze mittelschwedische Seenplatte unter die Wässer des *Yo dia*-Meeres untergetaucht. Durch die Zeiten des vom Meere abgeschürften Süßwassersees der *Ancylus*-Zeit und des neuerlichen Meereseinbruches in die Ostsee zur *Litorina*-Zeit näherten sich die Küstenumrisse unter mancherlei Schwankungen denen der Gegenwart.

Außerdem quillt das Festland seit der beginnenden Entlastung durch den Eistrückgang in breiten wandernden Wellen langsam empor, so daß die höchste ehemalige Meeressgrenze etwa in der Mitte des Botnischen Busens um 284 m, nach Fr. Nansen's Schätzung sogar um 500 m gehoben ist. Der abgeschwächte Nachklang des früheren rascheren Anstieges bewirkt heute noch eine Hebung von etwa 1 m im Jahrhundert,

Diese Vorgänge hatten aber keinen Anteil an der Gestaltung der großen Umrisse; andere Kräfte waren hier am Werke.

In Fennoskandia waren das alte Gebirge und sein Vorland schon durch sehr alte Abtragung und Überflutungen zu einer morphologischen Einheit im allgemeineren Sinne verschmolzen worden. Jüngere Erosion hat die scharfe Grenzlinie des Glinnt neuerdings herausmodelliert. Darüber hinaus wird aber die nordische Riesenhalbinsel von einer großzügigeren und einförmigeren Formengebung beherrscht, als das vielfältiger gegliederte Mitteleuropa. Es fehlen hier die ausgiebigen Verstellungen an jüngeren Bruchsystemen, in denen, wie die größeren Zusammenhänge lehren, die Ausläufer der Zersplitterung der südwärts gleitenden asiatischen Kontinentalmassen enthalten sind. Damit fehlen auch die breiten Senkungsfelder mit den offenen und vielästigen Talssystemen. Es fehlt ferner jede Spur des durch die tertiäre Zerstückelung im außeralpinen Mitteleuropa erweckten Vulkanismus, dessen Ausläufer noch die entlegeneren Bruchlinien im S der russischen Tafel begleiten.

In dem breit und flach aufgewölbten Buckel ist der harte Untergrund der Tafel an die Oberfläche gebracht worden. Die allgemeine und gründliche Auswirkung der glazialen Abtragung auf diesen harten Untergrund bedingt die einheitliche morphologische Gestaltung der ausgedehnten Gebiete. Ein herrschendes Motiv im äußeren Umriß von Fennoskandia ist eine ausgesprochene Eckenrundung. Die breite Lappenform ist am besten in der Halbinsel Kola ausgebildet. Mit weniger glatten Rändern kehrt sie im gebirgigen Langen Fjeld von Südnorwegen wieder. In der südschwedischen Halbinsel ist sie mehr durch den Winkel von Karlskrona als durch den Anhang von Schonen gestört, denn dieser sondert sich deutlich als ein Fremdkörper von dem geschlossenen Küstenbogen. Er ist eine abgesunkene Scholle, auf der die mesozoische Schichtfolge mit Rhät, Lias und Oberkreide über dem Silur erhalten geblieben ist (vgl. S. 48).

Auch die finnische Seenplatte nähert sich, wenn auch mit etwas abgekanteten Randlinien, der durch den allseits gleichmäßigen Abfluß der Eisdecke erzeugten Grundform. Die schmal ausgekolkten Zungenformen des Bottnischen Busens werden von Linien der gleichen Stilart umrandet.

Der gegenwärtige Gebirgszug war vor der Hebung eine ausgeglichene Platte und kaum geschieden von der Oberfläche des anschließenden Grundgebirges, die gegen S zu mit der Unterlage der russischen Tafel zu verbinden ist. Die unruhigere Geländegestalt des Gebirges entstand durch die selektive Erosion in dem mannigfaltiger

zusammengesetzten Orogen; insbesondere durch das Herauslösen großer Massen von Tiefengesteinen aus den einstmals gewiß sehr mächtigen, mehrfach übereinander gestauten sedimentären Hüllen. Die über 1000 m aufragenden Gebirgsstöcke mit alpinem Formenschatze, die zum Teil noch Gletscher tragen, sind Überreste einer einstigen zusammenhängenden Hochfläche. Dazu kommen nach de Geer (1912) noch gesonderte, ungleichmäßig und quer verlaufende Aufwölbungen tertiären Alters. Der Abfall des Glin, der streckenweise die Rolle des Gebirgsrandes übernimmt, fällt als Erosionsstaffel nicht mit der Wasserscheide zusammen.

Der steile Abfall gegen das Nordmeer begünstigte die Entwicklung mächtiger Talgletscher, die ein älteres Talnetz ausgefurcht und zur Fjordlandschaft umgestaltet haben. Die erste Anlage dieses Talnetzes verlegen die norwegischen Geologen in die Tertiärzeit, aber erst eine spätere, kräftiger einsetzende Erosion hat die Talgründe tiefer eingesenkt und zur Aufnahme der mächtigen Fjordgletscher vorbereitet. Sie war aber zu kurz, um die Neugestaltung der Täler zu vollenden. Die rückschreitende Erosion hat die den Quellgebieten genäherten Strecken nicht mehr erreicht; eine steilere Staffel führt aus den unteren Talgründen zu ihnen empor.

A. H a m b e r g konnte bereits 1910 (S. 722) als Stütze für seine Annahme, daß die Decken des Hochgebirges von einer verlorengegangenen höheren Zentralzone im W herkommen, die Angabe von Walter Wrak (1908) verwerten, derzufolge die ältesten Talbildungen eine einstige viel weiter im NW gelegene Wasserscheide voraussetzen.

Aus dem sonstigen Schrifttume sei hier nur hervorgehoben, was A h l m a n n schon vor längerer Zeit (1919) auf Grund umfassender Studien über die morphologische Entwicklung Südnorwegens gefolgert hat. Obwohl unbeeinflusst von den hier vertretenen neueren Anschauungen, erscheint es wie zu deren Erläuterung vorgebracht. Während einer kontinentalen Erhebung Südnorwegens im Spättertiär wurde der größte Teil des Gebietes zur Festebene und wahrscheinlich auch bis nahe an die allgemeine Erosionsbasis abgetragen. Gegen das Innere zu leiteten unruhigere Geländeformen hinüber zu einem Gebirgslande, von dem gegenwärtig die mächtigen Stöcke von Jotunheimen und Dovre nebst weiteren Bergmassen aus widerstandsfähigeren Gesteinen über der Einebnungsfläche des westlichen Norwegen erhalten geblieben sind. Aus dem Entwässerungssystem ist zu erkennen, daß die Gebirgsblöcke ehemals viel weiter nach W ausgedehnt waren. Damit war auch die Wasserscheide weiter nach W verschoben. Die Hauptentwässerung erfolgte damals gegen E, nach ähnlichem Plane wie

heute in den großen Tälern des Glommen, im Gudbrands-, Valdres- und Hallingdal. Durch die Hebung im Spättertiär war eine lange andauernde ruhige Entwicklung unterbrochen und eine lebhaftere Umbildung nach einem neuen, völlig umgestellten Plane eingeleitet worden. Wie auch aus der Morphologie zu erkennen ist, muß, vom geologischen Gesichtspunkte betrachtet, die Hebung sehr rasch vor sich gegangen sein. Das wird von Ahlmann ausdrücklich betont. Alte Bruchsysteme wurden dabei neu belebt, neue Schwächezonen traten in Erscheinung. Ihnen folgten manche Wasserläufe und konnten sie rasch zu Tälern erweitern. So wurde der jung gehobene Block auf das lebhafteste zerschnitten. Ein Teil der Flüsse blieb konsequent mit unveränderter Richtung in der alten Furche. Ein anderer Teil schwenkte um und formte entgegengerichtete subsequente Täler.

Übrigens kann die gegenwärtige Talgestalt Skandinaviens, das ist die Verbiegung der Täler und die Verschiebung der Wasserscheide, kaum in Anschluß an den ersten Abriss und kaum zugleich mit der ersten Hebung entstanden sein. Sie dürfte eine Folge des späteren Zurückweichens der Küste durch die fortschreitenden Abbrüche von Küstenstreifen sein, wie es durch die jungen untermeerischen Störungen verzeichnet ist (Holte dahl 1935 b). (Vgl. S. 204.)

Was sich dem Einsatz der nun folgenden glazialen Zyklen darbietet, war ein gehobener Landblock, den bereits eine Gruppe von aufeinanderfolgenden Talgenerationen durchschnitten hatte. Schon war die Versteilung gegen W und damit auch die Verlagerung der Wasserscheide vollzogen worden. In den mittleren Stücken waren die Täler bereits zur Reife gelangt, in den äußeren Teilen waren sie bis nahe an die Erosionsbasis niedergebracht worden. Die Täler im W wurden nun durch die mit steilerem Gefälle arbeitenden mächtigeren Talgletscher zu groß angelegten Fjorden ausgeweitet. Dabei wurde das Werk der Talabzapfung über die älteren Wasserscheiden hinaus fortgesetzt. Ein Blick auf die Karte läßt den Gegensatz zwischen den kürzeren überschwemmten Taltrögen im W und den mit geringerem Gefälle lang hinziehenden östlichen Tälern klar erkennen. Dabei mag beachtet werden, daß die Großtäler des Gudbrandsdal, Valdres- und des Hallingdal in den morphologischen Bereich des Oslograbens abgelenkt worden sind. Auch ihnen sind schon die Flußläufe in der Nähe der Ursprungsgebiete von W her entzogen worden.

All dies besagt, daß in dem skandinavischen Gebirgskamme nur etwa die Hälfte eines der Länge nach zerteilten orogenen Bauwerkes erhalten ist.

Was in seiner allgemeinen Gestalt die Bezeichnung eines „Großfaltenwurfes im kaledonischen Streichen“ zu rechtfertigen scheint, erklärt sich in seinen besonderen Bildungsbedingungen aus regionaltektonischen Vergleichen und aus seiner Geländegestalt und Talgeschichte.

In welchem Umfange die Reste einer mesozoischen Decke bei der Hebung im Tertiär noch mitgenommen worden sind, ist unsicher. Epigenetische Täler im Gebiete des Oslograbens weisen auf eine einstige höhere Bedeckung. Es ist auch angenommen worden, daß hier die transgredierende Kreide über dem Altpaläozoikum abgeräumt worden ist (vgl. S. 51).

Das Herausschälen der Grundhärtinge, insbesondere der großen basischen Massen von Jotunheimen und Dovre mit etwa 1500 m Höhe über einem Sockel von etwa 500 m wird ebenfalls mit der Hebung im Jungtertiär begonnen haben; so wie auch die Großgliederung des Reliefs mit den breiten Querwalmungen der jämtländischen und der Drontheimsenke und der Erniedrigung der gesamten Gebirgskette gegen N zum guten Teile einer selektiven Erosion im Jungtertiär zugeschrieben werden mag.

Die auf die Gesamthebung folgende episodienreiche morphologische Geschichte mit ihren zahlreichen Sonderfragen, darunter der Frage nach den gegen das Innere ansteigenden Gefällsstufen, nach der Ausbildung von Piedmonttreppen und ihrer Anzahl, nach der Ausebnung der Hochflächen, der Eintiefung der Fjordtäler und der Schaffung mannigfaltiger Feinskulpturen während der Eiszeiten, wie auch die Hebungen und Senkungen mit dem Kommen und Gehen der Eislast, dazu noch der Küstenangriff durch den selbständig bewegten Meeresspiegel, bedeutet ungeachtet des großartigen geschichtlichen Inhaltes in der Gesamtheit nicht mehr als eine ganz oberflächliche Modellierung an dem massigen gehobenen Block. Sie hat keinen näheren Bezug mehr zu den hier behandelten Grundfragen der Tektogenese.

Die Geländeformen zunächst der Meeresküste und nahe unter dem Meeresspiegel aber und ihre Geschichte bleiben bedeutungsvoll, da von dort Aufschluß über die Zeitfolge und über die Fortdauer des Abbröcklungsvorganges zu gewinnen ist. Auf zweierlei Gestalten ist dabei Bezug zu nehmen. Die eine ist die sogenannte norwegische Uferebene oder „Strandflade“, die dem Steilhang der norwegischen Küste als abgeflachte Felsenstufe vorgelagert ist. Zur zweiten gehören die *Abbruchstaffeln*, deren scharfe Ränder insbesondere durch Lotungen in dem unter den Wasserspiegel getauchten Küstenstreifen erkannt worden sind. Hier wird zunächst nur allgemeineres darüber gesagt. Zusammen mit den entsprechenden Gestaltungen an den grönländischen

Küsten und des zwischenliegenden Meeresgrundes werden diese Erscheinungen sich zu einer überschaubaren Ereignisfolge im Rahmen der großzügigeren Tektogenese, das ist des Auseinandergleitens der Land-schollen, ergänzen lassen (vgl. S. 204 ff.).

Der beschleunigte Tiefenschurf im Jungtertiär wird mit dem großen Abrisse zu verbinden sein, der den kaledonischen Bau der Länge nach zerteilt und den Steilabfall der norwegischen Küste zum tieferen Meere geschaffen hat. Man wird aber anzunehmen haben, daß die ursprüngliche Abrißfläche weiter draußen, in einiger Entfernung von der gegenwärtigen Küste gelegen war. Mit der Vorstellung, daß die Flußläufe damals länger gewesen sind, wird ein Einwand gegen die Annahme der Entstehung der Fjordtäler durch Erosion ausgeschaltet. Durch das dem Hauptabriss folgende Nachbrechen und Absinken von Randstreifen an Verwerfungen ist die Küste zurückgeschoben und damit das Gefälle der Täler versteilt worden.

4. Die norwegische Strandebene.

Die Angabe von de Geer (1912) und anderen, daß im Tertiär eine Hebung der skandinavischen Gebirgskette um 1000 m oder noch mehr stattgefunden hat, begegnet einer anscheinenden Schwierigkeit in der Deutung der Strandflade. Aus einem Gewirre von abgestumpften Schärenklippen erhebt sie sich ganz allmählich über den Meeresspiegel und dringt mit einer Breite von vierzig bis mehreren hundert Kilometern landeinwärts vor. In einem schmälern Saume knapp unter dem Felsabsturz oder dem alten Kliff erreicht sie Höhen bis zu 30 oder 40 m über dem Meeresspiegel. Dieselben Abmessungen haben die Breite ihrer untermeerischen Fläche und die Tiefe ihrer untermeerischen Kante, so daß sie durch die gegenwärtige Uferlinie beiläufig in zwei gleiche Hälften geteilt wird.

So wird die Strandflade in ihrer verbreiteten Ausbildung geschildert. Ihre Gestalt ist aber manchem Wechsel unterworfen und ihre Grenzen lassen sich nicht in allen Strecken mit gleicher Sicherheit bestimmen. Gegen N zu wird sie im allgemeinen unruhiger. An manchen Stellen soll sie bis 100 m SH ansteigen. Auf den südlichen Lofoteninseln, Vaerö und Röst, liegt sie dagegen nach Reusch in Meereshöhe.

H. Reusch (1894) hat sie in ihrer zusammenhängenden Ausdehnung zuerst erkannt. Er hat ihre Entstehung in vorglaziale Zeit, das ist in das spätere Tertiär verlegt. Ihm folgten in dieser Auffassung E. Richter und J. H. L. Vogt (1900, 1907). So wie er, glaubten sie in ihr das großartigste Beispiel einer marinen Abrasionsplatte wahrzunehmen. Vogt gibt ihr in Helgeland im mittleren Norwegen eine

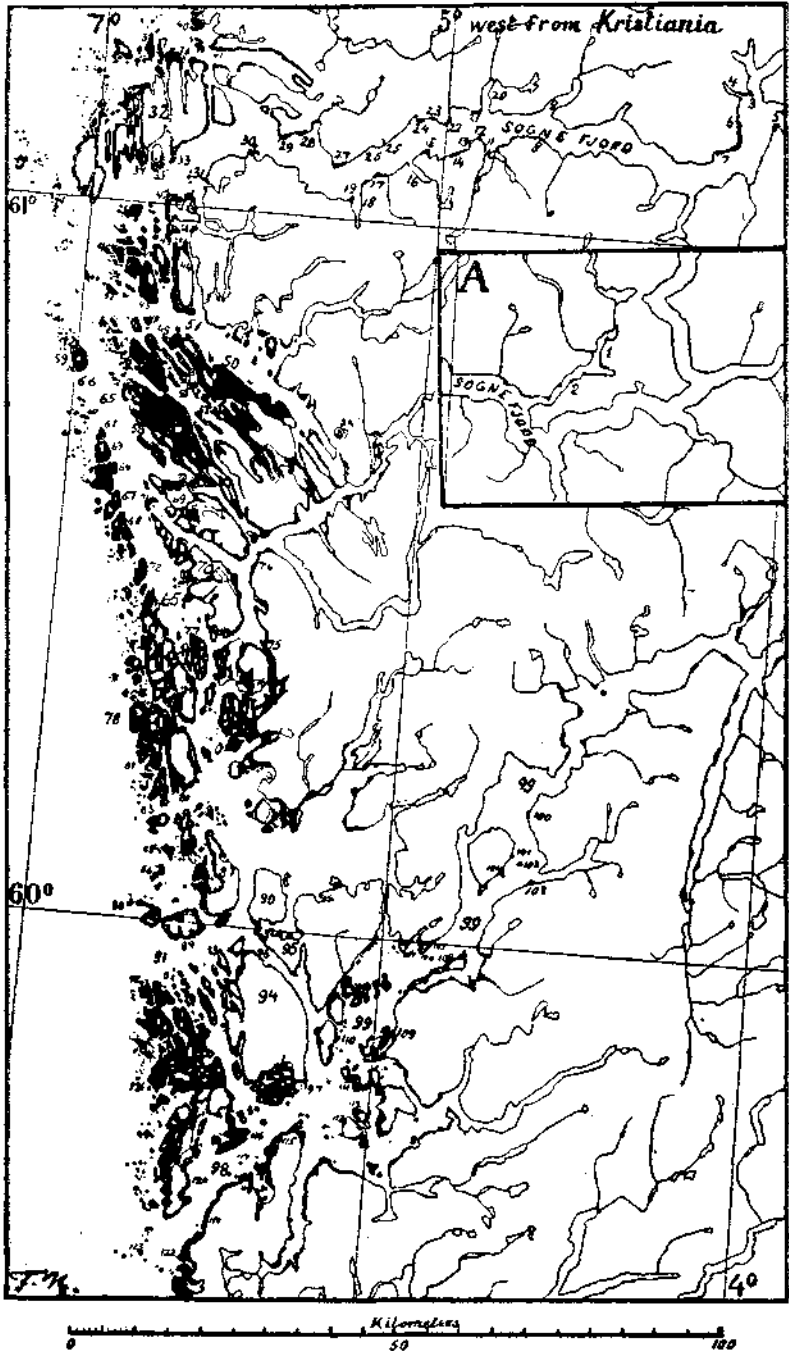


Abb. 3.

Karte der Verbreitung der Strandflade an der Westküste von Norwegen zwischen Sognefjord und Bømmelfjord.

Aus Nansen 1922.

Die Nebenkarte A zeigt die inneren Teile des Sognefjordes. Schwarz die Strandflade, so weit Nansen sie untersucht hatte. Die Ziffern beziehen sich auf Ortsangaben des Urtextes.

Breite von 45 km. Eine Felsenhöhe von 400 m müßte dort abgescheuert worden sein und auf den Lofoten müßte nach Vogt die Hälfte der Bergkette bis zum Meeresspiegel abgetragen worden sein.

Auch Th. Vogt vertrat in seiner Arbeit über die Landschaft der Lofoten (1912) ganz entschieden die Brandungsplatten-Hypothese.

Nach der Angabe von Nansen (1904) sollen die Fjorde vor der Strandflade gebildet worden sein. Als die Strandflade zu entstehen begann, wäre die Küste schon durch subaërische Abtragung und Verwitterung in Inseln zersplittert gewesen. Unter Mitwirkung von Frost soll die Strandebeine während und unmittelbar nach der ersten Eiszeit geformt worden sein.

Sederholm äußerte bereits 1910 Bedenken gegen das hohe Alter der Brandungsplatte (Sederholm, 1912). Später kam er ausführlicher auf die Frage zurück (1911 c, 1913). Er verwies auf die Tatsache, daß die Einebnungsfläche auch vom Wellenschlag geschützte Stellen im Inneren der Fjorde mit umfaßt, und auf die Möglichkeit, daß zur Eiszeit der Frost die Abspülung der Flächen durch die Wellen vorbereitet hätte. Bei ihm findet man auch schon die Angabe, daß der Umriss der Küstenebene durch Dislokationen vorgezeichnet und daß sie zum mindesten an vielen Stellen durch Bruchlinien begrenzt sei. Man wird also zu dem Gedanken geführt, daß in dem von der Küstenplattform eingenommenen Raume auch abgesunkene Randschollen mit enthalten sind. Sie konnten morphologisch leicht mit ihr vereinigt werden, wenn ihre Oberfläche nicht zu weit über der Brandungslinie gelegen war. Auch de Geer verband die Strandflade mit den durch Bruchstufen begrenzten Abtragungsflächen, da ihr die für eine Brandungsplatte zu fordernde vollkommene Horizontalität fehle.

In einer zusammenfassenden Darstellung des Problems hat Högbom (1913 a) darauf hingewiesen, daß in den nördlichen Gebieten die Küstenplattform nur in den gegen das Meer offenen Strecken entwickelt ist. Flächenstücke an geschützten Stellen werden einer alten Strandflade zugeteilt. Allerdings sind solche Flächen oft schwer mit Sicherheit von der eigentlichen Strandflade abzutrennen. Die Fjorde und die untermeerischen Kanäle waren vor der Küstenebene gebildet worden. Zur Zeit der beginnenden marinen Abrasion war das Land bereits so weit abgetragen, daß nur die härtesten Gesteine nennenswerte Erhebungen zurückgelassen hatten. Wie ein gewundener Saum soll die Abrasion zwischen die Inselgruppen eingedrungen sein und einzelne von ihnen vollkommen überwältigt haben. (Diese Anschauung stimmt allerdings nicht mit Högbom's Forderung überein, daß die Küstenebene offenes Meer vor sich gehabt haben müsse. Ahlmann.) Die meilenweite

Küstenebene von J. H. L. Vogt schrumpft damit zu einem schmalen gewundenen Saum an Buchten und Inseln ein. Aber auch diese Vorstellung begegnet noch manchen Schwierigkeiten. Högbom verlegt die Bildung der Küstenebene in eine lange Zeit des Stillstandes zwischen zwei Eiszeiten, nachdem die Fjorde durch Flüsse ausgearbeitet und in einer späteren Eiszeit erneuert worden waren. In einer folgenden Eiszeit war die Küstenebene vollkommen zugedeckt geblieben und hatte deshalb ihre ausgeglichene Form bewahren können. Dagegen wird von Ahlmann geltend gemacht, daß die Annahme einer Interglazialzeit von einer Dauer, wie sie die Ausbildung einer Strandflade auch nur in dem von Högbom angenommenen Ausmaße erfordern würde, vollkommen ungesichert sei. Dazu wäre auch zu bedenken, daß die Abrasion während der 10.000 bis 13.000 Jahre der postglazialen Zeit kaum irgend eine wahrnehmbare Wirkung auszuüben imstande war.

Nach Ahlmann (1919) ist die Strandflade nur im Zusammenhange mit der Topographie des Hinterlandes, in ihrem Verbande mit den Fjorden und Tälern zu verstehen. Insbesondere auf Grund seiner Untersuchungen im Manger-Distrikt auf Radö nordwestlich von Bergen wendet sich Ahlmann gegen die Erklärung der Strandflade durch marine Abrasion. Er betont, daß im Manger-Gebiete die vorglaziale Talgeneration ganz allmählich, ohne Gefällsstufe, in die Abtragungsebene hinüberführt. Das Eis hätte wohl die älteren Täler in der Fußebene ausgeweitet; im großen und ganzen aber wäre die Ebene unter der schützenden Eisdecke aufbewahrt worden. Über einer Fläche von so großer Ausdehnung und so geringem Gefälle wäre die marine Abrasion bald unwirksam geworden. Sie hätte nur die küstennächsten und tiefsten Teile der Fläche angreifen und auch dort kaum mehr als eine Abräumung bewirken können. Dafür sprechen auch die Stücke der Ebene, die vor dem Angriffe durch die Brandung geschützt hinter felsigen Rücken erhalten geblieben sind. Die Fläche wäre als der am weitesten gegen das Meer vorgeschobene und am vollkommensten ausgebildete (most distal and fully developed) Abschnitt einer subaërischen Talgeneration aufzufassen. Die Bezeichnung Küstenebene oder „Strandflade“ wäre deshalb nach Ahlmann besser durch die Bezeichnung „distal base-levelled plain“ zu ersetzen (S. 105).

Man wird allerdings auch im Auge zu behalten haben, daß die breite Brandungsplatte nicht gleichförmig bei stillstehendem, sondern bei wechselndem Meeresspiegel geschaffen worden sein kann. Das bezeugen auch die Stufen in verschiedenen Strecken der Strandflade. Nur im Anstiege erobert das Meer größere Landflächen. Nur die schwä-

cheren Täler eines jüngeren Zyklus sind noch in diese ausgereifte Fläche eingesenkt worden.

Eine klar zu unterscheidende, ausgesprochene und knapp am Meeresspiegel gelegene Brandungsplatte mit steilem Randkliff umsäumt dagegen die südlichsten der Lofoteninseln, Vaerö und Röst. Sie gehört in das jüngste Glazial. Ihre Bildung wurde unterstützt durch subaërische Einflüsse während der letzten Eiszeit und ist vor allem dadurch ermöglicht worden, daß die Inseln selbst eisfrei blieben.

Ähnlich wie Ahlmann deutet auch W. Penck (1924, S. 186) die Fläche als eine großdimensionierte Piedmonttreppe. Evers spricht ebenfalls von einer Piedmont- oder Rumpftreppe.

Gegen Ahlmann hebt Machatschek (1938, S. 184) hervor, daß auch noch nahe an der Küste unterscheidbare Reste der Oberfläche erhalten geblieben seien; gerade hier finde sich die stärkste Zertalung. Er kommt (S. 191) zu dem Schluß, daß doch nicht der Frost, sondern die Brandung das im wesentlichen Wirksame gewesen sei. Sie hätte nicht den ganzen Gesteinskörper zu bewältigen gehabt, „der zwischen Kliff und Schelf herausgemeißelt wurde“, denn es seien eingearbeitete Kerben in einem schon früher angelegten Abfall angegriffen worden. Dafür wären die länger andauernden Zeiten einer ungefähr gleich hohen Lage des Meeresspiegels zur Verfügung gestanden, „als welche die gesamten Interglazialzeiten angesehen werden können“.

Eine Entstehung der Strandflade im Tertiär ist gleichfalls schwer anzunehmen, da sie ja gegenüber dem heutigen Strand kaum verschoben ist. Man kann sich kaum denken, daß eine während eines doch ungeheuer langen Zeitraumes geformte Brandungsplatte, die später bedeutende Hebungen oder Senkungen mitgemacht hat, schließlich, ohne zerbrochen oder verbogen zu werden, so genau in ihre ursprüngliche Lage zurücksinken konnte. Eine solche Vorstellung hat allerdings Fr. Nansen vertreten. Da auch an den äußeren Küsten erhöhte Brandungsmarken wahrzunehmen sind, dachte er, daß das Festland nach einer Senkung durch die Eislast der diluvialen Gletscher, einem gewissen Beharrungsvermögen folgend, in die frühere Lage zurückgekehrt sei. Ähnliches wäre auf Franz-Josef-Land, Nowaja Semlja und Spitzbergen wahrzunehmen. Er denkt sich das Festland seit dem Tertiär gleichsam in eine bevorzugte Dauerlage eingespannt, um die es in „elastischen“ Schwankungen während des Diluviums verschoben werden konnte. Der Vorgang deutet mehr auf elastisches Nachgeben des Untergrundes als auf isostatischen Ausgleich.

Der Frage der Strandebene wurde hier einige Aufmerksamkeit gewidmet, weil in ihr ein guter Teil der Geschichte des norwegischen,

westskandinavischen Ufers nach dem Abriß und nach der tertiären Hebung enthalten ist; das ist — darauf sei gleich hingewiesen — zugleich auch die Geschichte während des Auseinanderrückens von Grönland und Skandinavien. Da die Strandflade jünger ist als die tertiäre Hebung, ist sie auch jünger als der Beginn der Umstellung der durch den Rückschub der Erosionsbasis verkürzten Talsysteme. Ihre Ausgestaltung fällt in die Zeiten des Abwanderns der Wasserscheide nach E. Ob nun der Annahme des marinen oder der des subaërischen Abtrages zum base-level der Vorzug gegeben wird, es beruhen beide auf der Voraussetzung, daß hier durch sehr lange Zeiträume gleichmäßig wirkende Vorgänge in Betracht kommen. Der ergänzenden Annahme von de Geer und Sederholm, daß an der Entfernung der die Küstenfläche überragenden Landmasse auch das Absinken der Randgebiete an Verwerfungen, wie es an vielen Stellen nachzuweisen ist, mitbeteiligt gewesen sei, kann kaum eine allgemeine, für die ganze Küstenstrecke gültige Bedeutung zugeschrieben werden. Im anderen Falle wären doch größere Ungleichförmigkeiten in der Ausbildung der Fläche zu erwarten.

Über den Betrag, um den die Landmassen durch das Inlandeis während des Pleistozäns erniedrigt worden sind, und über den Betrag des Tiefenschurfes in den Fjorden während derselben Zeit lassen sich ziemlich sichere Werte gewinnen. Er erscheint gering im Vergleich zu dem, was an der Küstenlinie beim Ausbau der Strandflade geleistet werden mußte. Schmalere, die Küste der Inseln und Täler umsäumende Flächen, in denen sich die Hauptfläche fortsetzt, mögen durch gesonderte oder vereinigte Wirkung der Verwitterung und der Brandungswellen während der Interglazialzeiten gebildet worden sein. Man wird aber kaum daran zweifeln können, daß die Ufergestalt in ihren großen Zügen vor der Eiszeit gebildet worden ist.

Wenn, wie de Geer und Sederholm meinen, abgesunkene Schollen an der Strandebene beteiligt sind, so erklären sich leicht manche Unregelmäßigkeiten auf der Oberfläche der Strandflade. Für ihre gesamte Ausbildung konnten sie aber keine sehr hervorragende Rolle spielen.

In den Stufen und Marken in der Strandflade, wie sie z. B. von Nansen in 30—40, 15—18, 8—10 und — 10 m angegeben werden, sind Oszillationen oder Schwankungen des Meeresspiegels verzeichnet. Wie sich aus dem Späteren noch ergeben wird, haben sie nach dem Abrisse und während des Abwanderns der grönländischen Scholle stattgefunden. Der mögliche Gedanke, daß die Spiegelschwankungen, deren Spuren man kaum an einer größeren Küstenstrecke der Erde vermißt,

in irgendeiner Weise mit dem Wandern der Schollen zu verbinden sind, findet hier keine Stütze.

III. Umriß und Rahmen.

Den Eigenstil eines Orogens bestimmen die Umrisse und die Bewegungen der den beiden Flanken angeschlossenen Nachbarschollen. Zwischen das eintauchende Vorland und die herandrängende) erzeugende Scholle wird das Orogen eingebaut. In dieser Abhängigkeit spiegelt sich seine ganze Entstehung. Der von außen her wirkende Antrieb, der die Anlage im großen geschaffen hat, beherrscht auch das innere Gefüge des Orogens in allen Einzelheiten.

1. Die Ostseite.

Das Vorland.

Zum Eigenstile der skandinavischen Kaledoniden gehört vor allem ihr geradliniger Verlauf mit dem einheitlichen, auf eine Erstreckung von über 1400 km deutlich verfolgbaren Überschiebungsrande gegen das Vorland im E. Der vielfach zerlappte und örtlich ganz in lose Schollen aufgelöste Deckenrand stört nur äußerlich den Gesamteindruck. Gerade durch die zerlegende und unterschneidende Erosion wird erst die Einheitlichkeit der Aufschubfläche voll aufgeschlossen. Kein anderes Orogen auf der Erde zeigt annähernd ähnliche Verhältnisse.

Eine Vorbedingung für eine solche großräumig gleichförmige Anlage ist die einheitliche und vertikal wenig zergliederte Oberfläche des Vorlandes mit einer nicht allzu mächtigen und wenig gestörten Hülle von Sedimenten (vgl. S. 43).

So wie jede größere geschlossene Gebirgsmasse ist auch das fenno-skandische Grundgebirge an ungezählten Klüften zerteilt und zonenweise auch zerrüttet und zergliedert. In den harten Gesteinen haben Klüfte und Kluftsysteme der ätzenden Wirkung des Wassers und des Eises auf große Strecken hin den Weg gewiesen. Die Hauptkluftrichtungen treten dann in der Oberflächengestalt, insbesondere in den geradlinigen Talzügen, sehr deutlich hervor. Unruhiger gestaltet sich die Landschaft, wo Absenkungen in das Bruchnetz eingeschaltet sind, besonders im mittelschwedischen Bruchgebiete. Der Vätternsee ist ein Graben und die drei umgebenden Silurstrecken sind durch allerdings geringe Versenkungen an Klüften vor der Abtragung bewahrt geblieben. Das Gleiche gilt für andere über Fennoskandia verstreute Lappen der Visingsöformation, von Silur und von jotnischem Sandstein. Vielfach

durchkreuzen sich die Linien und es wechseln die stärker hervortretenden Richtungen.

Sichere Anhaltspunkte über das Alter der Zerklüftung sind zumeist schwer zu gewinnen. Nach Gunnar Andersson und Sederholm geschah die Hauptausbildung der Gräben erst im Tertiär. Andererseits ist ein weit höheres, selbst vorkambrisches Alter für manche Gruppen von Gängen nachgewiesen. Man wird anzunehmen haben, daß die alte Scholle in verschiedenen Abschnitten eines ungeheuer langen Zeitraumes nach verschiedenen Richtungen zerteilt und zerklüftet wurde.

Gänge von Hyperit, das sind basische, amphibolitisierte Gesteine mit Resten von Ophitstruktur, sind hauptsächlich auf nord-südlichen Spalten unbekanntes Alters eingedrungen. In dem einzigartigen Erup-tivgebiete des berühmten Grabens von Oslo hat schon eine altpaläozoische Bruchzersplitterung einem Magmaaufstieg allergrößten Stiles den Weg eröffnet. Auf die in der Magmakammer während langer Zeiträume abgeschiedenen Sonderschmelzen, auf die daraus erstehende Mannigfaltigkeit von eigenartigen Erstarrungsgesteinen und überhaupt auf die für ein grundsätzliches Verständnis der magmatischen Vorgänge so bedeutungsvollen Erkenntnisse die hier zu gewinnen sind, kann ich gegenwärtig nicht eingehen.

Eigentlich haben alle diese Zerklüftungen nur als ein verstärkter und gesteigerter Ausdruck einer allgemeinen Kataklase zu gelten, wie ihr kaum irgend ein fester gefügtes größeres Gebiet auf der Erde entgeht. In ihr mag die Auswirkung von verschiedenartigen Spannungen tektonischer oder isostatischer Art zu erblicken sein. Deshalb bleibt an ihnen auch die vertikale Komponente vorherrschend und sie sind nicht mit den im schrägen Anstiege übereinander gleitenden Karpinskischen Schollen oder mit den von tiefen Senkungsgräben begleiteten Brüchen des rheinischen Systems zu vergleichen. Das besonders spröde und dicht gefügte Grundgebirge begünstigt die Ausbildung von scharf durchschneidenden und weit hinstreichenden geradlinigen Spalten.

Mit der schon besprochenen, durch die vorkambrische Abtragung geschaffenen glatten Fläche, mit der subkambrischen Peneplain, war der östliche Rahmen zur Aufnahme des heranrückenden Gebirges bereitgestellt. Hier begegnete es dem hemmenden Widerstande. Die altpaläozoische Schichtfolge wurde beim Anschub passiv mitgenommen. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit lieferte sie im Vergleiche zu anderen Orogenen, etwa den Varisziden oder den Appalachen, eine nur spärliche Vertretung der „nicht belasteten Zone“ im orogenen Bau.

Was sich als einheitlich gefügter Block dem kaledonischen Faltenbau gegenüberstellt, ist eigentlich ein zufälliges Randstück der Riesenscholle, die Fennoskandia und die russische Tafel bis zum Schwarzen Meer in sich vereinigt. Fennoskandia ist ein breit und flach aufgewölbter Anhang, in dem die bunte Mannigfaltigkeit des älteren, zum größten Teile metamorphen Untergrundes über die weithin ausgebreitete ein förmige Bedeckung der transgredierenden Formationen herausgehoben ist. Die Einheitlichkeit der Riesenscholle wird noch bestimmter als durch die stratigraphischen Beziehungen der transgredierenden Formationen durch die Bloßlegungen dargetan, in denen Leitgesteine des skandinavischen Grundgebirges an entfernten Stellen wieder zutage treten. Hieher gehören unter anderen die Rapakiwigesteine im Grundgebirge von Wolhynien und die Plutonite von deutlich finnischem Charakter im Asowischen Horste zwischen dem Donezbecken und dem Schwarzen Meere.

Die Tiefenstrukturen und mit ihnen die Zeugnisse wiederholter kontinentaler Aufschüttung und Abtragung bis auf den kristallinen Untergrund tauchen mit unveränderten Merkmalen unter dem den kaledonischen Decken vorgelagerten Randsaum von autochthonem Kambro-Silur. Nichts rechtfertigt die Abtrennung dieses Randsaumes von der zusammenhängenden Tafel und seine Einordnung in einen orogenen Untergrund oder in eine die Orogenese vorbereitende Geosynklinale. Der flache Nordostrücken, der nach Askland erst im Mittelkambrium von der marinen Transgression überschritten wurde, bietet hiezu keinen Anlaß.

Erst durch das Heranrücken der Sevescholle, des Trägers einer mächtigen fremden Schichtfolge über dem kristallinen Sockel, also durch einen Anstoß von außen her, sind die westlichen ausgedehnteren Strecken des transgredierenden Kambro-Silurs in Überschiebungsdecken zerlegt, dem Allochthon und damit dem äußeren Orogen einverleibt worden. Auch wenn die Sparagmite im kaledonischen Vorlande, wie manche Forscher annehmen, als Sediment von einem werdenden kaledonischen Gebirge herkommen sollten, blieben sie damit doch außerhalb des dynamischen Orogens und ihre Unterfläche bliebe in ihren außerorogenen Merkmalen unverändert. Es scheint mir aber nicht notwendig, die Sparagmite in ein anderes Verhältnis zum unterlagernden Grundgebirge zu bringen, als etwa den jotnischen Sandstein und andere vorkambrische Kontinentalsedimente oder auch ihre jüngere Wiederholung, wie sie in den Resten der kontinentalen Zerstörungsprodukte einer verbreiteteren Hülle von devonischem Old Red auf dem Sockel des zerstörten kaledonischen Gebirges erhalten geblieben ist.

Wenn man die in die jämtländischen Decken aufgenommenen Reste des Kambro-Silurs im Gedanken auf die ursprünglichen Absatzräume zurückversetzt, erhält man, wie bereits gesagt wurde, eine gegen W hin an Mächtigkeit und Vollständigkeit zunehmende Schichtfolge. Über einer gegen W recht sanft abfallenden Kontinentalfläche, über dem mit zunehmender Entfernung vom östlichen Ufer zu größeren Tiefen absinkenden Grunde, konnten die Meeresschwankungen immer vollständigere und mächtigere Schichtpakete aufstapeln und zurücklassen. Zwischen dem östlichen Ufer und dem offenen Meere waren, wie man nach Askund's Beschreibung annehmen darf, noch Inseln eingeschaltet, die als losgerissene Grundschollen mit in die Überschiebungsdecken aufgenommen worden sind. Als eine solche mögen die Granite der Oldenscholle zu betrachten sein. Askund spricht von einem Archipel von steilen Inseln aus Oldengranit. Dieser liegt aber unter dem transgredierenden eokambrischen Quarzit. Die Inseln gehören daher in das Quarzitmeer und unter die subkambrische Peneplain, die erst die östliche Rahmenfläche für das Orogen bildet.

Aus diesen und auch allgemeineren Gründen vermag ich der Vorstellung Askund's nicht zu folgen, der den Westrand einer Geosynklinale hieher verlegt. Überhaupt scheinen mir die stratigraphischen Verhältnisse in den Formationen keinen Anlaß zu bieten, dieser äußeren Randzone in der vortektonischen geologischen Geschichte eine besondere, das Orogen vorbereitende Rolle zuzuerkennen, wie sie nach der verbreiteten Theorie durch Einordnung in eine „Geosynklinale“ ausgesprochen wird.

Im Westen, gegenüber dem sanft nach W abfallenden Rand des fennoskandischen Kontinentes, muß das offene Meer gelegen gewesen sein. Denn nur vom offenen Meer kann die Sevescholle herangerückt sein, die die mächtigeren marinen Sedimente aus größeren Meerestiefen und aus entfernteren Absatzgebieten mitgebracht hat. An den durch das Innere der Halbinsel in gerader Richtung fortstreichenden Abfall der subkambrischen Oberfläche ist das Gebirge herangepreßt worden. Der widerstehende Block wurde zum östlichen Rahmen des Orogens, durch den auch der Gebirgskette der im ganzen geradlinige Verlauf vorgeschrieben war. Sie war nicht gezwungen, sich in gewundenem Verlaufe den unregelmäßigen Umrissen, den vor- und zurücktretenden Rändern ihres Vorlandes anzuschmiegen, wie das z. B. an dem alpin-karpatischen Gebirgsbogen und an den eigentlichen Appalachen im S von New York so deutlich zu sehen ist.

Da die großen Deckenkörper über der Mulde von Tröndelagen und der des Massivs von Sogn-Jotunheim in die größten Längsdepressionen

eingesenkt sind, hat man geschlossen, daß der gewaltige Deckenwulst der Kaledoniden über eine breit gewellte Vorlandsfläche hingewandert ist. Diese vororogene Grundlage darf als eine Wirkung von großräumigen tangentialen Spannungen aufgefaßt werden, wie sie in Form von Brüchen oder Verbiegungen allgemeiner oder vereinzelt wohl in allen ausgedehnteren Tafelgebieten der Erde wahrzunehmen sind. Sie sind wahrscheinlich vor und unabhängig von der kaledonischen Orogenese durch Eigenbewegungen in der Tafel selbst entstanden und man wird sie nach allgemeineren Analogien kaum als Vorläufer dieser Gebirgsbildung aufzufassen haben.

Im alpinen Bau ist die Längsgliederung durch Kulminationen und Depressionen allerdings erst während der Orogenese und durch diese zu ihrer beherrschenden Bedeutung gesteigert worden. Das kann aus den über den hochgestauten Massiven transgredierenden permischen und mesozoischen Schichtfolgen erschlossen werden. Hier hat sich aber dem orogenen Antriebe ein bereits stark zertrümmertes und an verschiedenen Bruchsystemen in Gräben und Horste zergliedertes Vorland dargeboten.

So wie zumeist an den äußeren Rändern der Orogene ist zwischen den allgemeinen Richtungen des Streichens in den vorlagern den älteren Massen und den Hauptrichtungen der kaledonischen Deformation kein Parallelismus wahrzunehmen. Im Gegenteil, ebenso in den nördlichen wie in den südlichen Gebirgsstrecken wird das Streichen in dem tief abgetragenen vorkambrischen Vorlandsrumpfe von den Richtungen der angeschlossenen jungen Falten zumeist in annähernd rechtem Winkel durchschnitten. Holte dahl (in Bailey und Holte dahl 1938, S. 7) und Asklund (1938) haben darauf ausdrücklich hingewiesen. Hier wird diese Selbstverständlichkeit nur deshalb besonders hervorgehoben, weil sehr häufig und zur Stütze anderer Theorien das Aufleben älterer Strukturen in jüngeren Falten und ein Beharren der vorherrschenden Richtungen durch lange geologische Zeiträume behauptet wird, ja zu der ganz sonderbaren Begriffsbildung eines „geologischen Trägheitsgesetzes“ geführt hat. Wo die Randfalten eines Orogenes an ihre Vorländer anschließen, kann man stets das gleiche wahrnehmen.

Nur örtlich zeigen sich die Richtungen im kaledonischen Bau durch den Verlauf der älteren Strukturen mehr oder weniger deutlich beeinflusst, so in den Sparagmitgebieten südlich des Femundsees und südlich von Rösos nahe der Reichsgrenze, wo die metamorphen Sparagmite in die N—S-Richtung umschwenken, und in dem tief eingeschnittenen Halbfenster von Sylfjäll (Sylarna), wo metamorphe

jotnische Sandsteine unter aufgeschobenem Kambro-Silur und kristallinen Schollen zum Vorschein kommen.

Das bekannteste Beispiel dieser Art ist die Berührungszone der von NE heranreichenden Kaledoniden mit der westnordwestlich verlaufenden karbonischen Außenzone der Varisziden von Devonshire, wo eine überdies nach neueren Erkenntnissen auch im tieferen Baue bis nach Armorika herüberreichende Anpassung der jüngeren an die querüber streichende ältere Richtung wahrzunehmen ist (F. E. Sueß 1938 a, S. 135).

Um so bestimmter sind sonst die querübergelegten Falten der Sedimenthülle über dem Vorlande als die Wirkung eines besonderen, von allen älteren Ereignissen unabhängigen, einheitlichen Vorschubes zu erkennen. Ungeachtet mancher örtlicher Abwandlungen beherrscht sie die Randfalten vom Jämtland nordwärts über die ganze Länge des Gebirges. Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß eine solche Gleichförmigkeit der Randfalten nur vor einem entsprechend einförmig gestalteten Vorlande bestehen kann. Der Wandel in der sedimentären Bedeckung bleibt gering im Verhältnis zu den Entfernungen. Sparagmite mit ähnlicher Gliederung, mit Zwischenlagen von Birikalk und Tillithorizonten, begleiten weithin den Ostrand. Auch in Finmarken gehören Sparagmite und sparagmitähnliche Gesteine zu den beherrschenden Bestandteilen der Schichtfolge.

Dabei ist der Umstand von geringerer Bedeutung, daß die hemmende Scholle zur Zeit der kaledonischen Orogenese unter der subkambrischen Penepalin zu einem für den Angriff von außen her einheitlich geschlossenen Gebirgskörper zusammengefügt war; denn jetzt kommt es nur auf die äußere Kante an und nicht auf die älteren Strukturen, die von ihr abgeschnitten werden. Die Gebirgsketten können mit einheitlichem Rande auch aus ungleichen Trümmern zusammengefügte Vorländer umfließen. Ein altbekanntes Beispiel dafür, auf das schon E. Sueß hingewiesen hat, ist der an den verschiedenen Vorländern, an dem Grundgebirge der Böhmisches Masse und an den senkrecht heranreichenden sudetischen Falten, vorbeiziehende Außenrand des alpin-karpathischen Bogens. Wie sich die Scharungen der Bögen in die kantigen Umrisse der Vorlandsschollen einzufügen haben, darauf ist in der zweiten Abhandlung dieser Reihe hingewiesen worden (F. E. Sueß 1938 a, S. 95 ff.).

Stärker gedrängter Überfaltungs- und Überschiebungsbau innerhalb einer verbreiterten Vorlandzone, wie im Raipasgebiete am Porsangerfjord und im Tana-Varangergebiete in Finmarken ist ebenfalls durch die ursprüngliche Gestalt des Vorlandes und die Beschaffenheit seiner

Bedeckung bedingt. Die unbewegte Vorlandstafel mit ihrer verhältnismäßig spärlichen Sedimenthaut wird hier durch den umfangreicheren Körper einer vorkaledonischen Faltenzone abgelöst, die sich vermutlich in die Falten auf der Halbinsel Kanin fortsetzt und von den Falten der kaledonischen Richtung überwältigt wird.

Vertikale Verstellungen an älteren Brüchen dürften es ermöglicht haben, daß im mittleren Jämtland, südlich des Femundsees und in anderen Gebieten vorkambrisches Kristallin über Sparagmit oder auch über Kambro-Silur vorgeschoben worden ist.

Die Unterlage der jämtländischen Decken gehört noch der Vorland-scholle an, die sich überdies mit unbekannter Breite westwärts unter die Sevedecke fortsetzt. Erst nahe der Zone der magmatischen Aufbrüche wird man den in die Tiefe reichenden Körper der heranbewegten kontinentalen Großscholle anzunehmen haben. Dorthin, vielleicht auch schon in den Raum jenseits der gegenwärtigen Küste, wäre — wie schon *H a m b e r g* (S. 722) angenommen hat — eine Wurzelzone zu verlegen, wenn es sich als nötig erweisen sollte, eine solche als besondere Gefügeform zwischen die erzeugende Scholle und den enorogenen Bau einzuschalten.

Wo in den Randstrecken die Sparagmitfläche größere Breite gewinnt, wie in den Gebieten von Gudbrandsdal und Rondane und nördlich des Femundsees, ist eine von außen gegen innen zu gesteigerte Metamorphose wahrzunehmen. Hier vollzieht sich der Übergang zum inneren, höher metamorphen Enorogen, das einstmals in weiterer Ausdehnung von den Überschiebungsmassen der Bergen-Jotungesteine im SW und des Schiefergebirges von Trøndelagen eingedeckt gewesen ist. Die weit ins Innere des Orogens reichende Abtragung eröffnet den Weg zu bedeutungsvollen Fragen, betreffend die Metamorphose im tieferen orogenen Untergrunde, die später noch mit Hinweis auf die Forschungen von *H o l t e d a h l*, *W e g m a n n* und *B a r t h* zur Sprache kommen werden.

Wie weit der einengende Seitenschub in geeignetem Stoffe über das Vorland wirksam bleiben kann, lehrt die über das breite süd-norwegische Sparagmitgebiet ausgedehnte Faltung (vgl. S. 85). Bei Oslo sind diese Strukturen in den trogförmigen Einsenkungen permischen und postpermischen Alters erhalten geblieben. Die Angaben von *H o l t e d a h l* unterrichten über die besondere Mechanik des Vorganges (*B a i l e y* und *H o l t e d a h l*, 1938, S. 14). Die höheren Glieder der Schichtfolge sind durch den seitlichen Druck von der Unterlage abgelöst und zum Abgleiten veranlaßt worden. Die unmittelbar auf dem Grundgebirge haftenden Konglomerate und eine Lagenfolge von we-

nigen Metern mit den Alaunschiefern sind von der kaledonischen Faltung nicht mitgenommen worden. Heftig zerknittert, gefältelt und örtlich verschleift sind die höheren Tonschieferlagen. Sie tragen widerstehendere Kalkbänke, die zu regelmäßigeren, zumeist isoklinalen Falten und Faltenüberschiebungen umgeformt worden sind. Noch ruhiger gefaltet sind die auflagernden mächtigeren Kalke des Silurs. In den Faltenmulden liegen auf ihnen die Reste einer downtonischen Sandsteindecke. Bis östlich vom Tyrifjord bei Oslo sind noch Überschiebungen von Ordovik auf Downtonian erhalten geblieben. Holte dahl (a. and. O., S. 15) schätzt, daß die Schichttafel zwischen Oslo und dem vorgeschobenen Rande der Sparagmite durch die Faltung etwa auf die Hälfte der ursprünglichen Breite eingeengt worden ist. Bei der gegenwärtigen Breite des Kambro-Silurgebietes von etwa 100 km besagt dies, daß die Sedimente am Rande der Sparagmittafel um etwa 100 km in der Richtung auf Oslo verschoben worden sind. Schubweiten der gleichen Größenordnung werden auch für die Quarzitdecken über den Sparagmiten in Südlapland und Nordjämtland angenommen.

W. C. Brögger (1932, S. 334) dachte an die Möglichkeit, daß an der Entstehung dieser Abscherungsfalten auch ein Abgleiten der Schichtmasse von der im N gehobenen Fastebene des Grundgebirges — vielleicht bei einer gleichzeitigen Senkung im S und SE — mitbeteiligt gewesen ist.

Das im E an die skandinavischen Kaledoniden anschließende Gebirge ist alter Kontinentalrand, wahrscheinlich einstmals erzeugt durch Bruch und Abriß, daher auch ohne ein den Rand begleitendes Gebirge; so wie viele gegenwärtige Kontinentalränder, aber mit sanftem Abfalle gegen das Meer. Die Gebirgskette der skandinavischen Kaledoniden wird zwar als ein Kontinentalrand-Gebirge zu erkennen sein. Der dazu gehörige Kontinent ist aber nicht in Fennoskandia zu suchen. Er ist von seinem orogenen Randwulste abgelöst worden und ozeanwärts abgerückt. In dieser Hinsicht sind die skandinavischen Kaledoniden vollkommen den Appalachen südlich von New York gleichzustellen, von denen dargetan worden ist, daß sie als von außen herangeschobener Saum mit Laurentia verschweißt worden sind und daß der dazugehörige Kontinent an der Stelle des gegenwärtigen Atlantischen Ozeans gelegen war (F. E. Sueß, 1936; Waterschoot van der Gracht, 1938, S. 1472).

Beide gehören, so wie auch die Alpen und die Varisziden, zum Typus der „gehemmten Kontinentalrand-Gebirge“, die im Vorwandern durch eine entgegenstehende Kontinentalscholle aufgehalten worden sind. In orogenen Bauten dieses Stiles kehrt die Neigung wieder, knapp

hinter dem orogenen Wulste an mit diesem gleichlaufenden Sprüngen abzubröckeln. Beispiele dafür haben außer den skandinavischen Kaledoniden auch die Kaledoniden in Schottland, die Alpen, die Varisziden und auch die südlichen Appalachen geliefert.

Die wandernde Kontinentalscholle hat die dem Abhänge zum tieferen Meere angelagerten Sedimentmassen vor sich hergeführt, dabei zum Faltenknäuel zusammengestaut und zusammen mit den magmatischen Einschaltungen vor sich hergewälzt. Der erreichte Vorlandblock ist durch das Gewicht der heranrückenden Kontinentalscholle zur Vor- oder Saumtiefe niedergebogen worden. Diese konnte den nachrückenden Faltenknäuel in sich aufnehmen und damit zum Faltengraben werden. Vermutlich hat auch der Stau an dem gleichförmig geradlinigen Widerstande die durchlaufenden und besonders mächtigen magmatischen Aufbrüche am Rande der erzeugenden Scholle bewirkt.

Die Ungleichförmigkeiten der mit der Kette heranbeförderten Gebirgsbestandteile bedingen es, daß so wie das innere Gefüge auch die Umrisse der Gebirgskette eine weit größere Unruhe in ihrer Gestaltung aufweisen als das von Alters her fester gefügte Vorland. Zu dieser Unruhe gehört auch das Steigen und Fallen der Gebirgsachsen in der Längsrichtung, wie es sich im Gefüge des inneren Baues offenbart. Auch davon wird unten noch die Rede sein, wie die gewaltigen Deckschollen über dem gegen S ansteigenden Untergrunde vollkommen herausgehoben werden. Die tiefsten Bestandteile des Baues kommen dort zum Vorschein und, wenn irgend wo, ist vielleicht dort, im tieferen, nicht leicht aufzulösenden kristallinen Gefüge Aufschluß darüber zu gewinnen, in welcher Weise die das Deckengebäude tragende Unterlage und die tiefere Vorlandscholle aneinander treten.

Die Saumtiefe.

Durch das Gewicht der heranrückenden Grundschollen des Orogens ist die überwältigte Oberfläche des Vorlandes flexurartig niedergebogen worden, so daß, namentlich im S von Skandinavien, die Höhe der dem Untergrunde angehörigen Vorlandsfläche von der des Gebirges kaum überragt wird (vgl. Goldschmidt, 1912, b). Bei Harkan (unweit Hammerdal), gegenüber der Fuldascholle kann aus den Mächtigkeiten eine Neigung der niedertauchenden Fläche von 200 m auf einer Strecke von 20 km abgelesen werden (Askund, 1938, S. 25). Unter der Gebirgskette wäre sie erst in einer Tiefe von etwa 1000 m anzutreffen. Mit Recht erblickt man in diesem Niederbuge ein besonderes Beispiel für die Ausbildung einer Saumtiefe, wie sie dem Außenrande der meisten Kettengebirge angeschlossen sind.

Zu den bezeichnenden Zügen der skandinavischen Kaledoniden gehört es, daß die grabenförmige Einsenkung gerade den gewaltigsten Falten- und Deckenknäuel in sich aufgenommen hat. Für das Problem der „Faltungsgräben“, wie sie Goldschmidt bezeichnet hat, wird unten mit Anlehnung an die Vorstellungen von Wegmann eine Erklärung angedeutet werden (S. 91 ff.). Sie sind hier mit den Aufbrüchen der großen vulkanischen Massen auf das engste verbunden. An der Hand von Vergleichen wird abermals die Frage aufzurollen sein, in wie weit der magmatische Auftrieb überhaupt als passiver oder aktiver Begleiter der Orogenese zu betrachten ist und ob nicht das ausnehmend reichliche Hervorbrechen der Plutonite an einer geradlinigen Narbe mit dem Stau des Gebirges an dem gerade gestreckten Widerlager und demnach auch mit der Gestalt seines Rahmens in Beziehung gebracht werden kann (vgl. S. 121, 184 ff.).

In den Alpen kann nur dem Gebiete der penninischen Decken die Rolle einer durch die Orogenese selbst erzeugten Saumtiefe (einer überwältigen „Geosynklinale“ im Sinne der verbreiteten Theorien) zugeschrieben werden. Sie ist in noch größere Tiefen hinabgetaucht, hat ebenfalls noch während der Bewegung aufsteigende Plutonite aufgenommen, diese im erstarrten Zustande, in der Gestalt der Zentralgneise, mitgeführt und verschleift. Ihr einstiges Vorland war das Kristallin der helvetischen Massive, ein gewaltiger sperrender Rahmen, vor dem das Pennin besonders tief herabgedrückt wurde und der später auch selbst von den über das Pennin hinweg nachrückenden Decken der Austriden überschritten wurde. Damit ist die Orogenese über den ursprünglichen Rahmen hinaus in das helvetische Gebiet, das im N der Massive seine Heimat hat, vorgetragen worden.

Der norwegische Glint.

Den eindeutig vorgezeichneten Rand der mächtigen vorgeschobenen Gebirgsmasse bildet gegenwärtig der sogenannte norwegische Glint. Er erstreckt sich als ziemlich steile Stufe, wenn auch mit vielfach zerlapptem und abgestuftem Rande, begleitet von abgetrennten Vorlagen, doch im Ganzen mit großartig einheitlichem Verlaufe durch 10 Breitengrade von der Hardanger Vidda durch das nördliche Jämtland und durch das nördliche Finnmarken zum Varanger Fjord. Indem er den Abfall des Hochgebirges gegen das schwedische Flachland begleitet, bewahrt er im großen ganzen die gleiche Richtung wie das Rückgrat der Halbinsel und ihre nordwestliche Küste. Früher wurde er ähnlich wie der finnische Gegenglint, das ist der Abtragungsrand des Altpaläozoikums zwischen dem Finnischen Meerbusen und dem Ladogasee, als Abtra-

gungsrand einer transgredierenden Schichtfolge aufgefaßt. Er ist auch in der Tat ein Abtragungsrand und entspricht demnach einer veränderlichen, wandernden und nur mittelbar einer im tieferen Bau vorgezeichneten Linie. Im tektonischen Sinn bedeutet er aber viel mehr als der finnische Gegenglint, denn an dieser Staffel vollzieht sich nicht die Auflösung einer glatt auflagernden Schichtfolge, sondern die eines Systems von flach übereinander geschobenen Deckeneinheiten.

Der finnische Glint trennt nur die vom Paläozoikum zugedeckte Fläche der russischen Tafel von dem zum größten Teile entblößten Gebiete. Am norwegischen Glint taucht dieser entblößte Anteil zusammen mit dem transgredierenden Altpaläozoikum endgültig unter den orogenen Bau. Die Eindeutigkeit der Grenze wird dadurch nicht beeinträchtigt, daß die Wirkungen des orogenen Antriebes noch eine Strecke weit in die transgredierende Schichtfolge vorgedrungen sind.

Am Überschiebungsrande der Hauptscholle oder eingeschalteter parautochthoner Decken ist noch ein Saum der kambro-ordovizischen Sedimente erhalten geblieben. Er hing wohl einst mit den größeren flachen Lappen in Jämtland, mit denen in den Gräben des mittelschwedischen Bruchsystems am Vänern- und Vätternsee und in dem großen Graben bei Oslo zusammen.

Jämtland.

In Jämtland haben die parautochthonen Decken die Randflexur des Vorlandes überschritten. Über den durch die subkambrische Fastebene ausgeglätteten Rahmen hin konnte das leicht geschehen. An die äußeren Decken schließen sich im mittleren Jämtland die tiefer aufgeschürften Mylonit- und Kristallinschollen (Offerdalscholle, Oldenscholle) und diese werden unmittelbar von der großen Sevescholle überschritten. Auch Schollen des autochthonen, dem Vorlande zugehörigen Grundgebirges sind noch im W der großen Flexur hochgeschleift worden. Sie tauchen gerade vor der Sevescholle im Storanfenster auf, das selbst wieder von der wurzellosen Deckscholle des Strömsquarzites überfahren worden ist. Weiterhin legt sich die mächtigste Sevescholle selbst mit den zerknitterten Massen der Kälischiefer und ihren Begleitern in die breite Einsackung im W hinein und wird so zum Faltenrog. Man gelangt damit in die verwickelteren inneren Strukturen des Orogens, aber die Abhängigkeit von der in den Rahmen gepreßten ursprünglichen Anlage bleibt auch hier noch erhalten. Der Beleg dafür wird in der Behandlung dieser beziehungsreichen Sonderfragen der kaledonischen Orogenese mit enthalten sein.

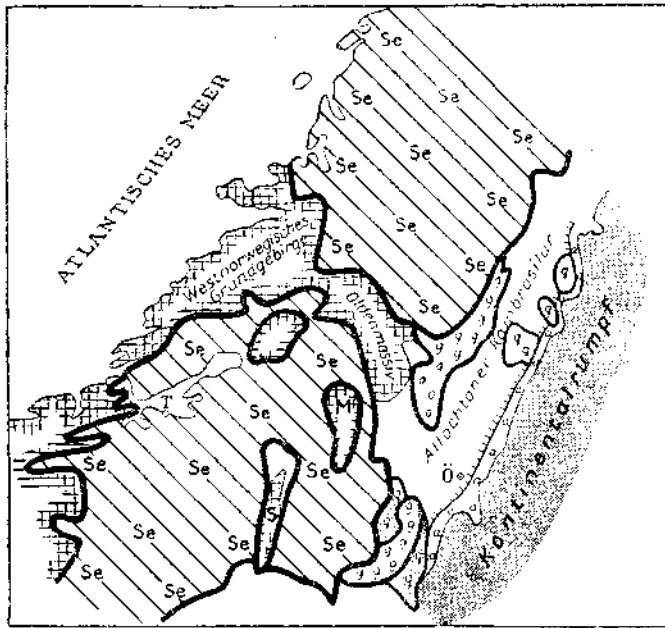


Abb. 4.

Tektonische Kartenskizze der mittleren skandinavischen Kaledoniden,
Aus Asklund 1938.

- | | |
|--------------------------------|-----------------------------|
| a = Autochthones Kambro-Silur, | q = Quarzitscholle, |
| g = Granit-Mylonit-Scholle, | S = Grundgebirgsfenster von |
| M = Grundgebirgsfenster von | Sylarne-Storlien, |
| Mullfjället, | Se = Sevescholle, |
| o = Offerdal-Scholle, | T = Drontheim, |
| Ö = Östersund, | |

Holtedahl und Asklund haben vor allem darauf hingewiesen, daß den jämtländischen Decken die gleiche Rolle im Gebirgsbau zukommt, wie dem Helvet in den Westalpen. Beide Gebiete enthalten abgeschertes Autochthon über einem zum Teil hochgeschleppten kristallinen Untergrunde, der dem Vorlande zugehört. In beiden Gebieten sieht man, wie die durch den Vorschub der kristallinen Schollen erregte Faltung in den das Vorland überkleidenden Sedimenten wirksam bleibt. Ähnlich wie der Faltenjura ist auch die über das Gebiet von Oslo ausgebreitete paläozoische Schichtfolge durch den Anstoß von ferne her von der Unterlage abgelöst und damit faltungsfähig geworden. Die in den jämtländischen Decken hervortretenden Grundschollen, wie die von Storán, werden dementsprechend ihrer Stellung nach den autochthonen Massiven im westalpinen Helvet, in der Zone des St. Gotthard und Mont Blanc, gleichgestellt. Daß in

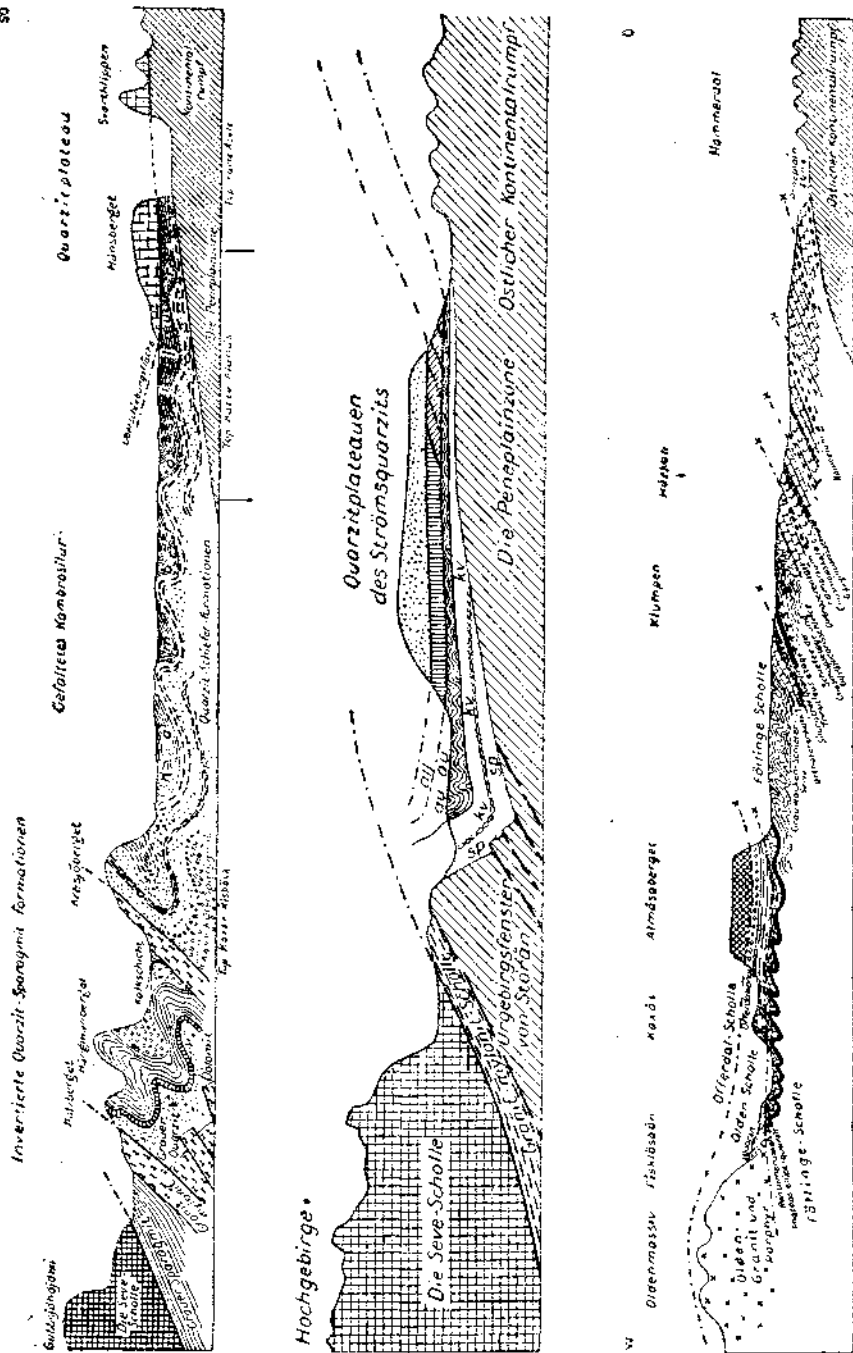


Abb. 5.

Drei vereinfachte Profile durch die mittleren skandinavischen Kaledoniden.

Aus Ask I und 1938.

Oben: Profil im südlichen Lappland, Langelean-Korpan.
 Mitte: Profil im nördlichen Jämtland und Angermanland, Bagede-Storan-Tasjötal.
 Unten: Profil im mittleren Jämtland, Olden-Offerdal-Hammerdal.

al = allochthones Kambro-Silur, kv = Quarz-Schiefer-Formation,
 au = autochthones Kambro-Silur, sp = roter Sparagmit.
 Zwischen kv und sp der Tiflit.

den Alpen so unvergleichlich gewaltigere Trümmer zu so überragenden Höhen emporgepreßt werden konnten, mag vielleicht dadurch verständlich werden, daß das Parautochthon an ein bereits an Querbrüchen verstelltes Vorland, an ein vorbereitetes Trümmerwerk von Schollen angepreßt worden ist. Auch die petrographisch abwechslungsreichere und zugleich geschmeidigere Schichtfolge des helvetischen Mesozoikums gehört zu den Umständen, welche die unterschiedliche Prägung der regionaltektonisch einander gleichzustellenden Bauten bedingen. An die Stelle der spröderen Deckschollen von Jämtland mit ihrem nicht unbeträchtlichen Grundgebirgsanteil treten hier die geschmeidigeren, in größerer Zahl übereinander gestaffelten Gleitdecken. Die Förderungsweiten bleiben aber innerhalb einer annähernd gleichen Größenordnung. Askund gibt den Überschiebungen in Jämtland eine Mindestausdehnung von 40 km. Im nördlichen Jämtland und in Angermanland nimmt er nach einer auf das Anschwellen der Mächtigkeiten in den höheren Decken gegründeten Überlegung eine wahrscheinliche Überschiebungslänge von 80 bis 120 km an. Die helvetische Schichttafel ist nach Heim um 120 km verkürzt worden.

So wie das Helvet der Westalpen gegen E durch die als Kalkalpen vertretenden Austriden auf die sichtbare Breite der Flyschzone eingengt wird, so verschmälert sich die jämtländische Zone in ihrer nördlichen Fortsetzung, indem sie unter die nach E vorgreifenden Gesteinsmassen der Sevescholle eintaucht.

2. Die Westküste.

Der geradlinige Verlauf der NW-Küste Skandinaviens vom Kap Stad bis zum Nordkap steht im auffallenden Gegensatz zu den oben geschilderten gerundeten Umrissen in der Umgebung der Ostsee. Schon durch den anschließenden steileren Abfall zum Grunde des Nordmeeres und durch die Art, wie sie den Gebirgsbau der Länge nach zerteilt, ist jene Küste als ein großartiger Abriß gekennzeichnet. Dieser Eindruck wird durch die anhängende untermeerische Staffel, die das hohe und steile Felsengebirge der Lofoten trägt, eher noch verschärft als abgeschwächt. Von den die Küste in nahem Abstände am Meeresgrunde begleitenden jüngeren und jüngsten Bruchzerstückelungen und Staffelsenkungen, auf die insbesondere Hottedahl hingewiesen hat, wird noch später die Rede sein (S. 204 ff.).

Der Abriß begleitet gleichlaufend der breite Wulst des westskandinavischen Gebirges. Wie bereits angezeigt worden ist (S. 51), wäre es irrig, diesen Wulst seiner Entstehung nach unmittelbar an die kaledonische Orogenese anzuschließen. Im S greift er über die Fal-

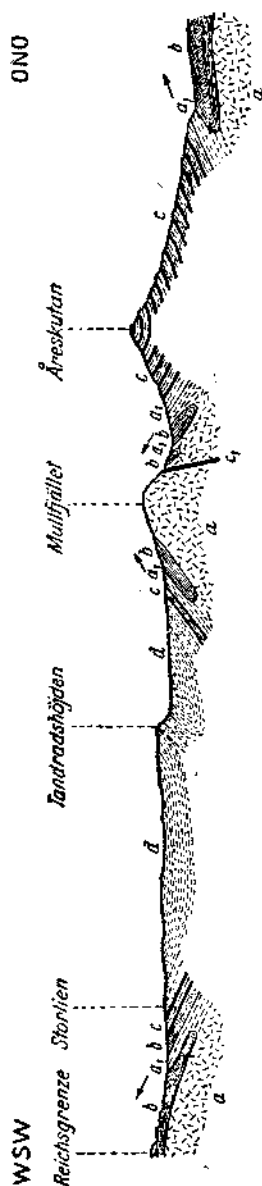


Abb. 6.

Profil durch Jämtland nach der Auffassung von G. Frödin.
Aus Frödin 1921.

Profillänge etwa 70 km. Die Pfeile bezeichnen die angenommenen Richtungen der Verschiebungen.

- a = Präkambrische Granite und Porphyrite, teilweise stark verschiefert (a_1),
- b = östliches Silur,
- c = Areschiefer,
- c_1 = kaledonischer Grünstein,
- d = Kältschiefer (westliches Silur).

tungszone hinaus und umfaßt auch noch einen Streifen des alten süd-norwegischen Grundgebirges. In den nördlichsten Strecken verläßt die Faltungszonen den morphologischen Gebirgszug und verläuft mit mäßigen Höhen (bis 500 m) durch das nördliche Finmarken gegen Vardö. Im äußersten Süden, bei Stad, gibt die Küstenlinie die das Gebirge begleitende Richtung auf und, indem sie nach S umbiegt,

überschreitet sie den Rand der Faltungszone. Auch das größere Gefälle zum Meeresgrunde jenseits des Schelfes folgt der Küste. Einem schalenförmigen Sprunge ähnlich umfaßt die tiefe norwegische Rinne die abgerundete Stirne von Südnorwegen und trennt sie von der seichten Nordsee.

An verschiedenen Stellen der Erde sieht man, daß ein junger Abriß von einem Hochrücken der unmittelbar anschließenden Landstreifen begleitet wird; davon kann unterschiedslos jede Art des Gebirgsgefüges ergriffen werden.

Gehobene Küstenstreifen begleiten mit großer Regelmäßigkeit die ausgedehnteren Abbruchküsten der Erde; fast stets sinken sie mit sehr steiler Böschung zum Meer ab. Das unterscheidet sie von den flachen Küsten, die von keinem Abriß und von keinen jüngeren Verwerfungen begleitet werden. Du Toit hat in seinem inhalts- und gedankenreichen Werke (1937, S. 256 ff.) die Erscheinung ausführlicher besprochen und in ihrem Bezuge zum Gleiten der Kontinente eingehender erwogen.

Eine ursprüngliche zum Meere ausstreichende Abrißstaffel kann durch Erosion vom Lande her im Vereine mit der vordringenden Meeresbrandung landeinwärts verschoben werden. Der Steilhang fällt dann nicht mehr mit dem ursprünglichen Abriß und nicht mit irgend einer Verwerfung zusammen. Die Flüsse werden landeinwärts abgelenkt oder nehmen ihren Weg durch Talengen oder über Wasserfälle zur Flachküste und zum Meere. Die schmalere oder breitere Küstenplattform endigt aber meerwärts an einer Kante mit steilem Abfall zum tieferen Meeresgrunde.

Ein klares Beispiel dieser Art sind die westlichen Ghats am Rande der indischen Halbinsel. Das große Escarpment von Südafrika, das vom Rande der großen Karroo über die Stormberge bis zu den Drakenbergen mit einer Höhe von 1000 bis 1500 m den bogenförmigen Verlauf der südöstlichen Küste wiederholt, darf als der landwärts verschobene Steilabfall der ursprünglichen Abrißküste angesehen werden. Seine Unregelmäßigkeiten und seine große Entfernung von der Küste weisen auf höheres Alter. Es scheint mir wahrscheinlich, daß bereits wiederholte Transgressionen während der Kreideformation an dem Rückschub des Steilabfalles und an der Ausglättung der vorliegenden Stufe mitbeteiligt waren.

Madagaskar gleicht im ganzen einem gegen W sanfter abfallenden Grundgebirgsblock mit höher aufquellender Ostkante.

An der atlantischen Küste von Brasilien, südwestlich von Rio de Janeiro bis Porto Alegre, entspricht die Sierra do Mar dem Rand-

wulste. Bis 1000 m ansteigend drängt sie die Wässer von der Küste ab zum Flußgebiete des Paraná gegen das Innere der alten Scholle. Das gleiche sieht man an den Rändern der Kontinentalschollen von Arabien, Australien und auch im Südpolargebiete, wo der Steilabfall von der zackigen Kante mit den transgredierenden Gondwana-Sedimenten mehr als 1000 m zum Grunde des Roß-Meeres absinkt.

Ein klares Zeugnis für einen ähnlichen Vorgang bietet die Asymmetrie der skandinavischen Halbinsel, der die zwischen der Ost- und der Westküste von Schottland an die Seite zu stellen ist. Du Toit stellt der skandinavischen Abrißkante die von Grönland jenseits des Nordmeeres gegenüber. In der gleichen Beziehung zueinander stehen die Westküste von Grönland und die Ostküste von Baffinsland jenseits der Baffinsbay und der Davisstraße. Darüber hinaus sieht man den gehobenen Randstreifen durch Labrador und durch Neufundland fortlaufen.

Wie ebenfalls schon du Toit hervorgehoben hat, findet man den Hinweis auf die Art der Entstehung solcher gehobener Randzonen in dem Schollenschub an den Rändern der großen Gräben, der „Rift Valleys“ nach der Bezeichnung von J. W. Gregory. Voran steht hier der Erythräische Graben oder das Rote Meer mit den Granitgebirgen an seinem Westufer. Mehr oder weniger scharf sind auch die Randkanten der inneren afrikanischen Gräben hochgekippt; wie z. B. besonders deutlich am Nyassa-Graben und am Tanganjika-Graben. Die gesamte Anlage des ostafrikanischen Sprungsystems, insbesondere auch das Auftreten von Zickzacksprüngen, kann nur durch ein Auseinanderweichen der äußeren Erdkruste, nur durch Zerrung entstanden sein. W. H. Bucher hat dies ausführlich dargelegt (1933, S. 325 ff.).

Es mag sein, daß das Hochsteigen der Abrißränder durch das plötzliche Erlöschen einer gewaltigen Zugspannung bewirkt wird. Abgesehen aber von der noch offenen Frage der Mechanik des Vorganges, die hier nicht näher erörtert werden soll, führt das Auftreten dieser morphologischen Besonderheit an den nicht zu bezweifelnden Zerrungsgräben zu dem Schlusse, daß auch das Hochsteigen der Kontinentalränder als eine Folge einer Zerrung und des Zerreißen einer Kontinentalscholle aufzufassen ist. Übereinstimmend mit dieser Auffassung durchschneiden die Küsten dieser Art in der Mehrzahl der Fälle autonom das Gefüge des alten Grundgebirges. An den uralten Schollen von Indien, Afrika, Brasilien, Australien und an den südlichen Küsten von Grönland ist dies wahrzunehmen. Das gleiche

gilt für das Rote Meer und die anschließenden ostafrikanischen Grabengebiete.

Zu den Ausnahmen von dieser Regel gehört die norwegische Küste. Sie durchschneidet keine alte Tafel, sondern ein Orogen, und folgt in ihrer ganzen Länge den in diesem herrschenden tektonischen Richtungen, d. h. sie verläuft senkrecht zur Hauptrichtung des allgemeinen Deckenschubes. Der Abriß folgt nach allem Anscheine annähernd der Naht zwischen dem überschobenen Faltenbau oder dem Enorogen und der erzeugenden Scholle, der „Synaphie“ nach dem Ausdruck von Salomon, in deren Nähe hier, wie in anderen Gebirgen, die großen Intrusionen hervorgebrochen sind. Aber auch die Neigung zum Abbruche und zum Zerreißen an dieser Zone wiederholt sich in anderen Gebirgen.

Wir erinnern an die Abtrennung des dinarischen Faltenbaues von den eigentlichen Alpen an den jüngeren Senkungsbrüchen der insubrischen Richtung, wie sie von Cornelius und Furlani (1930) beschrieben worden sind, und an den Abbruch des Erzgebirges gegen die spätoligozänen und miozänen Senken des Teplitz-Biliner, Karlsbader und Falkenauer Beckens. Auch er folgt annähernd gleichlaufend einer Wurzelzone an der Grenze zwischen den erzgebirgischen Deckengewölben und der angeschlossenen erzeugenden Scholle. Auch der Abbruch von Amerika gegen den abgeschobenen biskayisch-armorikanischen Block an der Zone der Morbihanite und der Abbruch der kristallinen Zone der Appalachen gegen den Atlantischen Ozean liefern Beispiele für die Neigung der großen Orogene zur Zerteilung an der Grenze des enorogenen Baues gegen die angeschlossene erzeugende Scholle. Hier an der Synaphie ist ja die bedeutsamste und allein durchgreifende Schwächezone im Grundplane des Orogens zu erwarten, denn hier sind in allen Orogenen zweierlei Grundschollen auf größere oder geringere Entfernung aneinander- und auch übereinandergeschoben worden. In ihrem tieferen Baue waren die beiden Schollen ursprünglich voneinander unabhängig und es läßt sich leicht denken, daß ein neuerlicher Zerfall die Fuge benützt, an der sie durch den gewaltigen tangentialen Schub einstmals aneinandergedrückt worden sind. Auch in den skandinavischen Kaledoniden ist dies geschehen.

Dem Abrisse folgte das Hochrücken des angeschlossenen Schollenstreifens. Gleichsam auf einem Umwege und außer unmittelbarem Zusammenhange mit dem einstigen Deckenhochstau wird das Zusammenfallen der jungen Hochzone mit dem Verlauf der alten, schon zur Devonzeit eingeebneten Gebirgskette erreicht. Sie steht noch in

bezug zu dem dauernd erhalten gebliebenen Orogengefüge, ist aber nicht in dem einstigen, das Orogen schaffenden Bewegungsvorgange begründet. Es ist bezeichnend — und darauf ist schon oben hingewiesen worden —, daß die Hebung nicht auf die Bestandteile des Orogens beschränkt geblieben ist, sondern auch Stücke des unterlagernden und benachbarten alten Grundgebirges mitgenommen hat.

Der Wulst, in dem die junge Hebungszone und das längst erloschene Orogen zu einer neu geschaffenen Einheit miteinander verbunden sind, hat den geradlinigen Abriß an dem gestreckten Orogen zur Voraussetzung, dessen Anlage wieder durch die geradlinige Grenze des Vorlandes bedingt ist.

3. Die skandinavischen Kaledoniden und die Faltenblockgebirge.

Die Unabhängigkeit der äußeren Gestalt von der inneren Struktur ist ein Merkmal der sog. Faltenblockgebirge nach der Bezeichnung von Obrutschew oder der „Plis de fond“ nach dem Ausdrucke von Argand. In diesen werden zumeist die Richtungen eines älteren tektonischen Gefüges von den jüngeren, die äußeren Umrisse schaffenden Richtungen autonom durchschnitten. Sie verwenden älteren, schon mehrfach verarbeiteten Stoff und auch plutonische Massen. Dies trifft auch für den skandinavischen Gebirgszug zu und nach diesen Merkmalen wäre er auch der Gruppe der Faltenblockgebirge anzuschließen. Von manchen Forschern ist er tatsächlich so eingereiht worden. Im tektogenetischen Sinne ist er aber von den eigentlichen Vertretern dieser Gruppe, wie etwa dem Kaukasus, dem Changaigebirge oder dem Mongolischen Altai in Innerasien wohl zu trennen. Diese sind der großartigste Ausdruck der Kontinentalintektonik der inneren Landmassen, zugeordnet einem großen Plane, d. i. dem das ganze Asien umfassenden Bewegungsbilde. In den anscheinend von den beiden sog. Scheiteln her, dem des Baikalsees und dem des Mongolischen Altai, in annähernd konzentrischen Bögen über die innere Kontinentalmasse ausströmenden Faltenblockgebirgen mit den zugehörigen Verwerfungsgräben ist die durch innere Widerstände zerteilte und zersplitterte Wirkung einer Gleitbewegung der Riesenscholle zu erkennen.

Die Analyse von Argand (1924) hat hier für die Hauptzüge zu gelten. Zur Anlage eines großartigen, mechanisch einheitlich zu erfassenden Gesamtplanes gehört auch ein Wandel von kürzeren, steiferen und klotzigeren zu schlankeren und geschwungeneren Bögen beim Fortschreiten gegen außen; von Bauten wie der Primorskij Chrebet

am Baikalsee zu solchen nach Art des weit hinstreichenden Tienschan mit seinen Nebenketten und den Schwärmen der gewaltigen Nanschan-Ketten, die gleich einer Reihe von rückströmenden Wellen an der spröderen Scholle des Taringebietes oder „Serindiens“ (nach der Bezeichnung von Argand) gestaut und abgelenkt werden. Der Bau wird geschmeidiger, wo von Tibet gegen S jüngere, auch mesozoische Sedimente daran teilhaben und den Stoff für „Neue Falten“ (im Sinne von Argand) darbieten. Aber auch die mächtigste der Ketten, die Randkette des Himalaya, die in Sikkim das großartigste stratigraphische Profil der Erde mit der vom Perm bis ins Eozän reichenden Formationsreihe in sich aufgenommen hat, besteht in ihrem Hauptkörper aus dem vorgestoßenen tieferen Untergrunde und ist in ihrer Grundlage als Faltenblock aus altem Stoff aufzufassen. Diese und die zahlreichen anderen Faltenblöcke oder Grundfalten Innerasiens sind der Ausdruck einer inneren Zersplitterung, die der innerasiatische Kontinentalblock bei seinem Gleiten gegen S erlitten hat, während er zum allgemeinen Anstieg im Rücken des hochgetriebenen Randsaumes der Himalaya-Ketten und zwischen den beiden Absenkungszonen gezwungen wurde — zwischen dem Tieflande der Mandchurei jenseits des Großen Chingan im E und der von der Bucht von Karachi durch die Niederung von Turan zur Tiefebene des Ob führenden Senkungszone. Durch eine große Mannigfaltigkeit von verbindenden Einheiten, in denen das Wechselspiel zwischen den Teilen von ungleicher Beschaffenheit, von spröderen und geschmeidigeren Gebirgsgliedern abgebildet ist, sind die Faltenblockgebirge noch bestimmter als der bewegten Ganzheit harmonisch zugeordnete Glieder zu erkennen.

In einen ganz anderen Wirkungsbereich der Tektogenese gehört der vereinsamte, geradlinig gestreckte, faltenblockartige Wulst der skandinavischen Gebirgskette an der Abrißkante gegen den Skandik.

IV. Innerer Bau.

1. Die Außenzonen.

Trotz der von verschiedenen Seiten vorgebrachten Einwände stellt sich das Baubild der skandinavischen Kaledoniden als ein riesiger, nach E abgleitender Deckenlappen dar. Als eine riesige nach E überworfenen Falte wird es von Høltedahl in einem Querschnitte durch seinen südnorwegischen Teil dargestellt (Bailey und Høltedahl, 1938, S. 28). Die beharrlichste Linie im geologischen Kartenbilde ist die Grenze des Deckenlappens gegen die Vorlandtafel, die in ihrer durch den gegenwärtigen Stand der Abtragung bestimmten Lage trotz mancher Randverbiegungen doch im ganzen in ununterbrochenem Zu-

sammenhänge von Finmarken bis Jotunheimen zu verfolgen ist. Auch weiter im S, wo sie über dem höher ansteigenden Sockel um die vorlagernden Klippen in Sonderschlingen zerteilt und um das Halbfenster bei der Hardanger Vidda und dem Folgefonn abgebogen ist, bleibt sie unverändert die am schärfsten gekennzeichnete tektonische Linie und scheidet durchgehend von Finmarken bis Stavanger das Deckenland von der seit einem frühen Vorkambrium ungefalteten Tafel.

So wie in anderen Orogenen (F. E. Sueß, 1938, a, S. 89, 94—97) schließt sich auch hier an einen einheitlicheren und gleichförmigeren Außensaum der verworrene und reichlicher zerstückelte Innenbau. Auch hier bewährt sich klar und deutlich die dynamische Dreigliederung des Orogens, wenn auch durchgreifend abgewandelt in der Art des Verbandes der Zonen und in einer durch spätere Verluste, durch Abbruch und Abtragung verminderten Vollständigkeit. In dem vom Deckenschube mitgenommenen Randsaume der kambro-silurischen Bedeckung über dem Vorlande ist die nicht belastete Zone vertreten. In den nördlichen Strecken ist sie noch schmaler, ärmlicher und einförmiger als die ihr nach der tektonischen Stellung zu vergleichende Flyschzone der Ostalpen.

Schon im südlichen Lappland wird durch das Zurückweichen des Kristallins der Sevescholle ein Streifen von parautochthonen Deckfalten freigegeben. Er entwickelt sich bald zu dem mitteljämtländischen Deckschollengebiet, das nach seiner Stellung im Orogen mit der helvetischen Zone der Westalpen verglichen wird. Es wird aber durch das neuerliche Vortreten der Sevescholle mit dem Rande des Troges von Tröndelagen neuerdings eingeengt. Hier sind an dem Deckenbau außer den sedimentären Formationen, dem Kambro-Silur und den Sparagmiten, auch Schollen des Grundgebirges aus dem Liegenden beteiligt.

Weiter im W, in der eokambrisch angelegten breiten Senke zwischen dem Vorsprunge der Sevescholle im E und den basischen Riesensklippen von Sogn-Jotunheim im W, ermöglicht die ausgedehnte sedimentäre Bedeckung im südnorwegischen Sparagmitgebiete und dem anschließenden, bis über Oslo reichenden Kambro-Silur die Ausbildung einer dem Schweizer Faltenjura vergleichbaren Zone von Abscherungsfalten.

Der Abräumungszustand des Gebirges bestimmt den Verlauf der Linien, durch die der Riesendeckenlappen der Länge nach in eine Reihe von Zonen gegliedert erscheint. Der der unbelasteten und nicht metamorphen Zone entsprechende Randsaum von parautochthonem Kambro-Silur mit der *Hyolithus*-Zone bleibt nördlich von Jämtland durch den Vortritt des kristallinen Sockels der höheren Decken auf einen

schmalen aber beharrlichen Streifen eingeeengt. Im äußersten N, in Finmarken und bis zum Varangerfjord, wendet sich die Randzone gegen NE und die nicht metamorphe Serie tritt breiter und mächtiger hervor. Es sind die sparagmitähnlichen Porsanger- oder Finmarken-Sandsteine, die einem schmalen Saum der dem Grundgebirge auflagernden *Hyolithus*-Zone aufgeschoben sind und auch selbst noch im inneren Gebiete am Tanafjord über einzelnen Tillitlagen kambrische Horizonte enthalten.

Das sparagmitähnliche Eokambrium mit den Dolomitlagern im Liegenden und den Tilliten im Hangenden erreicht noch mit großer Mächtigkeit die Fischerhalbinsel jenseits des Varangerfjordes. Das Umschwenken des vorherrschenden Streichens in diesen Strecken ist vielleicht vorkaledonisch und ist auch mit der vorkaledonischen oder frühkaledonischen, zur Halbinsel Kanin und zum Timangebirge führenden Faltung in Verbindung gebracht worden (vgl. S. 69).

Die erste größere und zusammenhängende Überschiebungsfläche bringt die Porsangerserie auf einen schmäleren Saum von Kambrium und auf das westliche Eokambrium. Holtedahl hält es für wahrscheinlich, daß in diesen Gesteinen, die aus Schiefem mit Glimmerbelag gegen W mit zunehmender Metamorphose in Glimmerschiefer und selbst in gneisartige Gebilde übergehen, die östliche Serie in einer anderen metamorphen Tracht vertreten ist. Demnach wäre hier, wie in manchen anderen Orogenen — z. B. im silesischen Bau (F. E. Sueß, 1938, a) — der Übergang aus einem verschuppten, nicht metamorphen Parautochthon in die enorogen metamorphe, das ist die einstige überfahrene und nun abgeräumte Zone, bloßgelegt. In seiner jüngst erschienenen tektonischen Skizze der skandinavischen Kaledoniden hat Holtedahl (in Bailey und Holtedahl, 1938, Taf. II) dementsprechend die Überschiebung am Tanafjord nicht mit der Törnebohm'schen Hauptüberschiebung verbunden, die weiter im S, schon am Altenflusse und von hier an durch die ganze Länge der Halbinsel das Hochkristallin auf die nicht metamorphe Unterlage gebracht hat.

Bis in das südliche Lappland, bis in die Gegend des Stor Vindeln und Stor Uman, bleibt der parautochthone Außensaum vor den aufgeschobenen Sevedecken auf einen schmalen Streifen eingeeengt. Durch das Zurückweichen des Überschiebungsrandes wird in Jämtland der parautochthone Faltenbau in großartiger Entwicklung freigegeben. Asklund (1938) hat uns kürzlich damit bekannt gemacht, wie die große Sevescholle als Treibendes mit der ihr angeschlossenen Offerdalscholle Stücke des autochthonen Grundgebirges aufgeschürft und vorgeschoben hat. Sie wurden mit einem wohlgegliederten Kambro-Silur und den

Stufen der vorkambrischen Quarzit-Schieferformation aufs innigste verschuppt und verfaultet.

Der breiten Quersenke, die von dem oben erwähnten Deckentrog von Trøndelagen ausgefüllt wird, schließt sich im S eine flache Mulde an, in der das südnorwegische Sparagmitgebiet erhalten geblieben ist. Am Mjösensee erreicht die Gesteinstafel bis 2000 m Mächtigkeit. So wie die Tafel des Schweizer Jura, mit dem sie oft verglichen worden ist, vermochte auch diese Tafel den vom Orogen ausgehenden Antrieb in vom Untergrunde abgescherten Falten weit ins Vorland, bis über den Mjösensee und in den letzten, nachträglich zerstückelten Ausläufern bis in die Gegend von Oslo fortzupflanzen. Zwischen den breiteren Falten von Sparagmit sind in schmäleren, eingeklemmten Streifen die Reste des auflagernden Kambro-Silurs erhalten geblieben. Bemerkenswert ist auch hier eine leichte, gegen N zunehmende Metamorphose, mit der der Eintritt des nördlichen Sparagmitgebietes in die einstmals überfahrene Zone angezeigt wird.

Gegen SW, in der Richtung auf Telemarken, erscheint der tiefere vorkambrische Sockel und mit ihm die subkambrische Fastebene sowie der ganze ihr auflagernde Gebirgsbau höher emporgehoben. Hier ist die zusammenhängende nicht metamorphe Vorzone durch die weiter vorgeschrittene Abtragung verloren gegangen. Die Erhebung ist aber älter als das Kambro-Silur, denn wo seine Reste unter dem Schutze der aufgeschobenen Jotun-Plutonite erhalten geblieben sind, liegen sie unmittelbar auf dem Grundgebirge und die Sparagmite fehlen in ihrer Unterlage.

2. Die Hochgebirgszone.

Mit der Aufschublinie als scharfer Grenze schließt sich an die äußere Zone die durchlaufende Hochgebirgszone. Neben dem ihr zukommenden unruhigeren Durcheinander der Gesteinsmassen mit verschiedenen Graden der Metamorphose erfährt sie eine allgemeine Gliederung durch den Wechsel von breiten Kulminationen und Depressionen. Wegmann (1925, d) hat insbesondere darauf aufmerksam gemacht. Sie entsprechen breiten Falten oder Aufwölbungen des Untergrundes, die der Reihe nach vom Meere her aus dem NW auf das Festland übertreten und den großzügigen Überschiebungsbau in sehr spitzem Winkel treffen und queren. Ihre einstmals an der Stelle des gegenwärtigen Meeres gelegene Fortsetzung ist als ein Teil des hier angeschlossenen Festlandes losgerissen und abgerückt worden.

Eine erste Kulmination im N ist die von Finmarken. Wegmann schließt daran noch weiter im N das unter dem Meere gelegene Segment von Svalbard (Spitzbergen). Südwärts folgt auf die Depression

von Troms die Kulmination von Ofoten. Die zunächst anschließende breitere Depression des Nordlandes vereinigt in sich die Mulden von Folla, von Nordhelgeland und Südhelgeland mit den dazwischen liegenden geringeren Sätteln von Salten und von Ranen. Es folgt jenseits des Sattels von Lierne (= Nordli) die bedeutendste und längste der Depressionen in dem mehrfach erwähnten Troge von Tröndelagen, an dessen Südrand sich die mächtigste der Anschwellungen, die von Romsdal, heraushebt. Dieser Grundlage sind die Abschnitte der Hauptzone des Orogens in ihren wesentlichen tektonischen Zügen eingepaßt.

Vor den gegen das „Segment von Svalbard“ niedergleitenden Küstenstrecken sind die den Faltenzügen der Fischerinseln und von Kanin zugehörigen eokambrischen Sedimente weithin ausgebreitet. Auch die im W aufgeschobene metamorphe Serie der vermutlich gleichen Stufen gewinnt vor der Einsenkung Raum zu weiter Ausbreitung. In der anschließenden Kulmination von Finnmarken sind zu Seiten des Altenfjordes basische Gesteine aus der vermuteten „Intrusionsnarbe“ hochgerückt und an die Oberfläche gebracht. Noch deutlicher bekundet sich die Kulmination durch eine in Bogenform um diesen Fjord geordnete Reihe von Fenstern, in denen unter den metamorphen, zum Teil gneisartigen Schiefen mit granitischen Einschaltungen die Raipasformation mit darüber transgredierenden Resten der tillitführenden Bossekop-Serie hervortritt. Man wird diese Stufen mit den im Tanafjord auftauchenden Formationen zu verbinden haben.

Dies ist der „Kvenangen-Alten-Bogen“. Als ähnlicher gegen E vorströmender Bogen wird der des Gabbrozuges von Lyngen aufgefaßt. Aber dieses Gebiet sowie das der vorlagernden, vermutlich dem westlichen Silur zugehörigen, wenig metamorphen Schiefer ist noch wenig erforscht.

Die nächste Kulmination, die von Ofoten, bringt wieder ein breites Fenster zu Tage. Es ist die „Rombak-Antiklinale“ am Ende des Ofotenfjordes. Die Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Kalke und Granite, aus denen sie besteht, werden als ein Aufbruch der kaledonisch umgeformten Unterlage des Deckenbaues aufgefaßt (Bailey und Høedahl).

Über diese Aufwölbungen sind bereits die Grundschollen der großen Sevedecke hingeglitten. Von diesen Breiten an nach S ist der Aufschub der Sevedecke auf das östliche Kambro-Silur weithin durch die steile Abtragungsstufe des inneren Glints auffällig hervorgehoben. Im Sarekgebirge liegt unmittelbar über dem östlichen Silur zunächst die Syenit- (und Granit-)Scholle und darüber die vornehmlich aus amphibolitisierten Gabbrodiabasen bestehende Amphibolitscholle mit reichlich

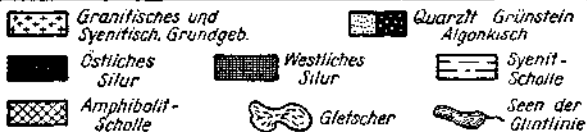
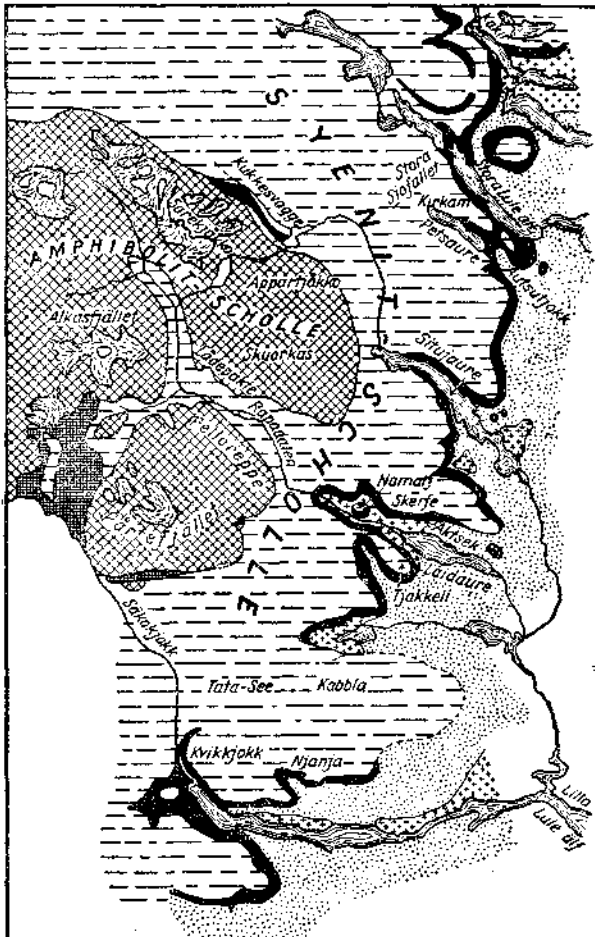


Abb. 7.
Geologische Skizze des
Sarek-Gebirges.

Aus Seidlitz 1911.

Maßstab 1:600.000.

eingeschalteten hochmetamorphen Glimmerschiefern, Granatglimmerschiefern u. a. Sie bilden zusammen die Seveschiefer, die das mächtige westliche Silur herangetragen und damit in die nahe Nachbarschaft des faziesverschiedenen und spärlicheren östlichen Silurs gebracht haben. Die in der ganzen Ausdehnung so prächtig entwickelten Zermalmungsgesteine über den Hauptbewegungsflächen vollenden das klassische Bild der Überschiebungstektonik im skandinavischen Hochgebirge.

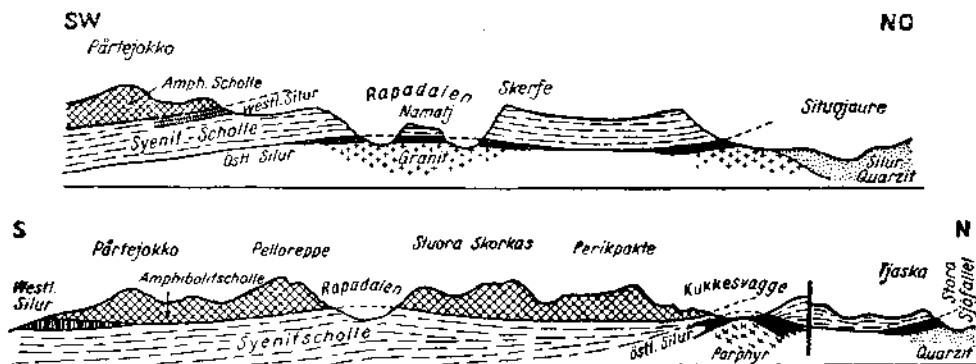


Abb. 8.
Zwei Profile durch das Sarek-Gebirge.
Aus Seidlitz 1911.

Oben: Querschnitt durch das Rapadalen in der Nähe des Sees Laidlaure. Syenitscholle, überschoben auf Silur und Grundgebirge des Baltischen Schildes. Unten: Profil durch die Amphibolitscholle und das Fenster der Kukkesvagge, etwa 40 km vom Ostrand der Überschiebung.

Die Wiederkehr der durchstreichend gleichartigen Lagerung über eine große Randstrecke lehrten die grundlegenden Arbeiten von Holmquist am Torneträsk, von Th. Vogt im Ofoten- und Sulitelmagebiete, von Quensel am Kebnekaise, von Hamberg im Sarekgebirge, von Gavelin am Kvikkjokk und bei Routavare und von Backlund und Quensel in Västerbotten. Trotz mancher Abwandlungen bleibt das tektonische Grundmotiv in den ganzen Randstrecken bis Jämtland das gleiche, wenn sich auch z. B. am Torneträsk die kristallinen Decken über einer muldenförmigen Einsenkung flach ausbreiten und in scharf umgrenzte Klippen auflösen, wenn sie mit bestimmteren einheitlichen Staffeln vor den höchsten Erhebungen am Kebnekaise und im Sarekgebirge abgesetzt sind und ihnen in Västerbotten ein Streifen von parautochthon verfalteten Sparagmiten vorgelagert ist.

Die eigentliche Hochgebirgszone mit den lebhaft verfalteten metamorphen Schiefen, mit der vermutlich vorwiegend ordovizischen Glimmerschiefer-Marmorgruppe, enthält reichlich verschleifte saure, z. T. vergneiste, insbesondere aber mächtigere basische Plutonite. Daran schließt sich im W der ganz gewaltige Aufbruch von Plutoniten in den Inselgruppen der Vesteralen und Lofoten. Ihnen ist im alpinen Bau nichts ähnliches an die Seite zu stellen und sie sind wiederholt als eine besondere Eigenart der skandinavischen Kaledoniden hervorgehoben worden. Hieber gehört schon die Aufbruchszone von Troms, weiter im N. Doch erst im Raume der Ofoten-Kulmination, im Rücken

besonderer Breite entwickelte jämtländische Vorfaltungs- und Verschuppungszone mit den aufgeschürften Grundgebirgsfenstern (vergl. S. 84).

Die etwa 150 km breite Deckenmasse besteht aus einer stark verfalteten, aber doch klar gegliederten Schichtfolge. Sie enthält außer älteren verfrachteten Intrusivkörpern auch durchbrechende Intrusionen der Opdalit-Trondheimitreihe Goldschmidt's mit jüngeren Kontakten. Noch deutlicher als durch die Bewegungshorizonte mit den Augengneisen in der Unterlage wird die Mulde von Trøndelagen durch die aufbrechenden Fenster als Deckscholle gekennzeichnet. Nicht nur das vorkambrische Grundgebirge, sondern auch seine sedimentäre Auflagerung mit der so bezeichnenden östlichen Fazies des Silurs kommen in den Fenstern von Mullfjället und von Sylarna-Storlien zum Vorschein (vergl. Fig. 6). In den Räumen zwischen den Fenstern sind im allgemeinen die Schichtmassen eingesunken und gefaltet. Die Bergmasse des Areskutan besteht aus einer Mulde von kristallinen Gesteinen der Sevegruppe zwischen dem Fenster von Mullfjället und dem höher ansteigenden Kristallin des Vorlandes.

Wie der Abtragungsrand der Deckenmulde von Trøndelagen die Aufwölbung von Romsdal bei Surnadal und Sunndal bogenförmig umrahmt, gelangt er bei Vaga an die Grenzen der darunter auftauchenden Sparagmite des Gebietes von Rondane. Von S her nähern sich die zusammenhängenden plutonischen Massen von Sogn-Jotunheim. Durch das Zusammentreffen dieser Linien entsteht im äußeren Bilde des Gebietes der Eindruck eines strukturellen Zentrums. Von hier aus wandelt sich das Gesamtbild des Baugerüsts; andere Baubestandteile gewinnen die Vorherrschaft.

Die mächtigen sedimentären Stufen des Troges von Trøndelagen sind verschwunden. Bis hieher reicht aber die weithin bloßgelegte Oberfläche des vorkambrischen Grundgebirges. Es ist die hochgewölbte subkambrische Fastebene, die zum guten Teile hier von einer gewaltigen Aufschubdecke allergrößten und doch in ihrer Eigenart einfachen Stiles befreit worden ist. Aus plutonischen Massen zusammengesetzte Reste dieser Aufschubdecke sind erhalten geblieben. Der gewaltigste von ihnen ist das plutonische Gebirge von Sogn-Jotunheim. Es füllt eine langgestreckte Einsenkung, die hier an die Stelle des Troges von Trøndelagen getreten ist. Losgelöste Vorlagen umgeben es. Dazu gehören die Riesensklippen des Hallingskarvet und Hardangerjökelen. Ebenso wie die abgetrennten Klippen bestehen sie aus der gleichen Gesteinsgesellschaft, wie die Plutonite der Lofoten, vor allem aus Gabbros und Noriten und insbesondere in den west-

lichen Teilen auch aus gewaltigen Massen von Anorthosit. Trondheimiten durchdringen die basischen Gesteine. Wie in den transportierten Massen des Sulitelma-Gebietes ist auch hier die gleitende Bewegung in der gegen die Basis der Decke zunehmenden Verschiebung mit Übergängen in Hornblendegneis und in reine Mylonite an der unmittelbaren Berührungsfäche mit der Unterlage abgebildet.

Unmittelbar darunter und diskordant über der Fastebene des Grundgebirges liegt eine kambro-silurische Schichtfolge mit einer von wenigen Metern bis zu einigen hundert Metern schwankenden Mächtigkeit. Spärliche Sandsteine des Unterkambriums mit *Torellella laevigata* gehören zur unmittelbaren Auflagerung. Kambrische Alaunschiefer mit Pyrit, stellenweise auch graptolithenführendes Ordovik (Hardanger Vidda), vermutete Vertreter des ordovizischen Orthocerenkalkes, vielleicht auch gotlandische Kalke und Quarzite sind darin enthalten. Gegen das Hangende steigert sich die allgemeine phyllitische Umwandlung, die Gesteine werden heftiger gefaltet und zerknittert.

Die dünne Platte von Kambro-Silur ist gemäß ihrer Lage unter den aufgeschobenen plutonischen Schollen dem Enorogen im orogenetischen Bau gleichzustellen. Der Gegensatz zwischen den festgefühten Überschiebungsschollen und den zerknitterten Phylliten ist hier so scharf ausgeprägt wie nur irgend möglich. Schon in dem Aufschube einer Scholle über die andere ist der Grundplan zum dreigeteilten Orogen festgelegt. Wie schon wiederholt bemerkt worden ist, werden die jeweiligen Abwandlungen des dreigeteilten Orogens bedingt durch das Ausmaß der Überschiebungen durch ihren Neigungswinkel und vor allem durch die sehr wechselnden Mächtigkeiten des mitgeschleiften und eingeklemmten sedimentären Mantels. Die geometrische Dreiteilung bliebe dem Orogen als Ausdruck des dynamischen Grundvorganges erhalten, wenn auch der überfahrene Anteil nur durch eine dünne Verwitterungshaut vertreten wäre.

3. Die Frage der Faltungsgräben.

Wie die Transgression des Kambriums zeigt, war die Oberfläche des Grundgebirges ursprünglich eine ausgeglichene Fastebene. Nun erhebt sie sich im südlichen Norwegen auf Höhen von 1500 bis 1700 m und wird von den Resten der aufgesetzten Überschiebungsdecken in Dovre und Jotunheimen noch um 700 bis 800 m überragt. Außer der allgemeinen Hochwölbung (von der der postglaziale Anstieg mit einem Betrage von einigen hundert Metern abzuziehen ist) hatte sie noch eine weitere tiefgreifende Umformung mitzumachen. In der

Erstreckung von Stavanger gegen Vaga ist die vorkambrische Fastebene mit sanfter Neigung der beiderseitigen Hänge bruchlos zu einer bis unter den Meeresspiegel absinkenden Rinne niedergebogen. Ihre senkrechte Höhe erreicht mehr als 1000 m, ihre Breite mehr als 50 km. In der Senke sind die erwähnten Plutonite der kaledonisch-pazifischen Reihe, die Gabbros, Peridotite, Labradorfelse, Diorite, Syenite und Granite mächtig bis zu den überragendsten Höhen im Gebirge aufgehäuft. Metamorphe, stark zerfaltete Schiefer sind ihnen zugesellt. Goldschmidt (1912 b) beschrieb solche Senken als „Faltungsgräben“. Es sind nicht eigentliche tektonische Gräben im gewöhnlichen Sinne, denn ihre Ränder werden nicht durch Verwerfungen gebildet.

Die Arbeiten von V. M. Goldschmidt (1912—1916) über das Stavangergebiet und Th. Vogt (1927) über das Gebiet von Sulitelma sind als sehr aufschlußreich besonders hervorzuheben. In ihnen wurden die Vorstellungen über die Massenintrusionen in der zu Faltungsgräben niedergebogenen Grundgebirgsplatte und über die begleitende Durchbewegung und Metamorphose in breiter Ausführlichkeit zu begründen gesucht. Deshalb wird die Frage, wie weit diese Ansichten mit den in anderen Gebirgen gewonnenen in Einklang gebracht werden können, vornehmlich an diesen Arbeiten zu erörtern sein.

Seit langer Zeit stehen einander ja zwei gegensätzliche Vorstellungen über das Verhältnis der Plutonite zu den sie einschließenden Gräben gegenüber. Nach der einen, die auch Goldschmidt vertritt, wären die Intrusionen kaledonischen Alters, in den Gräben wurzelnd, aus diesen herausgepreßt und über die Grabenränder seitlich hinausgeschoben worden. Nach der anderen wären sie dem Präkambrium zugehörig und von ferne her über die Gräben geschoben worden.

Dem allgemeinen Bewegungsbilde der Kaledoniden, wie es sich heute darstellt, entspricht die dritte, von Høltedahl vertretene Vorstellung. Ihr zufolge sind die Sogn-Jotungesteine wohl kaledonischen Alters und dennoch weit von W her verfrachtet worden. Im Gebiete der Gabbros, Anorthosite und Trondheimite an der Westküste und in der Nähe von Bergen ist ihre Wurzel anzunehmen. Sie sind im starren Zustande verschoben worden. Das ergibt sich aus der amphibolitischen Verschieferung und Mylonitisierung mit der Annäherung an die Unterfläche. Der Vorgang ist der gleiche, wie er an den basischen Massen des Sulitelmagebietes aus der Beschreibung von Th. Vogt erschlossen werden konnte (vgl. S. 141).

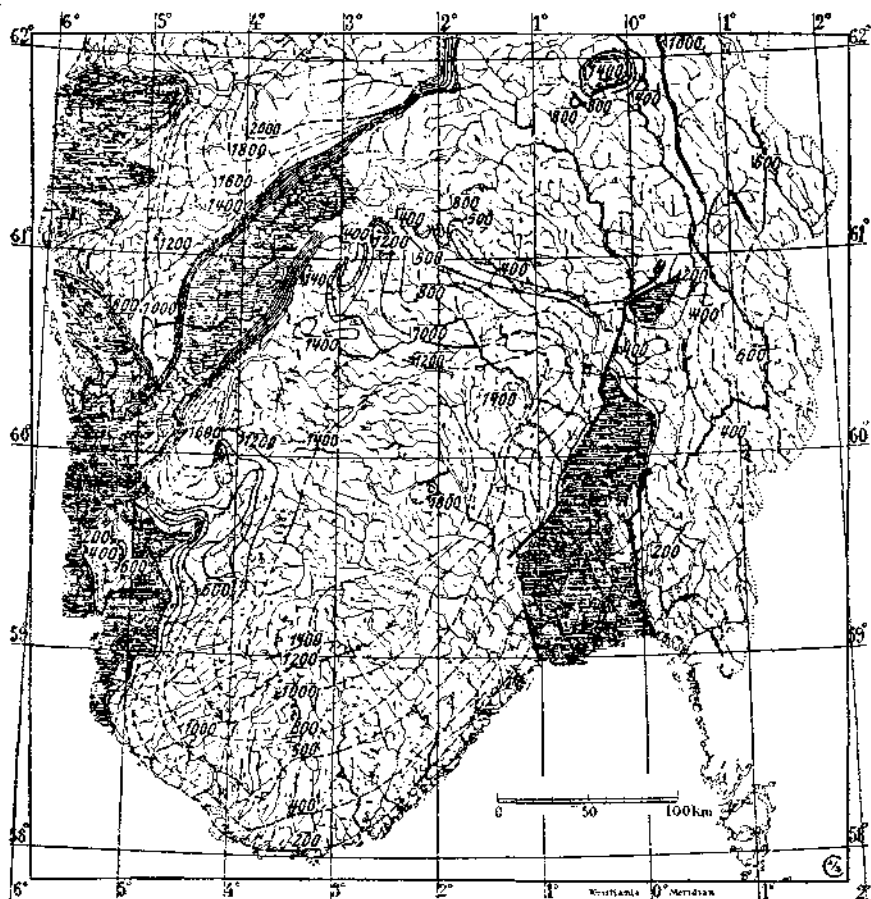


Abb. 10.

Höhenschichtenkarte der Urgebirgsoberfläche im südlichen Norwegen.
Aus Goldschmidt 1912 b.

Geschrafft die Gebiete, die unter dem heutigen Meeresspiegel liegen. Die unterbrochenen Kurven entsprechen Mindesthöhen, die hinter den wahren um einen unbekanntem Betrag zurückbleiben.

Wie auch Høltedahl annimmt, muß die Einmündung zum Falungsgraben jünger sein als das flache Deckengleiten. Von westwärts gerichteten Überschiebungen an der Westseite des Grabens wird angenommen, daß sie durch die Einpressung der Decken in den Graben entstanden sind.

Der Trog von Trøndelagen (vgl. S. 86) kann nicht als die regelrechte Fortsetzung des Grabens von Sogn-Jotunheim angesehen werden. Auf die Unterschiede ist wiederholt hingewiesen worden (Bailey und Høltedahl 1938, S. 22). Den Trog von Trønde-

lagen zeichnet zunächst die größere Breite aus, die ihn befähigt, eine mächtigere und reicher gegliederte Schichtfolge aufzunehmen. Dazu gehört auch die größere und unruhigere Anlage des Baues, die aus dem Untergrunde die Fenster von Sylarna-Storlien und Mullfjäll aufsteigen läßt. Auch die umrahmenden Augengneise (vgl. S. 102, 129) scheinen eine großzügigere und bis in den Bereich der molekularen Umformung hinabreichende Prägung der tektonischen Großgestalt anzuzeigen. Sie werden — zum guten Teile wenigstens — als verwalzte Rapakiwigesteine gedeutet und ebenso als protoklastisch wie als kataklastisch beschrieben (Goldschmidt 1921, S. 101). Wie weit die kristallinische Erneuerung in diesen Gesteinen geht, ist daraus zu ersehen, daß sie von Björlykke als jüngere, lagerhafte Intrusionen aufgefaßt worden sind. Über ihre mögliche Beziehung zu einer posttektonischen „Aktivierung“ mit vordringender Migmatitis wird noch unten die Rede sein (S. 99, 102).

Die Ungleichheiten des Baues schließen eine ungleichzeitige Entstehung der beiden tektonischen Großgebilde in sich. Dahin weisen auch die sonstigen Umstände. Schon die seichtere Prägung und die offenbare größere Förderungsweite sind nur durch einen späteren Vorschub der Sogn-Jotunmasse zu verstehen. Vor ihm muß eine einstige Fortsetzung der Deckenmassen von Trøndelagen über der Romsdalaufwölbung bereits entfernt gewesen sein, wenn man auch annehmen darf, daß diese Massen über dem Gewölbe schon ursprünglich nicht auf die gleichen Höhen und Mächtigkeiten gestaut worden waren, wie im Troge. Denn zwischen die aufgeschobenen Plutonite und die alte Transgressionsfläche ist nur ein verhältnismäßig schwaches Lager von Kambro-Silur mit den Phylliten eingeschaltet. Darin ist die ortsständige östliche Fazies des Kambro-Silurs enthalten, die auch noch im Fenster von Mullfjäll im Inneren des Troges sichtbar wird. Wie ausgiebig die Abtragungszeit zwischen der Verfaltung der Phyllite und dem Aufschube der Massen von Sogn-Jotunheim gewesen ist, bezeugen die feldspätigen Sandsteine mit Konglomeraten und einzelnen Kalkbänken, die als Valdres-Sparagmite unterschieden worden sind. Sie liegen transgredierend auf den Phylliten, unter den basischen Plutoniten und anderem häufig zu Bändergneisen verschleiftem Kristallin. Auch die Konglomerate sind oft hochgradig zerquetscht. Sie enthalten Gerölle der Intrusiva, von denen sie selbst überfahren worden sind.

Wie hier die zwei so unterschiedlichen tektonischen Großgebilde im Laufe eines langen geologischen Geschehens nebeneinander und im Grunde wohl auch übereinander gesetzt worden sind, darin ist

abermals die Orogenese als der Dauervorgang im Verhältnisse zu dem Steigen und Sinken der Meere und den angeschlossenen Schwankungen der Erosionsbasis zu erkennen.

Die nebeneinandergestellten Gebirgsbauten erinnern an zwei klotzige Ruinenfelder, deren verschiedene Baustile und ungleicher Zerstörungsgrad schon auf ungleiche Entstehungszeiten hindeutet. Das Übergreifen des einen auf die zerstörten Fundamente des anderen weist aber auf eine lange Zwischenzeit hin, die keine oder nur wenige deutbare Spuren hinterlassen hat. Sicherlich werden auch noch andere Eingriffe, allgemeine Spiegelschwankungen, Stillstände und Erneuerungen im Gesamtverlauf der kaledonischen Orogenese zu vermerken sein. Holte dahl (1920) unterschied eine „Trondhjem Disturbance“, die mit dem Vordringen der basischen Laven im Unterordovik zu verbinden sei. Die Ekne-Phase von Th. Vogt (1929, 1936) wird durch Konglomerate im Untergotland angezeigt. Der allgemeine Meeresanstieg im Downtonian macht sich durch häufige Transgressionen im Orogen und in seiner Umgebung bemerkbar, er wird aber im eigentlichen Orogen noch von der Gebirgsbildung überdauert. Man darf erwarten, daß mit zunehmender Erforschung hier wie in anderen Orogenen die Nachweise von Spiegelschwankungen innerhalb der Schichtfolgen noch an Zahl zunehmen werden.

Die zur langgestreckten Mulde oder zum „Faltungsgraben“ niedergebogene Fastebene ist eine tektonische Großgestalt ganz eigener Art, durchaus verschieden von den flach darüber hingleitenden Deckenfolgen, die von ihrer Unterlage losgelöst und auf große Strecken verschoben worden sind. Auch das eigentliche orogene Bauwerk enthält in der aufgeschobenen oder erzeugenden Scholle Teile des Tiefbaues, aber sie sind vom zusammenhängenden Untergrunde abgesplittert. Durch das Übereinanderschieben der Trümmer oder Schollen wird die Raumverkürzung erreicht.

Auch in den einfacheren Umrissen der niedergebogenen Fastebene ist eine Raumverkürzung oder ein tangentialer Zusammenschub ausgedrückt. Bemerkenswerter Weise wird hier die Raumverkürzung nicht durch ein Ausweichen nach oben, wie im gewöhnlichen Faltenbau, sondern durch ein Ausweichen nach unten bewerkstelligt. Dies kann nur dadurch geschehen, daß gleichzeitig mit dem Niederbiegen der Oberfläche zum Graben ein größerer Raum durch die Aufwölbung der ganzen breiten Kontinentalscholle gewonnen wird. Der gewaltige Hochstau der Fastebene wird durch Einmuldung teilweise kompensiert.

Man kann nicht sagen, daß die Großgestalt von der Orogenese unabhängig ist, denn sie wird durch denselben Tangentialdruck wie diese geschaffen. Das Orogen ist der Gesamtbewegung als eine Sonderkomponente angeschlossen, in der der Tangentialdruck zur reinsten und vollsten Auswirkung kommt. Die Großbewegung kann aber auch losgelöst und befreit von dem darüberhin ausgebreiteten orogenen Bauwerke gedacht werden. Auch außerhalb der deckenbildenden Orogenese sind neben den Senkungs- und Zerreißungsgräben durch Tangentialdruck erzeugte Wülste, Einmuldungen oder Gräben in den kontinentalen Räumen sehr verbreitet. Es sei hier nur an die so mannigfaltig abgestufte Reihe der Faltenblockgebirge und Senkungsgräben im Inneren der asiatischen Landmasse erinnert.

Die Aufwölbung und die kompensierende Senkung in dem zum Vorlande gewordenen randlichen Teile der fennoskandischen Kontinentaltafel wird so wie die Orogenese im besonderen als eine Wirkung der andrängenden kaledonischen oder grönländischen Scholle zu deuten sein. Die Frage wird nahegelegt, ob man es hier mit einem den Vortiefen oder Saumtiefen der jungen Kettengebirge verwandten Gebilde zu tun hat, das allerdings jünger wäre, als der Deckenbau. Es wäre im überfahrenen Raume durch das andauernde Nachdrängen der kontinentalen (grönländischen) Scholle niedergepreßt worden. Im Anschlusse an allgemeinere Vergleiche wird hierüber noch einiges zu sagen sein (S. 117, vgl. auch S. 97).

4. Das westliche Grundgebirge.

Im größeren nördlichen Abschnitte, bis zur Kulmination von Jämtland und am Namsenfjord, erstreckt sich der von E strömende Deckenlappen der skandinavischen Kaledoniden bis an die Meeresküste. Von hier an gegen S tritt in einem breiten Streifen zwischen der Küste und dem Rande des Troges von Tröndelagen der Untergrund des Deckenbaues zutage. Der ganze Deckenlappen ist hier von seiner Wurzel losgelöst. Er hängt — wenn man so sagen darf — gleichsam in der Luft. Mit dem weiteren Anstiege des kristallinen Untergrundes gegen SW, in der Kulmination von Romsdal, wird, wie bereits gesagt worden ist (S. 90), der eigentliche orogene Anteil des Gebirges, d. i. die auflagernde Deckenfolge, in die großen grabenfüllenden Deckschollen von Sogn-Jotunheim und die umlagernden Klippen aufgelöst. Unzweifelhaftes Vorland mit dem auflagernden Kambro-Silur reicht hier im Deckenuntergrunde weit nach W und es wird schwierig, eine bestimmte Grenze zwischen dem Kristallin des Vorlandes im Unter-

grunde der Decken und dem in der zu vermutenden Wurzelnähe im W festzustellen.

Das westliche Kristallin hat wegen des eingefalteten Altpaläozoikums und zum Teil auch wegen seiner metamorphen Fazies seit langer Zeit als archaisch oder alt-vorkambrisch gegolten. Es mehren sich aber die Anzeichen dafür, daß ein bedeutender magmatischer Anteil von jüngerem, d. i. kaledonischem Alter darin enthalten ist. Von manchen Forschern wird es für wahrscheinlich gehalten, daß die Plutonite der breiten Zone von Lofoten—Vesteralen im Wurzelgebiete des Deckenbaues aufgestiegen sind. Eine regionaltektonische Bedeutung scheint aber auch dem Vorkommen von Silur einer fremden, d. i. einer amerikanischen Fazies, auf den Inseln Smöla und Hitteren zuzukommen, zumal diese Inseln, wie Goldschmidt (1916, S. 113) mit Hinweis auf die Untersuchungen von Schetelig hervorhob, einer besonderen Intrusionsprovinz mit reichlichen Differentiaten angehören, die nicht den drei von Goldschmidt unterschiedenen Stämmen der kaledonischen Magmen anzuschließen sind. Außerdem spricht noch die bemerkenswerte Diskordanz und Transgression des Downtonian für eine regionaltektonische Sonderstellung dieser Gebiete.

Zu den beiden klar geschiedenen paläogeographischen Provinzen des Kambro-Silurs, der östlichen im Vorlande und der westlichen in der Hauptfaltungszone, gesellt sich nun die dritte, die der amerikanisch-schottischen Fazies. Sie liegt, wie sich zeigen wird, jenseits und außerhalb des eigentlichen orogenen Gürtels.

Hier in den westlichen Gebieten mit dem tiefsten Kristallin gelangt man an höchst bedeutsame Fragen: an die nach einer möglichen Wurzel für den großzügigen, nach E strömenden Deckenbau, nach dem Anschlusse einer erzeugenden Scholle, oder einer Synaphie im Sinne von Salomon. Ein Versuch, zu prüfen, was sich hierüber aus dem Reststreifen der abgebrochenen Tafel erkennen läßt, wird im folgenden sorgfältiger auf die Einzelheiten einzugehen haben. Hier wird auch die Betrachtung über die großräumigen regionalgeologischen Zusammenhänge anzuknüpfen haben.

Das ganze breite Gebiet im N der Gegend von Stavanger und Bergen, zwischen der Küste und den Deckschollen des Hardanger-Jotungebirges mit der breit aufgewölbten Masse von Romsdal wird seit langer Zeit dem westnorwegischen Grundgebirge zugeteilt. Am Drontheimfjord wird die Zone durch das Vortreten des breiten kaledonischen Troges von Trøndelagen eingeengt. Auch die Halbinsel Fosen jenseits des Fjordes gehört noch zum Grundgebirge. Von hier an nordwärts wird die Zuteilung unsicher. Ein guter Teil der nordwestlichen Zonen,

die früher als archaisch gegolten haben, wird in neuerer Zeit als kaledonisch erkannt (Bailey und Høltedahl). Es gehört zu den in der Asymmetrie begründeten Zügen des Baues, daß seine Grenze gegen das im E vorlagernde Grundgebirge durch die Aufschublinien fast in der ganzen Ausdehnung klar und eindeutig gegeben ist, daß sich aber die Feststellung und tektonische Deutung seiner Grenze gegen das im westlichen Rücklande erschlossene Grundgebirge weit unsicherer und schwieriger darstellt. Auf diesen Gegensatz hat übrigens schon Reusch vor mehr als dreißig Jahren hingewiesen.

Dem, was in diesem westlichen Grundgebirgsstreifen bisher an vortrefflicher Aufklärungsarbeit geleistet wurde, können mancherlei Andeutungen über die innere Gliederung des Gebietes und die Art seines Verbandes mit dem angeschlossenen Orogen entnommen werden. Ein endgültiges Urteil über diese Fragen wird hier nicht gewagt. Nur einzelne wichtigere Züge werden hervorzuheben sein, die insbesondere Anlaß bieten, verschiedene mit der allgemeinen Auffassung vereinbare Deutungsmöglichkeiten zu erwägen. Gerade in diesem tieferen Kristallin ist die Erklärung des einzelnen schwer von der allgemeinen Theorie loszulösen und es wird damit um so schwieriger, ein letztes, eindeutiges Urteil zu gewinnen. Dem Bedürfnis nach einer abgeschlossenen Erkenntnis wird jedoch vorläufig entsprochen, indem die Lücke mit mehr oder weniger hypothetischem Gedankengut ausgefüllt wird. Es sei aber gleich hier bemerkt, daß die in den nachfolgenden Abschnitten dargelegten großtektonischen Zusammenhänge zwischen Grönland und den skandinavischen Kaledoniden durch die Art der Aufteilung des westnorwegischen Grundgebirges auf die beiderseitigen Großschollen nicht berührt werden.

Ein großer, vermutlich der weitaus größere Teil der westnorwegischen Gneis- und Granitgebiete kann heute nicht mehr als archaisch gelten. Dieser älteren Auffassung widerspricht der Verband des Kristallins mit kaledonischen, altpaläozoischen und spätvorkambrischen oder eokambrischen Sedimenten. Wegmann, Backlund u. a. haben über ausgedehnte Strecken stellenweise prächtig entwickelte Migmatitkontakte des Untergrundes mit den auflagernden Sedimenten festgestellt. Insbesondere in den dem Troge von Trøndelagen südlich angeschlossenen Gebieten hat Wegmann (1935 b) eingehende Studien über die Anatexis und Granitisation der Sparagmitgesteine durchgeführt. Auf sonstige Übergänge zwischen dem Kristallin und den auflagernden Sedimenten hat Høltedahl (1936 und 1938) hingewiesen. An verschiedenen Örtlichkeiten der Gebiete von Dovre und von Sunndalen und auch in Nord-

tröndelagen führen Übergänge aus dem Kambro-Silur oder aus den unterlagernden Sparagmiten und Quarziten zu gneisigen Gesteinen, in denen Lagen von Augengneisen eine hervorragende Rolle spielen; so wie auch in den südlichen Gneis- und Granitgneisgewölben Augengneislagen von wechselnder Dicke sehr verbreitet sind. Auch im Nordfjordgebiete treten kambro-silurähnliche Gesteine in nahe Verbindung mit den Gneisen. Bei Hyen am Nordfjord entwickeln sich Augengneise nach N.-H. Kolderup (1928, S. 179) aus Gesteinen der Sparagmit- oder der Telemarkformation.

Diese „Gneisifikation und Granitisation“ der alten Sedimente wird in kaledonische Zeit verlegt und mit der gesamten Anlage des Gebirges in Verbindung gebracht. Sie soll in der tiefsten und innersten Zone, zugleich auch der Zone der höchsten Aufwölbung des Orogens hervortreten. Sicher ist, daß diese „Aktivierung“ (nach dem Ausdrucke von Wegmann), dieses erneuerte Einsetzen einer Metamorphose mit periplutonischen Charakteren jünger ist als der Faltungs- und Überschiebungsvorgang in Tröndelagen.

Bedeutsame Einzelheiten zu diesen Fragen förderte noch in jüngster Zeit Høltedahl (1938) aus dem Opdal-Sunndal-Trollheimen-Distrikte. Nach dem, was sonst aus einzelnen anderen Gebirgsstrecken bekannt geworden ist, darf man wohl den hier wahrgenommenen Verhältnissen eine allgemeinere Gültigkeit für den ganzen Bereich des Orogens zuerkennen. Obwohl die mächtige verfrachtete Schichtfolge des Drontheimtroges mit ihren groben Olimmerschiefern, Phylliten usw. im großen und ganzen sehr gut von dem höher kristallinen Sockel mit den stärker hervortretenden gneisigen Charakteren der Gesteine zu trennen ist, so ist doch nach den vorliegenden Angaben die eigentliche Grenze zwischen den beiden großen Baubestandteilen an Ort und Stelle schwer festzustellen. Durch eine konkordante Verschieferung erscheinen beide innig miteinander verschmolzen. Auf den Gegensatz zum Ostrande des Gebirges ist schon hingewiesen worden. Dort scheidet eine durchgreifende Diskordanz in der ganzen Strecke von Finmarken bis in die Gegend von Stavanger das nicht metamorphe Kambro-Silur mit den äußeren Sparagmiten von der Unterlage.

Feinkörnige Quarzfeldspatgneise mit beiderseits konkordanter Schieferung bilden im Grøng-Distrikte die kritische Übergangszone. Damit ist noch nichts über das Alter des Grundgebirges im Liegenden, ob paläozoisch, eokambrisch oder archaisch, ausgesagt. Offenbar sind aber die beiden Gebirgsstockwerke von einer Metamorphose kaledonischen Alters gleichzeitig ergriffen worden.

Dennoch zeigt die Unterlage im Opdal- und Trollheimen-Distrikte eine eigene und ziemlich verwickelte Tektonik. Antiklinalen und Synklinalen mit wechselndem Streichen werden auf von verschiedenen Seiten her wirkende Kräfte zurückgeführt. Am Drivaflusse wird eine flach überstürzte Falte angenommen. Glimmerschiefer und Hornblende-schiefer eines vermuteten Kambro-Silurs sind in flacher Lagerung über einer Aufwölbung von Basalgneisen zwischen einen Hangend- und einen Liegendflügel von metamorphen eokambrischem Sparagmit eingeschaltet.

An Einzelbildern wird dargestellt, wie örtlich einem fertigen Faltenbau durch eine darüber hingleitende Deckenlast eine in flachem Bogen durchgreifende und die Falten durchschneidende Schieferung aufgepreßt worden ist.

Nach *Holtedahl* ist das eokambrische oder kambro-silurische Alter der mächtigen metamorphen feldspätigen Sandsteine kaum zu bezweifeln. Er hält es für sehr unwahrscheinlich, daß die am Westrande und am Südrande der Drontheimsynklinale hervortretenden Sandsteine und Arkosen ungleichen Alters sein sollten. Wenn auch in bezug auf manche engere Gleichstellungen manche Zweifler Recht behalten mögen (vgl. Wechselrede zu *Holtedahl* 1938, S. 75 ff.), wenn auch vielleicht ein Teil der metamorphen Sandsteine und Arkosen der Telemarkformation oder noch älteren Formationen einzureihen wäre, so wird doch anzunehmen sein, daß im kaledonischen Untergrunde neben den archaischen Gneisen weitverbreitete gneisifizierte eokambrische, vielleicht auch altpaläozoische Sedimente enthalten sind.

Der Übergang von sparagmitischen Sandsteinen zu „granulitartigen“ Gesteinen („granulitic flagstones“) mit konkordant beibehaltenem Parallelgefüge zeigt sich u. a. auch recht deutlich mit dem Absteige in das Innere der Antiklinalzone von Lönset im Opdal-Distrikte.

Voll gefestigt werden diese Anschauungen noch durch die von der anderen Seite, von außen herangeführten Untersuchungen *T. F. W. Barths* (1938). Ausgehend von dem großen offenen Sparagmitgebiete von Südnorwegen verfolgt *Barth* die allmähliche Zunahme der Metamorphose durch die einstmals überfahrenen Strecken bis an den Rand der Drontheim-Synkline. Durch Gudbrandsdalen, Oesterdalen, Rondane und den Distrikt von *Atnasjö* führt der allmähliche Übergang zum vollkristallinen Schiefer.

In der recht einfachen Mineralgesellschaft dieser Gesteine geht die Umwandlung einfache und gerade Wege. In den Arkosesandsteinen füllt chloritische Substanz die Räume zwischen den klastischen Körnern

von Quarz und Mikrolin. Die Alkalien folgen den gewöhnlichen Wegen der Diffusionskristallisation. Die den Bewegungsflächen angeschmiegeten Tafeln von Muskowit haben den Stoff für den Abbau den Kalifeldspäten entnommen. Die körnigen Kristalloblasten von Albit sollen zugeführtes Natron enthalten neben solchem, das den Mikrolinen entstammt, die gegen die Tiefe zu immer mehr durch Kristalloblasten von Orthoklas verdrängt werden.

In der vollkristallinen, „granulitischen“ Ausbildung, wie sie am Westrande der Drontheim-Mulde und im Opdal-Distrikte angetroffen wird, sind die ursprünglichen Bestandteile bis auf spärliche verschwommene Reste von klastischen Mikrolinen verschwunden und durch Orthoklas, Quarz, Muskowit, Albit, Hämatit und gelegentlich auch Biotit ersetzt.

Die „Granulite“ des Opdal-Distriktes sind auch schon von Törnbohm, Björlykke und Carstens den Sparagmiten gleichgestellt worden (vgl. Høltedahl 1938, S. 31). Von diesen Gesteinen führen Übergänge zu den von Høltedahl als „basale Gneise“ bezeichneten Gesteinsgruppen. Mit dem Eintritt von reichlicherem Biotit und Epidot sowie von Plagioklasen mit 12 bis 15% An verbindet sich ein zunehmend gneisartiges Gefüge, während die Schieferung immer mehr zurücktritt. Doch wird auch für die Bildung dieser Gesteine immer noch keine höhere Temperatur als etwa 300 bis 400° angenommen.

In die oberen Stufen des tieferen Kristallins, und zwar in „granulitartige“ Gesteine sedimentärer Herkunft, sind die häufigeren Lagen von Augengneisen eingeschaltet. Die Augen sind keine zerdrückten Phenokristen in einem verschieferten Granit, wie etwa im alpinen Zentralgneis oder im moravischen Bittescher Gneis und anderen Augengneisen des Enorogens zahlreicher Kettengebirge. Nach der Beschreibung von Høltedahl sind sie eine besondere Art der Sammelkristallisation aus den zugeführten Alkalilösungen und in gewissen, dazu geeigneten Gesteinslagen angesiedelt worden. Ihr zeitliches Verhältnis zur Orogenese ist noch fraglich. Sicher sind aber die Augen noch von der jüngeren Faltung betroffen und durch Streß umgeformt worden.

Auch die „basalen Gneise“ bleiben noch innerhalb einer Zone der Alkali-Mobilisation; mit Ausnahme der nicht stark hervortretenden Biotite werden Tonerdeminerale kaum noch in Bewegung gesetzt. Barth betrachtet diese vergneisten Sandsteine als migmatitische Gesteine, an deren Zusammensetzung zugeführte Stoffe auch in der Grundmasse nicht geringen Anteil haben.

Schon die „granulitische“ Ausbildung der Sparagmite oder sonstigen Arkosegesteine führt reichliches Geäder. Vermutlich sind darin Arterite und Venite enthalten. Der Übergang zu den ausgesprochenen Migmatiten, die aus verschiedenen Teilen des Gebirges angeführt werden, ist damit angezeigt. In den Gebieten von Vaage bis zum Drontheimfjord dringen die Migmatitkontakte durch den Sockel bis in das „Deckgebirge“, d. i. bis in die aufgeschobenen Gesteinsmassen mit den Tröndelagen-Schiefern. Gerade dadurch wird die von unten her durchgreifende „Aktivierung“ in diesem Falle als postorogener Vorgang gekennzeichnet. Vielleicht sind ihre späteren Phasen von einer früheren zu sondern. Die Augengneise, die noch von den letzten Bewegungen mitgenommen worden sind, wären das Ergebnis einer älteren Sammelkristallisation im Untergrunde des Enorogens.

Das Aufsteigen der Migmatitfront entspricht zugleich dem Empordringen einer periplutonischen Regionalmetamorphose in den Unterbau des Orogens. Ein solcher Aufstieg ist nicht selten wahrzunehmen. Daß aber die beiden Vorgänge, der Aufstieg der Katametamorphose und die Orogenese, tektonisch nicht notwendig zusammengehören, ist in früheren Abhandlungen ausführlicher dargelegt worden (Sueß 1937, S. 44, 56; 1938 a, S. 111, 159, 185 u. a.). Wenn man weitere Erdräume überschaut, insbesondere die Flächen mit tiefer bloßgelegtem Grundgebirge, sieht man, daß das tiefere Katakristallin sich häufiger mit nicht metamorphem Gebirge unmittelbar berührt, als mit echt orogenem Tiefbau mit der dazugehörigen Epi- und Mesometamorphose durch, Streß. Den klarsten Beleg dafür bot das Verhältnis zwischen Tektonik, Metamorphose und Tiefenmagmen in der ganzen Ausdehnung der moldanubischen Zone vom niederösterreichischen Waldviertel bis an den Rand von Armorika.

Wenn die Suprakruste durch aufgelagerte Sedimente entsprechend verdickt worden ist, kann sie durch die nachdrängende, durch einen Konvektionsstrom aus der Tiefe andauernd erwärmte Magmazone von unten her neuerdings angeätzt werden. Das geschieht, wie namentlich die Aufschlüsse im Grundgebirge der alten Schollen lehren, allenthalben an der Unterfläche der Suprakruste und nicht nur im Kerne der Orogene oder in der Tiefe von niedergetauchten Geosynklinalen. In seiner regionalen Verbreitung ist der Vorgang mit voller Sicherheit als unabhängig von den verhältnismäßig enge umgrenzten Zonen der Orogenese zu erkennen. Allerdings ist anzunehmen, daß die Verdickung der Kruste durch den Deckenstau in einem Orogen den Aufstieg des periplutonischen Wärmestromes in den Unterbau fördert. In Einzelfällen mögen die Wirkungen der

beiden Arten der Regionalmetamorphose auf kaum zu trennende Weise ineinander greifen. Trotzdem bleibt die unter Umständen im nicht deformierten Gestein durch den Wärmestrom aus der Tiefe unmittelbar zur Katakristallisation führende Umwandlung grundsätzlich zu unterscheiden von der durch die vom Wärmestau begleitete Deformation erzwungenen und mit Epi- oder Mesokristallisation verbundenen allgemeineren Umgestaltung der Gebirgsmassen.

Nach den Regeln, die aus der sonstigen allgemeineren Verbreitung der Periplutonik zu entnehmen sind, wird auch das, was hier von den Vorgängen im Untergrund ihr anzuschließen ist, nicht unbedingt und notwendig als ein Teilvorgang der Orogenese zu betrachten sein. Es ist auch nicht von vornherein unzweifelhaft, daß das Aufsteigen der Migmatitfront in unmittelbarem Zusammenhange mit der Orogenese steht oder ihr zeitlich unmittelbar folgt. In unserem Falle kreuzt sich noch tiefe Sammelkristallisation mit den letzten Gebirgsbewegungen. Sie bleibt aber nach den Beschreibungen noch innerhalb verhältnismäßig seichter Stufen und geht nicht über die Mobilisation der Alkalien und die Bildung von Muskowit und Chlorit hinaus. Postorogen und nicht mehr beeinflußt durch Streß scheint die weiter verbreitete Migmatitisierung des Untergrundes zu sein. Es ist nicht unmittelbar festzustellen, wie lange die Aktivierung den Vorgang der eigentlichen Orogenese überdauert hat und ob sie in ferneren postorogenen Zeiten erneuert worden ist.

Das Umsichgreifen der periplutonischen Katakristallisation als Vorläufer der aufsteigenden Migmatitfront ist also als der ubiquitäre Vorgang allenthalben an der Unterfläche der Suprakruste anzunehmen. Er ist schon wegen seiner allgemeineren Verbreitung als unabhängig von der an besondere Zonen des Erdballs gebundenen Orogenese zu erkennen. Noch einmal sei auf das auserlesene Beispiel des Pellinge-Gebietes östlich von Helsingfors hingewiesen, wie es durch die Darstellung von Sederholm (1923) bekannt geworden ist. Einschließlich der postbotnischen Rapakiwigranite sind dort vier oder fünf wohl unterscheidbare granitische Intrusionen bis zu der heute sichtbaren Aufschlußtiefe emporgedrungen. Die Zwischenzeiten sind durch suprakrustale Gesteine, insbesondere durch basische Vulkanite mit den begleitenden Tuffen vertreten. Sie sind mit den Intrusionen in Migmatitkontakten von wechselnder Ausdehnung und jeweils verschiedener Ausbildung verbunden. Dies setzt voraus, daß auf jede der Intrusionszeiten eine Zeit der Abtragung bis auf die plutonischen Tiefen und bis an die Migmatitfront gefolgt ist. Eine neuerliche mächtige Aufschüttung von Vulkaniten und Sedimenten muß das neuerliche

Nachdrängen der Plutonite mit ihrer Migmatitfront ermöglicht haben. Höfe von „regionaler Kontaktmetamorphose“ umgeben die Plutonite. Es wird ausdrücklich hervorgehoben, daß diese Metamorphose hauptsächlich chemischer Art ist und daß Dynamometamorphose daran nur sehr geringen Anteil hat. Auch die ältesten vulkanischen Gesteine zeigen nur äußerst geringe mechanische Veränderungen. Sie sind überhaupt nur wenig von den gleichen Gesteinen der Gegenwart verschieden. Basische Gänge, die in sehr großer Zahl die Spalten in älteren Graniten erfüllen, behalten ihre Stellung während der allmählichen Granitisation der Nachbargesteine unverändert bei. Ihre fortschreitende Auflösung in der nebulitischen Umgebung ist häufig gut zu verfolgen. Einzelne Trümmer und auch sonstige verschleppte Einschlüsse bewahren ihr ursprüngliches Gefüge oft wenig verändert. Wohl trifft man oft pygmatische Faltung im aplitischen Geaden. Sie gehört zu den im Gebiete der Intrusionstektonik verbreiteten Erscheinungen des Gesteinsfließens und hat mit der durch tangentialen Zusammenschub bewirkten Faltung nichts zu tun. Auch das Parallelgefüge mancher Gneise und migmatitischer Gesteine ist ihnen nicht dynamisch aufgeprägt, sondern aus dem schichtigen Gefüge resorbierter Nachbargesteine übernommen worden.

Aus allen Angaben ist zu entnehmen, daß das Pellingebiet während des langen Zeitraumes der wiederholten Abtragung und Aufschüttung und des wiederholten Steigens und Sinkens der Migmatitfront niemals der Untergrund einer eigentlichen Faltungszone, niemals der tiefere Kern eines eigentlichen Orogens gewesen ist. Es hätte sonst nicht in größeren Bezirken einer enorogenen Umformung, das ist einer dynamischen Umformung mit Meso- oder Epikristallisation entgehen können. So wie in anderen Beispielen liegt auch hier die Migmatitfront als Begleiter großer plutonischer Massen nicht im orogenen Raume. Für den wiederholten Aufstieg kann nicht ein Faltungsvorgang verantwortlich gemacht werden. Er wird durch das abwechselnde Steigen und Sinken der Oberfläche infolge von Aufschüttung und Abtrag über einem kontinentalen Raum veranlaßt. Auf die Frage nach der Ursache solcher Vorgänge kann hier nicht eingegangen werden und es muß unerwogen bleiben, ob man sie im Einklange mit vielen anderen Erscheinungen der Großtektogenese als Begleiter von umfassenderen Verlagerungen der Kontinente und Meeresräume zu betrachten hat.

Nach den allgemeineren Erfahrungen wäre es wohl denkbar, daß ein Aufstieg der Migmatitfront in den orogenen Bau Skandinaviens auch noch in späten Zeitabschnitten, lange nach dem Erlöschen der

Orogenese erfolgt ist; etwa zur Zeit eines neuerlichen Hochrückens der Oberfläche unter einem mächtigeren Sedimentalmantel, wie das für das Nachdrängen der Plutonite im Pellinge-Gebiete anzunehmen ist. Man könnte an die Auflagerung des Old Red und an die Oberfläche des transgredierenden Mesozoikums über den abgetragenen Kaledoniden denken. Die „Aktivierung“ stünde dann in keiner zeitlichen oder räumlichen Abhängigkeit von der Orogenese und dem durch das gegenwärtige Orogen eingenommenen Raume.

5. Die Bergenbögen.

Von der Mannigfaltigkeit des westlichen Grundgebirges — den dunkleren und helleren Gneisen, auch Glimmerschiefern, Quarziten und Amphiboliten, Graniten und einer reichen Differentiationsfolge von basischen Gesteinen, Gabbros, Anorthositen, Eklogiten u. a. — sondern sich mit einer bestimmten Eigentektonik die mehr oder weniger metamorphen, dem Kambro-Silur, z. T. wohl auch dem Eo-kambrium oder Präkambrium zugeordneten Baubestandteile. Sie sind allenthalben in Mulden des alten, kompakteren Untergrundes eingesenkt, das heißt sind bei der jüngeren großzügigen Umformung des alten Untergrundes mitgenommen worden. Insoweit ihre gegenwärtige Lagerung durch diese jüngere Verformung der Unterlage bestimmt wird, ist es nicht wesentlich, ob die beiden Gesteinsgruppen, die beweglichere Decke und das fester gefügte Grundgebirge, einander an einer Sedimentations- und Transgressionsfläche oder an einer Überschiebungsfläche berühren und ob die Auflagerungsfläche in ihrer ursprünglichen Beschaffenheit erhalten oder durch eine spätere Metamorphose umgestaltet worden ist.

Zu diesen Gebilden einer besonderen Auflagerungstektonik gehören die vielgenannten Bergenbögen, die an der Westküste bei Os südlich von Bergen recht nahe an die Ausläufer des großen „Fal-tengrabens“ am Hardangerfjord herantreten. Carl Frederik und Niels Henrik Kolderup, Vater und Sohn, sind die verdienstvollen Forscher, denen wir vor allem die genauere Kenntnis des merkwürdigen Gebietes und des westlichen Norwegens überhaupt verdanken. (Vergl. Høltedahl, Bugge usw. 1934, S. 373, mit Schriftenverzeichnis). Auf ihre Arbeiten stützt sich das Wagnis, die tektonischen Sondergebilde in die größeren Gebirgszusammenhänge einzuordnen.

In das zumeist aus Gneisen und basischen Plutoniten bestehende vorkambrische Grundgebirge sind nach Art von bogenförmigen Synklinalen kambro-ordovizische Sedimente eingesenkt. Weniger veränderte, z. T. phyllitisch-glimmerige Schiefer mit Einschlüssen von ver-



Abb. 11.

Geologische Kartenskizze der Bergenbögen.

Nach C. F. Kolderup aus Holtedahl, Bugge usw. 1934.

- 1 = Devon: Konglomerat des Old Red;
 2–5 = Kaledonische Erstarrungsgesteine: 2 = Granodiorit usw., 3 = Granit,
 4 = Quarzporphyr, 5 = Gabbro;
 6–8 = Kambro-Silur: 6 = Grünschiefer, 7 = Glimmerschiefer, 8 = Quarzit;
 9–12 = Präkambrium: 9 = Anorthosit, 10 = Mangerit, 11 = Norit, 12 = Gneis
 usw.

hältnismäßig wenig metamorphen Kalken bilden den äußeren Bogen von Os bis zum Fensfjord. In den Phylliten und in den Kalken sind zahlreiche bestimmbare Fossilien gefunden worden; die der Kalke weisen auf oberes Ordovik, die der Phyllite und graptolithenführenden Schiefer auf unteres Gotland.

Der innere Bogen in der Nähe der Stadt Bergen enthält höher metamorphe Glimmerschiefer, Marmore und Quarzite, die den Schiefen, Quarzsandsteinen, Konglomeraten und Kalken des äußeren Bogens entsprechen. An die Stelle der Grünschiefer im äußeren Bogen sind hier Hornblende- und Saussurit-Hornblende-Gesteine getreten. Außerdem enthalten die beiden Bogen noch Einschaltungen von vor-kambriischem Gneis und insbesondere von basischen magmatischen Gesteinen.

Auch die Bergenbögen sind als Faltungsgräben betrachtet worden. Sie sollten von denen des Hauptorogens im wesentlichen nur durch die geringeren Abmessungen unterschieden sein. Ohne Zweifel haben sie in ihrer ganzen Anlage mit diesen vieles gemein. Einen Unterschied bildet schon die abweichende Richtung der Bögen, ihre Wendung aus der südsüdöstlichen in die südwestliche und westliche Richtung des inneren Bogens zwischen Bergen und Os. Außerdem sei noch darauf hingewiesen, daß die äußere Grenze des Kambro-Silurs im äußeren Bogen nicht der gleichmäßigen Kurve des Bogens angeschlossen bleibt, sondern nördlich vom Samnangerfjord (südöstlich Bergen), winkelig gegen E vorspringt. Schon ihr allgemeiner Verlauf weist darauf hin, daß die Bögen durch eine anders gerichtete mechanische Beanspruchung geschaffen worden sind als das Hauptorogen. Auffälliger ist noch der ungleiche Inhalt der Bögen und des großen Faltungsgrabens. An die Stelle der mächtigen Knäuel von innig verfalteten metamorphen Schiefen und Gneisen tritt hier eine deutlicher gegliederte, viel weniger mächtige und weniger metamorphe Schichtfolge. Wohl sind nach N. H. Kolderup's Angabe auch diese Gesteine durch tektonische Bewegungen an Ort und Stelle gebracht worden. Auch die phyllitischen Glimmerschiefer weisen darauf hin, daß die Lagerung eine lebhafter gestörte und keine ursprüngliche ist. In den Konglomeraten sind aber auch noch die Gerölle von früh-silurischem Kalkstein kennbar geblieben.

: Als kaledonische Einfaltungen oder Synklinalen hat auch C. F. Kolderup (in Høltedahl, Bugge usw. 1934, S. 376) die Bergenbögen gedeutet. Wie er meint, ist eine ursprünglich gestreckte Synklinale durch den Vorstoß der starren Granitmassen, denen die Inseln Lyderhorn und Askøy zugehören, in die Bogenform umgepreßt worden.

Wegmann (1925 d, S. 226) erblickt in den Bögen zwischen Bergen und Stad ebenfalls kaledonisch zu deutende Strukturen. Sie wären als gleichsinnig bewegte innere Glieder dem ostwärts vorströmenden Bogen von Trøndelagen anzuschließen.

Es kann darüber wohl kaum ein Zweifel bestehen, daß die Bergenbögen, insoferne sie den sonstigen kaledonischen Strukturen anzuschließen sind, die Überreste von größeren Bauten darstellen und daß sich darüber noch mächtigere gefaltete und verlagerte Schichtmassen befunden haben. Man wird sie wohl mit größerer Wahrscheinlichkeit als in der Tiefe eingeklemmte Fußteile eines mächtigeren Deckenstockwerkes auffassen dürfen. Der Überblick über das Ganze wird erst durch den hier an der Berührungsfläche wahrnehmbaren Verband mit dem Grundgebirgssockel abgeschlossen.

Über der Ecke von Samnanger — mit den Schiefen, in denen auch die fossilführenden Lagen von Os enthalten sind — verbindet sich der äußere Bergenbogen mit den Schieferzügen am Hardangerfjord. Nach der Beschreibung von N. H. Kolderup ist hier kein weiterer besonderer Bogen anzuschließen. Man befindet sich hier bereits innerhalb des großen Faltengrabens.

N. H. Kolderup hat über seine Studien in diesem südlichen Teile des Grabens bis zum Meere am Bømlafjord vorläufige Berichte erstattet (1932). Der Graben folgt hier in seinem Verlaufe sehr nahe dem Hardangerfjord. Eine Strecke weit (bei Löfallsstranden, Jondal und Alsaker auf der Ostseite des Fjordes) fällt die Ostgrenze des Grabens, das ist die Auflagerungsgrenze der die Grabenfüllung unterlagernden Glimmerschiefer, ziemlich genau mit der SE-Küste des Fjordes zusammen.

Nicht so deutlich ist die NW-Grenze des Grabens ausgeprägt. Hier wird der äußere der beiden Bergenbögen von dem Graben aufgenommen. So wie zwei ineinander mündende Ströme verbinden sich die von zwei Seiten herantretenden Gesteinszüge an dem spitzen Grundgebirgsvorsprung von Altaneset (nordöstlich bei Os). Beide Züge bestehen aus den gleichen Glimmerschiefen und man darf annehmen, daß eine verbindende Decke des gleichen Gesteins von dem trennenden Gneisvorsprünge entfernt worden ist.

Starke Störungen, insbesondere Überschiebungen, kennzeichnen die Tektonik des Faltungsgrabens in allen Abschnitten. In diesem Gebiete aber, in Sunnhordland, trennt nach N. H. Kolderup eine steile, zum Ausgange des Hardangerfjordes ziehende Störung zwei ungleichartige Einheiten. Der Westen, mit dem größeren Teile der Inseln Tysnes, Stord und Bømlø, umfaßt stark mylonitisierte oder meta-

morphosierte Plutonite, insbesondere Gabbros, doch auch Granite. Schiefer sedimentärer Herkunft umfließen sie und sind in sie eingetaucht. Ihnen angeschlossen sind die auffallend wenig veränderten Vulkanite (Grünsteine u. a.) mit Einschlüssen von Glimmerschiefer, Marmor und den fossilführenden Kalken auf Stord. Die Plutonite tauchen von oben her in das sie umfließende Band von Glimmerschiefer. Das Fehlen von Primärkontakten und die weitgehende Mylonitisierung zeigt, daß auch sie, so wie die basischen Phakolithe der nördlichen kaledonischen Ketten, von ferne her verfrachtet worden sind.

Im E der Störung, das ist an der SE-Seite des Grabens, herrschen weniger metamorphe Sedimente und Vulkanite. In der deutlicher und reichlicher gegliederten Gesteinsfolge weiter im N, bei Altanaset, Halandsdal und Strandebarm, ist ebenfalls, trotz mancher Unsicherheiten im einzelnen, ein großzügiger Deckenbau zu erkennen. Auf dem Grundgebirge liegen die quarzreichen Basisglimmerschiefer, darüber Quarzite (z. T. auch als Granulite bezeichnet) und mächtige Grünsteine und Grünschiefermassen mit einigen Keratophyren. Einzelne Glieder innerhalb dieser Schichtfolge werden mit größerer oder geringerer Sicherheit bestimmten Stufen des Ordovik und auch des unteren Gotland gleichgestellt. Die Abgrenzung einzelner Schubschollen in diesen Gesteinsmassen ist noch durchzuführen. Klar erkennbar ist aber darüber die Auflagerung zusammenhängenderer Schubmassen und begleitender Klippen von vorkambischem Granit mit eingekleiteten Lagen von basalem Glimmerschiefer und Quarzitschollen.

Besondere Verwicklungen werden aus dem Voss-Distrikt östlich von Bergen gemeldet, zwischen der Überschiebungsscholle von Sogn-Jotunheim und dem Berührungsgebiete des äußeren Bergenbogens mit der Fortsetzung des großen Faltungsgrabens bei Vaksdal. Es verschwinden hier die basischen Effusiva. Erst im Drontheimgebiete erscheinen sie wieder (N. H. Kolderup 1932 a, S. 28). Auf dem vom Rande her nach E untertauchenden Grundgebirge mit Quarziten folgt die Phyllit- und Glimmerschiefer-Abteilung (Telemarkformation?). Darüber liegen neuerdings Quarzite mit Dachschiefeln und dann Granite und Gneise, oft mit schwer bestimmbareren Grenzen.

Holtedah1 erwähnt als kennzeichnend für das Gebiet nach E einfallende keilförmige Vorsprünge in den Phylliten und den mit ihnen in schwer zu deutendem stratigraphischem Verbande stehenden Quarziten und quarzitähnlichen Gesteinen (1936 a, S. 138; Bailey und Holtedah1 1938, S. 23). Wahrscheinlich wird damit eine Schuppenstruktur angezeigt. Nach seinem Hinweise darf man sie mit größter

Wahrscheinlichkeit den Westbewegungen gleichstellen, die in dem noch vollständiger gefüllten Graben von Sogn-Jotunheim bei der mit dem Einsinken der Überschiebungsscholle in den Graben verbundenen Zusammenpressung entstanden sind.

N. H. Kolderup (1932 a) bezweifelt die Verlässlichkeit der von Kiaer in den Bergenbögen und in Sunnhordland aufgestellten stratigraphischen Reihe, und zwar vor allem deswegen, weil die metamorphe Stufenfolge im ganzen als verlagert zu erkennen ist. Insbesondere sind in dem inneren der Bergenbögen die stärker metamorphen Sandsteine des Kambro-Silurs lebhafter verfaltet und verquetscht; sie verfließen mit dem Grundgebirge der Unterlage. Wenn somit auch die hier sichtbaren tiefsten Glieder eines Deckenstockwerkes von ihrer Unterlage losgelöst und zusammen mit den höheren verschoben worden sind, so darf man doch annehmen, daß sie den kürzesten Weg zurückgelegt haben. Demgemäß könnte man gerade hier, in den Bergenbögen, eine nähere Beziehung der stratigraphischen Fazies zu der des Autochthons im Vorlande erwarten. Man könnte sich denken, daß die eigentliche westliche Fazies, die im N, im Sarekgebirge und in den benachbarten Gebieten, das östliche Silur des Vorlandes unmittelbar berührt, über die entsprechenden tieferen Deckenglieder hinweggegangen ist, so wie die der süd-alpinen anzuschließende ostalpine Fazies des Mesozoikums die einer Zwischenfazies angehörigen Grisoniden überschritten und das Parautochthon des Außenrandes erreicht hat. Allerdings wird eine nahe Verwandtschaft des Ordovik an den Küsten nördlich und südlich von Bergen mit dem des Drontheimer Gebietes angegeben. Doch stimmen die Korallen der Stufe 5 a weitgehend mit den Typen von Oslo überein (Bailey und Høltedahl 1938, S. 13) und deuten vielleicht auf eine Mittelstellung.

N. H. Kolderup (1932 a) unterscheidet im westlichen Norwegen zweierlei tektonischen Stil, den westlichen „Küstenstil“ und den östlichen „Hochgebirgsstil“. Der Hochgebirgsstil ist der der großen, eigentlich kaledonischen Überschiebungen. Dazu gehört auch hier im S der Graben am Hardanger Fjord. Die Bergenbögen sind tektonisch enge mit ihm verbunden. Sie dürften trotz ihrer Lage im W doch auch, und zwar als Seitenast des Faltengrabens, der östlichen, das ist der kaledonischen Tektonik anzuschließen sein. Den Küstenstil vertritt eine Reihe von breiten Mulden oder Synklinen, die zwischen Sognefjord und Nordfjord zum Meere ausstreichen. Sie verlaufen im allgemeinen west-östlich und ihre Achsen sind gegen W oder WSW geneigt. Sie sind vorwiegend von metamorphem Kambro-



Abb. 12.
Karte der Verbreitung
des Old Red
in West-Norwegen.

Aus C. F. Kolderup
1928.

Ho = Hornelen,
H = Haasteinen,
K = Kvamshesten,
B = Bulandet,
S = Solund,
y.B. = Byrkneiseln.

Silur und begleitenden magmatischen Gesteinen ausgefüllt. Dazu gehören auch reichliche Effusivgesteine mit Tuffiten und regelmäßig noch mehr oder weniger ausgedehnte Gebiete von Old Red. Die Tektonik ist hier zum größten Teil postdevonisch, denn der Old Red ist darin mitbeteiligt.

6. Die Devonmulden zwischen Sognefjord und Nordfjord.

Größere Lappen des Old Red sind in den Devonmulden von Hornelen, Kvamshesten und Solund aufbewahrt geblieben. Zwischengelagert und der Reihe im S zugeordnet sind kleinere Vorkommen. Außer diesen sind in den Kaledoniden nur sehr spärliche Zeugen des einstmals nicht nur über die ganze Gebirgskette, sondern auch über weite Festländer ausgebreiteten Wüstenschuttes erhalten ge-

blieben. Es sind die Konglomeratsandsteine im Hitragebiete am Drontheimfjord, der kleine Fleck bei Roeros in der Nähe der schwedischen Grenze und die ganz kleinen Reste über dem äußeren Bergengbogen. Die Devonlappen liegen z. T. auf dem Grundgebirge, in größeren Flächen aber auf dem Kambro-Silur. Aus dem bemerkenswert häufigen Verbande der beiden transgredierenden Formationen darf man wohl schließen, daß zur Zeit der Bildung des Old Red eine kambro-silurische Decke über dem Grundgebirge nicht so gründlich abgeräumt war, wie in der Gegenwart. In den folgenden wechselnden Festlands- und Überflutungszeiten ist das Kambro-Silur, wo es weniger mächtig war, außerhalb des Orogens zugleich mit der alles verhüllenden Decke des Old Red entfernt worden. In den frühnachdevonischen Einsenkungen sind beide nebeneinander erhalten geblieben.

So wie alle anderen Kontinentalmassen ist auch der fennoskandische Untergrund im Laufe der Zeiten von einer tiefgreifenden inneren Zersplitterung ergriffen worden. Sie ist wahrscheinlich auf verschiedene Perioden mit tangentialen Spannungen nach verschiedenen Richtungen zu verteilen. Zu ihr gehört ebenso die bis ins kleinste gehende Zersplitterung der Gesteine wie die Kontinental-Innentektonik in ihren beherrschenden Zügen. Sie tritt dort am klarsten hervor, wo die Reste einer transgredierenden Decke mitgenommen, versenkt oder eingeklemmt worden sind. Steile Störungen mit Sprunghöhen bis zu einigen hundert Metern bilden oft die Ränder der Becken. Verschiebungen in tangentialer Richtung sind aber für die gegenwärtige Lage noch bedeutungsvoller. Auf Solund beträgt die Schubweite von Gabbroschollen über Devonkonglomerat mindestens 5 km (N. H. Kolderup 1932 a, S. 6). Trümmer von Gabbro sind überdies in das Konglomerat eingepreßt. Im Bereiche von Kvamshesten zwischen Dalsfjord und Fördefjord (nördlich Dale) sind ebenfalls kristalline Schiefer den Sandsteinen aufgeschoben und außerdem ist das ganze Gebiet von seiner Unterlage abgelöst und etwas verschoben worden.

Es geht wohl nicht an, die postdevonische beziehungsweise postorkadische Tektonik nach C. F. Kolderup in eine verspätete kaledonische Phase einzureihen. Eine Umstellung der allgemeinen irdischen Tektogenese, ein Richtungswechsel in den auf der Erdoberfläche wirkenden Kräften ist zwischen die kaledonische Orogenese und die nachdevonischen Bewegungen einzuschalten. Es ist anzunehmen, daß damit auch weitgehende Verlagerungen der Festländer und der Meeresräume verbunden waren. In eine Zeit des Überganges und der ausklingenden Orogenese fällt das Downton in Skandinavien und in England. Rote

Sandsteine mit Fischresten sind die Vorboten des roten Wüstenschuttes, der später die nördlichen Festländer überzogen hat. Dies ist auch die Zeit der ausklingenden Orogenese. Mit ihrem Ende waren der fennoskandische Kontinent und der vom Atlantik herangetriebene und hochgestaute Randsaum eines anderen Kontinentes mit einander verschweißt. Die Erdräume mit verschiedener Grundtektonik, alte Schollen ebenso wie die erloschenen Kettengebirge, sind gleichmäßig von dem Kontinentalschutt zugedeckt worden, dessen Resten man heute als Zeugen des großen Abwanderns in nachdevonischer Zeit auf beiden Seiten des Atlantik begegnet.

Was an der Wende des Downton zum Old Red geschehen ist, war nicht nur ein Stillstand der Orogenese. Es kann auch nicht als der einfache Wechsel von der Orogenese zur Epirogenese in einem Erdraume verstanden werden. Schließlich ist es etwas anderes, als die transgressiven Eingriffe, die in der Regel als Zwischenphasen die Dauervorgänge der Orogenese zu unterbrechen scheinen (vgl. S. 148). Hier sind Krustenteile von kontinentaler Ausdehnung in einer Verteilung, der die gegenwärtige auf der Erdoberfläche nicht mehr entspricht, durch eigenes Wandern oder durch Verlagerung des Meeresspiegels für außerordentlich lange Zeiträume den Übergriffen des Meeres entzückt worden.

Die erwähnten Brüche und Überschiebungen, die den Old Red, besonders in den Gebieten zwischen Sognefjord und Nordfjord mitgenommen haben, folgen nicht mehr den am Hardangerfjord herrschenden kaledonischen Richtungen. Sie werden einer weiträumigen Kontinental-Innentektonik zuzuordnen sein, vergleichbar derjenigen, die das innere Asien mit den mächtigen Kontinentalsedimenten der Gobi- und Hanhaifformation in Horste, Gräben und Faltenblockgebirge zerteilt hat.

7. Die Mehrphasigkeit der skandinavischen und alpinen Gebirgsbildung.

In dem reich gegliederten Bau der Alpen gibt es überfahrene und verschleifte Konglomerate mit granitischen Geröllen alpiner Herkunft in verschiedenen Stufen. Noch deutlicher offenbart sich dort aber die lange Dauer und die wiederholte umfangreiche Erneuerung des orogenetischen Antriebes in dem metamorphen Hiatus zwischen den einzelnen umfassenderen Deckengruppen. Abermals soll des Vergleiches halber nur in allgemeineren Andeutungen darauf hingewiesen werden, wie in mancherlei anderen Zügen aus dem verwickelten Bau der Alpen eine Entstehung der Gebirgskette durch den wiederholt

erneuerten Einsatz der gleichen wirkenden Kräfte abgelesen werden kann und wie zu wiederholten Zeiten die Plutonite in ähnlicher Einordnung in den Gebirgsbau mitgenommen worden sind. Ein volles Verständnis für die Art des Ineinandergreifens dieser Vorgänge der Orogenese und der Pulsationen kann allerdings erst das geschlossene Gesamtbild vermitteln, wie es aus dem, was schon mehrfach darüber gesagt wurde, und aus dem sonstigen überreichen Schrifttum über alpine Geologie zu gewinnen wäre.

Die Zentralgneise des alpinen Pennin gehören in die gleiche Magmengruppe, wie die in der Hauptsache posttektonischen Tonalite und Granite des Adamello, von Bergell u. a. Wie an der durchgreifenden Lagerung einzelner Zungen des Zentralgneises im nördlichen Venedigergebiete (Kölbl 1932; Cornelius 1941) zu erkennen ist, sind auch sie in einen bereits vorhandenen Faltenbau eingedrungen. Diese Intrusionen waren somit „posttektonisch“ in bezug auf einen älteren Faltenbau.

Ein neuerlicher Angriff der erzeugenden Scholle, eine erneuerte Orogenese, muß die Verschieferung dieser Intrusionen und zugleich den Vorschub der penninischen Decken sowie die transportierte Konkordanz der Schieferhülle über den Zentralgneisen geschaffen haben. Diesem Vorgang, d. i. der Erwärmung unter der älteren eindeckenden Scholle, ist wahrscheinlich auch die Ausbildung der typisch enorogenen „Tauernkristallisation“ angeschlossen.

Die ältere erzeugende Scholle muß zum größten Teile noch vor dem Aufschub der unteren Ostalpinen Decken, d. i. der Grisoniden, verlorengegangen sein. Vermutlich gehören die höchsten Abteilungen des Pennin, die höherkristallinen Schiefer der Arolla- und der Valpellinserie in der Dent-Blanche-Decke, zu den Resten dieser älteren, vorgrisoniden, einst weit ausgedehnten erzeugenden Scholle. Man kann darin die allerdings stark verarbeiteten Spuren eines der tieferen Unterlage entstammenden Periplutones erkennen.

Eine der früheren Erosionszeiten in den älteren penninischen Alpen fällt in den Lias, eine weitere in den Oberjura (Jenny), eine umfangreichere vor die Transgression des Kreideflysches in Prätigau. Wenn sich die Beobachtung von R. Staub bestätigt, entspricht ihr auch die Transgression des Arblatschflysches, der im westlichen Tauernfenster von den grisoniden Decken der Tarntaler Köpfe überfahren wird. Der metamorphe Hiatus zwischen diesem Flysch und dem überlagenden Pennin gibt von einer lange Zeit tiefwirkenden Abtragung Zeugnis. Ein metamorpher Hiatus besteht auch zwischen dem Pennin und dem über dem abgetragenen Penninischen Faltenbau hin

verschleiften Reibungsteppich der Grisoniden, wie er in der Schuppenzone von Arosa und in manchen verstreuten Trümmern am Nordsaume der Kalkalpen zum Vorschein kommt.

Noch vieles wäre zu sagen über die großzügigeren Aufschlüsse und Zusammenhänge in der ganzen Ausdehnung der Unterlage des Rhätikons und der Silvretta, im Fenster des Engadins und im Tauernfenster, aus denen sich ergibt, daß der Vormarsch der Grisoniden nicht die stetige Tektonik der Penniden geschaffen haben kann, und daß dieser Vorschub über ein bereits abgetragenes Gebirge mit metamorphem Untergrunde hinweggegangen ist. Diesen metamorphen Untergrund umhüllten auch schon die mächtigeren Sedimente des Flysches der Oberkreide und des Eozäns (?), die durch den neuen Aufschub nur eine örtliche und verhältnismäßig geringe Metamorphose erlitten haben.

Auch die anscheinend weniger mächtigen und großenteils sedimentären Decken der Grisoniden waren vor dem Heranrücken der mächtigeren oberostalpinen oder tiroliden Decken bereits durch die Abtragung in Berge und Täler zerlegt worden. Die gebildeten Unebenheiten haben die Schollen und Trümmer für den Reibungsteppich geliefert.

Eine so klar und großzügig gegliederte Geschichte, wie sie der Bau der Alpen offenbart, ist dem Bau der Kaledoniden nicht zu entnehmen. Doch gibt es hier nicht wenige Anzeichen, aus denen auch in dieser gewaltigeren, aber einförmigeren Gebirgskette auf eine durch lange Zeiten andauernde Entstehungsgeschichte geschlossen werden kann, auf einen wiederholten Wechsel zwischen Zeiten einer tiefgreifenden Abtragung mit solchen eines erneuerten Vorschubes und wiederholte Zeiten des Magmaaufstieges. Es sei auf die eingeschalteten Konglomerate, die von Gesteinsmassen, denen manche ihrer Gerölle entstammen, selbst überfahren worden sind, auf die weithin verschleiften Tiefenmassen u. a. verwiesen.

V. Alpine und andere Vergleiche.

1. Vergleich mit den Alpen.

Holtedahll (1938 a, S. 139) sucht nach Vergleichspunkten zwischen den skandinavischen Kaledoniden und den gründlicher durchforschten Alpen. Er findet, daß schon der allgemeine Überblick in der Hauptanlage einander gleichzustellende Züge offenbart. In der Vorlandzone entspricht das Oslogebiet dem Faltenjura. In beiden Gebieten ist eine sedimentäre Decke durch den von der Hauptkette her-

geleiteten seitlichen Druck von der kristallinen Unterlage abgeschoben und in sich gefaltet worden. Im Juragebirge ist die Decke mesozoisch, im Oslogebiete gehört sie zum Kambro-Silur. Den weiter ausgreifenden helvetischen Schub- und Gleitdecken in den Alpen werden die stärker bewegten und vorgeschobenen Sandsteine und Quarzite der Sparagmitformation gleichgestellt. Dann folgen die hochmetamorphen Zonen, die mesozoischen Schiefer des Pennin mit stark ausgewalzten kristallinen Massen in den Alpen und die aus stark verändertem Eokambrium und Kambro-Silur bestehenden „Sevedecken“ in Skandinavien, die streckenweise durch mächtige Granit- und Gabbromassen vertreten sind. Was in beiden Bauplänen beherrschend hervortritt, ist wieder die großzügige Sonderung in eine äußere nichtmetamorphe Vorschubzone und in eine metamorphe Zone im Deckenbereiche. In den im Hauptwulst der Zerstörung entgangenen Resten des Bauwerkes scheinen die zu vergleichenden Züge, insbesondere die Unterscheidung zwischen dem Enorogen und einer aufgeschobenen Masse, nicht so bestimmt und unmittelbar hervorzutreten.

HoltedahI verweist auch auf die Ähnlichkeiten in der räumlichen Faziesfolge der mitgenommenen Formationen, des Mesozoikums in den Alpen und des Kambro-Silurs in den Kaledoniden. Sie ist im großen und ganzen den in der Tektonik und Metamorphose ausgeprägten Zonen mit den gleichen Hauptrichtungen zugeordnet. Nahe am Vorlande, im Oslogebiet und in Jämtland, finden sich als Vertreter des Ordovik wenig mächtige sandige und schiefrige Ablagerungen (zum Teil Graptolithenschiefer), die anderwärts durch Orthocerenkalke ersetzt sind. Die weiter im Inneren, besonders im Gebiete von Tröndelagen folgenden mächtigen und reich gegliederten, vorwiegend schiefrigen, zum Teil auch kalkigen Schichtmassen mit reichlichen Grünschiefern, werden mit dem Pennin der Alpen verglichen. Im Küstengebiete aber erscheinen wieder Kalke und Dolomite des Unter- und Mittelordovik mit Mächtigkeiten bis über 600 m. HoltedahI erkennt in dieser Entwicklung eine dem kalkigen Mesozoikum der Südalpen entsprechende Zone. Schon die von ihm neuerdings hervorgehobene Verwandtschaft dieser Kalke in Fazies und Fauna mit den Durnesskalen in NW-Schottland, mit solchen auf der Bäreninsel, in Ostgrönland und noch jenseits des Meeres in Neufundland und Kanada, leitet die Betrachtung weit hinaus über die Grenzen des eigentlichen Orogens. Eine entsprechend über den Rahmen anderer Orogene ausgedehnte vergleichende Betrachtung erklärt noch manche in ähnlicher Form wiederkehrenden Parallelerscheinungen im großtektonischen Vorgange. Dem großräumigen Schollenschub sind nicht

nur die tektonischen Zonen der Metamorphose nach allgemeinen Regeln zugeordnet, auch die Anordnung der Gebiete der stratigraphischen Fazies zeigt sich häufig recht klar durch die Gliederung des Raumes an der Stirne der bewegten Scholle vorgezeichnet. Indem hier der hochgestaute Randsaum einer wandernden Scholle an die Stelle der ausgepreßten Synklinale gestellt wird, verschiebt sich auch die Erklärung der häufig beobachteten Fazieszonen innerhalb des Orogens. Das Vorland sammelt Sedimente, meist aus geringer Meerestiefe, oft erst — wie in den Alpen — wenn das wandernde Orogen recht nahe herangerückt ist. Eine solche Stellung nimmt die Flyschzone der Ostalpen ein. In den skandinavischen Kaledoniden entsprechen ihr die weit ausgebreiteten, vorwiegend terrigenen Sedimente der Sparagmitformation. Auch sie werden, so wie die Flyschzone, von den heranrückenden Deckenkörpern teilweise überschoben. Dann folgen die in der wandernden Vortiefe im Laufe einer Reihe von Formationen mächtiger aufgeschütteten und aneinandergeschoppten, zumeist terrigenen Sedimente; so wie andere mächtige Sedimentfolgen oft, aber nicht immer begleitet von reichlichen Ergußgesteinen. Die dritte, die mehr kalkige der oben erwähnten Folgen, wird von der heranrückenden erzeugenden Scholle getragen. Die Fläche wird im Laufe der Zeiten, insbesondere während positiver Bewegung des Meeresspiegels, von wiederholten Transgressionen überspült und damit in zunehmendem Maße ausgeglichen. Bei neuerlichem Anstieg, in den Alpen insbesondere während des allgemeinen Hochstandes gegen Schluß der einzelnen mesozoischen Formationen, wird die Küste weit abgerückt. Die terrigenen Sedimente bleiben aus und in den zumeist nicht allzu tiefen Meeren werden organogene Sedimente bei steigendem Meeresspiegel zu großen Mächtigkeiten angehäuft. So mag sich das häufige Auftreten der kalkigen Fazies im Rücklande der vorwandernden Orogene erklären.

In dem höher aufragenden alpinen Baue, der auf engerem Raume eine größere Mannigfaltigkeit an Berggestalten, an Schichtgesteinen und an zum Teil schwer aufzulösenden Strukturen in sich vereinigt, ist die dynamische Dreiheit des Orogens noch klarer und vollständiger ausgeprägt, und zwar nicht nur, weil das Gebirge jünger und deshalb in größerer Vollständigkeit erhalten geblieben ist, sondern vielleicht auch gerade deshalb, weil Teile des Gebirges mit dem dazugehörigen Untergrunde ausgiebiger gegeneinander verstellt sind. Formgebend aber, oder, wie man vielleicht besser sagen kann, verformend auf die in dem nordwärts drängenden Wulste zu durchstreichenden Faltenbündeln vereinigte Zonenfolge wirkt das Anpressen und Ein-

passen an die Umrisse des an Brüchen der vorwiegend Karpinskischen und rheinischen Richtungen in Gräben und Horste zerteilten Vorlandes. Da die Grundgestalt des Baugerüsts dadurch geschaffen worden ist, daß steife Riesensplitter des vorliegenden Grundgebirges mit dem andrängenden Faltenkörper hochgepreßt wurden, nehmen auch die Darlegungen über den Alpenbau zumeist ihren Ausgang von den hochragenden helvetischen Massiven, die von den Decken und Riesenkuppen der nicht metamorphen helvetischen Fazies überschritten worden sind, als sperrender Zaun aber das metamorphe Enorogen der mächtigeren penninischen Decken zurückgestaut haben. Indem mit diesem Stau auch die Gneisdecken der Unterlage höher emporquollen, wurden die entgegenstehenden Trümmer zur Grundursache des die ganze Alpenkette beherrschenden Gegensatzes zwischen dem westalpinen und dem ostalpinen Bau; zwischen dem bis auf die durchgehenden penninischen Decken abgeräumten Westen und dem bis auf die Durchbrüche in den Fenstern unter der Hülle der mächtigen austriden Deckensysteme verbliebenen Osten.

Zu der durch das Auf und Nieder des Untergrundes bewirkten Vermannigfaltigung des Baues, zu der auch die umlaufenden Grenzen zwischen den weiten Fenstern und den gewaltigen Überschiebungsmassen gehören, kommt vielleicht noch eine länger dauernde und wechselvollere Geschichte, mit wiederholten Zeiten der Abtragung und des erneuerten Deckenschubes im Wechselspiele mit den von außen her eingreifenden Transgressionen.

Wie wiederholt hervorgehoben worden ist, führt von der mitteleuropäischen Zerstückelung mit den gestauten Grundschollen das durchgehende System der karpinskischen Brüche zu den gewaltigen innerasiatischen Gräben und Blockfaltengebirgen, aus deren Anordnung und Verteilung ein Fließen und Gleiten der asiatischen Kontinentalmasse gegen S zu entnehmen ist. Die Alpen selbst aber bestehen aus den verdrückten Kanten zweier besonders heftig und andauernd aneinandergepreßten Schollen innerhalb eines größeren verworren und lebhaft bewegten Schollenlabirinth.

Im Gegensatz zu dem im ganzen ortsständigen Zerbersten der breit aufgewölbten Tafel im Vorlande der Kaledoniden war die Schollenzersplitterung in den Varisziden und den ihnen angeschlossenen Grundschollen, d. i. im Vorlande der Alpen, von einem gewaltigen Drange von Asien her begleitet. Durch ihn vor allem sind die Horste zwischen den Senkungsfeldern hochgetrieben und die sedimentäre Hülle über den tieferen gegeneinandergleitenden Schollen zu dem Faltenbau vom saxonischen Typus zusammengestaut worden. Wie sich die ver-

schiedenen, nach dem gleichen Grundplan entworfenen Bauwerke an die tektonisch-morphologisch vorgezeichneten Umrisse der Vorländer anschmiegen und wie dadurch ihre innere Raumgestaltung bis in viele Einzelheiten bestimmt wird, das soll zunächst noch an Beispielen erläutert werden.

So wie in manchen anderen Begleitumständen widerspiegelt sich auch in dem ungleichen Gange der Aufklärungsgeschichte (vgl. S. 34) der ungleiche Eigenstil der beiden Orogene. Der verwickeltere Bau in dem jüngeren von den beiden, in den Alpen, bringt es mit sich, daß die Aufklärung gerade dort umständlichere Wege einschlagen und mannigfaltigere Widerstände überwinden mußte.

Im schwedischen Hochgebirge konnte *Törnebohm* (1894) mit kühnem Gedankengriffe die gleichförmig wiederkehrenden Auflagerungen des Kristallins über den flach ausgebreiteten Sedimenten des Vorlandes zu dem großartigen Bilde einer einheitlichen, aus weiter Entfernung von W heranrückenden Überschiebungsmasse verbinden. Was dagegen die Außenränder der alpinen Ketten darbieten, verschleiert eher die Zusammenhänge der Deckensysteme, als daß sie etwas in ähnlicher Weise unmittelbar Entscheidendes darüber offenbaren würden. Die großen Hauptschubmassen erreichen hier nicht das ungestörte Vorland. Zwischen beiden sind die niedergleitenden Deckfalten des helvetischen Ablagerungsgebietes eingeschaltet. Sie sind *parautochthon* im Verhältnis zum Ganzen und ihr Aufschub auf die Molasse ist, wenn auch äußerlich ziemlich eindrucksvoll, so doch an Bedeutung nicht mit dem skandinavischen *Glint* zu vergleichen; denn hier sind nicht die aus der Ferne geförderten Decken des Grundgebirges, sondern die des nächstbenachbarten Faziesbereiches auf die Vorlandsedimente geschoben worden. Noch weniger ausgiebig stellt sich der Aufschub des ostalpinen *Flysch* auf die *miozäne Molasse* dar, der überdies durch die Einschaltung vermittelnder Zwischenstufen gemildert wird.

Die hochgetriebene Aufwölbung der alpinen Längsachse bedingt es, daß in den Westalpen die höheren Deckenglieder, die *Grisoniden* und die *Tiroliden*, fast über das ganze Gebirge hin entfernt worden sind. Nur in den helvetischen Klippen liegen die spärlichen *Grisonidenreste* auf den helvetischen Gleitdecken. In den mächtigen Kalkbergen der Freiburger Alpen und des *Chablais* sind noch gewaltige *grisonide Deckenstockwerke* durch die Lücke zwischen dem *Mont Blanc-* und dem *Aarmassiv* bis an die Molasse herangerückt. Es war in der Tat auch dieses Gebiet, in dem die Bedeutung der Deckenschübe von größter Weite für den Alpenbau zuerst von *Schardt* im Jahre

1892 erkannt worden ist. Aber eine große Arbeit stand noch bevor, bis die inneren und die östlichen Teile der Alpen in ähnlichem Ausmaße zu einem einheitlichen Deckengebäude verbunden werden konnten, wie das für die skandinavische Gebirgskette Törnebohm in einem ersten zusammenfassenden Überblick zu leisten vermocht hat.

In den Ostalpen ist der kalkalpine Anteil der höheren Decken über alle Zwischenglieder hinweg bis an die parautochthone Deckengruppen des helvetischen Flysch vorgetrieben worden. Diese Überschiebungsfläche entspricht der größten tektonischen Lücke im Alpenbau und im Gesamtplan der skandinavischen Kaledoniden der beherrschenden und äußerlich auffallendsten Überschiebung, der der metamorphen Seve- und Areschiefer auf das östliche Silur. In den Alpen sind aber von der entsprechenden Linie, von der so auffallend einheitlich durchlaufenden Grenze zwischen Kalkzone und Flyschzone, keine Belege für den Deckenbau hervorgeholt worden. Es schien im Gegenteil gerade hier die Annahme eines Fernschubes der Kalkalpen den größten Schwierigkeiten zu begegnen und einer von den gewichtigsten Einwänden, die die Deckenlehre zu überwinden hatte, war die Angabe, daß die mesozoischen Klippen in der Flyschzone und an ihrem Rande nicht durch einen Faziessprung von den zunächst anschließenden kalkalpinen Decken getrennt seien. Ein stufenweiser Übergang wäre unerklärbar, wenn die ostalpine Randfazies mit den gesamten Kalkalpen vom fernen Süden her an die parautochthon aufzufassenden Klippen herangebracht worden wäre. Mit dem vervollständigten Überblick über die Gesamtgeschichte des Alpenbaues wird auch das scheinbar Widersprechende geklärt und folgerichtig in den Gesamtplan eingefügt.

Die mesozoischen Sedimente der dem Rande der Kalkalpen unmittelbar angefügten Klippen entstammen einem breiten Ablagerungsraum, der vor dem Deckenschub zwischen den eigentlichen Kalkalpen, die den höheren kalkalpinen Decken entsprechen, und dem Flysch gelegen war. Er hat zunächst den Stoff für die grisoniden Decken geliefert, die in einer frühalpinen (nicht in der ersten) Orogenese über die penninischen Zentralalpen gebreitet worden sind. Dieser ältere grisonid-alpine Deckenbau ist dann zum guten Teile abgetragen, in ein unruhiges Relief zerlegt und von dem allgemeinen Meeresanstieg zur Zeit der Oberkreide überflutet worden. In postkretazischer Zeit sind diese Reliefgestalten in den Reibungsteppich unter den nordwärts wandernden ostalpinen (tiroliden) Grundschollen aufgenommen worden. Eine Reihe solcher losgerissener mesozoischer Klippen wird nun noch im Verbande mit der oberkretazischen Sedimenthülle am Nordrande

der tiroliden Decken sichtbar. Als verschleppte Trümmer der unter- und mittelostalpinen Decken sind sie mit ihrer stratigraphischen Fazies am nächsten den nördlichsten und tiefsten der Randdecken des tiroliden Deckenbaues angeschlossen und vermitteln so den Übergang zwischen der unter den Flyschdecken ausklingenden Fazies des Vorlandes und den von S über die Zentralalpen geförderten kalkalpinen Decken süd-alpiner Herkunft.

Damit ordnet sich die Erscheinung der Klippen in eine Reihe von anderen allgemeineren Zeugnissen einer lange andauernden und an Zwischenfällen reichen Geschichte des Alpenbaues ein, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann. An Dauer und Umfang scheint diese Geschichte in geradem Verhältnisse zur Größe der mit einander ringenden Kontinentalschollen zu stehen, dem zersplitterten europäischen Ausläufer von Asien und der geschlossenen afrikanischen Landmasse. Nicht allzu lange nach dem Zerfall des permischen Südkontinentes scheint sich die afrikanische Scholle den zerstückelten Gebirgsruinen variszischen Alters in Europa genähert zu haben; denn schon zur Triaszeit gab es eine Verbindung zwischen den tieferen Meeren über der afrikanischen Tafel und den Schelfmeeren über dem europäischen Vorlande. Zur Liaszeit konnten die mächtigeren Sedimente in der penninischen Saumtiefe vor der wandernden Scholle gesammelt werden.

Durch das Fehlen von eingeschuppten, den grisoniden Klippen vergleichbaren Zwischengliedern können in der ganzen Erstreckung der skandinavischen Hauptüberschiebung die weit hergeförderten kristallinischen Schollen und die wenig gestörten Vorlandsedimente unmittelbar aneinander treten. Zu diesem Eigenstile gehört auch der besondere Reichtum an sauren und basischen Intrusionen, die so wie in anderen Orogenen im Rücken der überfahrenen Zone und, wie man annehmen darf, am Rande der nun losgelösten und abgerückten erzeugenden Scholle hervorgedrungen sind. Sie entsprechen ihrer Lage nach dem Magmaanstieg in den Kammvulkanen der jungen Kettengebirge (vgl. S. 184 ff.). Der allgemeinen Regel entsprechend bleiben sie auch hier abseits vom äußeren Gebirgsrande und außerhalb der nicht metamorphen Vorfaltungszone. In den beiden so ungleichartigen Zügen, dem scharf gezeichneten Vorschubrande und der gewaltigen Intrusionsnarbe im Inneren, darf man wohl Wirkungen der gleichen Grundanlage erblicken. Diese Grundanlage besteht in der Einheitlichkeit der bewegten Scholle. Einerseits konnte diese mit wenig zerbrochenem und annähernd geradlinigem Rande über ein geschlossenes flaches Vorland hingleiten. Andererseits konnte sie

im Anprall gegen das geschlossene Vorland an der Grenze gegen das Rückland längs einer einheitlichen durchlaufenden Spalte zerbersten und dem Magma den Aufstieg aus dem periplutonischen Untergrunde eröffnen.

Die Mittelstellung in der Zonenfolge des skandinavischen Orogens ebenso wie die stratigraphischen Fazies mit den von Grünsteinen begleitenden Schiefermassen und die allgemeinen Charaktere der Metamorphose rechtfertigen für Høltedahl die Gleichstellung des Gebirgskörpers über der Sevescholle mit dem Pennin der Alpen. Dennoch sind die beiden im großen und ganzen als enorogen zu betrachtenden Mittelzonen dem Gesamtplane nicht in der gleichen Weise eingefügt.

Das Pennin ist allerdings, und namentlich in den höheren Teilen, aus übereinandergeschichteten Überschiebungsdecken aufgebaut. In seinem Verhältnis zu den benachbarten Zonen im N und S hat aber der gewaltige Deckenwulst als parautochthon zu gelten. Er bleibt innig verbunden mit den in einem späteren Stadium der Faltung eingedrungenen Graniten, die wohl in ihrem mächtigeren äußeren Mantel zu Zentralgneisen verschleift, aber nicht auf größere Entfernungen über den Bereich des Pennin hinaus verschleppt worden sind. Der Aufschub auf den vorgelagerten nicht metamorphen Deckenbau des Helvet und auf seine kristallinische Unterlage, wie er im Prättigau und im Rücken des Aarmassives sichtbar wird, erreicht keine sehr bedeutenden Abmessungen. Auch die Wurzeln der höheren penninischen Decken liegen noch innerhalb des Pennins, im N der Dinaridengrenze und der Insubrischen Linie. Auf dem alpinen Helvet liegen keine kristallinischen Klippen, die den inneren Deckschollen des jämtländischen Deckengebietes zu vergleichen wären. An ihre Stelle treten die bereits von einer höheren Deckengruppe, von den Grisoniden oder mittelostalpinen Decken herzuleitenden helvetischen Klippen mit Einschluß der Riesenkuppe der Chablais und der Schweizer Voralpen. Sie enthalten nur spärliche verschleppte kristallinische Spuren.

Im Gegensatz dazu ist das ganze von der Sevescholle getragene innere kristallinische Gebirge der Kaledoniden allochthon und ruht auf fremder Unterlage. Seine Wurzeln wären, wie bereits gesagt wurde, schon jenseits der Küsten des Skandik gelegen. Auf diesen Gegensatz gegenüber den Penniden hat auch Askland (1938, S. 96) ausdrücklich hingewiesen. Die Sevescholle greift nicht nur mit der ganzen Törnbohm'schen Überschiebungsbreite von 130 bis 140 km über das Vorland. Sie überlagert selbst noch das allochthone Grundgebirge in der Offerdalscholle und in den benachbarten Schollen.

Auch in anderen Gebieten, wie in der Rombak-Antiklinale bei Narvik, kommt in größerer Ausdehnung tieferes Grundgebirge zum Vorschein. Ja auch das Kristallin des Oldenfensters unter der Sevescholle ist nach Askund's Nachweis allochthon. Dasselbe gilt also auch für das ganze mit ihm verbundene westnorwegische Grundgebirge an der atlantischen Küste.

Indem sie sich auch so weitgehend vom Untergrunde abhebt, rückt die Sevescholle eigentlich an eine Stelle im Gebirgsbau, die besser der der mächtigen und ebenfalls durchaus ortsfremden austriiden Grundsollen in den Alpen zu vergleichen wäre; wenn sie auch, wie bereits gesagt wurde, nach ihrer stratigraphischen Fazies und nach der Metamorphose der Hauptmasse ihrer Gesteine den Penniden am nächsten steht. Das westalpine Pennin ist hinter dem sperrenden Zaun der helvetischen Massive zurückgehalten und zusammengeschopt. Demnach wäre ein Pennin im geometrisch-tektonischen Sinne in den Kaledoniden nicht enthalten. Als Gemeinsames bliebe aber den beiden Zonen die Lage im überfahrenen Orogen und die entsprechende Metamorphose.

2. Vergleich mit den Appalachen.

Ein zweites Gebirge von ähnlichen Abmessungen wie die Kaledoniden sind die karbonischen Appalachen oder, wie man auch sagen kann, die amerikanischen Herzyniden. Sie verlaufen aus der Gegend südlich von New York durch Pennsylvania, Georgia und Virginia nach Alabama. Jenseits der Unterbrechung am Mississippi finden sie ihre Fortsetzung in den Ouachita-Mountains und nach den Forschungen von Waterschoot van der Gracht (1931) erreicht die Faltenzone bei Marathon den Rand der Rocky Mountains. Durch den Umriss der entgegenstehenden laurentischen Kontinentaltafel wird die Faltenzone in die Bogenform gepreßt. Neben den Umrissen des Vorlandes ist die außerordentliche Mächtigkeit der in der sog. Geosynklinale zusammengestauten Sedimente aus einer Reihe von Saumtiefen, die mit dem Gebirgsrande vorgeschoben worden sind, bestimmend für die Gestaltung des Baues. Durch den Anschlag von dem nun verloren gegangenen Rücklande oder der erzeugenden Scholle her sind zunächst die regelmäßigen und weit ausgreifenden Überschiebungen im kristallinen Anteile, Blue Ridge-, Martic- und Pine Mountain-Appomatax-Überschiebung, geschaffen worden. Sie haben stellenweise das Kristallin auf das fossilführende Kambrium gefördert. Die mächtige nichtmetamorphe Zone ist wohl noch in einzelnen Strecken, insbesondere in Tennessee, Kentucky und Virginia, von nicht metamorphen Deck-

schollen überschritten worden, die selbst nach allem Anscheine von der kristallinen Zone her in Bewegung gesetzt worden sind. Die Deckschollen haben aber nur in wenigen Fällen den ungefalteten Streifen des Karbons in der Nähe des Vorlandes erreicht. Zu breit und zu mächtig ist die nicht metamorphe Zone, als daß die aus dem Inneren stammenden kristallinischen Decken sie hätten überschreiten können. Das Zurückbleiben der kristallinischen Decke vor den Sedimenten der älteren und jüngeren Saumtiefen bedingt auch, wie es scheint, das Fehlen einer ausgeprägteren, dem Pennin der Alpen, dem erzgebirgischen Deckenbau oder dem Dalradian vergleichbaren Zone der enorogenen Metamorphose. So wie nach dem Umfange der Metamorphose, die von Cyanit, Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefern bis zu Albitschiefern reicht, scheint das Kristallin der Appalachen auch nach seiner Stellung im Gebirge den Grundschollen der Austriden im alpinen Orogen zu entsprechen. Beide Deckengruppen werden fast durchgehend von einer rückschreitenden Metamorphose beherrscht, in der auch große Schollen von katakristallinen Gesteinen verarbeitet worden sind.

3. Vergleich mit der Münchberger Gneismasse.

Nach dem ersten allgemeineren Eindrucke kann es vielleicht erwägenswert erscheinen, ob nicht die Münchberger Gneismasse in den bayrisch-sächsischen Varisziden als tektonisches Gebilde etwa der Offerdal-Scholle und der Granit-Mylonit-Scholle im Jämtlande zu vergleichen wäre. Es ist dies ein Kristallinkörper mit starken großrupturellen und auch mylonitisch-diaphthoritischen Umformungen, der von ferne her über eine Decke von Phylliten und Grünschiefern und zusammen mit dieser über eine gefaltete Unterlage von nicht metamorphem Devon und Kulm gefördert worden ist. Vom großtektonischen Standpunkte aus können die beiden wohl als einer annähernd gleichen Größenordnung zugehörig betrachtet werden. Die mannigfaltigere Zusammensetzung der Münchberger Deckscholle mit ihren gewaltigen Augengneisen, Granuliten, sonderbaren Eklogiten, gabbroiden Gesteinen u. a. käme für eine tektonische Unterscheidung weniger in Betracht. Bedeutungsvoller ist schon die viel ausgiebigere Umformung mit durchgreifender Epi- und Mesokristallisation. Vor allem aber ist die Münchberger Gneismasse nach ihrem Aufbau und nach ihren Beziehungen zur weiteren Umgebung als der Rest einer ganz gewaltigen Überschiebungsmasse, eines Deckengebildes erster Ordnung zu erkennen. Ihre Fortsetzung ist von Kozmath 100 km weiter östlich in den Gneis- und Schieferdecken des Frankenberg-Hainichen Zwischengebirges nachgewiesen worden. Als ein verfrachtetes Stück des Moldanu-

bikums hat sie eine reichere Umwandlungsgeschichte durchgemacht. Sie ist im katametamorphen Zustande aus den periplutonischen Tiefen hervorgehoben worden und auf dem Wege zur jüngsten Diaphthorese waren noch andere rückschreitende Umwandlungen eingeschaltet, die als hypokinematisch bezeichnet werden können. Nach ihrer großtektonischen Stellung ebenso wie nach ihrer Gesteinsgesellschaft und ihrer metamorphen Fazies entspricht die Deckenmasse von Münchberg in den Varisziden den Grundschollen der austriden Decken in den Alpen. Auch darauf ist schon hingewiesen worden, wie die Gleichartigkeit der Anlagen erst voll zum Ausdrucke kommt, wenn man von dem ungleichen Ausmaße der Abtragung in den beiden Orogenen absieht. Zur Zeit des späteren Unterkarbons waren die Münchberger Gneismasse und die östlichen Deckschollenreste von Frankenberg-Hainichen noch als die untersten Teile einer gewaltigen Grundgebirgsdecke miteinander verbunden, die, so wie die Austriden über dem Pennin der Alpen, als erzeugende Scholle über dem erzgebirgischen Deckenbau weithin übergreifen hatte. Im obersten Karbon, zur Zeit des Stefanien, hatte die Abtragung diese Deckenmassen bereits weggeräumt und es dürfte damals schon kaum viel mehr davon vorhanden gewesen sein, als die bis auf den heutigen Tag erhalten gebliebenen Reste.

Denkt man sich andererseits die alpinen Ketten zerstört und bis auf eine etwa in der gegenwärtigen Meereshöhe gelegene Fläche abgetragen, so verschwindet die Silvretta mit Ausnahme einer in ihrer Ausdehnung etwa der Münchberger Gneismasse vergleichbare Einsackung. Sie liegt über dem Kreide- und Eozänflysch mit den Grünschiefern im Prättigau in der gleichen tektonischen Stellung, wie die Münchberger Gneise über den gefalteten Schieferen des Devons und des Kulm mit ihren Grüngesteinen.

Damit zeigt sich auch, daß der Münchberger Gneismasse eine ganz andere Stellung im Gebirgsbau zukommt, als den parautochthon vorgeschobenen Splintern mit den vorwiegend granitischen Myloniten in Jämtland, denen die Offerdalscholle zugehört. Mit größerer Berechtigung wären jene Gneise dem Basiskristallin der Seveschollen zu vergleichen, obwohl diese noch mächtige, nach ihrer sedimentären und kristallinen Fazies dem Pennin vergleichbare Schiefermassen herangetragen haben.

4. Allgemeines.

Noch an anderen Beispielen könnte leicht gezeigt werden, wie der Eigenstil eines Orogens oder, wie man auch sagen kann, die örtliche Abwandlung der aus zwei übereinandergleitenden Schollen und einer zwischen beide eingepreßten, wechselnd mächtigen sedimentären Hülle

bestehende Grundanlage durch die Art der Einpassung zwischen die gegeneinander bewegten Schollen bestimmt wird. Die Umrisse der entgegenstehenden und überwältigten, als Vorland zu unterscheidenden Scholle wirken dabei auf die Gestaltung und Verteilung der Tektonik und der Metamorphose in den Hauptzügen und bis in die Einzelheiten. Aus dem Gesagten war aber auch noch zu ersehen, daß sich die Orogene für die allgemeinere Betrachtung nach ihrem Sonderstile zusammen mit ihren Vor- und Rückländern auch den über die weitesten Erdräume wirksamen Spannungen und Bewegungsantrieben zugeordnet erweisen. Man kann sagen, daß die Gestalten und die inneren Strukturen der Orogene eine gleiche Mannigfaltigkeit darbieten, wie die Umrisse und die Strukturen der Kontinentalmassen, denen sie angeschlossen sind. Schon nach dem äußeren Umrisse sind mit dem Auftauchen der Theorie der kontinentalen Drift die großen Randgebirge der Festländer als Zeugen und Erzeugnisse des Gleitens der Kontinentalmassen betrachtet worden. Dazu kommt nun noch die genauere Kenntnis der inneren Strukturen mit der auch in der Metamorphose klar ausgeprägten, einseitig gerichteten Wandertektonik. Vielleicht die wesentlichsten Züge des Antlitzes der Erde könnten als geklärt gelten, wenn alle die Mannigfaltigkeiten der aneinandergedrückten Schollenränder, von dem steif über die indische Halbinsel vorgestoßenen Block des Himalaya, durch die Randwülste der beiden Amerika bis zu den frei in den Ozean ausströmenden Inselkränzen, in ihrer Abhängigkeit von der Bewegung der anschließenden Kontinente verstanden wären.

Das allgemeine Bild, die den Erdplan im ganzen beherrschenden Schollenbewegungen ergänzen sich durch die Erfahrungen am Einzelorogen. Hier ist es vor allem die Umprägung des allgemeinen orogenen Planes zur Einzelgestalt mit ihrem Sonderstile in ihrer deutlichen Abhängigkeit von der Bewegung der Nachbarschollen, die der Vorstellung von dem im Erdplane ursprünglich festgelegten Furchen oder Geosynklinale am bestimmtsten widerspricht, wie sie vor nun mehr als 40 Jahren von Haug entworfen worden ist. Haug hatte seine Aufmerksamkeit nur auf den sedimentären, nichtmetamorphen Faltenbau gerichtet. Erst mit der Erkenntnis, daß die Zeugnisse der ausgiebigsten einseitigen Bewegung, der ausgesprochenen Wandertektonik, in dem kristallinen Anteile der Faltengebirge enthalten sind, war die vermeintliche Geosynklinale zur wandernden Vortiefe umzudeuten (vgl. Frank 1930 a).

Alle die Mannigfaltigkeiten in der Ausbildung der Orogene und ihre Beziehungen zum Bewegungsstil der angeschlossenen Kontinente bleiben recht unverständlich für die Annahme, daß die Faltengebirge in ein gleichmäßig über die Erde hin ausgebreitetes System von Furchen eingepaßt worden wären, wie es im Anschlusse an Haug von so Vielen angenommen wird.

Zu den in der Uranlage der Großorogene begründeten Eigenheiten gehört auch die Verteilung der großrupturellen Umformungen verschiedenen Grades im Verbande mit verschiedenen Stufen der Metamorphose auf die Bausteine und Großbestandteile des Gesamtorgens. Bei näherem Zusehen gewahrt man auch hier eine kaum auszuschöpfende Mannigfaltigkeit der Anlagen und damit auch der Umprägungsformen. Hier, wie überhaupt auf dem Gebiete der theoretisierenden und vergleichenden Tektonik, kann man wahrnehmen, daß eine tiefer schürfende und fortschreitende Erkenntnis nicht durch das Unterdrücken des Ungleichartigen und das mehr oder weniger erzwungene Zurückleiten der Sonderbeispiele auf eine Norm oder auf ein deduktiv entworfenes Schema, das sich mit dem Scheine einer Erkenntnis umgibt, gewonnen wird, sondern durch das genauere Eingehen auf die Verschiedenheiten der zu vergleichenden Gebilde. Dieses Verfahren führt aus der engeren Schematisierung heraus und scheint überhaupt auf die Auflösung des Schemas zu zielen. Wenn eine vergleichende Betrachtung die durch eine vororogene Geschichte bedingten Zufälligkeiten ausgeschieden hat, sondert sich um so bestimmter das Gemeinsame im Grundgerüste der verschiedenen Orogene, nämlich die durch das Übereinandergleiten zweier Großschollen oder Rindenstücke der Erdkruste geschaffene dreifache Zonenfolge. Den Eigenstil eines Gebirges bestimmt einerseits die Gestalt der Ausgangsstörung, die einer vororogenen Tektonik entsprungen ist, anderseits auch die vororogene sedimentäre und magmatische Geschichte, die den Stoff für den Aufbau des orogenen Wulstes bereitgestellt hat. Durch die Gestalt der Ausgangsstörung wird vor allem der Verlauf des Wulstes im Großen vorgezeichnet. Die vorbereiteten Gesteinskörper werden durch entsprechende Umformung als Unterglieder in den Gesamtbau eingeschlichtet. Ihre Ausgangsbeschaffenheit hat keinen geringeren Anteil an der Prägung des Sonderstiles des Orogens als das Ausmaß und die Geschwindigkeit der umformenden Bewegung. Zahlreiche nach eigenem Stile umgeformte Unterglieder können zwischen den im gesamten Gebirgsbau ausgedrückten Umformungen eines Teiles der Erdkruste und dem im Dünnschliffe wahrzunehmenden Kleingefüge eingeschaltet sein. Diesem verbleibt im Verhältnis zu den größeren

Einheiten des Baues nur ein sehr beschränkter und in mehrfacher Hinsicht örtlich bedingter Geltungsbereich.

Die Großorogene, insbesondere die gestauten Kontinentalrandgebirge, stellen ja im wesentlichen nichts anderes dar als den verschuppten und überwälzten Randsaum der heranrückenden Kontinentalscholle, die in ihrem Schelf, d. i. ihrem Außenrande angelagerte Sedimentpackung vor sich hergetrieben und zur anscheinenden vorgebildeten „Geosynklinale“ im orogenen Raume umgestaltet hat. Die Sedimentpackung kann in verschiedenen Orogenen von sehr ungleicher Mächtigkeit sein. In die einzelnen Zonen und Stufen des Deckenbaues können Großtrümmer verschiedener Gestalt und Herkunft in der Form von Decken oder von Riesenphakoiden eingliedert sein. Auch eine verwickeltere Geschichte kann darin abgebildet sein. Selbstverständlich tritt das Unterschiedliche in den einzelnen Orogenen um so schärfer hervor, je mehr von den Besonderheiten der Gesamtanlage und von den Einzelheiten in die vergleichende Betrachtung aufgenommen wird.

5. Mylonite.

Zu der ganzen Anlage der skandinavischen Kaledoniden, vermöge der die kristallinen Grundschollen der fernverfrachteten Deckensysteme fast unmittelbar auf die flacheren Vorlandsgebiete übertreten, gehört wohl auch die ungewöhnlich reichliche Umformung von mylonitischem Charakter in dem herangeförderten Kristallin. Im ganzen Raume der Alpen, und ebenso in dem der Varisziden, gibt es keine so ausgedehnten Zermalmungsbahnen mit allen Abstufungen von Myloniten — von den ganz dichten Hartschiefern und Kakiriten bis zu groben Reibungsbreccien und in phakoidische Linsensysteme aufgelösten Gesteinskörpern — wie sie von der Unterlage der skandinavischen Hauptüberschiebung, der Sevescholle — ebenso im Hardanger-Jotungebiete, wie in Jämtland, im Sarekgebirge und weiterhin in den nördlichen Strecken — beschrieben worden sind. In den Alpen und auch in den Varisziden herrschen in der großen Mannigfaltigkeit der bestimmter aus den geschlossenen Gesteinsmassen hervortretenden Bewegungsbahnen in höherem Grade verschmierte und verwalzte Gesteinszonen mit reichlicher diaphthoritische Umkristallisation. Dies gilt nicht nur innerhalb der geschmeidigeren Sedimente, die weitgehende sprödere Zertrümmerung nicht zulassen — wie etwa in den Eozänschiefern an der Lochseite unter der Glarner Überschiebung oder in den Werfener Schiefern an der Sohle der kalkalpinen Decken — sondern auch innerhalb der dichter gefügten kristallinen Massen,

die bei entsprechender mechanischer Beanspruchung wohl geeignet wären, Sohlenmylonite zu bilden.

Solche gewaltige, trotz vielfacher Abwandlungen und Übergänge in stengelig verschieferte, glimmerige Quetschgesteine doch im großen ganzen einheitlich in sich zermahlene Gebirgskörper, wie die Granitmylonitscholle in ihrem Verbands mit der Offerdalscholle in Jämtland mit einer Längenerstreckung von 50 bis 100 km, finden sich innerhalb der Alpen oder der Varisziden nicht. In der Größenordnung sind die in den Deckschollen der drei Orogene geförderten Massen einander gleichzustellen, aber in den Alpen und in den Varisziden werden sie zu geschmeidigerer Umformung mit begleitender molekularer Verlagerung oder Umkristallisation gezwungen. Das ist der gleiche Stil der Umformung, den auch der Falten- und Deckenknäuel in der Hauptachse der Kaledoniden darbietet. Es sind die gleichen Stufen der Metamorphose, die gleichen Granat und Disthen führenden Glimmerschiefer und die gleichen Amphibolite wie im Enorogen der Zentralalpen. Hier, weiter im Inneren des kaledonischen Gebirges, sind auch die Zermalmungszonen noch von der molekularen Umwandlung ergriffen worden. Die unterbrochene Folge von Augengneisen, die an den Rändern der Riesendeckscholle der Drontheimer Mulde hervortraucht, vertritt nach der Auffassung von Wegmann die Sohlenmylonite der tieferen und weiter nach außen vorgeschobenen Deckschollen (vgl. S. 94).

Die Sohlenmylonite der kristallinen Decken und die ausgesprochen mylonitischen Schollen in der parautochthonen Vorzone gehören zu den jüngeren Prägungen im skandinavisch-kaledonischen Bau. Darauf weist schon das Übergreifen der mylonitischen Verarbeitung auf die verschiedenen Stockwerke in diesem Baue. Sie ergreift in der Vorlandzone noch unversehrte Granite und Quarzite und an der Basis der Sevescholle neben den plutonischen Massen auch die hochkristallinen Schiefer, wobei solche Texturen in den massigeren Amphiboliten auffälliger hervortreten als in den blättrigen Glimmerschiefern. Da die dynamische und metamorphe Prägung eines Gesteins durch das Verhältnis zwischen Druck und Temperatur und durch die Geschwindigkeit und das Ausmaß der Bewegung bestimmt wird, leitet auch hier das Übergreifen einer jungen Mylonitisierung auf verschiedene Stufen im tektonischen Bau zu der Annahme, daß das gesamte Deckenstockwerk in einer Schlußphase noch von mehr oder weniger einheitlichen, seichteren Bewegungen ergriffen worden ist. Wie einerseits der eng gepreßte und nicht mehr zu übersteigende Faltenbau durch fortdauernden Antrieb der Rücklandscholle zu einer späten Rückfaltung in einer „in-

subrischen Phase“ veranlaßt werden kann, so kann er auch, wie es scheint, durch den gleichen fortdauernden Antrieb in einer späten Phase als fertiges, in sich geschlossenes Ganzes weiter vorgetrieben werden. Die mylonitischen Außenränder der skandinavischen Kaledoniden scheinen durch eine solche Bewegung geschaffen worden zu sein.

Man wird jedoch anzunehmen haben, daß während einer solchen Gesamtbewegung die älteren Unstetigkeitsflächen im Inneren des Gebirges neuerdings wirksam geworden sind, so daß die einzelnen Druckkörper relativ selbständig gegen einander verschoben wurden. So konnte auch das altemetamorphe Kristallin an der Sohle der inneren, mächtigeren Deckschollen zu Hartschiefern und Kakiriten einer jüngeren Prägung zerschert werden.

Ein solcher eigenartiger tektonischer Vorgang, wie er hier vermutet wird — das geschlossene und einheitliche Vorwandern des Orogens in einer Schlußphase — erscheint nur dann verständlich, wenn der Deckenwulst über eine annähernd geradegestreckte, gleichmäßig und sanft abgescräßte Vorlandfläche vorgetrieben wird. So wie die Gesamtanlage des Gebirges und die wesentlichen Züge seines inneren Baues wird auch diese jüngste Prägung durch die Gestalt des Rahmens oder der widerstehenden Vorlandkante bestimmt.

VI. Gesteinsmetamorphose.

Immer wieder, in allen Orogenen, führen die Erscheinungen auf die Grundfrage zurück, ob die Metamorphose der Schiefer im wesentlichen durch den Temperaturstau und die Umformung unter einer Deckenlast oder durch die Injektion während der Bewegung erzeugt worden ist.

Zunächst mag darauf hingewiesen werden, daß in dem ganzen skandinavischen Kettengebirge, so viel mir bekannt ist, keine Gesteinstypen beschrieben werden, die nicht auch in der gleichen Ausbildung in der überfahrenen oder enorogenen Zone anderer Kettengebirge angetroffen werden. (Von gewissen Strecken an der norwegischen Küste im SW, die nicht zum Enorogen gerechnet werden, wird hier zunächst abgesehen). Es kann für die vergleichbaren Zonen in den Alpen, in den Varisziden und auch in den schottischen Kaledoniden als erwiesen gelten, daß sie ihre Metamorphose nicht durch syntektonische Intrusion, sondern durch die Umformung im festen Zustande erworben haben (vgl. auch F. E. Sueß 1937).

In bezug auf die petrographische Ausbildung ist durch die im gewöhnlichen Sinne verwendeten Namen der Chloritschiefer, Chloritmuskowitschiefer, Glimmerschiefer mit Granat, Staurolith usw. schon

das Wesentliche ausgesagt. Dazu kommen die auch sonst für seicht verformtes Gebirge kennzeichnenden Albitporphyroblastenschiefer.

Im vorliegenden Falle gibt gerade die stark eingeschränkte Schichtfolge eine Gelegenheit, die Wege der Gesteinsmetamorphose unter den Bedingungen des Enorogens in besonderer Weise zu erläutern. Lehrreich ist in dieser Hinsicht das von V. M. Goldschmidt (1912a) beschriebene Konglomerat aus dem Finse-Distrikt. Es liegt unmittelbar auf der Grundgebirgsfläche. Wo es in Taschen des unterlagernden Granites eingebettet ist, konnte es geschützt vor der darüber hingehenden Bewegung an seiner Stelle bleiben, während an anderen Stellen und in den höheren Teilen die Konglomerate arg zerquetscht und die Sandsteine zu Muskowit-Biotit-Schiefen verschleift worden sind. Die Grenze gegen den verschieferten Anteil ist sehr scharf. Bemerkenswerter Weise sind auch in der Grundmasse des unbewegten Konglomerates Porphyroblasten von Biotit ausgeschieden worden. Muskowit und Biotit sind ja bezeichnende Minerale der Mesostufe. Hier sieht man deutlicher in den entsprechenden Mesoschiefen, daß die beiden Glimmer bei der Sammelkristallisation verschiedene Wege gehen. Das Alkalisilikat ist noch bei geringerer Temperatur beweglich und empfindlicher für die Anregung durch Streß. Es haftet enger an den Zerschneidungszonen und bevorzugt während der letzten Phasen der Kristallisation in noch höherem Grade die Unstetigkeitsflächen. Der Biotit, wie er im tieferen Enorogen so häufig auftritt, erweist sich weit weniger abhängig vom allgemeinen Parallelgefüge und sammelt sich bei steigender Temperatur zu in ihrer Verteilung von diesem Gefüge unabhängigen Schuppen und Schuppenestern. Der Vorgang weist auf eine allgemeinere und weiter um sich greifende Diffusion der Eisen- und Magnesiasilikate und erklärt ihr Vordringen in die von der Bewegung geschützten Räume, in denen die ausgesprochene muskowitische Deformationsverglimmerung ausgeblieben ist.

Hier wird es besonders klar, daß die Biotite den Stoff für ihr Wachstum dem umgebenden Gesteine entnommen haben. Denn in dem unverletzten Grundgebirge, den Graniten des Liegenden, weist nichts auf eine Stoffabgabe nach der Kristallisation, die zur Zeit der Transgression der Konglomerate schon lange abgeschlossen war. Die Transgression war über uralten, tief abgetragenen Untergrund hinweggegangen. Der unter den aufgeschobenen Decken gestaute Wärmestrom konnte in den verschleiften Zwischenlagen molekularen Umsatz einleiten. In den schon vor langen Zeiten bei weit höheren Temperaturen umkristallisierten Gneisen oder plutonisch erstarrten Graniten konnte er keine Veränderung bewirken. Es wäre wohl denkbar, daß in diesem

Falle der Wärmestau infolge Überlagerung noch durch einen Wärmestrom tiefmagmatischer Herkunft unterstützt worden ist, wenn auch nach den Beschreibungen von Goldschmidt keine Anzeichen dafür zu entnehmen sind. Erst weiter im W und im N, an der Unterfläche des Aufschubtroges von Trøndelagen, ist eine „Aktivierung“ in Form einer erneuerten Migmatitis bis in die gegenwärtig bloßliegenden Bereiche vorgedrungen.

1. Trondheimite und andere saure Gesteine.

Die Trondheimite sollen im Stavangergebiete, so wie in anderen Teilen des Gebirges, als Anreger der Metamorphose eine Sonderstellung einnehmen. Eine ähnliche Rolle wird von Th. Vogt den großen Gabbromassen im Sulitelmagebiete zugeteilt. Nach dem, was ich dem Schrifttume entnehmen kann, gibt es in dem langen Faltenzuge der Kaledoniden — abgesehen von den erwähnten Küstenstrecken und von einigen vermutlichen Relikten — keine Vertreter des unveränderten Katakristallins, das etwa dem Moldanubikum der Böhmisches Masse zu vergleichen wäre. Der durchgreifenden Verformung im Enorogen entspricht es, daß Cordieritgneis nur sehr selten auftritt. Auch das Fehlen des sonstigen Mineralbestandes der eigentlichen Hornfelse in den Kontakten des Stavangergebietes wird von Goldschmidt (1921, S. 46) ausdrücklich hervorgehoben. Andalusite, monokliner Pyroxen, kalkreicher Plagioklas, Grossular, Wollastonit und Vesuvian würden hier gehören. In dieser Hinsicht ist die metamorphe Faltenzone Skandinaviens durchaus denen des Erzgebirges, des alpinen Pennin, der moravischen Zone und des schottischen Dalradian gleichzustellen.

Die hier in Betracht kommenden Arten der Trondheimite werden von keiner regelrechten Kontaktzone umrandet und zeigen selbst keine regelrechte Erstarrungsstruktur. Aus diesen Verhältnissen wäre die syntektonische Intrusion also wohl nicht abzulesen. Goldschmidt erschließt sie vielmehr aus der posttektonischen Kristallisation, die als eine Art Piëzokristallisation des im Flusse erstarrenden Magmas gedeutet wird. Eine nachweisbare Stoffzufuhr im Nachbargestein und die von Trondheimiten gegen außen hin abklingende Kristallisation sollten nur als Kontaktwirkungen eines aktiven Magmas verständlich sein.

Man darf aber doch annehmen, daß es sich dabei um durchaus die gleichen Erscheinungen und Fragen handelt, wie in den verschleiften Gneiskörpern anderer Gebirge, der Alpen, der Varisziden und der schottischen Kaledoniden, und in diesen kann die Vorstellung der mitgeschleiften und syntektonisch erstarrten Magmaplatten als überwunden

gelten. An die Stelle der „syntektonischen“ werden die „intratektonischen“ Intrusionen zu treten haben.

Wenn es auch gewagt ist, über ein nicht durch Augenschein bekanntes Gebiet zu urteilen, so möchte ich doch nach dem, was den Beschreibungen zu entnehmen ist, und nach den Erfahrungen in den anderen Gebirgen kaum daran zweifeln, daß der abgeschwächte Zonenbau der Plagioklase in den verschieferten Trondheimiten, das Auftreten von sekundären Albitmänteln (Goldschmidt 1921, S. 22) und auch das von anscheinend primärem Muskowit, der idiomorph in die äußeren Plagioklaszonen eingreift, als Umkristallisationen während der Verschieferung zu deuten sind. Man wird sie so auffassen müssen, sobald man der Diffusion als Hauptagens der Metamorphose die Fähigkeit zuerkennt, die Stoffe bei erneuter Temperaturerhöhung der Reihe nach in Bewegung zu setzen und eine allgemeinere Umkristallisation einzuleiten. In dem besonderen Falle ist noch darauf hinzuweisen, daß gerade das Auftreten der Granaten für die nachträgliche Überführung der Gesteine in die Mesostufe sehr bezeichnend ist.

Der Vorstellung einer intratektonischen Intrusion, wie sie insbesondere für die alpinen Zentralgneise als erwiesen anzunehmen ist, entspricht auch die Verteilung der Strukturen in den Trondheimiten, deren innere Teile Erstarrungsstrukturen zeigen, während die Ränder und die Apophysen gneisig verschiefert sind, wie an den alpinen Zentralgneisen.

Art und Ablauf der Metamorphose stellen sich im einzelnen nicht anders dar, als in den zum Vergleiche herangezogenen Gebieten. Etwas von dem, was dort über die durch eine lange Zeit fortwirkende Metamorphose gesagt worden ist, behält auch hier seine Geltung. Vgl. u. a. die gewälzten Granaten in Glimmerschiefern.

Die Albitisation der Nachbargesteine wird nur dann zum Beleg für die syntektonische Intrusion, wenn man sie, entsprechend der Auffassung von Goldschmidt, auf eine aus dem erstarrenden Magma abgeschiedene Restlauge zurückführt.

Unter den den Trondheimiten in der gesamten Anlage entsprechenden Gebirgskörpern sind seit Goldschmidt's Arbeiten insbesondere die in den Zentralalpen und in den Varisziden in bezug auf die Art ihrer Metamorphose nach neueren Gesichtspunkten genauer untersucht worden. Die dort gewonnenen Ergebnisse können auch hier nicht übergangen werden. Von vielen Äußerungen mögen hier einige F. Becke's als besonders kennzeichnend hervorgehoben werden. Seine Untersuchungen an Tauerngesteinen (1923) führten ihn zu dem Ergebnis, daß allerdings ein Abgang von Kieselsäure und Alkalien aus dem Zentralgneis nachzuweisen wäre; daß aber dieser Abgang „augen-

scheinlich an jene Prozesse geknüpft ist, welche im Intrusivgestein selbst Gneisstruktur hervorbringen“, und das Durchbewegen der ganzen Gesteinskörper wohl eine wesentliche Voraussetzung der hier in Betracht kommenden chemischen Vorgänge sei (S. 29). Er betont ferner, daß Zentralgneis und Schieferhülle die entscheidende Metamorphose gemeinsam durchgemacht haben, und erwägt die Anschauung als denkbar, daß in einer Periode lange nach der Intrusion Verhältnisse eingetreten sind, die die Gesteine abermals in einen reaktionsfähigen Zustand brachten. Die Art des Auftretens der Albitporphyroblasten wäre nur durch diese (auch hier angezeigte) Annahme verständlich. Becke hebt auch bereits ausdrücklich hervor, daß Stoffwanderungen der angegebenen Art stets mit Gesteinsbewegungen verbunden sind.

Die neueren Untersuchungen von S. Prey (1937) über die Metamorphose des Zentralgneises in den Hohen Tauern berücksichtigen eingehend alle im Enorogen in Betracht kommenden Umstände, insbesondere die in allen Einzelheiten zu verfolgenden Wechselwirkungen von Zermalmung und Wärmestau; dabei u. a. die im Enorogen so häufige Neubildung und neuerliche Zerstörung von Biotitporphyroblasten. Der Gang der Metamorphose war in der Schieferhülle der gleiche, und auch daraus ergibt sich, daß die Umformung im starren Zustande stattgefunden hat.

Von den neueren, eingehenden Untersuchungen, die T. du Rietz (1938 a) im Muruhattengebirge bei Frostviken, nahe der Reichsgrenze im nördlichen Jämtland, und 100 km nördlich davon, im Borkagebiet am Mars-Fjäll im südlichen Lappland, durchgeführt hat, kann wohl gesagt werden, daß sie den durch Goldschmidt's Schilderungen vermittelten Eindruck nicht verschieben, sondern nur bekräftigen. Allerdings scheint in diesen nördlichen Strecken das klar gekennzeichnete Enorogen mit unbestimmten Grenzen auf die verwischten Ausläufer eines Periplutons von etwas größerer Ausdehnung überzugreifen. Ähnliches hat sich auch in anderen Gebirgsketten feststellen lassen.

Ähnliche Gesteinskörper zeigen im Muruhattengebiet das gleiche Verhalten wie in anderen tiefen Orogenen. Den verschiedenen Gesteinen, die als Injektionsgneise zusammengefaßt werden, fehlen kaum irgendwo die Anzeichen einer Verarbeitung mit den die enorogene Regionalmetamorphose kennzeichnenden Kristallisationen. Zu der meist ausgiebigen Verschieferung gehört in diesen Räumen die entsprechende Migration und posttektonische Kristallisation der Alkalien. Die linsenförmigen Umrisse trondheimitischer und verwandter Gesteinskörper gehören ebenfalls in diesen Umformungsbereich. Die bis zu 50 m anschwellenden pegmatitischen Linsen mit den stärker verschieferten Rän-

dern und mit den gegen diese Ränder zu angereicherten Tafeln von Muskowit erinnern lebhaft an die Pegmatitlinsen der ostalpinen Tiro-liden mit den großen posttektonischen Tafeln von Muskowit. Auch die von du Rietz (Fig. 3 und 4 auf S. 13) abgebildeten knolligen Pegmatite werden durch mancherlei ähnliche Gesteine in den Alpen vertreten. Es ist auch hier die posttektonische Kristallisation der Muskowite, die als letztes Stadium einer Injektionskristallisation gedeutet wird (vgl. Sueß 1937, S. 14). Für eine syntektonische Diffusion und posttektonische Schlußkristallisation spricht wieder die neue chemische Verwandtschaft zwischen dem injizierten Gestein und den Injektionslagen (du Rietz, S. 15), der etwa gleich hohe Tonerdeüberschuß, so daß man versucht wird, an „Venite“ in einer Mesostufe zu denken. Dies erscheint um so weniger unwahrscheinlich, als nach den allgemeinen Erfahrungen die Alkalien auch bei recht geringen Temperaturen kristallisationsfähig sind und die posttektonische Kristallisation in den metamorphen Schiefen des Enorogens als erwiesen gelten kann. Auch die Vergrößerung der Bestandteile, insbesondere der Glimmer und der Granaten, geht fast allgemein Hand in Hand mit der Verschieferung in der Mesostufe, in der vor allem die grobschuppigen Granatglimmerschiefer zuhause sind.

Die mittlere Zusammensetzung der injizierten Gesteine liegt zwischen der der eingedrungenen Granite und der der ursprünglichen Glimmerschiefer. Dabei ist es bezeichnend, daß eigentliche Injektion „lit-par-lit“ nur spärlich angetroffen wird.

Die Wahrnehmung, daß die Na-reicheren Granite die stärker verschieferter sind, kann auch dadurch verständlich werden, daß die innere Stoffwanderung durch die Verformung und Durchbewegung lebhafter angeregt wird.

Als ein Extrem in der Reihe der posttektonischen alkalischen Abscheidungen erscheinen die Nester, Lagen und Augen von Mikroklin, häufig mit Myrmekit. Gerade für die Kalifeldspate wird vor allem eine unmittelbare magmatische Herkunft beansprucht, aber nach den Erfahrungen in den alpinen Zentralgneisen und anderen Schiefen kann an der Regenerationsfähigkeit des Kalisilikats im tieferen enorogenen Bereich, nicht nur im Glimmer, sondern auch im Feldspat, nicht gezweifelt werden. In jedem Falle wird man solche posttektonische Adern und Nester von Kalifeldspat wohl zu unterscheiden haben von den z. T. deformierten und z. T. auch regenerierten Kalifeldspäten in den grobkörnigen Pegmatiten, die als verschleifte vortektonische Intrusionen zu erkennen sind.

Im tieferen Enorogen wird man in der Regel der Frage begegnen, ob und wo an die Stelle der Venite die Arterite treten; oder in einer allgemeineren Fassung, ob und wo an die Stelle der (hydrothermalen) Pneumatolyse — wie sie von du Rietz angenommen wird — die Diffusion durch enorogene Erwärmung in den deformierten Gesteinsmassen gesetzt werden kann. Örtliche Beobachtung kommt dabei in Betracht, sofern sie die Vorgänge des nahen Stoffaustausches erläutert. So weist z. B. in diesen und in anderen Gebieten das Auftreten mancher Tonerdminerale, von Disthen, unter besonderen Umständen auch von Sillimanit, vor allem von Biotit in der Nachbarschaft basischer Gesteine, auf die Stoffzufuhr aus der nächsten Umgebung. Die allgemeineren tektonischen Beziehungen, insbesondere die regelmäßige Wiederkehr gewisser Gesteinstypen, wie der Albitknotenschiefer oder der muskowitzisch verglimmerten Augengneise in den verschleiften Deckenkörpern des überfahrenen Enorogens, liefern die Belege für die Beurteilung im großen. Dabei ist aber dennoch im Auge zu behalten, daß die großtektonische Auffassung des Gebirges, insbesondere die Vorstellung der überfahrenen Mittelzone mit vorherrschend enorogener Regionalmetamorphose, unverändert bestehen bleibt, wenn auch ein Teil der tiefen Gneise noch im flüssigen Zustande in den Deckenbau aufgenommen und erst während der Bewegung verfestigt worden wäre.

Was als „Intrusionsgneise“ im Gebiete von Muruhatten südlich von Kvarnbergsvattnet ausgeschieden ist, umfaßt ein Gebiet von nur sehr beschränktem Umfange. Es liegt im Kerne einer Schiefermasse mit der das Enorogen kennzeichnenden Metamorphose, die, wie das in ähnlichen Gebirgen die Regel ist, von innen gegen außen abklingt. Sie führt auch hier durch die allgemein verbreiteten Gesteinstypen, von Gneisglimmerschiefern, Glimmerschiefern und Garbenschiefern über Schiefer mit Biotitporphyroblasten zu Phylliten mit Marmoren und verschiedenen Grüngesteinen. Neben den anderen Merkmalen bieten Lagen von stark ausgewalzten Konglomeraten ein unmittelbar greifbares Zeugnis dafür, daß man sich auch hier im Inneren einer überwälzten Schichtfolge befindet. In diese Stufen der metamorphen Seve- und Kölischiefer sind die gleichen Schichtfolgen aufgenommen worden, in denen weiter im N, im Gebiete von Västerbotten, durch besser erhaltene Fossilien einzelne Horizonte des Ordovik und Gotland nachgewiesen worden sind (vgl. S. 149).

Bei der großen Ähnlichkeit der Ausgangsgesteine bleiben auch die Abwandlungen denen im Gebiete von Stavanger ähnlich und, was für die alpinen Zentralgneise und andere Einschaltungen der gleichen Art

im Kerne von metamorphen Stufenfolgen anzunehmen ist, wird auch hier zu gelten haben.

In diesem Falle steht die Ausdehnung des granitischen Aufbruches in keinem Verhältnis zu der des angeblichen Kontakthofes. Gerade dadurch wird das kleine Vorkommen in gewissem Sinne bemerkenswert. Der mit unveränderter Mächtigkeit weithin fortschreitende metamorphe Gürtel kann kaum als eine Wirkung der in dem kleinen Aufbruche zum Vorschein kommenden Gneise gedeutet werden, zumal die gleiche Stufenfolge durchgreifend fast in allen Enorogenen, im schottischen Dalradian auch in überstürzter Lagerung, angetroffen wird.

Der Vergleich mit dem etwa 100 km nördlich von Frostviken gelegenen Borkagebiet im südlichen Lappland leitet den Verfasser zu noch bestimmter gefaßten Schlüssen. Bei im großen ganzen gleicher tektonischer Stellung führt auch ein Übergang von den weniger metamorphen Kältschiefern zu den höhermetamorphen Sevegesteinen. Von W nach E folgen auf die Phyllite mit Biotitporphyroblasten die Biotitphyllite, dann erst Schiefer mit Muskowit und gelegentlich Cyanit führende Injektionsgneise. Tiefere Abschnitte des Enorogens scheinen hier zum Vorschein zu kommen. Als rein magmatisch zu deutende Gneise werden hier aber nicht angetroffen. Es ist bezeichnend, daß auch hier die „Injektionszone“ gegen E an den fester gefügten und aus schwerer beweglichen Stoffen aufgebauten Amphiboliten abschneidet.

In Gesteinen mit den Anzeichen einer stärkeren Differentialbewegung können hier die reichlicheren Kaliinjektionen angetroffen werden. Als Adern und Augen von Mikroklinperthit dringen sie in die gleichmäßiger von Plagioklas durchtränkten und von Muskowittafeln durchspickten Gesteinsmassen. Was man wahrnimmt, wenn man die ganze Stufenfolge innerhalb eines Gebirgskörpers von annähernd gleichbleibendem chemischem Bestande überschaut, ist die kristallinische abgestufte Einschlichtung von neuen Stoffgruppen in das Gesteinsgefüge mit der gegen das Innere des Gebirgskörpers zunehmenden Temperatur. Mit dem Hochsteigen der Isothermen im Deckengewölbe unter dem aufgeschobenen Dache werden gleichsam die einzelnen Stoffgruppen der Reihe nach aus der Ruhe geweckt. Die Stoffgruppen, die mit der ansteigenden Temperatur zuerst mobilisiert werden, sind zugleich diejenigen, die nach dem Stillstande der Bewegung in dem erkaltenden Gebirge am längsten in Lösung bleiben.

Wie die Alkalien, und zwar Kali im Glimmermolekül und Natron im Albitmolekül, mit zunehmender Erwärmung zuerst in Bewegung geraten, gelangen sie auch zuletzt zur Ausscheidung. Es erinnert ins-

besondere die letzte Kristallisation der Muskowite an die hydrothermal-pneumatolytische Schlußphase der magmatischen Erstarrung. Im übrigen sind die wesentlichen Unterschiede zwischen der Auskristallisation im erstarrenden Magma und der in den kristallinen Schiefen schon vor langer Zeit, insbesondere von F. Becke (1903) gründlich behandelt worden. Sie bestehen nicht nur in den durch die mehr oder weniger gleichzeitige Kristallisation der ungleich dichten Bestandteile erzeugten kristalloblastischen Strukturen und in dem Fehlen einer regelrechten Ausscheidungsfolge. Dazu kommt noch die durch die ungleiche Mobilisationsfähigkeit und ihre besonderen Gestaltungstendenzen bedingte ungleichartige Einschichtung der Stoffgruppen in die Texturen der Schiefer.

Die bei höherer Temperatur und schwerer beweglichen Tonerde-minerale, wie Disthen, Granat und Staurolith, neigen zur Sammelkristallisation im engeren Wirkungsbereiche und damit zur Bildung von Porphyroblasten. Die weit verbreiteten Porphyroblasten von Biotit sind in ihrem Auftreten ebenfalls auf die wärmeren Tiefen beschränkt. Ihre regellose, vom Parallelgefüge unabhängige Verteilung deutet auf Sammelkristallisation im ruhenden Gesteinskörper, im Gegensatz zu dem im kälteren Raume auftretenden Muskowit, dessen zumeist größere Schuppen, gemäß ihrer lebhafteren Mobilisation im bewegten Gebirge, in überwiegender Zahl in die Flächen der besseren Wegsamkeit eingeschichtet sind.

Die bei noch höherer Temperatur mobilisierten und bald wieder verfestigten Moleküle des Kalifeldspates zeigen größere Wanderungsfähigkeit und sammeln sich leicht zu Adern auch im tieferen Enorogen. Die Feldspataugen in Augengneisen sind zumeist mehr oder weniger verformte Phenokrysten aus einer vormetamorphen magmatischen Erstarrung. Die größeren, als „Augensteine“ bekannten Kristalle von zumeist perthitischem Kalifeldspat, die vorwiegend in feinkörnigen Gneisen auftreten, sind nicht durch Sammelkristallisation aus der Nähe entstanden, wie die Porphyroblasten der Tonerdemineralen. In der Regel sind sie Feldspatadern angeschlossen, die als Zufuhrwege der alkalischen Lösung zu deuten sind. Sie gehören in das Katakristallin und nicht in den Bereich der enorogenen Metamorphose und ihrer Phasenfolge, auf deren Besonderheiten sich diese Ausführungen beziehen.

Die Injektionsgesteine mit Kaliumvormacht verharren in der größeren Tiefe. Man trifft sie nur in der Antiklinalzone von Borka und in ihren Fortsetzungen gegen SSW und gegen NNE, nicht im westlich anschließenden Gebiete.

Im Borkagebiete fehlen auch die pegmatitischen und granitischen Gesteine des Muruhattengebietes mit den Übergängen in die trondhjemitischen Typen. Damit wird bestätigt, daß diese, als verarbeitete vortektonische Intrusionen, nicht mit der späteren Mobilisation der Kalifeldspate zu verbinden sind.

Die letzten Folgerungen von du Rietz stimmen mit dem, was in anderen Gebieten erkannt worden ist, nahe überein. Das unmittelbar Wahrzunehmende führt auch ihn zu dem Schlusse, daß bei dem Ausbau der metamorphen Stufenfolge und der Abscheidung des Mineralgäders die Hauptrolle einer Mobilisation der Stoffe aus der umgebenden Gesteinsmasse zufällt. Er denkt sich allerdings, daß diese Mobilisation zum guten Teile durch Erwärmung und vielleicht auch durch Stoffzufuhr aus der Tiefe angeregt wurde. Sätze wie die folgenden (S. 47) widerstreben aber kaum einer Umdeutung im Sinne der hier vertretenen Ansichten:

„The formation of the injection rocks of Borka is a soaking through of the rocks by metasomatic solutions without any appearance of regular intrusive rocks. In the outer zones some bedlike dikes of aplitic character are observed, but even those rocks have a heterogeneous composition and might be syntectonic rocks. . . .

Judging from the appearance of the injections of the Borka region, it may be conceived that the feldspathization of the rocks may have been developed by a sweating out of the rocks themselves in the innermost zone at a strong upward folding and thrusting of the complex with a simultaneous hightening of the geotherms, resulting in an upward squeezing of the dissolved substances (potassium being the most important component). The strong enrichment in K_2O in the present section of the crust shows, however, that we here chiefly have a precipitation of the substances, so that the main dissolution front may be searched below the present surface.“

Für die eigentliche Injektion, das ist für eine unzweifelhafte und unmittelbare Stoffzufuhr aus magmatischen Herden, bleibt auch nach dieser Auffassung wenig übrig. Selbst für das Auftreten gewisser als trondhjemitisch bezeichneter Gesteine wird die Möglichkeit einer Entstehung durch Anatexis aus plagioklasreichen Sedimenten zugegeben. Damit nähert man sich der in neuerer Zeit von verschiedenen Seiten (Backlund 1938, 1939) so kräftig vertretenen Granitisationstheorie, die eine Entstehung selbst der mächtigsten granitischen Massen, wie auch der Rapakiwigesteine, aus superkrustalen Ergüssen und Sedimenten durch Anatexis und Palingenese annimmt. Die Frage

der Ortsstellung der im Stavangergebiete und anderwärts mächtiger hervortretenden granitischen und trondheimitischen Intrusionen sondert sich aber nach der hier vertretenen Auffassung von der Frage nach der das gesamte Gebirge in durchstreichenden Zonen beherrschenden Metamorphose. Denn ihre Intrusion fällt in die vorkaledonische oder vortektonische Zeit und sie sind selbst von der regionalen Metamorphose im Enorogen ergriffen worden.

Die Unterschiede in der Auffassung verengen sich demnach zu der Frage, ob an die Stelle der die Metamorphose bewirkenden Pneumatolyse durch magmatische Erwärmung die Diffusion durch Erwärmung unter Deckenlast im Enorogen gesetzt werden kann. Neben den Beobachtungen am Gesteinsgefüge sind es die allgemeineren Gründe, nach denen hier dem zweiten Vorgang als Erreger der Metamorphose der Vorzug gegeben wird, darunter insbesondere die allgemeine und weit verbreitete Gebundenheit einer solchen Meso- und Epi-Deformationsmetamorphose an deformiertes Gebirge mit verschleiften Gesteinskörpern, über denen eine höhere Deckenlast anzunehmen ist, das ist an das Enorogen, und ihr Fehlen auch in den mächtigsten nicht überfahrenen Faltenbauten (F. E. Sueß 1937, S. 16).

Die Trondheimite fügen sich in anderer Weise als die gleich zu besprechenden basischen Massen dem umformenden Antriebe. Die Kornränder im Granit werden leichter zermahlen und durch Wasseraufnahme aus dem umgebenden Gestein unmittelbar in das Quarzserizitgemenge übergeführt. Außerdem wird durch das Gleiten an dem geschmeidigeren Glimmer eine ausgiebigere Wegsamkeit für die Lösungen bereitet. Was Vogt als stark hervortretende magmatische Schlußphase bezeichnet, die Neukristallisation von Glimmer und Myrmekeit, wird hier einer Schlußphase der Metamorphose zugeteilt, der Ausscheidung der Lösungsreste im festen Gestein nach dem Stillstande der umformenden Bewegung (F. E. Sueß 1937, S. 47). Das Auftreten von quer durchschneidenden Pegmatiten könnte dieser Auffassung widersprechen. Aber in anderen ähnlichen Kristallingebieten, wie im Erzgebirge, im Bittescher Gneis des Moravikums, in alpinen Zentralgneisen, im sächsischen Granulitgebirge und anderwärts, erweisen sich die pegmatitischen Gänge, trotz der im großen ganzen bewahrten Ganggestalt, bei genauerer Untersuchung schon selbst als zerdrückt mit der kennzeichnenden Neubildung von Muskowit und somit als älter als die Metamorphose. Oder es handelt sich um Abspaltungen von jüngeren Intrusionen, die zu dem Magma der Gneise in keiner Beziehung stehen, oder auch um Segregationen von Muskowit, Quarz und Feldspat. Was aber in diesen Gesteinskörpern vor sich geht, ist

gewiß zum großen Teile Diffusion und Differentiationskristallisation, in der das Grundwesen der regionalen Metamorphose besteht.

Bei gleicher Beanspruchung werden Kristallisationen der gleichen Art doch auch in Gesteinen sedimentärer Herkunft (in Derivatgesteinen) eingeleitet. (Auch in diesen erscheint Biotit bei entsprechender Temperatur). Th. Vogt bemerkt (1927, engl. Res., S. 514—515), daß zweierlei Gesteine, die erkaltenden Magmen und erwärmten Sedimente, gleichsam von zwei Seiten her, einander entgegenkommend zur gleichen Kristallisationsstufe geführt werden. Man kann sich doch wohl auch vorstellen, daß die Gesteine der beiden Gruppen in die gleiche Stufe der Metamorphose eingetaucht worden sind. Dahin weist auch — insbesondere in den Alpen — das häufige Auftreten von Paraschiefern der gleichen Stufen abseits von irgend welchen magmatischen Gesteinen.

2. Basische Gesteine (Phakolithe).

Als ein Gegenstück zu den verschleiften Körpern der hellfarbigen Drontheimite kann man die basischen Massen betrachten, insoferne sie wie diese verlagert und verschleift sind. Besonders dem nördlichen Abschnitte des Gebirges sind sie in größerer Verbreitung und Mächtigkeit eingeschaltet. Es ist lehrreich, wahrzunehmen, wie sich diese Körper bei der gleichen regional-tektonischen Beanspruchung als ganzes verhalten und wie aus anderem Stoffgemenge die der gleichen metamorphen Fazies entsprechenden Mineralgruppen erzeugt werden. Die von Th. Vogt aus dem Sulitelmagebiete so ausgezeichnet beschriebenen Vorkommnisse können dafür als Muster dienen.

Für diese Körper wird der Harker'sche Ausdruck „Phakolith“ verwendet. Der Sulitelma-Phakolith erstreckt sich über eine Fläche von 933 km², bei einer Mächtigkeit bis über 4000 m. Seine Unterfläche ist glatt und tief eingemuldet; sein Dach ist steil und breit aufgewölbt. Der Hauptkörper besteht aus massivem Gabbro. Er dünnt in ein den Schiefen konkordant eingeschaltetes Lager von Amphibolit aus. Einschließlich der äußersten abgequetschten Ausläufer, wie er sie nach allen Richtungen entsendet, wird die Fläche des ganzen basischen Fladens auf mehr als 3000 km² geschätzt. Ähnlichen Bau bei kleineren Abmessungen (1000 m Mächtigkeit und etwa 105 km² Gesamtfläche) zeigt der benachbarte Vaddas-Phakolith.

In allen Klassifikationen der kristallinen Schiefergesteine, in der nach Becke-Grubenmann ebenso wie in den neueren nach Niggli, Eskola u. a., stehen die Amphibolite in einer Reihe mit der Hauptmasse der Zweiglimmergneise und Gneisglimmerschiefer. So wie sie in ihrem Auftreten zumeist enge mit einander verbunden sind,

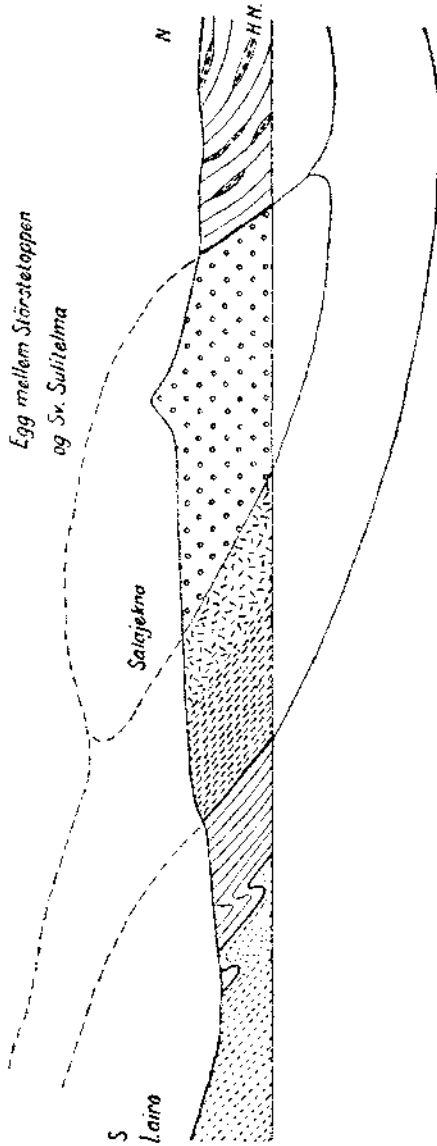


Abb. 13.

Profil durch den Sulitelma-Phakolithen.

Aus Th. Vogt 1927.

Von links nach rechts:

Fem gestrichelt = Muorki-Schiefer und Skjónsta-Gneis;

Fein ausgezogen = nicht näher gegliederte Schiefer;

Dick gestrichelt = geschieferter, darüber massiger Amphibolit;

Ringe = Olivingabbro. Dieser und der Amphibolit bilden den Phakolithen.

gehören sie auch nach ihrem Gefüge und nach ihrem Mineralbestande im großen und ganzen in den gleichen Bildungsbereich. Die Amphibolite nebst epidotischen und chloritischen Grünschiefern sind den Gabbros in der gleichen Lagerungsform angefügt, wie die schiefrigen und phyllitischen Abarten den Trondheimitgraniten. Sie liegen an der Unterfläche der großen Phakolithe und füllen die an diese Fläche an-

geschlossenen, ihr gleichlaufenden Lagergänge. Die voll entwickelte Epifazies drängt sich in Form von Grünschiefern in die dünn ausgezogenen Enden und abgequetschten Linsen.

Man kann diese Gesteine, zusammen mit den Trondheimiten, wie dies auch Vogt tut, nach dem Gesichtspunkte der reinen mineralogischen Fazies im Sinne von Eskola gruppieren, wobei allein der Mineralbestand als Ausdruck des PT-Verhältnisses berücksichtigt wird. Diese Gruppierung stellt aber nicht das heraus, was für die geologische Betrachtung das Wesentliche ist. Der Geologe kann nicht außer Acht lassen, daß in der Faziesreihe nach dem Mineralbestande der unvermittelte Übergang von den Erstarrungsgesteinen zu den echten kristallinen Schiefen enthalten ist. Zu dem PT-Verhältnisse gehören noch die Bewegung und Umformung als die eigentlichen wirkenden Faktoren, ohne die eine Metamorphose in der vorliegenden Form überhaupt nicht eingeleitet worden wäre. Nach aller Erfahrung wird durch die Verschiebung des PT-Verhältnisses allein, nur durch Nachlassen des Druckes und der Temperatur, oder nur eines von beiden, ein Gabbro noch nicht zur Umkristallisation in Amphibolit oder Grünschiefer veranlaßt. Das wird insbesondere auch für solche amphibolitische Umwandlungen zu gelten haben, in denen die massige Struktur aus dem gabbroiden Zustande noch erhalten geblieben ist. So wie der Serizit oder der Muskowit aus Feldspaten nicht durch bloßes Senken der Temperatur abgeschieden wird, sondern erst durch die Mobilisation des Wassers im bewegten Gesteine in die Lösung übergeführt werden kann, so wird auch das Aufzehren von Anorthit im Gabbro und sein teilweiser Ersatz durch Epidotminerale nicht ohne den Eintritt von Lösungen vor sich gehen, und dieser wird wieder in die allgemeinen Wirkungen der Gebirgsbewegung einzureihen sein. Dies gilt auch dann, wenn die Umformung nicht so weit getrieben wird, daß sie neue Wegsamkeiten und Gleitbahnen eröffnet und damit die Ausgestaltung eines stärker hervortretenden Parallelgefüges eingeleitet hätte.

Die braune Hornblende der Gabbros scheint noch magmatischen Charakter zu haben. Sie bildet wahre magmatische Reaktionsräume. Auch poikilitische Verwachsungen gehören hierher. Es wird sich schwer entscheiden lassen, wie weit von der ersten Erstarrung die Umwandlung in die grüne Hornblende zeitlich absteht, die ja für die metamorphen Gesteine vulkanischer, ebenso wie plutonischer Abstammung so allgemein kennzeichnend ist. Sie wird aber entschieden von den Reaktionen zwischen den festen Phasen, den zuerst abgeschiedenen Olivinen, und der restlichen Schmelze abzutrennen sein. Sie gehört bereits zu den durch die Diffusion im starren Gestein vermittelten Dif-

ferenzierungen, d. i. zu den Grundvorgängen der Metamorphose durch Umkristallisation.

3. Metamorphose und Tektonik in den skandinavischen Kaledoniden und in den Alpen.

Davon, wie die Metamorphose zu verstehen ist, hängt es ab, welche Rolle man den großen Intrusionen in der Orogenese zuteilen kann. Damit wird die Auffassung der Metamorphose bestimmend für die wesentlichsten Grundzüge des Gebirgsbaues. Dreierlei Möglichkeiten scheinen sich dafür darzubieten: Die erste entspricht der verbreiteten Auffassung, die von Goldschmidt und Vogt als nachdrücklichsten vertreten wird. Sie besagt, daß die Intrusivkörper und die angeschlossenen Lagergänge gleichzeitig mit der tektonischen Bewegung intrudiert sind, daß sie selbst in fluidaler Erstarrung zu Gneisen geworden sind und dabei eine Art schiefrige Kontaktmetamorphose in den Nachbargesteinen bewirkt haben.

Nach einer zweiten Auffassung wären die magmatischen Körper wohl in Form von Phakolithen und Lagergängen intrudiert, aber später verschleift und dann erst zu Gneisen und kristallinen Schiefern umgewandelt worden. Eine dritte, extreme Deutung wird die Lagergänge selbst als weitgehend ausgewalzte und stellenweise zu Linsen zerquetschte Decken betrachten, die von den ursprünglichen Kontaktflächen vollkommen losgelöst sind.

Nach den beiden ersten Auffassungen bleibt das ganze Gebirge im wesentlichen autochthon, vielleicht mit Deckenschüben von bescheidenem Ausmaße. Nach der dritten Auffassung wird das ganze Gebirge zur weither verfrachteten Schubmasse im Sinne von Törnebohm.

Es wurde oben schon darauf hingewiesen, daß die erste, in Skandinavien bevorzugte Annahme in den alpinen Erfahrungen keine Stütze findet.

Eine späte, postkristalline, vielleicht nicht unbedeutliche Verfrachtung während der andauernden Orogenese erkennt Goldschmidt für die Trondheimite des Stavangergebietes, ebenso wie Th. Vogt für die Gabbros und ihre schieferigen Begleiter im Sulitelmagebiet (eng. Res., S. 469 ff.). Den Beleg dafür erbringt die häufige Mylonitisierung und Diaphthorese in diesen Gesteinen. Die mylonitische Unterlage zeigt, daß die großen Gneis- und Granitplatten nicht mehr an dem Orte ihrer Erstarrung sein können.

Wäre es aber wohl denkbar, daß die gleichsinnige Schieferung und die durchgreifende Konkordanz des Parallelgefüges den heterogenen Gesteinsmassen im Hangenden und im Liegenden von einer erstarren-

den Gesteinslage im inneren aufgepreßt werden konnte? Das die Gebirgsmassen im Hangenden und im Liegenden beherrschende Parallelgefüge weist auf eine einheitlich wirkende Gesamtumformung, wie sie nicht von einem Gesteinskörper im Inneren, sondern nur von außen her bewirkt werden können. Bemerkenswert ist auch die Seltenheit durchgreifender Gänge. Über ihre mögliche Rolle im Gebirge wurde oben schon einiges gesagt (S. 140).

Die Breite der angeblichen schiefrigen Kontaktzonen geht über das gewöhnliche Maß hinaus. Übrigens sind in ihnen, wie schon gesagt wurde, keine eigentlichen Kontaktminerale enthalten. Staurolith und Disthen sind in den Schiefen der Mesozone allgemein verbreitet, und wenn sich hier auch zeigt, daß die Schiefer und Gneise, denen sie angehören, den Intrusivmassen zunächst angeschlossen sind, so bietet sich dafür die Erklärung, daß gerade in diesen Schiefen die umgepreßte und umgewandelte Kontaktzone enthalten ist. Nach meinen Erfahrungen im böhmischen und im alpinen Grundgebirge wird bei Umformung durch Streß in hochmetamorphen Kontaktgesteinen oder Kataschiefern die kristallinische Fazies der Mesostufe leichter erreicht als auf ansteigendem Wege aus nicht metamorphen Sedimenten. An alpine Verhältnisse erinnert auch der Verband der die Gesteinsmassen im großen beherrschenden flachen Fallwinkel oder einer dem Anscheine nach sanften Großfaltung mit einer sehr verwickelten Kleinornamentik (vgl. Goldschmidt 1921, S. 39).

Nichts scheint der Vorstellung zu widersprechen, daß die gesamten Massen um einen ausgiebigen Betrag verlagert, daß ästig verzweigte Intrusivkörper zu flachen Kompositionslakkolithen umgeformt und die verschieferten Linsen von den Gängen und Apophysen losgequetscht worden sind. Der Gedanke liegt nahe, daß die Einschaltung des „Lakkolithen“ zwischen zwei Gesteinsmassen ungleicher Kristallisationsstufe, zwischen Glimmerschiefer und Phyllite, durch großzügigen Deckenschub zu erklären ist.

Kalksilikatgesteine (Goldschmidt 1915) ebenso wie manche Adergneise sind wahrscheinlich als protogene Reste aus den ursprünglichen Kontaktzonen oder aus höher metamorphen Grundgebirge aufzufassen, in gewisser Hinsicht vergleichbar den Eklogiten im mesoverschieferten Grundgebirge der austriden Decken in den Alpen.

Mylonite und Amphibolitlagen in der Unterlage liefern, wie bereits gesagt wurde, den Beleg dafür, daß auch die Gabbromassen als geschlossene Körper verschleift worden sind. In dem hoch aufgewölbten Dache konnten die ursprünglichen Umriss mit den ursprünglichen Kontakten erhalten bleiben. Die ausdünnenden Ränder und vielleicht

auch die angeschlossenen Lagergänge konnten der Umformung durch Streß in geringerem Grade widerstehen. Hand in Hand mit ihrer Auflösung in abgequetschte Linsen ging ihre Umprägung in die Fazies der Epistufe, die sie unmöglich während der Erstarrung oder durch die Erstarrung erworben haben konnten.

Die Teilbewegungen im kleinen sollen nach Th. Vogt vereinigt das Auspressen der ganzen Schichtmassen aus der Tiefe des Troges und aus der Mitte der Gebirgskette gegen die widerstehenden Ränder bewirken (S. 471). Das Streckgefüge soll durch eine Gesamtbewegung der gegen die Ränder gepreßten höheren Lagen erzeugt worden sein. „The stretching structure of the rocks may principally be thought to be due to a movement of actual stretching produced by the overlying layers that are forced out towards the margin.“

Die gewälzten Granaten mit S-förmigen Einschlußzügen, das Zusammenpressen einzelner Lager, besonders von Eisenerzen, zu warvenähnlichem Gefüge, mancherlei Streckungen, insbesondere auch solche von Fossilien (S. 470) weisen auf eine beträchtliche Abnahme der Dicke (bis zu 43%) und eine entsprechende Zunahme der Länge (bis zu 182%) sowie der Breite (bis zu 127%) in manchen Gesteinskörnern. Allerdings wird angenommen, daß die Schieferung in den schmalen Enden erst nach vollendeter Kristallisation entstanden ist. Dennoch soll auch sie durch das Magma, und zwar durch die Endkristallisation der mächtigen und weniger verschieferten Lagen erzeugt worden sein.

Es ist wohl nicht leicht vorstellbar, daß die so großartig einheitliche Randüberschiebung und die mit ihr gleichgerichtete Streckung durch den von innen heraus wirkenden Vorgang erzeugt werden konnte. Es verlangen doch schon die verschieferten Lagen und die Mylonite an der Basis der Phakolithe nach einem von der Intrusion unabhängigen Zusammenschub, wie er als die eigentlich schaffende Bewegung in anderen Orogenen unzweifelhaft erkannt ist. Wenn, wie zugegeben wird, der Phakolith von seiner ursprünglichen Unterlage und seinen ursprünglichen Basiskontakten losgelöst worden ist, so gibt es doch wohl keine Anhaltspunkte für eine zuverlässige Bestimmung des Ausmaßes seiner Wanderung. Man wird auch für die Teiiglieder des Gebirges erwarten dürfen, daß sie in ihren Abmessungen dem Gesamtstübe, wie er sich in der großartigen Einheitlichkeit der Randüberschiebung offenbart, harmonisch eingepaßt sind.

Wie in anderen Orogenen, ist mit der fortschreitenden Erforschung die Gebirgsbildung in den Kaledoniden als ein sehr lange dauernder, den Zeitumfang von Formationen umfassender und von wiederholten magmatischen Intrusionen begleiteter Vorgang erkannt

worden. Auch nach der Darstellung, die H. Backlund (1928) von der Gesamtheit der Intrusionen in den skandinavischen Kaledoniden gegeben hat, können die aus der Lagerung und aus der Metamorphose der Gesteine zu entnehmenden Grundvorgänge recht nahe mit denen in den Alpen und in den Varisziden verglichen werden. Allerdings sind sie nicht in der gleichen Weise gedeutet worden.

Den in der Richtung des allgemeinen Streichens perlschnurartig aneinandergereihten granitischen Intrusionen mit den konkordant verschieferten Rändern und Außenkontakten scheint wohl im Gesamtbau eine ähnliche Rolle zuzukommen wie den Zentralgneisen im Pennin der Alpen. Insbesondere scheint dies für die älteren, flach ausgewalzten Linsen von Trondheimitgneis mit stark serizitisiertem Nebengestein und mylonitisierten Lagergängen zu gelten. Zwei nachfolgende Gruppen von Intrusionen, kuchenförmig glattrandige Porphyrgranite mit Apophysen von Augengneis und feldspatreiche Granite mit Gneisstruktur und ausgesprochenem Tiefenhabitus, sind in grundsätzlich gleicher Art in das Gebirge eingefügt. Sillimanit und Granat erscheinen auch hier wieder als bezeichnende Minerale einer Streßmetamorphose. Eine vierte Gruppe mit rundlich ovalen Umrissen und mit granitischem Korn, dioritisch und örtlich auch syenitisch, ist spättektonisch oder nachtektonisch. Sie könnte nach ihrer Stellung im Gebirgsbau mit den jüngeren Tonaliten in den Alpen verglichen werden.

Auch hier ergibt sich aus der Deutung des Parallelgefüges in den älteren Graniten als erstarrte Fließbewegung notwendig die von Backlund und überhaupt in Skandinavien ziemlich allgemein vertretene Ansicht, daß die Intrusionen mit der Hauptfaltung oder mit dem Hochgange der Orogenese zusammenfallen, daß sie den Faltegang des Gebirges bestimmt haben und daß durch sie die Antiklinalzüge in den abwechselnden Streifen angelegt worden sind.

Mit der tektonischen Deutung des Parallelgefüges, die der Gegenstand der obigen Auseinandersetzungen gewesen ist, werden auch die Granitlinsen zu Verdrückungsformen von erstarrten Intrusionen und damit sondert sich auch der Vorgang der Intrusion von dem der Faltung. Unterbrechungen der Gebirgsbildung durch ausgiebige Denudation werden durch die vorlagernden Sparagmite und Quarzite angezeigt, die von den Graniten herzuleiten sind. Erneuerter Vorschub wird daran erkannt, daß er die ihm selbst entstammenden Konglomerate in der kambrisch-silurischen Schichtfolge überfahren hat. Das gleiche hat Goldschmidt auch an basischen Tiefengesteinen des Stavangergebietes wahrgenommen.

Daß solche in die Schichtfolge eingeschalteten Konglomerate nicht notwendig besondere Vorgänge innerhalb des Orogens, Hebungs- und Stillstandsphasen anzeigen müssen, das lehren die viel großartigere Beispiele der Kulmtransgression, die den ganzen älteren variszischen Faltenbau eingeebnet hat (F. E. Sueß 1938 a, S. 105) und der tief in den ostalpinen Bau eingreifenden Transgression der Oberkreide. In beiden Fällen waren es Vorgänge, die zugleich mit den Flächen von kontinentaler Ausdehnung auch die angeschlossenen schmälere orogenen Züge überwältigt haben. Es wurde wiederholt darauf hingewiesen (F. E. Sueß 1929, S. 205—207), wie dadurch auch ein ununterbrochen fortlaufendes orogenetisches Geschehen anscheinend in zwei gesonderte Phasen, etwa in eine vorgosauische und eine nachgosauische Phase der Gebirgsbildung, zerlegt werden kann. Bei jeglicher Auffassung bleibt aber der das Kontinentalrandgebirge schaffende Anschub des gleitenden Kontinentes der Dauervorgang im Vergleiche zu den großen Transgressionen und Regressionen oder „Pulsationen“ des Meeresspiegels.

Backlund bezeichnet die Intrusionen als infrakaledonisch. Sie hätten ihren Ursprung im Untergrunde der Kaledoniden. Sie gelten ihm durchwegs als frühkaledonisch, denn sie sind von den späteren Gebirgsbewegungen mitgenommen worden. Insoferne sie bestimmten Phasen der Gebirgsbildung zugehören, können sie als intrakaledonisch bezeichnet werden. Sie sind nicht als synorogen aufzufassen, wenn man damit ein während der Bewegung fluidal erstarrtes Gestein bezeichnen will. Die allgemeinere Bezeichnung intraorogen hätte für sie aber in demselben Sinne zu gelten, wie für die Zentralgneise der Alpen und die sogenannten Roten Gneise des Erzgebirges (F. E. Sueß 1937, S. 58—59).

Ebenso wie Backlund hat auch Høltedahl (1921) darauf hingewiesen, daß die Gabbros und auch andere Intrusivmassen nicht als vorkambisch, etwa als archaisch, gelten können. In lange dauernder Wanderung konnten sie die von ihnen selbst hergeleiteten Konglomerate überfahren. Sie haben, wie Høltedahl sagt, „in mehr oder weniger totem Zustande“ ihre Lage im SE erreicht. Auch hier fehlen bezeichnender Weise durchschneidende Gänge in den unterlagernden Sedimenten (1921, S. 401).

So weit es mir überhaupt möglich war, das umfangreiche Schrifttum der neueren Zeit zu bewältigen, scheinen mir die Einzeldarstellungen aus verschiedenen Teilen der langen Gebirgskette nichts Wesentliches zu enthalten, das nicht auch in nächster Anlehnung der hier vertretenen Anschauung anzupassen wäre. Nur noch ein Beispiel sei erwähnt. Gunnar Beskow (1929) beschrieb Intrusionen von Albitgranit in Anti-

klinalen von Quarzit aus dem südlichen Lappland als Differentiationen von Trondheimiten an reibungslosen Kontaktflächen, welche die Faltung erleichtert haben sollen. Nach seiner Schilderung könnten sie in demselben Sinne gedeutet werden, wie die in der bezeichnenden stetigen Tektonik konkordant mit der Schieferhülle aufgefalteten Gneiskerne des alpinen Pennins.

Die schöne geologische Karte, die H. G. Backlund und P. Quensel von Västerbotten geliefert haben, bietet eine ausserlesene Gelegenheit zu zeigen, wie sich eine Umdeutung im Sinne einer alpinen Tektonik mit noch engerem Anschlusse auf einen anderen Teil der langen skandinavischen Gebirgskette übertragen läßt.

Auf einer Längserstreckung von etwa 160 km verzeichnet die Karte den Anschluß der ungestörten Sparagmite des Ostens an die metamorphen, verfalteten und verschuppten Hochgebirgssteine des Westens längs einer Randlinie, die mit ihrem vielgewundenen Verlaufe und den vorgelagerten Klippen schon im Kartenbilde als flache Überschiebung zu erkennen ist. Am meisten wird die Aufmerksamkeit des alpinen Geologen aber wohl durch das Verhältnis zwischen den obersten Auslegern der kristallinen Hochgebirgsschiefer, die von Backlund in seiner Beschreibung mit 5 bezeichnet sind, und den Kölischiefen beansprucht, denen sie als Überschiebungslappen, vielleicht in Form von Tauchdecken auflagern. Backlund erkennt ihnen eine Förderungsweite von mindestens 60 km zu. Das Verhältnis zwischen den kristallinischen Fazies der beiden Gesteinsgruppen ist ähnlich dem zwischen den Austriden und den Penniden.

Die Kölischiefer haben eine an Tonschiefern reiche sedimentäre Fazies mit Sandsteinen und Kalken, die geringe Metamorphose und den Reichtum an Ophiolithen und Grünschiefern mit dem Pennin der Alpen gemein. Nach den Aufnahmen von Kulling (1933) in dem Teilgebiete zwischen Björkvättnet und Virisen ist trotz reichlicher Kleinstörungen und Verfältelungen eine deutliche Formationsfolge wahrzunehmen. Durch eine verhältnismäßig reiche Fossilführung sind einzelne ordovizische und gotlandische Horizonte innerhalb einer Schichtfolge von 3000 bis 4000 m Gesamtmächtigkeit klar hervorgehoben. Die kristallinische Fazies schwankt in gewissen Grenzen. Die niedrigste Metamorphose mit Chlorit und diaphthoritisiertem Biotit herrscht in der Mitte. Die westliche Fazies mit bedeutenderen Korngrößen und kleinen Granaten wird einer Abbildungskristallisation zugeschrieben. Im NE herrschen deutlichere Porphyroblastenschiefer. Nach dem, was hier zu entnehmen ist, überschreiten sie im großen ganzen nur

wenig die Epizone und erreichen noch lange nicht die Kristallisationshöhe des tieferen Pennins der Alpen.

Über den Stufen mit vielen Peridotitgesteinen folgt die an mannigfaltigen sauren und basischen Einschaltungen ungemein reiche Mesketformation. Darüber liegt die ordovizisch-gotlandische Gilliksformation. Geröllbänke, insbesondere polymikte Konglomerate in der untersten Stufe, in der flyschartigen Virisformation, weisen auf eine „Wildflyschperiode der kaledonischen Geosynklinale“ (Kulling S. 395). Doch nur, wenn man eine sehr alte Vorgeschichte in die Orogenese einbezieht, wird man hier eine Abtragungsphase und Zwischenphase in der kaledonischen Orogenese annehmen können, entsprechend den alpinen Grisoniden, denen die Zone auch im äußeren Bilde einigermaßen gleicht.

Eine magmategtonische Analyse des Gebietes von Västerbotten, die Backlund gegeben hat (1925), beruht zwar auf Vorstellungen, die nicht durchaus denen von Goldschmidt und Vogt angepaßt sind. Was aber über die herrschenden Gesteinsverbände und die Metamorphose gesagt wird, fügt sich der oben angeregten Umdeutung ebenso wie in den anderen Gebirgsstrecken. Eine durchgreifende Verarbeitung mit entsprechender Metamorphose wird ausdrücklich hervorgehoben. Die verschiedenartigen ophiolithischen Gesteinskörper, deren Aufstieg in die vororogene Phase der kaledonischen „Geosynklinale“ verlegt wird, die Dunite, Harzburgite, Lherzolithe, Cortlandite u. a., treten meist mit rundlichen oder gestreckten Querschnitten an die Oberfläche. Sie sind oft serpentiniert und verschiefert, gelegentlich sogar zu Talkschiefern verarbeitet. Die westlichen Züge dieser Gesteine sind weniger metamorphen Phylliten oder auch Kalkgesteinen eingelagert. Die östlichen begleiten höher metamorphe Amphibolite und Schiefer des sog. Sevetypus. Ausgesprochene Kontaktzonen scheinen in manchen Fällen durch regionale Metamorphose in den Mesostufen, in anderen Fällen durch Diaphthorese und Phyllonitierung verwischt worden zu sein (S. 159).

Die Ophiolite werden als die Zuführungsgänge zu basaltischen und tuffoiden Effusivgesteinen gedeutet, die später in Amphibolite umgewandelt worden sind. Auch hier ist mit Sicherheit wahrzunehmen, daß diese magmatischen Körper mehr oder weniger durchgreifend verwalzt und metamorphosiert worden sind und sich nicht mehr am ursprünglichen Erstarrungsorte befinden.

Es werden zweierlei Züge von granitischen Einschaltungen unterschieden. Die östlichen sind wieder den höher metamorphen Seveschiefern, die westlichen den phyllitischen Gesteinen eingelagert. Beide

sind jünger, als die jeweils begleitenden Amphibolite und Grüngesteine. Die Art und Weise, wie die Züge in die Nachbargesteine eingepaßt sind, entspricht in beiden Fällen durchaus dem, was von dem Verstande der jeweiligen kristallinen und tektonischen Fazies zu erwarten ist. Dies ist im Sulitelmagebiet noch klarer in den sauren als in den basischen Vertretern ausgedrückt. In beiden Zonen bilden sie größere und kleinere, je nach dem Stande der Abtragung mehr oder weniger hervortretende Lagen und Linsen mit konkordant schiefri gem Anschlusse an die Nachbargesteine. Nach Backlund haben sie sich beim Eindringen in die gefalteten Sedimenpakete, rein mechanischen Gesetzen folgend, zu linsenförmigen Körpern ausgebreitet.

Im hochmetamorphen östlichen Zuge und auch in einer nordwestlichen Ausbreitung der Seveschiefer, in der Umgebung des Sees Över-Uman, sind die zugehörigen Granite von Adergneisen mit einem Disthen und Sillimanit führenden Mineralbestande begleitet. Sie werden einem tieferen Kontakte zugeschrieben (S. 167). Es mag unentschieden bleiben, ob hier (wie man nach Abb. 5 auf S. 168 vermuten könnte) präorogene Tiefenkontakte als Relikte erhalten geblieben sind — wie man das auch im ostalpinen Grundgebirge wahrnehmen kann — oder ob innere Teile des Orogens von einer periplutonischen Migmatitzone erreicht wurden. Das Auftreten von Kaligraniten, die nicht in das eigentliche Orogen gehören, mag in dem ersten Sinn zu deuten sein.

Allerdings sind auch die östlichen Granite oft stark zerquetscht, dann aber unter gleichzeitiger Kristallisation und ohne eigentliche Mylonitisierung. In dem örtlichen Auftreten von Disthen, Orthit oder Orthoklas erblickt Backlund die Wirkungen und Anzeichen von in geringer Tiefe verborgenen Graniten; eine Deutung, die allerdings in anderen Gebieten, wo diese Minerale unabhängig von dem Vorkommen der Granite weit verbreitet sind, nicht zu verwenden ist.

Die Struktur- und Verbandverhältnisse der westlichen trondheimischen Granite sollen durch Intrusion bei besonders niedriger Temperatur zu erklären sein. Nur selten zeigen sich am Kontakte kleine Porphyroblasten von Biotit. Es gibt keine Anzeichen von randlicher Einschmelzung. Einschlüsse von Grünschiefer oder Phyllit sind zu kleinen gestreckten Linsen ausgewalzt. Anscheinende Injektionen in die Umrandung, besonders in das Liegende, bestehen vorwiegend aus Quarz. Häufig ist vollkommene Diaphthorese oder Mylonitisierung der Nachbargesteine.

Man wird wieder auf den Vergleich mit den Alpen und den Varisziden zurückgeführt. Dort werden solche Gesteine mit Granat, Disthen und Sillimanit nicht einer Kontaktmetamorphose, sondern einer

tiefen regionalen Metamorphose zugeteilt. Damit wird auch die Metamorphose der meso- oder epiverschieberten Granite in die Zeit vor den Deckenschub zurückverlegt. Der Unterschied zwischen der westlichen und der östlichen Schiefer- und Granitzone beruht dann nicht auf einer ungleichen Tiefe der Intrusionen, sondern auf der ungleichen Tiefe der Umformung und Metamorphose. Allerdings wird auch hier angegeben, daß in den Granitgneisen, Amphiboliten und Grünschiefern die Metamorphose noch von der Bewegung überdauert worden ist. Die Frage nach dem Ausmaße der Überschiebung wird aber auch hier durch die Auffassung der Metamorphose entschieden. In ihr ist die Frage enthalten, ob die Hauptmasse der Gesteine ihre Prägung durch die Umformung während der Bewegung erhalten hat.

C. DIE KALÉDONIDEN IN GRÖNLAND.

Einleitung.

So viel der Felsgrund an den Rändern erkennen läßt, gehört die Hauptfläche Grönlands zur Grundgebirgstafel des Kanadischen Schildes. Über verschiedenartige, supra- und infrakrustale, orogene-tische und periplutonische Baubestandteile von altem kristallinischem Gebirge sind insbesondere im N vorkambrische Transgressionen ausgebreitet. Von dieser Hauptfläche werden zwei Randgebiete abgetrennt, in denen zwischen das Präkambrium und die späteren, mit dem Old Red beginnenden Transgressionen mächtigere Sedimentfolgen eingeschaltet sind. Das eine dieser Randgebiete säumt die Tafel im N und zieht W—E-streichend von Grant-Land und Grinell-Land hinüber zur Nordspitze von Grönland in Peary-Land. Es ist die „Nordgrönländische Geosynklinale“ nach L. Koch. Als „Ostgrönländische Geosynklinale“ wird eine Sedimentfolge von „geosynkliner Mächtigkeit“ unterschieden, die nach Koch's Angaben — mit einigen Unterbrechungen im N — von Danmarkshaven bis über den Scoresby-Sund hinaus verfolgt werden kann.

Schon früh hat Nathorst eine Verbindung der skandinavischen Ketten mit Nordgrönland vermutet. Koch (1936, S. 16) zog eine Verbindungslinie von den norwegischen Kaledoniden über Spitzbergen in der Richtung auf die NE-Ecke von Grönland, wo sich nach seiner Ansicht die beiden grönländischen Geosynklinalen mit einander vereinigen sollten.

Diese beiden Geosynklinalen sind aber nach Bau und Anlage von dem groß angelegten Deckenbau des skandinavisch-kaledonischen Orogens wesentlich verschieden.

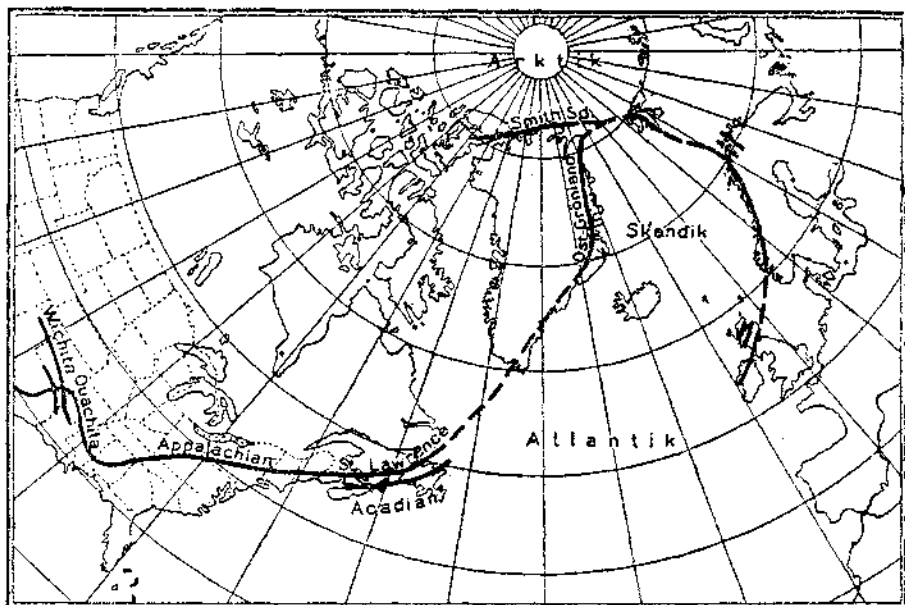


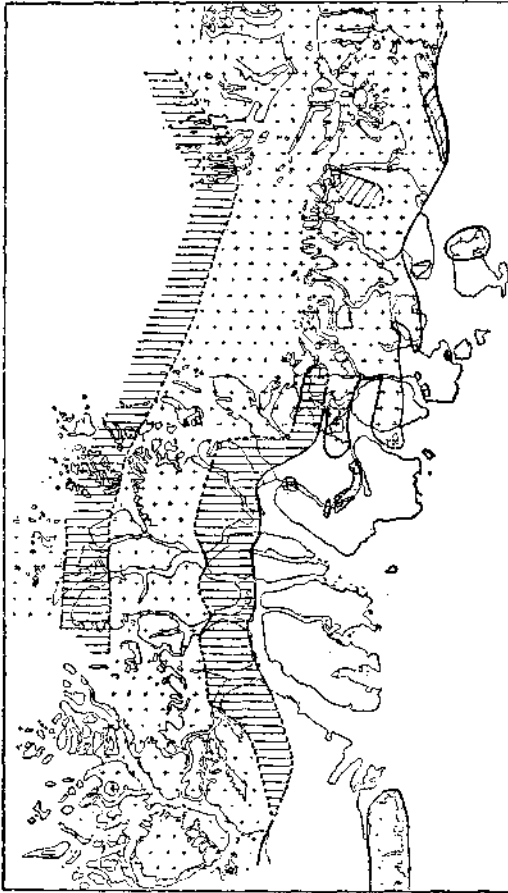
Abb. 14.

Verlauf der paläozoischen Faltengebirge um den Nordatlantik.

(Aus Koch 1935.

Von der nördlichen, der Smith-Sund-Synklinale gibt Koch selbst zu, daß nur der südliche Teil sichtbar ist, und nur ein Teil der sichtbaren Zone ist gefaltet (1936). Die von Frebold (1934) geäußerten Zweifel an der Altersbestimmung der Faltung als Ordovik werden von einer Reihe von Forschern geteilt (Böggild, Teichert u. a.). Er meinte, daß diese Falten ebensowohl variszisch, oder auch noch jünger sein könnten und daß die angenommene Fortsetzung der Smith-Sund-Geosynklinale auf Ellesmere-Land mit ihren großen Lücken nicht dem strengerem Begriffe eines geosynklimalen Raumes entspreche. Man könne sonst etwa die ostbaltische Schichtfolge mit Algonkium, Kambro-Silur, Devon und marinem Mesozoikum ebensowohl als Geosynklinale bezeichnen. Auch über das Kristallin an der Nordküste von Grant-Land — nach Koch Granatglimmerschiefer — ist noch zu wenig bekannt, als daß seine Zuordnung zu einer bestimmten sedimentären Faltenzone behauptet werden könnte, zumal die Sedimente in diesem Gebiete nicht tiefgreifend bis zum Deckenbau veraltet sind.

Wenn auch das Alter der Falten am Smith-Sund als kaledonisch sichergestellt wäre, so würde doch ihr Verband mit dem weit großartigen, nach SE gerichteten Deckenbau der skandinavischen Kaledoniden noch eine offene Frage bleiben.



Kreuze = Grundgebirge, überwiegend Gneis;
 Waagrechte Striche = präkaledonische Sedimente: In der Fjordregion Eleonore-Bay-Formation und Altpaläozoikum, im W am Inlandeisrand Petermann-Serie;
 Schräge Striche = präkambrische Sedimente auf Nörland und der Koldewey-Insel;
 Ohne Signatur = postkaledonische Sedimente usw.;
 Voll ausgezogene Grenzlinien sind gesichert, gestrichelte Grenzlinien vermutet.

Abb. 15.

Geologische Kartenskizze von Ostgrönland zwischen Scoresby-Sund und Danmarkshavn.

Aus Teichert 1933.

Einen anderen Baustil, der anders zu beurteilen ist, zeigt die lebhafter bewegte Faltenzone an der Ostküste. A. G. Nathorst (1901) und A. E. Nordenskjöld (1907) haben sie zuerst erkannt und Koch (1928) hat sie den Kaledoniden zugeteilt. Der genauer studierte Anteil zieht vom Scoresby-Sund entlang der Küste gegen N und verschmälert sich, indem seine Ostflanke im Meere untertaucht. In die ausgebreiteteren Flächen von kristallinem Grundgebirge sind gleichsam schwimmend geschlossenerer Streifen von nicht metamorphem, zum alten Faltenbau gehörigem, sedimentärem Gebirge „von geosynklinaler Mächtigkeit“ eingeschaltet. Zwei solche sedi-

mentäre Zonen werden im Gebiete des Scoresby-Sundes und des Franz-Josefs-Fjordes durch die breitere kristallinische Masse der Silva-Maria-Gruppe geschieden. Es ist die Zone der Nunataks im W und die Fjordzone im E. Beide enthalten Paläozoikum über mächtigem Präkambrium. Die reicher gegliederte Eleonore-Bay-Formation im östlichen Gebiete besteht aus einer Quarzserie, einer bunten Serie, endlich einer Serie mit Kalken und Dolomiten und dem Tillitlager im Hangenden. Was im W als Petermann-Serie unterschieden worden ist, wird im ganzen der Eleonore-Bay-Formation gleichzustellen sein. Beide gehören zum Grönlandium von Koch, das ist zur jüngsten Abteilung des Präkambriums.

I. Das ostgrönländische Kristallin.

1. Metamorphose.

Kennzeichnung als periplutonische Regionalmetamorphose.

Die Forschungen von Backlund, Wegmann und Kranck haben gelehrt, daß das ursprünglich von Koch als archaisch klassifizierte Kristallin der mittleren Zone zum größten Teile aus metamorphen Sedimenten der Eleonore-Bay-Serie einschließlich des Ordovik besteht und zusammen mit den begleitenden Graniten dem kaledonischen Faltenbau zugehört. Beim alten Grundgebirge verbleibt nach Backlund nur ein wenig umfangreiches Sattelgebiet im Inneren des Franz-Josefs-Fjordes am Eingange in den Kjerulf-Fjord. Nach Parkinson und Whittard beginnt wahrscheinlich weiter im W ein Gebiet von ausgedehnterem Archäikum.

Welche Rolle dem mittleren Kristallin in der Tektogenese des alten Gebirgsbaues zufällt, ergibt sich aus den vollendeten Beschreibungen der genannten Forscher mit nicht zu bezweifelnder Klarheit. Um dies zu erkennen, wird es genügen, nur das Wesentlichste aus dem Vielerlei des Dargebotenen hervorzuheben.

Backlund (1930, 1932) erläutert das Verhältnis zwischen dem Granit und seiner metamorphen Nachbarschaft im weiteren Gebiete des Franz-Josefs-Fjordes zwischen König-Oskar-Fjord und Tiroler Fjord. Die größten Teile des untersuchten Kristallins werden zusammen mit den damit verwobenen Graniten als Erzeugnisse einer kaledonischen Orogenese betrachtet. Es ist wenig wahrscheinlich, daß darin noch reichlich palingenetisch umgewandelte Bestandteile einer archaischen Unterlage enthalten sind. Die gegen N zu immer höher, bis nahe an die Untergrenze des Kambriums, aufsteigenden Granite haben einen beträchtlichen Anteil der Sedimente einer Anatexis zugeführt. Die

untersuchten Kontaktflächen zwischen den Sedimenten und dem kaledonischen Kristallin sind komplex und lebhaft bewegt. Der Deformationstypus des engeren Kontaktbereiches ist im S prä- und parakristallin mit porphyroblastischen Strukturen, im N, in den oberen Stockwerken, postkristallin mit begleitenden mylonitischen Zonen (1932, S. 106).

Nach dem Wahrgenommenen kann wohl schon gesagt werden, daß die tiefere Unterlage der ostgrönländischen Küstenstrecken am Scoresby-Sund, am Franz-Josefs-Fjord und weiter im N in ungleich tiefen Lagen von einer im großen und ganzen gleichartigen Regionalmetamorphose ergriffen worden ist, die in allen ihren Eigenheiten, durch die Lagerungsformen, durch den Verband mit den Batholithen im großen ebenso wie durch die Formen des Nahkontaktes, durch den Mineralbestand, durch das Kristallisationsgefüge und sein Verhältnis zur Durchbewegung als *periplutonische Regionalmetamorphose* zu bezeichnen ist. Einige Hinweise, die den vorliegenden Darstellungen entnommen werden, sollen das Wesen dieser Vorgänge noch im einzelnen erläutern.

So wird z. B. von Backlund (1930, S. 220) hervorgehoben, daß in einem Seitenarme des Franz-Josefs-Fjordes die Sedimente am Kontakte mit der zunehmenden Anzahl von Aplit- und Pegmatitgängen eine vollkommenere granoblastische Umkristallisation durchgemacht haben, daß dabei die ursprünglichen schichtigen Texturen klar sichtbar bleiben und die Gleitflächen an einstigen Tonschieferlagen wohl erhalten, zum Teil auch erneuert worden sind.

Eine wahre „Syntexis-Zone“ ist auf der flachen Caledonia-Insel im Forsblad-Fjord auf der Südseite des Lyell-Landes bloßgelegt (Backlund 1930, S. 221). Sie zeigt Trümmer der Sedimentgesteine in allen Größen und in allen Graden der magmatischen Auflösung und anderseits das helle granitische Gestein mit allen Abstufungen der Strukturen und Korngrößen im Verlaufe einer „assimilierenden Hybridisation“. Die leicht wieder zu erkennenden Trümmer von dunklen Schiefern sind durch Feldspatimprägnationen gestreift und von Feldspatphänokrysten durchsprengt. Kalke sind ganz oder teilweise amphibolitisiert. Trümmer von Quarzit mit Granitnestern und sonstigen Umkristallisationen sind von Auflösungshöfen umgeben, die an werdende Kugelgranite erinnern. Diese und ähnliche Vorkommen mit der dazugehörigen ptygmatischen Faltung sind noch durch größere Granitlinsen von der eigentlichen Kontaktfläche getrennt. Dies weist auf Abspalten und Untersinken von größeren Blöcken durch „Overheadstopping“ und ihre mit der Tiefe fortschreitende Auflösung hin.

Eine genauere Untersuchung der Grenzfläche an der Südküste von Sueß-Land führte zu den folgenden Feststellungen (Backlund 1930, S. 229):

1. Die Kontaktfläche ist durch magmatische Intrusionen geschaffen worden.

2. Die Sedimente waren gefaltet, bevor die Hauptintrusion in dem gegenwärtig zu beobachtenden Niveau geschah.

3. Die Hauptintrusion erfolgte unter weit ausgreifender Syntaxis.

4. Einige Überschiebungsvorgänge, hauptsächlich in der oberen Abteilung der Eleonore-Bay-Formation, haben die Verhältnisse am Kontakte in höherem Grade verwickelt. Backlund meint, daß sie vielleicht durch raumverzehrende Vorgänge im westlichen Magmagebiete bewirkt worden sind.

Die in großer Ausdehnung empordringenden Magmen erweisen sich in ihrer stofflichen Zusammensetzung in unerwartetem Ausmaße abhängig von der jeweiligen Gesteinsunterlage, durch die sie den Aufstieg zu erzwingen hatten. Der Einfluß auf die älteren Texturen zeigt sich dagegen wenig durchgreifend; das Magma scheint im Gegenteil manche größeren oder kleineren Einzelheiten des Gefüges schützend übernommen zu haben.

Backlund verfolgt im einzelnen den die Granitintrusion begleitenden Umbau des Gefüges (1932, S. 76). Die Flächen größter Wegsamkeit, die s-Flächen nach Sander, sind hier zumeist einer mit stofflicher Wechsellagerung verbundenen Schichtung zugeordnet. Durch die Auffaltung werden sie verschärft und es entsteht dadurch eine gewisse flächenlokalisierte interne Beweglichkeit. Das Eindringen des Magmas wird durch diese innere Auflockerung richtungsmäßig orientiert. Bewegungen werden hauptsächlich jenseits der Kontaktflächen ausgelöst. Größere und kleinere Schollen können ihre Orientierung beibehalten. Fluidale Texturen leiten zu nahezu gneisartigen Ausbildungen hinüber. Auch die entlegeneren Exokontaktgesteine waren von diesen Bewegungsphasen nicht unbeeinflusst geblieben. Sie waren aber schon früher durch eine andauernde thermale Metamorphose (wohl „Kontaktmetamorphose“ im engeren Sinne) verändert worden. Dazu kommt eine teilweise Assimilation und Resorption. Zahlreiche Adern von Aplit und Pegmatit bezeugen, daß die magmatische Intrusion als der die ganze Umwandlung beherrschende Grundvorgang zu gelten hat.

Es wird wohl nicht daran gezweifelt, daß bei der Umformung der Gesteine und der ganzen Gebirgsmasse der dem Magmaufstieg vorangehenden Durchwärmung die bedeutsamste vorbereitende Rolle zuzuschreiben ist. In einer äußeren regionalen Kontaktzone wird zunächst

die Beweglichkeit der Massen gesteigert; beim weiteren Nachdrängen des Magmas und mit der andauernden und zunehmenden Erwärmung entstehen die parakristallin gneisartigen Fließstrukturen mit dem Mineralbestande der Katazone.

In einer allgemeineren, vorläufigen Beschreibung der inneren Gebiete zu Seiten des Franz-Josefs-Fjordes, der anschließenden Strecken des Strindberg-Landes, Andrée-Landes, Fraenkel-Landes, Lyell- und Nathorst-Landes und Scoresby-Sundes bekräftigt Wegmann (1935 a) die Zuteilung breiter Zonen des nordöstlichen Grönlands zu einem Faltenbau kaledonischen Alters. Seine regional-tektogenetische Stellung kennzeichnet auch hier wieder der Unterbau mit seinen Übergängen in den Migmatitbereich, der von unten her auf ungleiche Höhe in die Sedimente der Eleonore-Bay-Formation vorgedrungen ist.

Zwischen den alten Sedimenten der Fjordzone im E und denen der Nunatakzone im W taucht das breite Vela-Massiv hervor. In den darüber ausgebreiteten Sedimenten werden verschiedene Stufen und Gruppen von metamorphen und migmatitischen Gesteinen unterschieden. Den höheren Lagen ist eine Platte von weißem Granit eingeschaltet. Sie ist zu breiten Wellen gestaut. In den Antiklinalsätteln schwillt sie mächtig an und dünnt in den Zwischenschenkeln aus. Durch die reichlich beigemengten eckigen Trümmer wird der Granit zum Agmatit. Indem er die sehr stark umgeformte Isfjordzone überlagert, trennt er sie von einer Hangendzone, die nur eine leichte oder keine Gefügedeformation und nur Veränderungen im Nahkontakt mitgemacht hat. Außerdem aber erstreckt sich dieses Hangende noch über andere tektonische Einheiten.

Die Isfjordzone im Liegenden besteht bereits aus Gneisen mit Fließstruktur. Sie sind mehr oder weniger quarzitisches, enthalten auch Granat, Cyanit und Sillimanit. Nur spärlich ist die ursprüngliche sedimentäre Textur erhalten geblieben.

Gegen die Tiefe zu aber schließen sich daran die verschiedenen ausgedehnteren Gruppen migmatitischer Gesteine mit der gewöhnlichen Begleitung von Amphiboliten, Ultrabasiten, Quarziten u. a. zwischen mächtigeren geschlossenen Gneiskörpern und mit der für die tiefere Periplutonik kennzeichnenden innigen Verfallung.

Wesentlich sind die gedrängte, Umformungen mit der „eleganten Fließstruktur“ im Bewegungsbilde der Tiefen. Auch tektonische Schubbewegungen von außen her greifen ein und gewinnen gelegentlich die Oberhand über die ungeordnete ptygmatische Faltung. Es wechseln einheitlicher geregelter Falten mit der wilden Migmatitis. Für alle Gesteinsgruppen des Vela-Massives gelten die folgenden Feststellungen:

„In the inner parts we find mostly pre-crystalline (to the majority of minerals), in the outer parts post-crystalline deformation. The folding is of a flowing type. It is partly older, partly of the same age as the migmatitization; or it is an adaptation to the immigration of large masses of elements.“ (Wegmann 1935 a, S. 38.)

Noch ausgeprägtere Periplutonik, Umwandlungsvorgänge aus im ganzen nach granitnäherem Bereiche, zeigt das Grundgebirge an den Küsten des Liverpool-Landes nördlich von Scoresby-Sund. Kranck studierte sie als Teilnehmer von Backlund's petrographischer Abteilung in der von L. Koch geführten dänischen Grönlandexpedition (1933). Nach seiner Schilderung (1935) offenbart sich hier womöglich noch voller und eindeutiger die Wirkung der aufströmenden Wärme in dem Aufblühen eines endothermen Mineralbestandes in den parakristallin aus fließenden und wogenden Bewegungen erstarrten und umgestalteten Gesteinsmassen. Hier kann von einer Abbildungskristallisation nicht mehr die Rede sein. Das ursprüngliche Sedimentärgefüge ist durch die Umkristallisation mit der vordringenden Katametamorphose aufgezehrt worden. Die Merkmale der Intrusionstektonik und einer periplutonischen Metamorphose sind in dieser Gegend gleichsam noch weitergetrieben, noch reiner und schärfer ausgeprägt als in den erwähnten nördlicheren Gebieten am Franz-Josefs-Fjord.

Vergleich mit dem moldanubischen Grundgebirge.

Wenn hier auf Einzelheiten aus den vortrefflichen Beschreibungen von Kranck noch näher eingegangen wird, geschieht es, um den Grad der Übereinstimmung mit einem anderen Gebiete großzügiger Intrusionstektonik, die Wiederkehr ähnlicher Gesteine und ihrer Lagerungs- und Verbandsverhältnisse im moldanubischen Grundgebirge der Varisziden zu prüfen. Denn auf diese Übereinstimmung gründen sich vornehmlich die weiteren Schlüsse über eine vergleichbare Stellung des Moldanubikums im Erzgebirge einerseits, der grönländischen Kaledoniden zum Deckfaltenbau des eigentlichen Orogens in Skandinavien anderseits.

Durch die tiefe Metamorphose und die im ganzen wenig geordnete Lagerung mit durchgreifend post- oder parakristalliner Deformation können die beiden Gebiete als gleichartige tektogenetische Räume nebeneinandergestellt werden. Es fehlt aber, wie das wohl in allen größeren geologischen Regionen und insbesondere in den Grundgebirgsgebieten wahrgenommen wird, nicht an individualisierenden Besonderheiten. Im vorliegenden Falle sind sie zum Teil darauf zurückzuführen, daß die Granite in beiden Gebieten nicht auf die gleiche Oberflächen-

nähe aufgestiegen sind. Im kaledonischen Teile Ostgrönlands haben die höher ansteigenden Granite auch im Vergleiche zu den Schiefen mehr Raum gewonnen und eine größere Mannigfaltigkeit von Intrusions- und Durchdringungsvorgängen ist ihnen angeschlossen. Auch hier gibt es eine reichliche Folge von verschiedenen Plutoniten, Graniten, Aplitgraniten, Granodioriten und Dioriten. Wohl mögen die dunklen, von Apliten und Pegmatiten durchsetzten Adergneise des südlichen Liverpool-Landes und die Granat führenden grauen Paragneise von Cape Hope (westlich der Handelsstation Scoresbysund) mit den zahlreichen eingeschlossenen Eklogiten und mit den begleitenden sehr granulitähnlichen Gesteinen im Handstück nicht durchaus den Adergneisen und Schiefergneisen des niederösterreichischen Waldviertels gleichzustellen sein. Es ist aber nicht daran zu zweifeln, daß sie durch einen im ganzen gleichartigen Vorgang entstanden sind. Das gleiche wird für die im großen und ganzen verwandte Gesellschaft von im einzelnen unterschiedlichen Gesteinstypen zu gelten haben: Helle Gneise mit weißem Granat und Biotit (verwandt mit dem Gföhler Gneis des Waldviertels, doch mineralogisch und strukturell unterschieden), mancherlei Amphibolite und Amphibolbiotitgneise, Cyanitgneise, Granat-Pyroxengneise, dunkle Pyroxengneise mit Antiperthiten, örtlich auch Sillimanitgneise. Sie zeigen in ihrer Gesamtheit eine Mineralgesellschaft des gleichen Katabestandes, wie das Moldanubikum.

Auf S. 44 gibt Kranck an, daß in den Granatpyroxengneisen von Hurry Inlet (auf der Nordseite des Scoresby-Sundes) trotz des migmatitartigen Aussehens granitischer Einfluß verhältnismäßig gering gewesen ist und die Äderchen als „Venite“ die Kalkfeldspat-Quarz-Komponenten aus dem umgebenden Gestein gesammelt haben, wie das auch von der Mehrzahl der Adern in den moldanubischen Sedimentgneisen des niederösterreichischen Waldviertels anzunehmen ist.

Bilder wie die des Geäders im massigen grauen Gneis vom Kap Tobin (Kranck, Fig. 2 auf S. 24) trifft man häufig im Waldviertel; so bei der Rosenberg im Kamptale neben ähnlich durchäderten Amphiboliten in der gleichen Talstrecke.

Unter den extrem basischen Gesteinen in den mannigfaltigen Gesteinsgesellschaften Ostgrönlands und des Moldanubikums verdienen die Eklogite besondere Beachtung. Durch den absonderlichen Mineralbestand und die sehr grobkörnigen Strukturen zeigt sich an ihnen besonders klar das Gemeinsame der allgemeinen Bildungsvorgänge in den beiden Grundgebirgsgebieten. Schon in einer früheren Abhandlung (F. E. Sueß 1937, S. 31) ist erwähnt worden, daß in Grönland Backlund (1936), Kranck (1935) und Sahlstein (1935) aus den

Lagerungsformen und aus den entsprechenden Übergängen die Abstammung dieser Gesteine von basischen Vulkaniten in überzeugender Weise darlegen konnten. Das gleiche ist im Moldanubikum für Gesteine der gleichen Gruppe und die sie begleitenden Pyropserpentine erschlossen worden. Dafür war in erster Linie ihr enger Verband mit den Granuliten maßgebend, die aus regionaltektonischen Gründen, nach ihrer Lagerung und Verbreitung, nach ihren Verbandverhältnissen sowie auch nach ihrer stofflichen Zusammensetzung und Struktur nur als die katametamorphen Vertreter der sauren Vulkanite in der moldanubischen Gesteinsgesellschaft aufgefaßt werden können (Schrifttum bei F. E. Sueß 1937, S. 27). Auf der unterschiedlichen Verbreitung der Gesteine in der ersten Anlage der beiden Gebirge beruht das reichlichere Hervortreten der Granulite und Pyropserpentine im Moldanubikum. Die nahezu gleichartigen Ergebnisse bezeugen aber die in beiden Fällen gleich gerichtete Metamorphose.

Es ist bereits erwähnt worden (F. E. Sueß 1937, S. 4), daß Kranck (S. 42) für die Umwandlungsvorgänge in diesem Bereiche die Bezeichnung „Plutometamorphose“ verwendet hat. Die aus den Erscheinungen in Grönland gewonnenen Vorstellungen begegnen sich mit denen, die im Moldanubikum zur Annahme der Intrusionstektonik und der periplutonischen Regionalmetamorphose geführt haben.

Trotz des höheren Alters und wahrscheinlich wegen der geringeren Abtragungstiefe sind die Abwandlungsreihen der Gesteine im Liverpool-Land in ihren Zusammenhängen besser erhalten geblieben. Im Hurry Inlet erkennt man nicht selten noch die Ganggestalten, aber an der Stelle des ursprünglichen Basaltes befindet sich ein Gestein, bestehend aus Granat, monoklinem und rhombischem Pyroxen, Hornblende, Plagioklas, Biotit, Eisenerz und Titanit, das ist ein Eklogit, in dem ausgesprochen kristalloblastisches Gefüge an die Stelle der Erstarrungsstruktur getreten ist.

Auch im Grundgebirge des Liverpool-Landes hat nach Kranck die Gesteinsgesellschaft „synchron“ mit der Umformung der Gesteinskörper ihr Gepräge erworben, und zwar „periplutonisch“ durch den Wärmestrom aus den erstarrenden Batholithen, und in beiden Fällen in einem Bildungsbereiche mit einem PT-Verhältnisse, das der Kristallisation von Granatporphyroblasten besonders günstig ist.

Dazu kommen noch die zum Gesamtbilde der Intrusionstektonik gehörenden Bewegungen, durch die im Großen die lagenförmigen Gesteinskörper durch die Batholithen bei Seite gedrängt werden; in den Kleinformen aber — vermutlich bei synchroner Kristallisation während der Temperaturschwankungen — zum ptygmatischen Faltenstile aufs

mannigfaltigste zerknittert werden. Backlund (1936, S. 59) wendet sich mit Recht dagegen, daß solche Strukturen einfach als Fließbewegungen gedeutet werden. Was hier geschah, ist eine „Tektonisierung“ bei gleichzeitiger oder überdauernder Kristalloblastese, wie das früher (F. E. Sueß 1937) dargelegt worden ist.

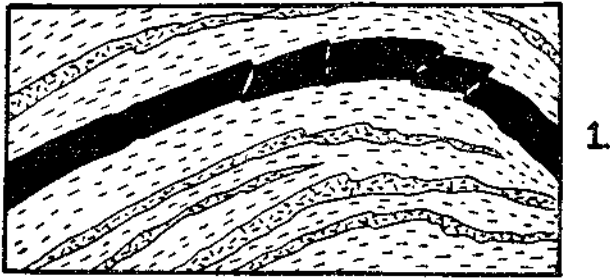
Die Eklogite erweisen sich bei diesen Bewegungen — „im kristalloblastischen Flusse“, wie man wohl sagen kann — als in gewissem Sinne bestandfähigere Massen. Zertrümmerte Gesteinskörper werden gewälzt und verschleift. Nach der Schilderung von Kranck (1935, S. 43) entstehen gebänderte Granatpyroxengneise durch Stoffaustausch zwischen diesen ultrabasischen Körpern und den umgebenden Paragneisen. Anders als an einem gerollten Schneeballe wird an den beständig wechselnden Berührungsflächen dieser gewälzten Trümmer nicht Stoff zugefügt, sondern abgeschält.

Widerstandsfähiger im eigentlichen Sinne und gegenüber einer anderen Art der Umformung bewähren sich die Eklogite der austriden Decken im alpinen Grundgebirge. Dort haben sie als protogene Reste in einem ursprünglich einheitlich periplutonischen und katametamorphen Gebirge zu gelten. Die verschleppten Linsen und Knollen haben noch ihr grob-massigeres Gefüge bewahrt, während die große Hauptmasse des umgebenden Gebirges im Deckenschub rückschreitend zu Epi- und Mesoschiefern verschleift worden ist. Die ersten Ausgangsgesteine mögen in diesem Falle nicht Basalte, sondern ultrabasische Plutonite gewesen sein (F. E. Sueß 1937, S. 49).

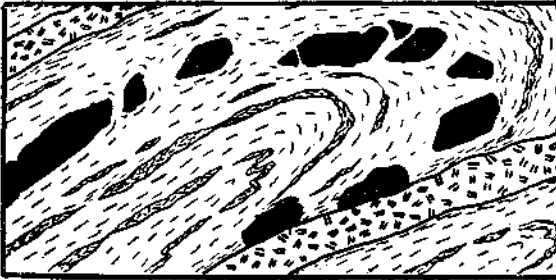
Die Vorgänge in den Granatpyroxengneisen leiten hinüber zu den allgemeineren Bewegungen, die in Grönland einer kaledonischen Orogenese zugeschrieben werden. Es kann sein, daß von außen her wirkende tangentialen Spannungen mit daran beteiligt sind. Die herrschende synkinematische Kristallisation der endothermen Minerale weist aber auf die mitwirkende Wärmedehnung und vielleicht auch auf die durch nachdrängendes Magma bewirkte Formveränderung der im Wärmestrome umkristallisierenden Gesteine.

Das Wesen der synkinematischen Kristallisation ist besonders dort klar zu erkennen, wo aneinandergeschlossene Gesteine von ungleicher Löslichkeit und damit auch ungleicher Mobilisation der Bestandteile nicht imstande sind, der Umformung im gleichen Schritte zu folgen.

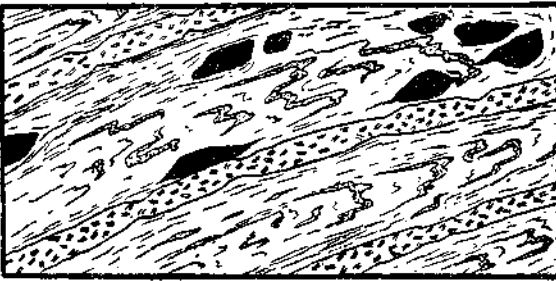
Die Bilder in Kranck's Fig. 21 vom Cape Greg stammen aus einer Bewegungszone, in der die Gneise des südlichen Liverpool-Landes flach ausgewälzt und zu nordwärts überstürzten Falten zusammengestaut sind. Die schwarz eingezeichneten Amphibolite — wohl einstige Lagergänge von Basalt — sind zertrümmert und die Trümmer aus-



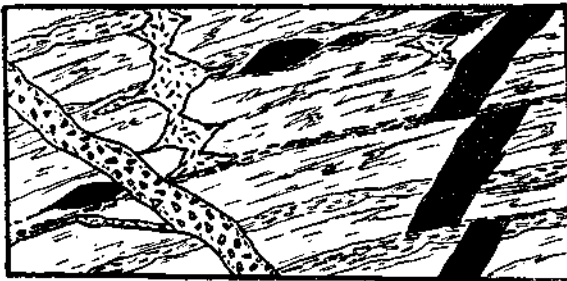
1.



2.



3.



4.

Abb. 16.

Faltungerscheinungen im Gneis auf Kap Greg, Ostgrönland.

Aus Kranck 1935.

Amphibolite (schwarz) in Gneis mit mehreren Generationen von Pegmatitadern.

einandergeschoben worden. Die Umformung innerhalb der Gneisbänke ist durch die Gestalten der älteren aplitischen Adern angezeigt, so wie das früher (F. E. Sueß 1937, S. 37, Fig. 3, nach H. Schumann) an zerfalteten Apliten in Paragneisen des Waldviertels wiedergegeben worden ist. Bilder der gleichen Art kennt man aus Marmorlagern im Moldanubikum (F. E. Sueß 1909). Auch dort sind Amphibolite und gelegentlich auch in den Kalkstein eingedrungene Aplite von dem gleichen Schicksale betroffen worden (vgl. auch F. E. Sueß 1937, Fig. 2 auf S. 35). Es wird niemand daran zweifeln, daß sich der Marmor während der Umformung nicht im flüssigen oder halbflüssigen Zustande befunden hat, daß vielmehr der lebhaftere Lösungsumsatz den Marmor zum scheinbaren plastischen Fließen bringt, während die schwerer löslichen Amphibolite und Aplite sich als sprödere Körper darstellen und zerstückelt und verflößt werden. Den klarsten Beleg für das Auseinanderweichen im starren Zustande bot der nachweisbare Stoffaustausch an den Bruchrändern zwischen Marmor und Aplit und zwischen Marmor und Amphibolit. Unter entsprechend veränderten Bedingungen wird das gleiche für die verschobenen Amphibolittrümmer in den grönländischen Sedimentgneisen anzunehmen sein.

Die Unterschiede im Löslichkeitsgrade und in der Mobilität zwischen Gneis und Amphibolit waren hinreichend, um in den synkinematisch verformten Gesteinen von Cape Greg ähnliche Bewegungsbilder zu erzeugen. Gerade an den Gestalten der älteren Aplite ist zu erkennen, daß auch sie als Ergebnisse einer älteren Intrusion und Erstarrung erst durch die jüngere Bewegung verzerrt, zerknittert und abgeschnürt worden sind. Kranck (S. 102) kennzeichnet den Vorgang mit folgenden Worten: „The tectonic stile proves that the gneis-layers were very plastic during the orogenetic events which have given them their present position. It lies close at hand to connect this plasticity with a mobilization through synkinematic granitic injections . . . combined with an intense metasomatic replacement of sedimentary material through microcline, quartz and other granitic minerals.“

Auch was Kranck und Wegmann über die Bildung der Granatpyroxengneise durch Stoffabgabe aus den im Paragneis gewälzten Eklogitschollen berichten, kann hier angeschlossen werden; auch sie geschah durch andauernde Kristalloblastese im durchwärmten und bewegten, aber nicht verflüssigten Gestein.

Die Synkinematik, auf die hier hingewiesen wird, das ist der Stoffaustausch während der Bewegung, gehört zum Wesen des Vorganges, aber eine eigentliche Fließbewegung in den Gesteinskörpern wird nicht anzunehmen sein. Man kann aus der Verteilung der ein-

geschlossenen Trümmer erkennen, daß die plattigen Gneiskörper im Liverpool-Land, ebenso wie die Marmorplatten im Moldanubikum, in der ganzen Fläche nach zwei Dimensionen ausgedehnt und nach der dritten verschmälert worden sind. Nur durch eine solche Art der Verformung konnte es geschehen, daß die Blöcke nach allen Richtungen auseinandergeschoben, daß die Räume zwischen ihnen vergrößert worden sind. Der Fließdruck in einem Lagergange wäre nicht imstande, dies zu bewirken. Er könnte doch nur die Schichtfuge oder Spalte, durch die er sich drängt, auf eine Strecke von innen heraus erweitern oder örtlich ausbeulen. Eine Ausdehnung in der Fläche und ein Schwund in der Breite, wie er durch die Verteilung der Amphibolitblöcke angezeigt wird, ist das Gegenteil der von dem eingepreßten Schmelzflusse zu erwartenden Wirkung.

Dazu kommt noch als ein weiterer, doch allein schon entscheidender Beleg für die Dehnung des Lagers im starren Zustande das Beharren der auseinanderweichenden Trümmer innerhalb der ursprünglichen Schichtlage trotz ihrer ungleichen Größe. In einer teilweise verflüssigten und insbesondere in einer strömenden Masse würden die Trümmer nach ihrer Größe ungleich verflößt werden und eine Neigung zum ungleichmäßigen Niedersinken oder Herausrücken aus der ursprünglichen Einbettungsebene zeigen. Eine verzerrte und ungleich gemischte Trümmerreihe könnte nicht in der verbogenen Einbettungsebene festgehalten werden, wie das auf Kranck's Fig. 21/2 zu sehen ist. Auf Verschiebung im starren Zustande weist auch der zertrümmerte Gang mit den scharfeckig gegen einander versetzten Teilstücken auf Fig. 21/4.

Aus dem Bereiche der Anatexis und durch die Migmatite führen Übergänge zu den im Wärmestrome ptygmatisch gefalteten und zerknitterten und dann zu den in breiteren Wellen verformten Gesteinsmassen. Die Gesteinsbänke können in der ganzen Fläche ausgedehnt werden, ohne den inneren Zusammenhang zu verlieren und ohne in wahren Fluß überzugehen. Die zwischengeschalteten Gesteinslagen, die sich wegen ihrer geringeren Löslichkeit als spröder erweisen, werden zu Trümmern zerlegt und als ein lockerer Trümmerteppich über die Fläche hin ausgebreitet.

Es kann vorausgesetzt werden, daß gegen oben zu der kristalloblastische Fluß durch rein rupturale Deformation, durch Verschiebungen an Gleitflächen und Mylonitisierung abgelöst wird. Eine rein mechanische und mehr zersplitterte Faltung kann leicht als scheinbar zweite Phase auf die ptygmatische folgen. Aber auch die tiefmagmatischen Nachschübe können sich wiederholen. Sie können durch lange

Zeiten der Abtragung voneinander getrennt sein, wie das z. B. im finnischen Pellinge-Gebiete nachgewiesen worden ist (vgl. S. 103).

Auch der Bau des Moldanubikums in seiner gegenwärtigen Gestalt, mit der herrschenden Intrusionstektonik, ist nicht in einem Gusse und nicht durch einen einmaligen Vorgang geschaffen worden. Auch dort greifen recht verschiedene Tiefengesteine, Kristallgranite, mittelkörnige Granitite, Hornblendegranitite, hellfarbige Eisgarner Granite, Diorite u. a. vielfältig ineinander und geben Anlaß zu einer großen Mannigfaltigkeit von Bewegungsbildern, von denen in einer früheren Abhandlung (F. E. Sueß 1938 a) die Rede war.

Die Einzelvorgänge und die unterschiedlichen Phasen sind aber nur Stufen und Glieder, die im Moldanubikum sowohl wie im östlichen Grönland den intrusionstektonischen Bau mit seinen beherrschenden Eigenheiten geschaffen haben. Um ihre Merkmale und ihren Anschluß an die periplutonische Regionalmetamorphose hervorzuheben, wurde hier bei einigen der vorbildlichen Beschreibungen von Backlund, Wegmann und Kranck länger verweilt.

2. Verband mit dem Dache.

In der Metamorphose und in tektonischen Gestalten der metamorphen Gesteine ist nur ein Teil der kennzeichnenden Eigenheiten der Intrusionstektonik enthalten. Dazu gehört auch als ebenso bedeutungsvoll die Art des Verbandes mit dem nicht metamorphen Dache und dessen tektonischer Zustand.

Lauge Koch hat die Übergänge des Jungpräkambriums Ostgrönlands in das Kristallin festgestellt und ein kaledonisches Alter für das hier auftauchende Faltengebirge beansprucht (1929 a, 1935). Backlund und seine Mitarbeiter Kranck und Wegmann erweiterten unsere Kenntnisse durch die genaueren Nachweise darüber. Zu den Belegen für das Alter der Faltenzone zählt Backlund auch die Wahrnehmung, daß die vorkambrischen Tillite des Gebietes fast nur aus den Trümmern der annähernd gleichaltrigen Ergußgesteine der Umgebung aufgebaut sind und daß darin die Vertreter des benachbarten Gneisgebirges vollkommen fehlen. Man wird auch hier an die Verhältnisse im Moldanubikum erinnert. Auch in den Konglomeratbänken des mittelböhmisches Vorkambriums und Altkambriums findet man fast ausschließlich Gerölle der in derselben Formation reichlich eingelagerten Kieselschiefer, Diabase, Spilosite und einiger sonstiger Ergußgesteine. Kennzeichnende Vertreter der das Gebiet umrahmenden moldanubischen Gneise und Schiefer sind darin nicht gefunden worden. Obwohl die Sedimente in beiden Fällen nur wenig oder nicht meta-

morph verändert sind, haben sie als älter als die Intrusion und die periplutonische Metamorphose zu gelten, von der ringsum die weiteren Gebiete ergriffen worden sind.

So wie an den früheren Beispielen soll sich auch hier zeigen, daß die Periplutonik und Intrusionstektonik nicht an die eigentlich orogenen Faltenzonen gebunden ist; daß sie zwar ubiquitär auch im Untergrunde der Kettengebirge, z. B. auch im Untergrunde der skandinavischen Kaledoniden auftreten kann, daß sie aber ihrer Entstehung nach unabhängig ist von den tangentialen Zonen der Orogenese. Auch hier wieder ist wahrzunehmen, daß das Kristallin intrusionstektonischer Gebiete in eine metamorphe und nicht metamorphe Umgebung in ganz anderer Weise eingefügt ist, als die Zentralachsen der von der Wandertektonik beherrschten Orogene in ihre Faltenzonen. Was hierüber früher gesagt werden konnte (F. E. Sueß 1937, 1938 a), findet hier eine weitere Bestätigung. Je schwerer sich diese Auffassung in einer der bedeutsamsten Grundfragen der allgemeinen Tektogenese durchzusetzen vermag, desto gerechtfertigter erscheint ihre eindringliche Behandlung in jedem der verschiedentlich abgewandelten Beispiele.

Über den Baustil der ostgrönländischen Falten sind verschiedene, einander widersprechende Meinungen geäußert worden; vielleicht kommt gewissermaßen auch darin zum Ausdruck, daß dieser Baustil nicht leicht nach den herrschenden Vorstellungen zu deuten ist.

So erschien bereits manchen Forschern eine tiefgreifende kaledonische Orogenese und Metamorphose mit der verhältnismäßig wenig gestörten Lagerung der alten nicht metamorphen Sedimente in den benachbarten Gebieten nicht vereinbar. Für sie soll das kristallinische Grundgebirge, entsprechend der älteren Auffassung, beim Archäikum verbleiben. Teichert (1935) verwies insbesondere auf große Gebiete mit gänzlich ungestörter, sehr mächtiger Eleonore-Bay-Formation des Strindberg-Landes nördlich vom Franz-Josefs-Fjord, zwischen 73 $\frac{1}{2}$ ° und 74° n. Br. Erst im S sind eingefaltete Streifen angeschlossen. Auch im Präkambrium gibt es hier nur recht einfachen Faltenwurf, doch ist die Schichttafel durch viele Verwerfungen zerstückelt. Teichert spricht von einer oberflächlichen Faltung und einer „germanotypen“ Tektonik. Auch die Engländer Wordie (1930), Parkinson und Whittard (1931) und Wiseman (1932) wollen in Ostgrönland nur Bruchtektonik mit seichten Überschiebungen wahrnehmen. Frenbold (1934) und Wegmann (1935 a) sprechen von zwei Lagern. In dem einen wird für eine schwächere, in dem anderen für eine starke Faltung des ostgrönländischen Gebirges eingetreten.

Man darf sich Wegmann anschließen, der hervorhebt, daß sich mit der Unterscheidung von starker oder schwacher Faltung die Kennzeichnung des tektonischen Baues durchaus nicht erschöpft. Bedeutungsvoller ist die Frage nach der vertikalen Gliederung des Baues. Ein Überschiebungsbau wird im allgemeinen als weiter getriebene Tektonik gewertet; er kann aber nur auf die oberen, nicht metamorphen Baustockwerke beschränkt bleiben. Etwas anderes ist auch die von Wegmann formulierte Frage, ob in dem den Kaledoniden zugeteilten Abschnitte von Ostgrönland die Strukturen der alten kanadisch-grönländischen Scholle in der tektonischen Geschichte durchaus erneuert worden sind. Aus der Vereinigung dieser Gesichtspunkte ergeben sich auch die Gegensätze zu dem Aufbau der skandinavischen Gebirgskette. In der knappen Formulierung von Wegmann (1939) werden sie noch den nächsten Darlegungen einzufügen sein.

Schon früher (F. E. Sueß 1937) ist es als eine bedeutsame Erkenntnis der allgemeinen Tektogenese festgelegt worden, daß die Migmatitfront mit ihrem periplutonischen Hof in ihrem Aufstiege von der Tektonik des Deckgebirges unabhängig ist. Sie kann ebensowohl in einem hochgetürmten orogenen Deckenbau aufsteigen, wie in ein wenig gestörtes, vielleicht einfach gefaltetes und zerbrochenes, und damit auch ursprünglich nicht metamorphes Deckgebirge.

Auch die Schilderungen aus den ostgrönländischen Kaledoniden weisen nicht auf einen hochorogenen Bau. So bleibt nach den Darstellungen die Faltung in der mittleren Fjordzone von Christian X.-Land im großen breittellig mit einfachen Mulden und Sätteln. Örtlich aber, insbesondere in gleitfähigeren Lagen zwischen massigeren Bänken, können die Gesteine sehr stark zerknittert und dabei auch übereinanderbewegt worden sein. Überschiebungen können sich einstellen. Teichert (1933) beschreibt eine disharmonische Faltung. Backlund und die obengenannten englischen Forscher sprechen von „Schuppenstruktur im Inneren der Massen“. Die „Disharmonie“ tritt gegen die Tiefe zu mehr hervor. Dabei werden die inneren Teile der Synklinalen stärker zusammengepreßt. Das feinere sedimentäre Gefüge, die verschiedenen Arten der Schichtung, kann dabei, namentlich in gewissen Strecken, vollkommen unverletzt bleiben.

Die äußeren Lagen werden überhaupt mehr gedehnt, die inneren mehr zusammengedrängt; eine zwischenliegende neutrale Zone kann unterschieden werden. In den Kern einzelner Antiklinalen soll Granit eindringen, so im Geolog-Fjord.

Für die größeren Tiefen ist Abscherung vom Untergrunde anzunehmen. Mylonitische Zwischenlagen finden sich in verschiedenen Höhen. Sie durchsetzen verschiedene Einheiten; nicht immer fällt ihnen die gleiche Rolle zu.

Wie bereits **Baeklund** gezeigt hat, bleibt die Grenze der Metamorphose in den verschiedenen Baueinheiten nicht im gleichen Schichtniveau. Mancherlei örtliche Umstände, so tektonisch-kinematische Verschiebungen, scheinen da mit eine Rolle zu spielen. **Wegmann** und **Bütler** haben darauf hingewiesen. Die gefaltete Fjordzone ist unter ihren kontaktmetamorphen Lagen von der „fließenden kristallinen Infrastruktur“ abgesichert; darunter kann man wohl das voll periplutonische Grundgebirge verstehen.

In einer späteren Phase durchdringen rupturale Deformationen den Untergrund der Fjordzone. Jüngere mylonitische Lagen greifen auch von außen her in die posttektonische fließende Verfaltung des inneren Vela-Massives.

II. Ostgrönländische Kaledoniden und Anden.

1. Der Bauplan der Anden.

Der größte Gebirgswulst der Erde, die Ketten der Anden der beiden Amerika, gelten wohl den Vertretern der Anschauungen **Wegener's** ganz allgemein als das Erzeugnis einer Westdrift der angeschlossenen Kontinentalfalten. In den Strukturen der mitgeführten jugendlichen Decken und in der Einpassung und Verteilung der magmatischen Durchbrüche offenbart sich die großartige Asymmetrie in der Grundanlage dieser Ketten (**F. E. Sueß** 1937, S. 61). In der allgemeinsten Fassung kann über die von Alaska bis Mexiko gleichbleibende Grundlage das folgende gesagt werden:

Der östliche Anteil des großen Gebirgssystems, mit den im großen ganzen nach E bewegten Falten und Überschiebungen ist ein hochgestauter Randteil der angeschlossenen Kontinentalfalte; diese Falten und Decken drängen im E nicht gegen ein fremdes, stauendes Vorland. Die sedimentären Schichtfolgen des Vorlandes und Gebirges gehen ineinander über. Es besteht hier kein Gegensatz zwischen der stratigraphischen Fazies und den Formationsreihen, wie an den Außenrändern der eigentlichen Orogene, etwa am Rande der Ostalpen gegen die Böhmisches Masse oder am Außenrande der Kaledoniden. Gegen innen zu gibt es in dem breiten östlichen Gebirgsraume keine aus größerer Tiefe aufgeschürften und vorwiegend metamorphen Deckensysteme, die etwa den Austriden in den Alpen, den

saxo-thuringischen Decken der Varisziden oder den in den letzten Jahrzehnten bekannt gewordenen Kristallindecken im E des appalachi-schen Faltenstranges zu vergleichen wären.

Der Gegensatz zwischen einem östlichen, den Rocky Mountains entsprechenden, und einem westlichen eigentlich andinen Bau nach dem Stile der Sierra Nevada wiederholt sich in der ganzen Erstreckung der amerikanischen Randgebirge von der Enlicott-Kette an der Bering-Straße bis Mexiko und bis in die Columbianden Südamerikas. Er bestimmt den Eigenstil dieser großen Faltenstränge, wenn auch die Scheide zwischen dem eigentlichen „andinen“ Bau und dem hochgestauten kontinentalen Streifen, dem die nordamerikanischen Felsengebirge und die inneren Anden Südamerikas angehören, auf große Strecken unter dem Meere verborgen bleibt.

Das Felsengebirge in den Vereinigten Staaten.

Es ist schon öfters hervorgehoben worden, wie sehr verschieden der Bau der nordamerikanischen Felsengebirge mit ihren Fortsetzungen bis Alaska und Mexiko von dem der ausgesprochen alpinen Gebirge ist. Die beiderlei Gruppen von Gebirgen unterscheiden sich ebenso klar und unbedingt in ihrer regionalen Einordnung, Gesamtanlage und inneren Gliederung, wie in den Sondermotiven des Baustiles und dem Umfange und Charakter der Metamorphose.

Auf den Abschnitt innerhalb der Vereinigten Staaten wird hier das besondere Augenmerk gerichtet, denn er ist am besten bekannt und bringt auch die Eigenheiten des Baustiles in ihrer vollsten Prägung zum Ausdruck. Das zeigen schon die äußeren Umrisse. Durchaus nicht alpiner Bauart ist der weite Bogen, mit dem sich an den Grenzen von Montana und Wyoming eine Anzahl von Gebirgszügen von den enger gerafften und einheitlicher gestreckten Gebirgsklötzen des Nordens losgelöst, ostwärts ausschwärmt und überdies noch abgesonderte Vorposten, wie Big Snowy Mountains, Black Hills und Bighorn Mountains gegen das Innere der großen Kontinentaltafel entsendet. Durch mancherlei Arten von Störungen, zwischen mancherlei Arten von Zerstückelungen sind die gesonderten Gebirgszüge hochgebracht worden. Neben Systemen autonomer Längsbrüche, wie sie insbesondere die Basin Ranges des inneren Großen Beckens beherrschen, und den Großflexuren an der quergestellten Uintakette, sind auch flache Überschiebungen an der Gestaltung dieser Gebirge beteiligt. Sie lehren aber, daß auch tangentielle Verfrachtungen von recht bedeutendem Betrage für sich noch keineswegs als Merkmal alpinen Baustiles gelten können.

In der Livingston-Kette, zu beiden Seiten der kanadischen Grenze, hat der Lewis Overthrust das Vorkambrium der Belt-Serie mit einer Förderungsweite von 24 km und mehr über das oberflächlich stark verwalzte Eozän auf die flache Kreidetafel der großen Ebenen hinausgetragen. Der vielgenannte prächtige Zeuge des Chief Mountain, ein der glatten Eozän-Kreidefläche frei aufgesetzter Überschiebungszacken von wenig oder nicht verändertem Vorkambrium, und seine ähnlichen Nachbarn haben in den Alpen nicht ihresgleichen. Es könnten höchstens die äußeren helvetischen Decken für den Vergleich in Betracht kommen; aber zusammen mit dem hochgetürmten und in lebendiger Bewegung nordwärts gleitenden Deckengebäude sind sie offenbar nur ein Glied eines weit größeren einheitlich bewegten Deckensystemes. In den Alpen sind auch die weiter vorgetragenen Teile der Decken, die von den nachdrängenden höheren Massen nicht erreicht worden sind, stärker mitgenommen, gewaltsamer zerquetscht und verschleift worden. Steil aufgerichtet branden sie an der Nagelfluh und an der Molasse.

Ähnlich ungestörtes Vorland wie in Nordamerika überschieben die skandinavischen Kaledoniden; hier sind es aber die übergewaltigen Überschiebungsmassen und der großartig einheitliche Überschiebungsrund, die das einheitlich bewegte Orogen großen Stiles kennzeichnen.

Nahe an der Oberfläche bleiben auch die sonstigen Störungen in den andinen Kettenschwärmen. Damit verbindet sich eine ziemliche Selbständigkeit und Unregelmäßigkeit in ihren Richtungen und in ihrer Verteilung, wobei doch bemerkenswerter Weise sehr bedeutende horizontale Beträge erreicht werden, wie aus den zunächst hier folgenden Angaben zu entnehmen ist.

An einer Gruppe von schräg in das Innere des Kettenbündels eindringenden westnordwestlichen Querstörungen im S der Lewis-Überschiebung, den auf eine Strecke von 241 km verfolgbaren Osburn Faults, ist ein nördlicher Block um 19 oder mehr km gegen E verschoben worden. Der Quersprung ist wohl im Zusammenhange mit den Ostschüben entstanden. Nicht weit südlich davon, im Philipsburg-Gebiete westlich von Butte, ist die Beltserie in ost-südöstlicher Richtung über Paläozoikum und Kreide beträchtlich vorgeschoben. Nahe anschließend ist Algonkium und Kambrium über den Lombard Overthrust bewegt worden. Der Heart Mountain Overthrust in NW-Wyoming zeigt, wie es scheint, in diesem Gebiete die größte Überschiebungswerte mit 40 km. Daran reihen sich im SW in geringer Entfernung der Darby und der Absaroka Overthrust. Mit Unterbrechungen sind sie auf eine Strecke von 320 km zu verfolgen. Nicht weit südlich davon durchschneidet der Bannock Overthrust den paläozoischen und

frühmesozoischen Faltenbau und verschiebt ihn um 56 km. Mit einer sichtbaren Länge von 430 km zieht er die Bear River Mountains entlang und reicht damit noch 56 km weit nach Utah hinein. Weitere ähnliche Überschiebungen verlagern das Paläozoikum in den westlich anschließenden Gebieten.

Der große Willard Overthrust — vielleicht die Fortsetzung des Bannock Overthrust — erscheint ostwärts tauchend am Osthange der zunächst angeschlossenen Wasatch-Kette. Es wird aber angenommen, daß auch er die Überschiebungsmasse von Algonkium mit wenig mächtigem Altpaläozoikum vom W her über das ortständige Kambrium und die unterlagernden archaischen Gneise gebracht hat. Ihm folgen im S noch weitere, anscheinend ähnliche, ostwärts überstürzte Schübe.

Daß diese wenig geordnete Gesellschaft von z. T. recht ausgiebigen Überschiebungen zu einer in ihrem Wesen vom alpinen Bau grundverschiedenen Gesamtanlage gehört, darauf hat auch schon A. Penck (1929) hingewiesen. Es fehlt hier ein beherrschender und überwältigender einheitlicher Tangentialschub. Ohne großzügigen alpinen Deckenbau gibt es auch keine Zone mit enorogener Metamorphose.

Die lockere und etwas ungeordnete Reihe von Störungen zwischen der Lewis- und der Bannock-Überschiebung trennt wieder zweierlei Baustile in diesem Teile der Rockies. Im E vermißt man die Anzeichen starken horizontalen Zusammenschubes. Gesonderte Antiklinalzüge verlassen, ostwärts vortretend, die allgemeine N-S-Richtung. Sie folgen einander nicht in durchlaufenden Richtungen, sondern sind mit leichten Verschiebungen ihrer Enden staffelförmig aneinandergefügt. Dabei wenden sie, gegen SE zu sich einander nähernd, aus der SSE-Richtung der Bighorn-Berge, der SE-Richtung der Wind-River-Ketten und der vollen W-E-Richtung des Uinta-Gebirges in die nordsüdliche Richtung, die mit der Laramie-Kette und ihren angeschlossenen Begleitern, Front Range, Rampart Range, Sangre di Christo und anderen wieder erreicht wird.

Im W der Zone der Überschiebungen liegt das Große Innere Becken mit seinen von autonomen Brüchen begrenzten Kettenschwärmen, das weiter im N unter die Basaltdecken des Columbia-Plateaus getaucht ist. In der Fortsetzung dieser Zone, das ist im W der Livingston-Kette und der Lewis-Überschiebung, erscheinen als nicht minder kennzeichnende Baubestandteile des Felsengebirges die von großen streichenden Störungen begrenzten Längstalfurche n. Der auf 1000 km zu verfolgende Rocky Mountain Trench zwischen Kootenay Range und Livingston Range ist nach R. T. Flint (1924) der Westrand einer Zone, die als ein gegen unten zugespitzter Keil durch Zusammenpres-

sung an von beiden Seiten her — steil von W und flach von E — einfallenden Störungsflächen herausgehoben worden ist. Auch die westlich anschließenden Purcell- und Selkirk-Ketten sind in ihrem Inneren durch große Längsbrüche zerteilt und an ihren Rändern durch solche begrenzt.

Bemerkenswertes zur Kennzeichnung der Tektogenese im Raume der Rocky Mountains ist dem schon erwähnten Vortrage von A. Penck (1929) zu entnehmen.

Die nördlichen Rockies verlieren sich südwärts in den weniger gewaltigen Ketten zwischen Idaho und Wyoming. Sie enthalten noch im wesentlichen marine Trias- und Juraschichten; das laurentische Grundgebirge bleibt hier noch unter mesozoischen Falten verborgen. Schon in der nahe vorgelagerten Wind-River-Kette und dann in den westlicheren Gebirgen tritt aber das aufgebogene Vorland im Kerne der Aufwölbungen zu Tage. In dem randlichen Bighorn-Gebirge steigt es bis über 4000 m an und noch in den weit nach außen vorgeschobenen Black Hills auf fast 2200 m. Gegen E zu wird zunächst die marine Fazies der Trias, dann auch zum größten Teile die des Juras von einer kontinentalen Fazies abgelöst. Man kann wohl annehmen, daß der allmählich meerwärts absinkende Randteil des mesozoischen Laurentia, der hier im W gelegen war, von marinen Überflutungen zu verschiedenen Zeiten leichter erreicht worden ist. An eine die Faltung vorbereitende „Geosynklinale“ wird auch hier nicht zu denken sein. Im übrigen wurde nur eine beschränkte Schichtfolge von etwa 1000 bis 2000 m Mächtigkeit zum Aufbau der Schubdecken verwendet. Penck bemerkt ausdrücklich, daß hier nicht, wie am alpinen Rande, kontinentale Massen aneinandergerückt sind. Die Schubfaltung bleibt verhältnismäßig seicht an der Oberfläche.

Die im östlichen Gebiete an Stelle der eigentlichen Falten herrschenden Aufwölbungen mit steilen Flanken und flachem Dache bezeichnet Penck als „Beulen“. Im Gegensatz zu den Falten des Westens, die nur die Sedimente der Oberfläche mitgenommen haben, sind die Beulen tief im Hintergrunde verwurzelt. An die Angaben von Darton über Schichtmächtigkeit und Aufwölbung in der Bighorn-Kette und in den Black Hills werden geometrische Überlegungen über das Verhältnis des hochgewölbten zum ursprünglich flachen Schichtpakete angeschlossen. Sie besagen, daß an der Gesamtbewegung eine äußere Erdschicht von 550 bis 600 km beteiligt ist.

Aus dem Baue der südlichen Rockies schloß bereits R. T. Chamberlin auf eine große Dicke der zusammengepreßten Krustenteile; er schätzte sie im W auf 172 km, in der Front Range nördlich Denver auf

68 km und in der Park Range auf 95 km. Aber auch in den Störungen, die diese südlichen Ketten geschaffen haben, überwiegen nicht die tangentialen Faltungen. Den größeren Anteil daran haben Verwerfungen und wohl auch damit verbundene Zerrungen. Mit Willis T. Lee ist Penck geneigt, für die geselligeren, langgestreckten Wülste ebenso wie für die mehr gesonderten Beulen eine Entstehung durch vorwiegend senkrechten Hub anzunehmen.

Wie Penck, auch mit Berufung auf G. K. Gilbert, W. M. Davis, D. Louderback und andere amerikanische Forscher darlegt, können die Kettenschwärme im Großen Becken, die „Basin Ranges“, ebenfalls nicht durch die unmittelbare Wirkung eines einseitigen, die ganze Gebirgsmasse beherrschenden Seitendruckes entstanden sein.

Die schmalen und langen Kämmen zwischen den durch die jungtertiären und quartären Sedimente ausgefüllten Senken bestehen aus paläozoischen und älteren Gesteinen. Im W ist auch Trias daran beteiligt, im NW tauchen sie unter die jüngeren vulkanischen Ergüsse. Ein älterer Faltenbau ist an Flexuren oder Verwerfungen, manchmal mit einseitig höhergerückten steilen Stirnflächen herausgehoben worden. Die einzelnen Ketten können dabei antiklinalen oder synklinalen Bau zeigen. Der abgetragene und teilweise durch Ergüsse zugedeckte Faltenbau ist seit dem Eozän wieder in Bewegung geraten. Die jungen Verwerfungen und die großartigen Erdbeben, die noch die Verwerfungsspalten in den westlich anschließenden Gebieten in Bewegung setzten, weisen auf die Fortdauer der die Ketten formenden Vorgänge bis in die Gegenwart hin.

Die mit flachem Winkel von den hochgekippten Randschollen gegen das Becken einfallenden Verwerfungen, die bereits von Gilbert beschrieben worden sind, vermitteln nach Penck den Gedanken an ein Niedergleiten der sedimentären Hangendecke von der hochgekippten Grundscholle des Wasatch-Gebirges. Er vergleicht diese Brüche mit den Randbrüchen von Gletschern. So sollen auch hier die Falten als ein verhältnismäßig oberflächlicher Vorgang durch ein Niedergleiten auf geneigter Unterlage von zwei Seiten her entstanden sein (S. 211). In den Bolsonen zwischen den Ketten ist der Untergrund sehr tief hinabgezogen worden.

Die beiden Hochlandsgebiete, das Große Becken im W und die Hohe Tafel mit den Bergketten im E, erscheinen in ihrer ganzen regionalen Anlage — durch ihr Verhältnis zu den Nachbargebieten, dann durch den jungen Vulkanismus und durch das Fehlen einer klaren tangentialen Kompression in den letzten Krustenbewegungen — zu

einer höheren regionaltektonischen Einheit verbunden. Penck hebt aber auch die tiefgreifenden Verschiedenheiten zwischen den beiden Gebieten hervor. Im Westgebiete mit den zahlreichen schmalen Ketten und den ausgiebigen Effusionen wäre der grundlegende Vorgang ein nach unten wirkender Zug. Die breiten Tafeln im E mit den plumperen Ketten und den gerundeten Beulen mit reichlicheren Intrusionen wären auf eine Druckwirkung von unten zurückzuführen. Beide wären nicht erklärbar „durch die Annahme eines Gewölbedruckes innerhalb einer sinkenden Kruste“. Die Grundursache soll in Zustandsänderungen und daraus folgenden Bewegungen des Geoplasmas gelegen sein. Sie haben eine große Grundfalte, d. i. eine hohe Geoantiklinale neben einer Geosynklinale geschaffen. Gerade das Geoplasma soll imstande sein, die vertikalen Bewegungen hervorzurufen. Dabei soll aber das Geoplasma nicht dem Magma gleichgesetzt werden; es wird jedoch für möglich erklärt, daß das Magma nur eine bestimmte Erscheinungsform des Geoplasmas darstellt.

Man kann das gesamte Hebungsfeld der Rocky Mountains mit Penck und Cloos als Großfalte bezeichnen. Beulen, Bruchfaltengebirge und Überschiebungszonen gehören zum Bauegefüge und zur Ornamentik der gewaltigen Großform der Erdoberfläche. Aufwölbungen der Erdoberfläche, die sich als Großfalten darstellen, können aber auf recht verschiedene Weise entstehen. Im vorliegenden Falle ist die Entstehung des großen Kontinentalwulstes, seine Rolle in der allgemeinen Tektogenese, aus seiner Stellung zwischen den Nachbargebieten im E und W und aus dem Vergleiche mit den Zonenfolgen in den anderen großen Orogenen zu erkennen.

Die andinen Ketten der Vereinigten Staaten.

Von den Rocky Mountains sondert sich als zunächst angeschlossenes Glied in der Zonenfolge des Orogens der westliche Anteil des andinen Systems bis zur pazifischen Küste durch das Eintreten eines anderen Baustiles oder einer anders gearteten Tektogenese und einer anderen Sedimentfolge. Ein weiterer dynamisch folgerichtiger Ausbau der Zonenreihe ist noch in der Unterteilung dieses Randgebietes in zwei recht klar zu trennende Glieder ausgedrückt. Mächtigere paläozoische und mesozoische Sedimente herrschen in dem östlichen nevadischen Raume mit der Sierra Nevada; Sedimente der Kreide und des Tertiärs gewinnen das Übergewicht in den westlichen Küstenketten. Beiden gemeinsam ist die lebendigere tektonische und magmatische Geschichte.

Die Zone der Sierra Nevada.

Der nevadische Raum ist in seiner ursprünglichen Anlage ein Teil eines echten Faltengebirges, das spätkretazisch endgültig aus dem Ozean gehoben worden ist. Mit den Rocky Mountains gemeinsam hat er eine spätere Zerteilung in Blöcke die nun, im Verlaufe des Tertiärs hochgekippt, als die Klamath Mountains, die Sierra Nevada und die Gebirgszüge der kalifornischen Halbinsel aneinandergereiht sind.

Das Mittelstück, die Sierra Nevada, mit ihren bis über 4000 m aufragenden Höhen die bedeutendste Gebirgskette der Vereinigten Staaten ist allerdings wohl im Wesentlichen ein gewaltiger Granitblock spätjurassischen Alters, der im Laufe des Jungtertiärs mit steilem, gegen E abfallendem Bruchrande hochgestaut worden ist. Der Süden besteht noch fast ganz aus Granit mit metamorphen Dachresten unbekanntes Alters. Der nördliche Teil enthält die ausgiebigeren Trümmer des ursprünglichen, durch die späteren Brüche zerteilten Faltenbaues. Den zwei Hauptformationen werden auch zwei besondere Zeiten der Orogenese zugeordnet; die karbonische Calaveras-Formation ist stärker gefaltet und vormesozoisch von Dioriten intrudiert und metamorphosiert. Die transgredierenden und im allgemeinen weniger gefalteten kohligten Schiefer, Grauwacken, Konglomerate, Tillite und Tuffe der Mariposa-Formation oberjurassischen, zum Teil auch unterkretazischen Alters sind von den mächtigen granodioritischen Intrusionen durchbrochen und umgewandelt worden. Schiefer der Trias sind darunter an einzelnen Stellen im N und im E eingeschaltet. Gegen W tauchen die Gesteine der Sierra unter die mächtigen Schichtfolgen der Kreide und des Eozäns im Großen Tale.

Nicht nur durch ihre Lage, auch durch die gleiche tektogenetische Anlage erweisen sich die Klamath-Berge trotz ungleicher Inhalte an Baubestandteilen als ein Glied der gleichen Zone wie die Sierra und als deren Fortsetzung. Das sedimentäre Dach ist hier ausgiebiger vertreten und die Granite sind zum größeren Teile in die unsichtbaren Tiefen abgerückt. Die im W und in der Mitte des Gebirges auftauchenden alten Schiefer werden von 3400 bis 4600 m mächtigem Paläozoikum (Silur, Devon, Mississippian und Perm), zumeist grünen Schiefen und Tuffen mit wenig Kalk, überlagert. 1500 bis 3000 m klastische Trias und Sandsteine des Juras, gelegentlich mit Radiolariten, folgen darüber. Tuffe, Grünsteine und Serpentine begleiten das stark gefaltete Mesozoikum. Auch hier liegen Kreide und Eozän auf einer alten Abtragungsfäche.

In NE-Oregon tauchen mit E-W-Streichen aus den Lavaflächen am Columbia-Flusse die Blue Mountains mit ähnlichen Strukturen wie die der Klamath Mountains und als die anscheinende Fortsetzung ihres nach NE umgebogenen Endes. Noch weiter im E, an der Oregon-Idaho-Grenze, wendet sich das Streichen der Gebirgszüge neuerdings nach N. Der ausgedehnte Idaho-Batholith ist mit seinen westlichen Rändern in das Gebirge eingedrungen. Auch die Cascade Range weiter im N, wie die Purcell- und Selkirk-Ketten auf kanadischem Gebiete mit den mächtigen, streckenweise metamorphen und von großen granodioritischen Batholithen durchdrungenen Ablagerungen des Karbons und der Trias werden, insbesondere wegen der örtlich sehr mächtigen (in der Cascade Range 9000 m erreichenden) transgredierenden Kreide, dem nevadischen Systeme zugeteilt (King 1932).

Die reiche Gliederung des Gebirges auf kanadischem Gebiete kann hier nicht weiter verfolgt werden.

Die Küstenketten.

Die Sedimentfolge und die lebendigere Faltung kennzeichnen die Küstenketten als die zuletzt dem Systeme vom Meere her angegliederte Zone. Ihre Aufrichtung hat in der Kreidezeit begonnen; ihre Zergliederung an weit hinstreichenden steilen Längsbrüchen währt bis in die Gegenwart und macht sie zu einem der berühmtesten Erdbebengebiete. Über die Sedimente der Kreideformation gewinnen hier die marinen Ablagerungen des Tertiärs, besonders des Jungtertiärs die Oberhand. Basalte und andere Vulkanite begleiten sie. Auch hier gibt es in der Unterlage noch von Granit durchdrungene Schiefer und Marmore. Wie es scheint, berühren sich aber die plutonischen Gesteine nur an Bruchkontakten mit den wahrscheinlich jurassischen mächtigen Schiefen und Sandsteinen mit Radiolariten der Franciscan Series. Auf ihr transgredieren Kreide und Tertiär mit ihren abwechslungsreichen, doch vorwiegend sandig-tonigen Schichtfolgen. Sie haben in Mittelkalifornien eine Mächtigkeit von 7600 m (King 1932). Im S, im Monica-Gebirge, erreicht die pliozän-pleistozäne Schichtfolge 6100 m. In gleicher Stärke liegt sie im Ventura-Becken bei Los Angeles über einer ebenso mächtigen Serie des älteren Tertiärs (King 1932, S. 52).

Auf eine wechselvolle tektonische Geschichte, mit den innerhalb der größeren Zeiträume in der geologischen Vergangenheit anzunehmenden allgemeineren Schwankungen des Meeresspiegels, deuten die häufigen örtlichen, neben den großen allgemeineren Diskordanzen innerhalb dieser Schichtfolgen. So trennt eine ausgesprochene Dis-

kordanz das Frühtertiär von der Oberkreide und, wie sonst über weite Strecken der Erdoberfläche, gewahrt man auch hier den letzten bedeutsamen Meeresanstieg im Miozän. Es übergreift bis auf die Franciscan Series und auf noch ältere Stufen. Mit geringerer Ausbreitung transgrediert auch das Pliozän. Das hindert nicht, daß daneben, wo die Eintiefungen im unruhigen Reliefe des werdenden Gebirges es gestatten, alles, was hier der tertiären Schichtfolge angehört, ohne merkliche Unterbrechungen erhalten geblieben ist.

In dem Auftauchen der Coast Range mit der mächtigen Schichtfolge von Kreide und Tertiär erblickte E. Sueß (1885, S. 752) das erste Erscheinen der Andenkette an der pazifischen Küste. Die Schichtfolge bleibt das verbindende Merkmal der Randketten, die von hier an die Küste Nordamerikas bis Mexiko und vor allem die Küste des südamerikanischen Kontinentes in ihrer ganzen Ausdehnung begleitet. Cascade Range und Sierra Nevada werden davon abgetrennt und dem Zwischengebirge zugeteilt (siehe S. 183).

In der vorliegenden Betrachtung wird das Hauptgewicht auf den dynamischen Gegensatz gelegt, der in den Strukturen der Andenkette, Zwischengebirge und Rocky Mountains ausgedrückt ist. Er ist begrifflich unlösbar verbunden mit den in den Baubestandteilen der einzelnen Zonen bestehenden Gegensätzen, in denen auch die zeitliche Gliederung oder geschichtliche Entwicklung der großartigen zonar gebauten Gebirgsgestalt enthalten ist. Trotz vieler örtlicher Verschiedenheiten können die Grundanlagen des Baues und die Vorgänge in den großen Zügen in den ganzen gegen W gewendeten Küstenstrecken der beiden Amerika von Alaska bis Kap Hoorn als gleichartig angesehen werden, wenn auch die äußeren Zonen streckenweise unter das Meer getaucht sind. Aus dem, was über den Querschnitt durch das Gebiet der Rocky Mountains gesagt worden ist, soll nun das hervorgehoben werden, was im allgemeineren theoretischen Bezüge zum Vergleiche mit Grönland und Skandinavien und zum Verständnisse ihrer gegenseitigen Stellung dienen kann.

Mechanische Deutungen.

Der nevadische Westraum mit den Küstenketten und der Ostraum mit den Rockies sind nur aus ihren gegenseitigen Beziehungen zu verstehen. In den stark gefalteten Küstenketten mit den mächtigen Sedimenten wird man abermals den durch den Schuß vom Kontinente her aufgeschürften Grund des Ozeans erblicken dürfen. Er wurde den im Blocke der Sierra Nevada hochgestauten Küstenfalten einer früheren Epoche angegliedert. Die Zone der Rockies wird als ein

Teil der kontinentalen Tafel verständlich, der bei einem Westschube durch den Widerstand der angeschlossenen Randwülste hochgepreßt worden ist. Der wirkende Druck kann nur von der kontinentalen Tafel im E ausgegangen sein. Der altpaläozoische und vorkambrische Untergrund der Rockies vertritt dabei die erzeugende Scholle. Deren Rolle im Werden anderer Orogene ist, je nach ihrer Gestaltung, ihrem Aufbau und dem Grade ihrer Abtragung mit größerer oder geringerer Klarheit, aber doch immer unbezweifelbar aus ihrem Verbande mit den benachbarten Faltenzonen zu erschließen. In vielen Orogenen ist sie mit ihrem vorgeschobenen Randstreifen zur lastenden Zone geworden.

Der Gesamtbewegung, die im Andrange des Kontinentes gegen die zusammengeknäulten und wahrscheinlich in die Unterkruste eingesenkten Randwülste der Sierra und der Küstenketten den Randteil des Kontinentes über dem nachdrängenden Geoplasma zum Wulste oder zur langgestreckten „Beule“ der Rockies hochgestaut hat, sind vielerlei örtliche Sonderbewegungen zugeordnet. Mit ihrer Formenbildung liefern sie gleichsam die dem Stile des Bauwerkes angepaßte Ornamentik. Sie beginnen mit schärferem Einsatze in der Übergangszeit zwischen Kreide und Tertiär und sind, wie es scheint, in der Gegenwart noch nicht vollkommen zum Stillstande gelangt. In der reichen Musterkarte von Aufragungen und Senkungen, mit breiten, durch zahlreiche Brüche gestaffelten, oft schrägen und einseitig überworfenen Gewölben, die namentlich in den höheren Erhebungen, wo seitlicher Raum gewonnen wird, in nach verschiedenen Richtungen gewendete Überschiebungen übergehen, offenbart sich die geringe Faltbarkeit des Gebirgskörpers. Sie gestattet nicht die Bildung einer geschmeidigeren und durchgreifenden Faltung mit beharrlicheren Richtungen, wie sie die Sedimente im Inneren der Sierra und die Küstenketten durch die junge („alpine“) Bewegung ergriffen hat, sondern nur die Formung von Blockfaltengebirgen oder von „Grundfalten aus altem Stoffe“ im Sinne von Argand (1924). Wenn man die gesamte an dem Aufbau der Großfalte der Rocky Mountains mit den Zwischengebirgen beteiligte Masse, die bewegte Last oder „tonnage“ nach dem Ausdrucke von Argand in Betracht zieht, so werden hier gewiß keine geringeren Kräfte beansprucht, als bei der Gestaltung der bedeutendsten Falten- und Deckengebirge. Hier, wie in ähnlichen Gebirgssystemen, ist ja doch der eigentliche und erste Antrieb, der auch die randlichen Faltenzonen geschaffen hat, in die herandrängende Scholle zu verlegen.

So wie andere, als „starre Massen“ abgegliederte Schollenteile der äußeren Erdrinde ist auch diese im Gleiten an unzähligen Klüften zerborsten. Beim Hochstau zum Gewölbe wurden leistenförmige Streifen zwischen solchen Klüften zu Grundfalten und Blockgebirgen hochgepreßt bzw. zu Gräben niedergetaucht. Als eine Gruppe von tektonischen Vorgängen zweiter Ordnung ist das Übereinanderstoßen oder Abgleiten nach verschiedenen Richtungen in den höchstgestauten Schollenteilen zu verstehen.

Als „germanotyp“ nach dem Ausdrucke und auch im Sinne von Stille (1936) könnte man diese Art der Tektonik doch wohl nur dann bezeichnen, wenn man die ganze Stufenleiter von unter recht verschiedenen Umständen erzeugten Zertrümmerungs- und Überschiebungsvorgängen nichtalpinen Stiles, die in verhältnismäßiger Oberflächennähe mit vorwiegender Bruchbildung und ohne begleitende Metamorphose verlaufen, unter dieser Bezeichnung zusammenfassen wollte. Die Kennzeichnung des besonderen Falles verlangt aber noch engere Unterscheidungen.

Wenn man die Strukturen der Rocky Mountains mit den Zwischengebirgen als dynamische Einheit betrachtet, als den an der Oberfläche wahrnehmbaren Ausdruck der durch innere Widerstände im Gleiten des starren Rindenstückes erzeugten Umformung, vertragen sie sehr gut den Vergleich mit den großartigeren und reicher gegliederten Bauformen des inneren Asien, wie sie von Argand (1924) dargestellt worden sind. Er hat zuerst versucht, das Verhältnis der großen Baueinheiten zu einander aus einem einheitlich über den ganzen Kontinent hin wirkenden Antriebe verständlich zu machen; Gedanken, die E. Sueß bereits angedeutet hat und die mit den allgemeineren Vorstellungen von Taylor (1910) und Wegener zu verbinden sind.

Mit dem Gebiete der mittleren Rockies ist der südliche Teil des mittleren Segmentes von Asien nach der Gliederung von Argand zu vergleichen. Auch dort herrschen als die jüngsten formgebenden tektonischen Gebilde die an Brüchen oder Überschiebungsflächen hochgerückten Blockfaltengebirge (Obrutschew) oder Grundfalten (Plis de fond, Argand) neben tief abgesunkenen Gräben, den Bolsonnen der südlichen Rocky Mountains. Trotz der verschiedenen Abmessungen fordert der Graben des Death Valley, eine Einsenkung bis auf 123 m u. d. M. im S der Basin Ranges, zum Vergleiche mit dem viel gewaltigeren Graben von Liuktschen heraus, oder mit dem Pritianschen Graben zwischen Beischan und Bogdo Ola, der bis auf eine Höhe von 130 m u. d. M. mit Schutt erfüllt ist.

Das Drängen geschmeidigerer Krustenteile gegen starre wird hier und dort durch ähnliche Krümmungen der Gebirgszüge verzeichnet. Wenn in dem Ausweichen und dem Rückstau der Riesenketten der Nanschangruppe im S und SE und des Tienschan im N und NW das Abdrängen an der widerstehenden Scholle des Tarimbeckens oder Serindiens angezeigt wird, so ist dies im Grund der gleiche Vorgang, der in dem Abbiegen der bescheideneren Sangre de Christo-Ketten im nordöstlichen Anschlusse und der Ausläufer des Wasatch-Gebirges im W des Colorado-Plateaus zu erkennen ist. Die Ketten werden hier zum Ausweichen vor dem so klar abgehobenen starren Vorsprunge von Laurentia gezwungen.

Die von gleichmäßigeren Faltenwellen durchzogene Hochfläche von Tibet zwischen den hochragenden Gebirgsmassen des Kuenlun und des Himalaya scheint nach ihrem Bau und ihrer Lage in gewissem Sinne vergleichbar mit dem Großen Becken westlich der Rocky Mountains, das mit zahlreichen Innenketten zwischen die höher aufragenden Grundfalten des Wasatch-Gebirges und der Sierra Nevada eingeschaltet ist. Auch darauf sei noch hingewiesen, daß die Grenzen der stratigraphischen Fazies in keinem der beiden Gebiete mit den tektonischen Hauptgrenzen zusammenfallen. Die Entwicklung der Trias und des Juras der Sierra übergreift noch auf den westlichen Teil des Großen Beckens und Glieder des Himalaya-Mesozoikums reichen noch weit nach Tibet hinein.

Nicht nur im Abbiegen der Grundfalten vor den starren Massen zeigt sich die Wirkung des der Faltung entgegenstehenden Widerstandes, die Ketten werden vor dem Hindernisse auch zum Ausweichen nach oben, zum höheren Ansteigen veranlaßt. Die höchsten Massenerhebungen der Erde liefern hiefür das großartigste Beispiel. Die nach S drängende asiatische Tafel wird dort am höchsten emporgetrieben, wo Gondwanaland sich ihr mit dem Vorsprunge von Hazara und der Scharung von Jhelum entgegenstellt (vgl. F. E. Sueß 1938 a, S. 97). Nicht von so überragender Bedeutung, aber doch großartig genug zeigt sich das Wechselspiel zwischen ungleich widerstehenden Rindenteilen im Gebiete der Rocky Mountains, wie es sich aus den Geländegestalten ablesen läßt. Durch die starre Colorado-Tafel, den vorspringenden Sporn von Laurentia, wird der Faltenstrom der Basin Ranges gegen W eingeengt. Der Raumverlust bewirkt auch hier Ausweichen nach oben und das Große Becken wird im S abgeschnürt. Dem quer durch das Große Becken wirksamen Druck verdankt auch noch der Faltenblock der Sierra Nevada die jugendliche Hebung. Jenseits des Quersprunges der Garlock Fault im S der Sierra wird durch die jungen

San Bernardino-Berge, gerade gegenüber dem Vorsprunge der Colorado-Platte, die Verbindung zwischen dem San Joaquin-Sacramento-Graben und der Tiefenlinie der kalifornischen Bucht unterbrochen. Im N treten die Klamath-Berge unmittelbar an die Küste und versperren hier die Verbindung des San Joaquin-Grabens mit der Furche des Puget-Sundes, der bei Vancouver an die Meeresstraße von Georgia anschließt. Hier wird man den Anstieg im E nicht einem Vorsprunge von Laurentia, sondern der Masse des miozänen Idaho-Batholithen zuschreiben dürfen (Argand 1924, S. 218). Das alles ist Wechselspiel zwischen ungleichartigen Bestandteilen in einem stärker den tangentialen Angriffen ausgesetzten breiten Saume am Rande des Kontinentes und gehört damit zur intrakontinentalen Tektonik.

Die Auflösung des Faltenbaues in längsstreichende Verwerfungen oder gekippte Blockfalten, Horste oder Grundfalten greift auch auf die jüngeren Ketten über. Sie hat auch die großen Längsgräben des Owenstaes und der Täler des Sacramento und des San Joaquin geschaffen und stellt die Störungsform dar, an der sich die Fortdauer der Gebirgsbildung bis in die Gegenwart an den großen Erdbeben kundgibt.

Ob ein Teil der gefalteten Zonen von nachdrängenden Schollen erreicht worden ist, ob eine überfahrene Zone zwischen die lastende Scholle und die unbelastete einzuschalten ist, kann hier nicht ohne weiteres entschieden werden. In gewissen Strecken der Sierra Nevada ist die Metamorphose noch durch Erwärmung in der Tiefe bewirkt worden. Die Frage, ob die konkordante Verschieferung in der Sierra Nevada, entsprechend der Darstellung von Ernst Cloos (1931), eine Fließbewegung des Magmas während der Faltung abgebildet hat, ob, wie z. B. im alpinen Zentralgneis, das Parallelgefüge dem erstarrten Batholithen von außen her aufgeprägt worden ist, beeinflusst den offenkundig schon in dem Vorhandensein eines Parallelgefüges in den Batholithen ausgedrückten Gegensatz zwischen der gefalteten Randzone und der herangeschobenen Tafel nicht. Vielleicht war doch auch an der Formung der Strukturen und der Gesteinsumwandlung in dieser Zone eine vorgeschobene und vorübergehend eindeckende Randschuppe der erzeugenden Scholle mitbeteiligt. Vielleicht ist auch noch ein östlicher Randteil der gegenwärtig bloßliegenden nevadischen Zone von dieser Scholle überfahren worden und liegt gegenwärtig versenkt und entsprechend verarbeitet unter dem Großen Becken.

Vielleicht ist in den Kordilleren der beiden Amerika die Bildung von weiter nach W vorgreifenden Decken deshalb ausgeblieben, weil ihrem Wandern gegen W kein anderer Widerstand begegnet ist, als der

Reibungswiderstand der aufgeschürften und zu Falten zusammengeschopten obersten Lagen der Sedimentfolge auf dem vorlagernden Meeresgrunde, die vermutlich beim weiteren Vorwandern mitgenommen werden konnten. Die großen Decken entstehen in den gehemmten Kontinentalrandgebirgen (vgl. S. 128). Großzügigen Deckenbau zeigen die Alpen im Anprall gegen die variszischen Horste, die Varisziden vor den Kaledoniden des Brabanter Horstes, die Kaledoniden und die Appalachen, die gegen die alten Tafeln von Fennoskandia und Laurentia getrieben worden sind.

Das „Zwischengebirge“.

Die Gebiete, denen im E durchlaufend die Rocky Mountains angeschlossen sind und die im W von der Sierra Nevada begrenzt werden, hat E. Sueß (1909, S. 435) unter dem vorläufigen Begriffe des „Zwischengebirges“ zusammengefaßt. Schon aus dem hier betrachteten Abschnitte der langen Zone des Zwischengebirges ist zu ersehen, daß mancherlei mehr oder weniger tiefgreifende und umfassende Strukturen verschiedenen Alters ohne hervortretende Regelmäßigkeit anscheinend ziemlich ungeordnet darin enthalten sind. Zu dieser Zone gehören die Unterlagen der Laven der Wrangel-Vulkane, der Alexander-Archipel mit Vancouver, die Gebiete unter den Laven von Washington, von Oregon und Idaho, ferner das Becken östlich der Sierra Nevada mit Utah und die Einengung westlich des Colorado-Plateaus in Arizona, dann die mit neuerdings zunehmender Breite über das mittlere Mexiko ausgedehnten Strecken. Hier wird diese Zone zusammen mit den Rocky Mountains und in ihren Fortsetzungen im N und im S als ein hochgestauter Randteil des Kontinentes aufgefaßt, als eine mehr oder weniger zusammenhängende Loslösungszone von der im ganzen relativ starr gebliebenen Tafel.

Das Verhältnis dieses angenommenen Zwischengebirges zu den im E und W angeschlossenen Gebirgen ist verschieden. Wenn auch die Grenzen der stratigraphischen Entwicklung im W nicht mit dem scharfen Bruchrande der Sierra Nevada zusammenfallen, sondern sich doch in der Sierra und in den Küstenketten Streifen mit jüngerer Grundtektonik und mit jüngeren Formationsgruppen von den mittleren Gebieten. Im E aber ist die Mittelzone mit den Rocky Mountains inniger verwachsen, die eine aufgelockerte Randzone der laurentischen Tafel darstellen und in der Tiefe mit ihr verbunden bleiben.

Ich ordne die mittleren Becken nicht als gesondertes Zwischengebirge zwischen zwei gleichwertige Randketten ein; sie werden vielmehr mit den östlichen Ketten, mit den Rocky Mountains, zu einer

größeren Einheit höherer Ordnung verbunden. Das breite Band der granodioritischen Batholithen, das E. Sueß zum Zwischengebirge stellte, gelangt damit an die Grenze gegen die westliche Zone, d. i. gegen die Blöcke mit lebhafter gefaltetem Untergrunde, die westliche Sierra und die Küstenketten.

Der Vulkanismus der Anden.

Es ist abermals das Grenzgebiet zwischen dem heranrückenden Kontinentalblock und den enger zusammengeschoppten Falten der überwältigten älteren Randschelfe, wo das syntektonische Magma von der Unterfläche der heranbewegten Scholle, insbesondere dort, wo sie an den zusammengestauten Falten hochgepreßt und aufgelockert worden ist, den Übertritt in den orogenetischen Faltenbau gefunden hat. Wie die größeren Zusammenhänge lehren und wie auch wiederholt hervorgehoben worden ist, stammt das Magma aus dem Untergrunde des erzeugenden Blockes, aber vordringend erreicht es noch die angeschlossenen Faltenzonen, die häufig zur überfahrenen Zone geworden sind (F. E. Sueß 1937, S. 60). Vielgestaltiger zeigt sich die Austrittsnarbe des Magmas zwischen der aufgebeulten Tafel und den Andenfalten in Nordamerika; schärfer umrissen, wenn auch stellenweise verdoppelt, ist sie in den Kordilleren Südamerikas. Ihre Geschichte ist auch dort von den andesitischen Ergüssen der Kreidezeit mit der folgenden Phase der durchbrechenden Granodiorite bis in die noch tätigen Vulkangruppen klar aufgezeichnet. Der aufgebogene Randteil der Tafel ist hier schmaler, die Aufbiegung aber steiler und höher. Auch die hochragende Puna von Atacama mit ihren reichlichen Intrusionen ist ein hochgestautes Stück der brasilianischen Tafel. Es fehlen hier breitere, dem Großen Becken vergleichbare Ausweitungen. Verkleinerte Abbilder kann man in dem Bolson von Fiambale und in dem Becken von Atacama erblicken. Im ganzen aber entsprechen die Brasilianden dem Hauptzuge der Rocky Mountains von Kanada bis Mexiko; die ostwärts vortretenden Züge der Rockies in den Vereinigten Staaten sind den Pampinen Sierras in Argentinien gleichzustellen.

Die Längen der Aufbruchsnarben in den beiden Amerika bestätigen die Auffassung, daß die syntektischen Magmen von pazifischem Typus flächenweise und, wie man wohl sagen kann, im ganzen ubiquitär unter den Kontinental-schollen ausgebreitet sind. An die lange, phasenreiche Geschichte schließen sich in den beiden Kontinenten die jüngeren Nachschübe, die in den mächtigeren Schichtmassen zu Lakkolithen geworden sind oder auf verschiedenen Wegen in der über dem „Geoplasma“ aufgetriebenen

Großfalte oder Großbeule die Oberfläche erreicht haben. In bezug auf weitere Einzelheiten und auf die Analogien mit anderen Gebieten verweise ich auf früher Gesagtes (F. E. Sueß 1927, S. 151).

Bei all ihrer Vielgestalt sind die reichlichen magmatischen Begleiter der Kordilleren der beiden Amerika, die gewaltigen Intrusionen und die zum Teil sehr ausgiebigen Ergüsse, insoferne einheitlicher Herkunft, als sie in ihrer hauptsächlichlichen Verbreitung an die den Küstketten angeschlossenen Großfalten- und Großbeulenzonen gebunden sind. Da diese, wie oben gesagt wurde, zum Kontinente gehören, zeigt es sich auch hier, so wie in anderen großen Orogenen, daß insbesondere die pazifischen Magmen der Kontinentalscholle und, wie die allgemeineren Zusammenhänge ergeben, dem ihrer Unterfläche angeschlossenen periplutonischen Bereiche entstammen.

Durch das mit der Aufwölbung zerstückelte und aufgelockerte Gefüge gelangt das infolge des Raumbewinnes von Belastungsdruck befreite Magma auf verschiedenen Wegen zur Oberfläche. Mit der Breite der ganzen Anlage und mit dem darin enthaltenen Anteile an älteren Strukturen mag es zusammenhängen, daß die Magmaustritte nach ihrer Verteilung im großen ungeordnet erscheinen, daß sich irgend eine innere Regelmäßigkeit darin nicht erkennen läßt. Doch ist auch engerer Verband mit bestimmten Störungsformen kaum nachzuweisen. Viele weithin durchstreichenden Brüche oder Bruchgesellschaften können von magmatischen Begleitern vollkommen frei bleiben. Kleinere Aufbrüche oder auch mächtigere Ergußgebiete, gleich dem von Yellowstone, scheinen regellos und nicht an besonders ausgezeichneten Stellen zwischen die Schwärme und Bündel von Brüchen und Überschiebungen und zwischen die Gruppen von Horsten und Beulen eingesetzt.

Was fast in allen großen Orogenen wiederkehrt, ebenso in asiatischen Randketten wie in den Anden der beiden Amerika, im Sundabogen sowie in den vom Himalaya bis Gibraltar aneinandergereihten Gebirgsbögen, sind die an die äußeren Faltenzonen unmittelbar angeschlossenen hervorbrechenden Magmen. Sie gestalten sich in der Mehrzahl der Fälle zu einer gedrängteren oder lockereren Reihe von Kamvulkanen. Daß sie nahe am Rande der erzeugenden Scholle hervorbrechen, zeigt sich in den bis an die plutonischen Tiefen abgetragenen Kettengebirge. Dies ist zugleich die Zone, in der Intrusionstektonik und Wandertektonik aneinandergestoßen sind. Dieser Zusammenschluß offenbart sich in aller denkbaren Klarheit in dem tiefer abgetragenen variszischen Grundgebirge, insbesondere in dem Verbande zwischen dem moldanubischen Gneisgebirge und den die Wandertektonik ver-

tretenden kristallinen Deckfalten des Erzgebirges. Gerade aus der Reihung der Vulkane auf den Faltenachsen und in der Wurzelgegend der Deckfalten ist auf ein gleichartiges Großgefüge auch im Untergrunde der jüngeren, in größerer Vollständigkeit erhaltenen Gebirgsketten zu schließen.

Den amerikanischen Kordilleren fehlen die enger geschlossenen Reihen von Kammvulkanen, wie sie zu den Charakterzügen der ostasiatischen Inselkränze und anderer Gebirgsketten von gleicher Anlage, z. B. des burmanischen Bogens und des westindischen Antillensystems gehören. Mit unverkennbarer Gesetzmäßigkeit haften dort die Reihen der Kammvulkane an der Grenze zwischen einer äußeren unbedeckten Zone von nicht metamorphen Falten und einer inneren, zum Teil metamorphen und einst wohl mehr oder weniger überfahrenen Zone mit reichlicheren Intrusionen aus der Tiefe. So sammeln sich auch im Sundabogen und im japanischen Archipel die Vulkankränze um die bedeutsamste Linie im Bauplane, entlang der Grenze zwischen den Falten und der erzeugenden Scholle, die zugleich die Dachteile der hier zunächst anschließenden Zone der Intrusionstektonik darstellt. Granitische Batholithen gewinnen hier größere Verbreitung. Man kann erkennen, daß aus dieser inneren Zone die Magmen durch die Orogenese nach außen und über den Rand der erzeugenden Scholle hinausgepreßt wurden (F. E. Sueß 1927, S. 150; 1937, S. 60; 1938 a, S. 145). Die Vulkanzüge der Anden erscheinen gegenüber diesen typischen Kammvulkanen anderer Orogene gleichsam verkümmert. Auch das dürfte in der Breite der Anlage begründet sein. Die den westlichen Ketten und der nevadischen Zone aufgesetzte lückenhafte Reihe von Vulkanbergen vom Mt. Baker (3380 m auf Glimmerschiefer), Mt. Rainier (4403 m), Mt. Hood, Glacier Peak zum Mt. Shasta (4384 m) an der Cascade Range und dem noch tätigen Lassen Peak (3181 m) in der Sierra Nevada erinnert doch wohl nur in der allgemeineren Anlage an eine Kammreihe.

Vielleicht waren in einem früheren Abschnitte der durch so lange Zeiträume wirksamen kordillerischen Orogenese, etwa an der Grenze zwischen Jura und Kreidezeit, über dem heute sichtbaren N—S-Zuge granodioritischer Batholithen mehr oder weniger zusammenhängende Vulkanreihen aufgesetzt; denn in dieser Zone ist zugleich auch die gegen die Tiefe zu durchgreifende Scheide zwischen der massigeren aufgewölbten Scholle im E und dem jüngeren Faltengebirge im W aufgeschlossen. Damals mag die Küstenkette durch eine jura-kretazische Faltenzone vertreten gewesen sein. Mit dem weiteren Vorschube sind vom Meere her die mächtigen Ablagerungen des Jungtertiärs in den Faltenbau aufgenommen worden. Die Altersreihung der Ketten des

Juras bis zu denen des Jungtertiärs von innen gegen die Küste zu vergegenwärtigt den durch lange Formationsreihen andauernden Vorgang des Westschubes. Der Abgliederung der einzelnen Ketten durch den Formationsinhalt und die inneren Strukturen kann man entnehmen, daß auch die Orogenese in den Kordilleren die größeren Veränderungen des Wasserspiegels, die allgemeineren Transgressionen und Regressionen überdauert hat. Zu dieser Erkenntnis führen, wie in den anderen großen orogenetischen Bauten, die allgemeineren Vergleiche, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann, aus denen aber schon einiges verwertet worden ist.

So wie allgemein in den Kettengebirgen jenseits und außerhalb einer vulkanischen Hauptlinie oder jenseits der Kammvulkane nur ganz ausnahmsweise vereinzelte Vulkane angetroffen werden (wie etwa der Monte Vultur im Appennin), so treten auch in Amerika die bedeutungsvolleren jüngeren Ausbrüche nicht über den breiten Granodioritzug hinaus, in dem der Tiefenaufschluß der Vulkanketten vermutet worden ist. In den Kordilleren Südamerikas sind diese Zusammenhänge noch deutlicher.

Gegen E ist das breite Gebiet der vulkanischen Intrusionen und Durchbrüche nicht in ähnlicher Weise tektonisch abgeschlossen, wie gegen W. So liegt der Vulkan Mt. Capulin in einem großen Ergußfelde bei Des Moines vor dem Sangre de Christo-Bergen. Ähnliche Vorposten sind die Spanish Peaks weiter im N. Weithin durchstreichende Gänge begleiten sie. Noch mehr als 200 km weiter nach E gerückt liegt Twin Butte in einer Aufwölbung im S des Arkansas-Flusses.

In der breiteren Anlage der Rockies, wie sie sich in dem Abschnitte innerhalb der Vereinigten Staaten darstellt, wird das ungeordnete Ineinandergreifen der oberflächennahen Störungen und der magmatischen Durchbrüche nahezu zur Regel. Einer im großen und ganzen andauernden tektonischen Unruhe war von Zeit zu Zeit ein magmatischer Aufstieg auf wechselnden Bahnen zugeordnet. Während der langen Zeiträume, in denen eine vorwiegend kretazische Schichtfolge von 2000 bis 3000 m Mächtigkeit entfernt worden ist, hat sich das Magma da und dort vielleicht durch Platztausch aus tieferen Herden den Weg zur Oberfläche gebahnt. Von den Magmakörpern, die noch zur späteren Kreidezeit durch mächtige Sedimente emporgewachsen sind, bieten sich heute die tieferen Durchschnitte mit plutonischer Erstarrung dar. Zu ihnen gehören auch die von dem großen Zuge der Nevada-Granodiorite abzweigenden Tiefenmassen der Blue Mountains, des Idaho-Batholithen und des mächtigen Boulder-Batholithen in

SW-Montana. Diese Vorkommen können abermals als Zeugen dafür in Anspruch genommen werden, daß die Magmen der großen Batholithen oder überhaupt die pazifischen Magmen des Gebietes im Untergrunde des angeschlossenen Kontinentalbereiches allgemeiner verbreitet sind und von hier aus westwärts gegen die große randliche oder nevadische Granodioritzone vorgedrungen sind.

Diesen Magmaaufstiegen in batholithischer Gestalt ist als ein Sonderfall auch das gegen den Rand und in die Nähe der vulkanfreien Bighorn Mountains vorgeschobene Rhyolithgebiet des Yellowstone Parkes anzuschließen. Dort ist nach Daly's Erklärung ein aufsteigender Batholith mit voller Breite in einer „Arealeruption“ mit den vulkanischen Erstarrungsformen zur Oberfläche durchgebrochen. Auch unter den reichlicheren Gangdurchbrüchen und Ergüssen des Colorado-Plateaus werden zusammenhängende Tiefenmassen angenommen.

Zu den jüngsten Förderungen gehören hier, so wie in Patagonien und in anderen orogenen Magmafeldern, die ausgedehnten basaltischen Ergüsse, die sich mit der columbischen Tafel in Oregon über ältere Strukturen ausbreiten und Ausläufer zum Snake River in Idaho entsenden. Man darf von ihnen annehmen, daß sie posttektonisch, durch den fertigen Faltenbau auf tiefreichenden Spalten aus einer unterlagernden Magmaschicht die Oberfläche erreicht haben.

In der Großtektogenese ist es auch begründet, daß in einem Raume innerhalb der Staatengebiete von Montana, Wyoming, South Dakota, Utah, Colorado und Neu Mexico die Lakkolithen in einem Reichtume und in einer Großartigkeit entwickelt sind, wie in keinem anderen Teile der Erde. Die Henry Mountains im südlichen Utah mit dem auf 2000 m anschwellenden Andesitkörper sind das klassische Beispiel. Die für ihr Entstehen unerläßlichen Voraussetzungen sind hier am vollkommensten erfüllt: eine sehr mächtige, wohlgegliederte und ungestörte oder wenig gestörte Schichtfolge, von der das eindringende Magma aufgenommen wird. In diesen Gebieten war der Anstieg des Magmas durch Druckentlastung im Untergrunde der weiträumigen Großfalten angeregt; ganz gewaltige Schichtmassen sind dabei im ungefalteten Zustande mitgenommen und emporgehoben worden. Nur in solchen hinreichend ungestörten Schichten konnte das durch Spalten aufsteigende Magma zu einem seitlichen Abdrängen an Zwischenfugen innerhalb der Schichtmasse und damit zum Aufgeben des Anstieges in vertikaler Richtung veranlaßt werden.

Eine gleiche großtektonische Stellung nehmen die Lakkolithen im Rücklande der südamerikanischen Kordillere ein.

In einem Gebirge mit eng gestautem Deckenbau, wie es etwa die Appalachen darstellen, können Intrusivkörper von der Art der Lakkolithen nicht ausgebildet werden.

In den enger gerafften Strukturen, die in dem alpinen Gebirgsraume im weiteren Sinne vereinigt sind, kann nur der dinarische Anteil mit den Rocky Mountains verglichen werden. Auch dort bleiben die manchmal recht ausgiebigen flachen Überschiebungen innerhalb der nicht metamorphen Schichtserien in der Nähe der Oberfläche und nur dort gibt es ortsständige Magmaaufstiege mit größeren Batholithen, wie im Adamello und in der Zone von Eisenkappel, sowie posttektonische Nachschübe mit atlantischen Anklängen, wie in Predazzo, Monzoni und Buffaure. In dem zunächst anschließenden Rücklande sind in dem prächtigen Vulkangebiete der Euganeen lakkolithische und halblakkolithische Intrusionen ausgebildet worden.

Die seichte Bruch- und Verschiebungstektonik im Verbande mit dem auf verschiedenen Bahnen zur Oberfläche drängenden magmatischen Geäder der verschiedensten Abmessungen gestattet bestimmte Schlüsse auf den tektonischen Zustand der Tiefen in ihrem Bezuge zu den Plutoniten. Man darf die Frage aufwerfen: Was werden etwa die östlichen Zonen des nordamerikanischen Kordillerensystems mit den Rocky Mountains an der Oberfläche sehen lassen, wenn sie durch noch weitere 20 bis 30 Millionen Jahre der Abtragung ausgesetzt gewesen sind; wenn zu den 2500 bis 3500 m, die nach amerikanischer Schätzung seit dem Tertiär durch Abtrag verloren gegangen sind, in einer langen Festlandszeit noch einige 1000 m dazu gekommen sind, um die die sichtbare Oberfläche gegen die Tiefe verschoben worden ist? Die plutonischen Gesteine werden beherrschend hervortreten. Vielleicht werden daneben auch noch größere Flächen von älteren, vorgranitischem Grundgebirge sichtbar werden. Die tieferen Herde, aus denen während langer Zeiträume die Magmen aufgestiegen sind, werden dort zu größeren Einheiten verbunden erscheinen. Eine gewisse Mannigfaltigkeit ergibt sich dabei vermutlich aus der in dem Verbande von verschiedenen Plutoniten ausgedrückten Differentiationsgeschichte, die auch mit der Abgliederung der nach oben abströmenden Differentiate zu verknüpfen sein mag. Es ist anzunehmen, daß auch dort eine zwischen Supra- und Infrakruste eingeschaltete Migmatitfront eingeschaltet ist. Sie wird von einem breiten Gesteinshofe mit reiner Katametamorphose oder periplutonischer Regionalmetamorphose umgeben sein. Dazwischen, und selbst eingetaucht in höher aufragende plutonische Stöcke, können wenig meta-

morphe oder nicht metamorphe Reste der sedimentären Decke erhalten geblieben sein. Gesteine des Jura und der unteren Kreidestufen können hier eine gleiche Rolle spielen, wie das Altpaläozoikum der Inseln im mittelböhmischen Granitstocke (vgl. F. E. Sueß, 1926, S. 29; 1938 a, S. 185). In geringerer Entfernung darüber mag auch, so wie in Mittelböhmen, in größerer Ausdehnung die zusammenhängendere nicht metamorphe Decke erhalten geblieben sein. Die gleiche großtektonische Beziehung finden wir auch in Grönland, wo sich das ausgedehnte nicht metamorphe Präkambrium und Altpaläozoikum mit den Graniten im Migmatitkontakte berühren.

Vielleicht wird sich in der langen Zwischenzeit über das von der Abtragung erreichte Grundgebirge der Rocky Mountains eine mächtige Decke von Kontinentalschutt gebreitet haben. Allenthalben ist es die kontinentale Abtragung, mit der auf der Erde das kristallinische Grundgebirge erreicht wird. Der zu erwartende zukünftige Kontinentalschutt wäre als transgredierende Formation der Decke des Keweenawan über den laurentischen Gneisen, der des Old Red über dem grönländischen Grundgebirge und der des Rotliegenden über dem Moldanubikum der Böhmisches Masse und des französischen Zentralmassives zu vergleichen.

Vor allem aber kann man aus dem Gegenwartsbilde der nordamerikanischen Rockies mit Sicherheit schließen, daß darunter kein enorogenes Grundgebirge und kein überwältigter Faltenbau verborgen ist. Zwischen dem periplutonischen Katabereiche und den nicht metamorphen Sedimenten werden keine ausgedehnteren epi- und mesometamorphen Zonen eingeschaltet sein. Es ist vielmehr ähnliches zu erwarten, wie in den tiefer bloßgelegten Gebieten der Intrusionstektonik, etwa im Moldanubikum der Böhmisches Masse und des französischen Zentralmassives, und diesen Gebieten ist, wie oben schon angedeutet wurde, auch das grönländische Grundgebirge anzuschließen. Damit kehren wir von den allgemeineren Betrachtungen wieder zu dem besonderen Gegenstande unserer Untersuchung zurück.

2. Rocky Mountains und grönländische Kaledoniden.

So wie man in den Rocky Mountains auf einen periplutonischen Untergrund schließen kann, der in den allgemeinen Zügen dem Grönland der Gegenwart gleichzustellen wäre, so darf man annehmen, daß hier einstmals, und zwar im Vordevon, zur Zeit der kaledonischen Orogenese, über dem kristallinischen Grundgebirge eine mächtige vorkambrische und altpaläozoische Schichtfolge, wenn auch großfügig zerstückelt und verbogen und durchsetzt von reichlichen Intrusionen,

aber doch ohne eigentlich orogenetischen Gebirgsbau, ausgebreitet gewesen ist. Dieser entspricht in den Rocky Mountains der Gegenwart nach ihrer tektonischen Stellung die mächtige Hülle von Kreide und Tertiär. Das Old Red Grönlands rückt aus dem Vergleiche heraus. In Nordamerika wäre die Zeit für eine entsprechende Anhäufung von postorogenem Kontinentalschutt noch nicht gekommen. Falls dem nordamerikanischen Kontinente eine angemessen lange Kontinentalzeit mit geeignetem Klima bevorstehen sollte, wird auch dort, ähnlich wie zur Devonzeit in Grönland und Norwegen, unter dem wandernden Schutt der zerfallenden Landmassen der kristallinische Untergrund hervortreten. Der Schutt ist nicht notwendig von der Zerstörung eines ausgesprochenen Höhenzuges herzuleiten. Wie er aus dem Zerfall stets neu geformter Horste und Blockgebirge auf einer bewegten Unterlage entsteht und wie er in stets neu geformten Gräben und Mulden gesammelt wird, das lehren die Strukturen und die lange Geschichte der älteren und jüngeren Wüstensedimente, der Gobischichten und der Hanhaischichten von Innerasien. Sie dürfen als ein nahes Analogon zum Old Red betrachtet werden. Dabei ist aber stets im Auge zu behalten, daß die in den alten Schollen kaum je fehlende Bruchtektonik in eine ganz andere Gruppe von tektonischen Vorgängen gehört, als die längst erstorbene Faltung in der tief abgetragenen Unterlage. Man dürfte unter den erwähnten Voraussetzungen in Amerika ebensowenig von einer (zukünftigen) spätkordillerischen Tektonik sprechen, als die Brüche und Überschiebungen im Old Red von Norwegen und von Grönland einer spätkaledonischen Orogenese zugeteilt werden können.

Die beiden in ihrer geologischen und morphologischen Gestalt so durchaus verschiedenen Gebiete — Grönland und die Rocky Mountains — können also gedanklich miteinander verglichen und zur gegenseitigen Ergänzung und Vervollständigung ihrer Strukturbilder verwertet werden. Die Bauten entsprechen einander so weit in ihrer Gesamtanlage. Was in Grönland verloren gegangen ist und was in den Rockies in der Tiefe verborgen bleibt, kann sichtbar und greifbar, jeweils ergänzend, für das erste von dem zweiten und für das zweite von dem ersten beigelegt werden. Der Dachteil eines Gebietes der Intrusionstektonik in den Rockies und der tiefere Bereich der Intrusionstektonik mit den ausgedehnten Batholithen und der periplutonischen Metamorphose in Grönland ergeben übereinandergestellt das vollständige Bauwerk.

III. Tektonische Zusammenhänge um den Skandik.

Ostgrönländische und skandinavische Kaledoniden.

Das Beispiel der nordamerikanischen Kordillern und andere bekannte Beispiele liefern uns die Handhabe zum Verständnis der regionaltektonischen Stellung von Grönland und seines Verhältnisses zum skandinavischen Deckengebirge.

Ein Blick auf das von Wegmann (1935 a) entworfene Strukturdiagramm des Fjord-Distriktes von Christian X.-Land zeigt ein Baubild, das von dem der eigentlichen kaledonischen Gebirgskette in Skandinavien durchaus verschieden ist. Das stark zerknitterte, kata-metamorphe Grundgebirge berührt sich fast unmittelbar mit den mächtigen, weithin ausgebreiteten und breitwellig gefalteten Sedimentärformationen. Es fehlen alle auf größere Strecken durchlaufenden tektonischen Überlagerungen, alle ausgiebigeren Überschiebungen von Älterem auf Jüngerem, von metamorphem auf nicht metamorphes Gebirge. Man trifft hier den fast unmittelbaren Übergang vom Katakristallin in beinahe undeformierte Sedimente, Sandsteine mit wohl-erhaltener Kreuzschichtung usw. Es fehlen nennenswerte Zwischenschaltungen mit den Charakteren der Meso- oder Epistufe.

Wie neuerdings insbesondere durch Høltedahl erkannt worden ist, gelangt man allerdings auch unter dem skandinavischen Deckengebirge auf periplutonisches Gebirge. Über die Deutung dieser Beziehungen in diesem besonderen Falle ist oben gesprochen worden (vgl. S. 97, 105). Sicherlich hat sich aber über den ostgrönländischen Migmatitgebieten niemals eine der skandinavischen vergleichbare Gebirgskette befunden. Es müßten sonst Schollen oder Reste von entsprechender tektonischer und metamorpher Fazies, das sind extreme Tektonite der Meso- und Epistufe zu finden sein.

Das Verhältnis zwischen den ostgrönländischen und den skandinavischen Kaledoniden entspricht durchaus dem zwischen dem intrusionstektonischen Moldanubikum und den Gebieten der Wandertektonik des Erzgebirges, das ist der saxo-thüringischen Zone der mitteleuropäischen Varisziden.

In Ostgrönland wie im Moldanubikum erscheinen in der unmittelbaren Nachbarschaft des periplutonischen Katakristallins die Reste einer nicht metamorphen sedimentären Decke in ruhiger Lage oder verhältnismäßig wenig gefaltet. Fast ungestört liegen die alten Sedimente in der Eleonore Bay (Andrée-Land). Was als kaledonisch gefalteter Untergrund bezeichnet wird, ist auch in den am stärksten beanspruchten Teilen — wie etwa am unteren Franz-Josefs-Fjord und

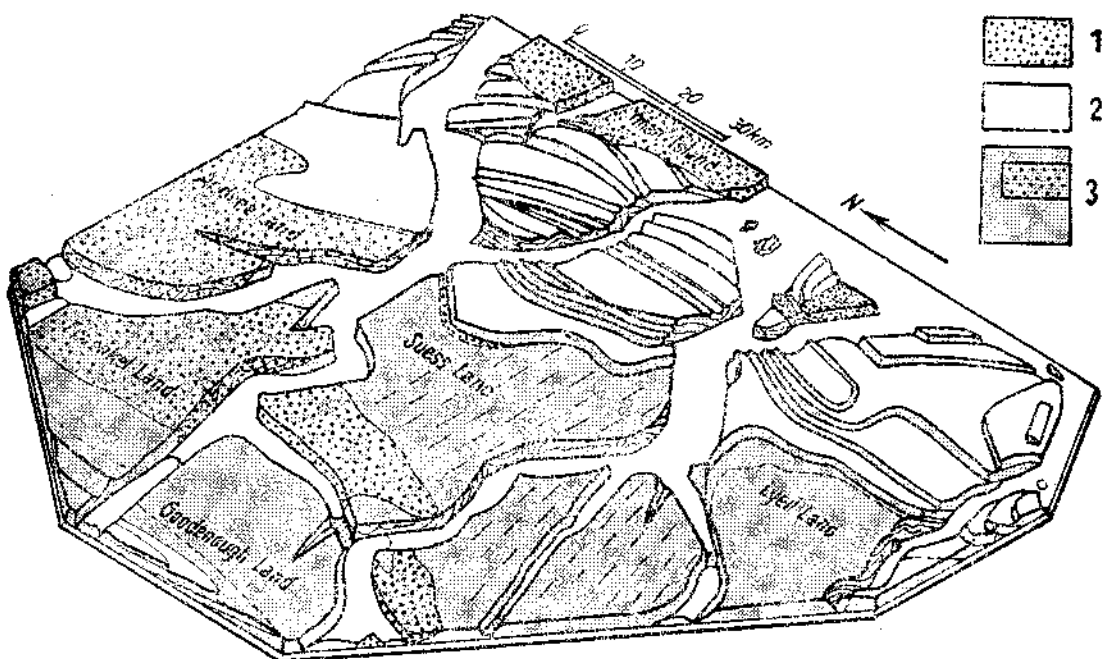


Abb. 17.

Tektonisches Diagramm von NE-Grönland (Umzeichnung nach Wegmann).
Aus Teichert 1939.

1. Punktierte Fläche im Osten: Devon.
 2. Weiß: Unveränderte spätpräkambrische und altpaläozoische Sedimente (Franz-Josef-Schichten).
 3. Grau: Kristalline Gesteine (punktiert weniger metamorphe Gesteine).
- Die Striche zeigen das Streichen der Falten im ältesten Teil des Komplexes an.

im Kempe-Fjord im Christian X.-Land oder in den von Poulsen (1932) gegebenen Profilen von der Ella-Insel am Zusammentritte des König-Oskar-Fjordes und des Kempe-Fjordes — durch Falten und Brüche kaum in höherem Grade verlagert, als das geschlossene Gebiet des Barrandien, das vom periplutonischen Kristallin der moldanubischen Scholle getragen wird, oder die in die Granite des mittelböhmischen Stockes eingetauchten altpaläozoischen Inseln (vergl. F. E. Sueß, 1938 a, S. 184 ff).

Der ungleiche Baustil und die verschiedene Fazies der Metamorphose widerspricht einer linearen Verbindung der grönländischen mit den skandinavischen Kaledoniden zu einem einheitlich fortlaufenden Faltenstrange; sie widerspricht aber keineswegs einem Zusammenschluß der beiden Küsten des Skandik im Sinne der Hypothese von Wegener. Im Gegenteile, die Verschiedenheiten zwischen beiden

Gebieten sind derart, daß der Zusammenschluß der beiderseitigen Küsten die notwendige Ergänzung zum dynamisch einheitlichen orogenen Bauwerke oder zur geschlossenen dynamischen Dreieckigkeit des Orogens bewerkstelligen würde (vgl. F. E. Sueß 1937, S. 10; 1938 a, S. 89; 1939, S. 243 ff; Cloos und Bierther 1939, S. 691).

Auch in dem von Wegmann (1939 b, S. 100) in knappen Umrissen gegebenen Vergleiche der Kaledoniden zu beiden Seiten des Skandik treten die grundsätzlichen Unterschiede zwischen der Intrusionstektonik in Grönland und der Wandertektonik in Skandinavien deutlich hervor. Schon aus der Bemerkung, daß der ostgrönländische Bautyp von dem der Alpen sehr verschieden ist und daß er nur relativ schwache Einengungen zeigt, kann man entnehmen, daß der die Wandertektonik im allgemeinen und damit auch die skandinavischen Kaledoniden beherrschende einseitig gerichtete tangentielle Antrieb in Ostgrönland nicht wirksam gewesen ist. Dazu kommt die das Peripluton kennzeichnende präkristalline oder parakristalline Umformung in der Migmatitzone. Auch die späten, nachmigmatitischen Granite haben keine durchgreifende Umformung erfahren. Daß in Ostgrönland, wie Wegmann hervorhebt, im Gegensatz zu den Strecken nördlich von Trøndelagen die Zwischenstufen der Metamorphose über den Migmatiten und unter dem nicht metamorphen Gebirge gegenüber den weitaus vorherrschenden Migmatiten so sehr zurücktreten, daß sich der Übergang vom Metamorphen zum Nichtmetamorphen meist über eine geringe Mächtigkeit vollzieht (Cloos und Bierther 1939, S. 691), gehört ebenfalls zu den Merkmalen der Intrusionstektonik. Wo der Deckenbau fehlt, gibt es auch wenig Gelegenheit zur Entwicklung einer enorogenen Metamorphose, in der die dynamischen Veränderungen mit dem Mineralbestande der mittleren Stufen heimisch sind.

Die Zuordnung der beiden Gebiete zum Gesamtbaue macht auch einen weiteren von Wegmann hervorgehobenen Unterschied verständlich, daß nämlich in den skandinavischen Kaledoniden im Gegensatz zu Grönland der paläozoische Anteil weit größer ist, als der jungvorkambrische. Sie enthalten auch eine Reihe von Flyschbildungen, die in Ostgrönland nicht bekannt sind. Das Verhältnis kann abermals mit dem der beiden Zonen in den Varisziden verglichen werden. Auch dort — so wie etwa auch in den Appalachen — bot eine breit ausladende Folge von Schelfsedimenten in der Vorzone der wandernden Scholle den Stoff für das eigentliche Faltengebirge. Durch den jüngeren Vorschub konnte hier eine höhere, vorwiegend devonische Schichtfolge mitgenommen werden. Die altersgleichen Vertreter in der

lastenden Scholle, hier über dem Moldanubikum, bestehen nur aus einer stark eingeschränkten Schichtfolge über den mächtiger gehäuft, zum Teil metamorphen Gesteinsmassen des Hauptkörpers. Dabei kommt es weniger in Betracht, daß in den Varisziden ein größerer Teil der Faltenzone in der unbelasteten Zone verblieben ist, als in den Kaledoniden.

Was Wegmann als gleichartig an den beiderseitigen skandinavischen Küsten hervorhebt, bezeugt neben anderen Umständen nach der hier vertretenen Auffassung den einstigen Zusammenschluß zu einem Kontinente. Die Migmatitgebiete an den Küstenstrecken südlich von Trøndelagen waren mit denen von Ostgrönland zur größeren Einheit verbunden. Zu den paläogeographischen Zügen, nach denen die Inseln Hitra und Smöla an Grönland anzuschließen sind, kommt noch, nach Wegmann's Angabe, die große Ähnlichkeit der Zonen postdevonischer Bewegungen am Ausgange des Drontheimfjordes zwischen Hitra und dem Festlande und sonst in den westnorwegischen Devonfeldern mit denen, die A. Büttler vom Christian X.-Lande beschrieben hat.

Ostgrönland zeigt also typische Intrusionstektonik; vollkommenste Wandertektonik beherrscht dagegen die skandinavischen Kaledoniden. Die großzügige Wandertektonik setzt eine vom Rückland her schiebende und überwältigende Scholle voraus. Das Aufquellen der Magmen aus dem Untergrunde der erzeugenden Scholle führt zur Intrusionstektonik. So wie in den Varisziden gegen die Wandertektonik des erzgebirgischen Deckenbaues die moldanubische Scholle von SSE herandrängt, muß man zur Ergänzung des der Länge nach halbierten skandinavischen Orogens im NNW, jenseits der Abbruchküste, einen dem Moldanubikum entsprechenden Unterbau mit Intrusionstektonik und periplutonischer Metamorphose erwarten. Das ist es, was die NE-Küste Grönlands darbietet. Wenn man Grönland bis an den Abfall des skandinavischen Schelfes heranrücken läßt, werden die Gebiete der Intrusionstektonik und der Wandertektonik in der Weise aneinandergefügt, wie es ganz allgemein in den Orogenen mit großzügigerem Deckenbau wahrzunehmen ist. Damit wird auch der mächtige, ostwärts überworfene wurzellose Deckenlappen in sich geschlossen und zur dynamisch verständlichen Gesamtstruktur ergänzt. Die beiden Küsten des Skandik zeigen also gerade das, was der Theorie Wegeners am besten entspricht. Durch den Zusammenschluß werden beide Seiten zu einem geschlossenen und dynamisch verständlichen Gesamt-

plane ergänzt, wie er sich in den anderen, unzerstückelten Orogenen darstellt.

Eine Neigung der großen Orogene, in der Längsrichtung zu zerreißen, wird vielfach wahrgenommen. Es ist schon früher darauf hingewiesen worden (F. E. Sueß 1939, S. 258), daß die Senkung des Midland Valley in den schottischen Kaledoniden und der Saar-Nahegraben in den Varisziden in enge vergleichbarer Lage dem Großgefüge des Gebirges eingepaßt sind. Beide liegen an der Grenzzone zwischen dem nicht metamorphen und dem überfahrenen, metamorphen Deckenbau. Der skandinavisch-kaledonische Abbruch erscheint in der Zonenfolge weiter nach innen gerückt. Innerhalb des variszischen Baues ist er eher dem Erzgebirgsbruche am Innenrande der erzgebirgischen oder variszischen Gneisdecken zu vergleichen. Die größte Ähnlichkeit zeigt sich aber in dieser sowie in mancher anderen Hinsicht mit dem gleichwertigen gehemmten Kontinentalrandgebirge der eigentlichen Appalachen südlich von New York. Auch dort wurde ein kristallinischer Deckenbau der Länge nach zerteilt; auch dort ist der abgerissene periplutonische Anteil mit der erzeugenden Scholle von der Abrißstelle weggewandert. Die Bretagne mit dem französischen Zentralmassiv in dem einen und die grönländischen Ostküsten in dem anderen Falle stellen die einander entsprechenden abgerückten Innenzonen der beiden Großorogene dar.

Eine Leitlinie, die die skandinavischen Kaledoniden in weit ausgreifendem und rückläufigem Bogen über Spitzbergen mit den grönländischen Kaledoniden verbinden soll, wie sie von einzelnen Forschern (L. Koch 1936, Abb. 3) vorgeschlagen worden ist, verzeichnet demnach nicht die wahren Zusammenhänge. Die Bauten sind zu verschieden, als daß sie als gleichwertige Abschnitte eines durchstreichenden Kettengebirges gelten könnten. Darüber kann kein Zweifel bestehen.

Grönland und Spitzbergen.

Der Fig. 15 ist leicht zu entnehmen, daß sich in der dort dargestellten Anordnung die Falten der Westküste von Spitzbergen gut mit denen an der Nordküste von Grönland und auf den nordkanadischen Inseln zusammenfügen.

Die vorwiegend sandigen Schichtfolgen am Danmark-Fjord, die als Thule-Formation unter der Eisbedeckung mit denen des Inglefield-Landes an der Westküste verbunden werden, sind von L. Koch der Eleonore-Bay-Formation des jüngeren Präkambriums gleichgestellt worden. Diese wird seit langer Zeit (von Nathorst u. a.) der Hekla-Hook-Formation auf Spitzbergen und der Bäreninsel parallelisiert.

Dem Kambrium und dem Ordovik, zum Teil auch dem Gotland, wird der im N angeschlossene Sedimentstreifen zugeteilt. Die stark gefalteten, zum Teil auch umgewandelten Sedimente an der Nordküste gehören nach Koch großenteils zum Gotland (vgl. allerdings Frebold 1939, Teichert 1939). Sie setzen in breiteren Zügen auf Grant-Land, Grinell-Land und bis Ellesmere-Land fort.

Auch in der Hekla-Hook-Formation Spitzbergens sind kambrische und ordovizische Bestandteile enthalten.

Nach der Auffassung von Koch bildet den Untergrund von Nordgrönland der südliche Längsabschnitt einer breiten Geosynklinale, deren nördlicher Teil in Spitzbergen auftaucht und dort gegen N verflacht. Mancherlei Gesteinswechsel wird im Inneren einer so mächtigen Faltenzone zu erwarten sein. Wenn auch die Parallelisierung einzelner Glieder der Hekla-Hook-Formation in verschiedenen Gebieten Schwierigkeiten bereitet, so bieten doch die Gesteinszüge, so weit man sie verfolgen und unter der grönländischen Eisbedeckung erschließen kann, zum mindesten so viel Gleichförmiges mit der Unterlage von Spitzbergen, wie innerhalb einer Faltenzone von solcher Mächtigkeit erwartet werden kann. Die verschiedenartigen und altersungleichen Granitstöcke auf Grönland und Spitzbergen vermehren die Vergleichspunkte. Die verbreitete Kontaktmetamorphose scheint, wenigstens in gewissen Zonen, durch dynamische Metamorphose beeinflusst zu sein. Dazu kommt die starke Faltung mit Überschiebungen gegen E oder NE in verschiedenen Schichtgruppen auf Prinz-Karl-Vorland im Spitzbergen-Archipel und gegen NE auf der Bäreninsel.

Nach Holte dahl gewahrt man nördlich des Eisfjordes in Spitzbergen eine Zunahme der Metamorphose. Sie führt von Tonschiefern und Phylliten zu Glimmerschiefern. Im mittleren Teile erscheinen auch Gneise und Amphibolite. Augengneise sind nach Odell auf Neu-Friesland verbreitet. Im N soll ein tieferes Niveau freigelegt sein. Die Metamorphose führt über die örtliche Kontaktmetamorphose hinaus; Granite und Gneise, auch Gabbros mit gegen die Ränder zunehmender Metamorphose stellen sich ein. Der stärker metamorphe Westen von Neu-Friesland ist nach Odell mehr herausgehoben worden. Die Faltung klingt gegen Nordostland wieder aus. Hier wird eine nahe Grenze des kaledonischen Faltenzuges angenommen (Sanford 1926).

Man darf wohl hinzufügen, von den kennzeichnenden Zügen der älteren Faltenzonen im Untergrunde von Nordgrönland und von Spitzbergen widerspricht nichts der Annahme, daß die beiden Teilstücke eines alten Faltenstranges ursprünglich recht nahe aneinandergeschlossen waren.

IV. Zur Geschichte des Nordatlantik und Skandik.

In seinem Werke über die „wandernden Kontinente“, der inhaltsreichsten von den bisher vorliegenden Zusammenfassungen aus der kaum auszuschöpfenden Fülle von Erscheinungen und Vorgängen, mit denen sich der Lagenwechsel der Landmassen in den größeren und kleineren Zügen des Erdbildes auswirkt, weist du Toit (1937, S. 137) auch darauf hin, daß gerade im nördlichen Atlantik eine besondere Vielfalt von Baugestalten in die Probleme eintritt und daß gerade hier die Zusammenarbeit von Forschern verschiedener Sondergebiete besonders zu begrüßen wäre. Es liegt auch bereits ein ausgiebiges Schrifttum vor, das die Beschaffenheit des tiefen Grundgebirges, den Bau und Verlauf der Faltenzüge, die Magmenverteilung, die Stufenfolgen und die stratigraphische Fazies der Formationen an den beiderseitigen Küsten in ihren Wechselbeziehungen behandelt.

Den mit der atlantischen Drift sich öffnenden Meeresräumen sind Arktik und Skandik zuletzt angegliedert worden und im arktischen Archipel von Nordamerika deutet man mit größerer Zuversicht als sonst irgendwo auf der Erde die vielen annähernd gleichlaufenden Küstenstrecken als auseinandergerückte Spaltenränder. Älter ist die Abspaltung, die mit dem weiteren Auseinanderweichen der Küsten zwischen Grönland und Norwegen zum Skandik geworden ist. Sie ist durch die seine Ränder säumenden Gebirgsbauten auffälliger hervorgehoben und darin ist auch der Anlaß für die erste und ursprüngliche Abtrennung zu erkennen. Sie folgt einer Zone im Gebirgsbau, an der, wie oben schon gesagt worden ist, andere große Orogene von ähnlicher Anlage ebenfalls einer ersten Zerteilung in der Längsrichtung ausgesetzt waren.

Zweierlei Großprobleme sind es, die sich hier gegenseitig ergänzen und erläutern. Das eine ist die Wiederherstellung des tektonogenetischen Grundplanes durch den Zusammenschluß der Teile zum unsymmetrischen, dreigeteilten Orogen und sein Aufbau aus zwei ursprünglich gesonderten Grundelementen, die von außen her aneinandergerückt und zum gehemmten Kontinentalrandgebirge verschmolzen worden sind, wie es an dem Vergleiche mit dem in frischer Jugend erhaltenen Felsengebirge erläutert worden ist. Das zweite ist das Auseinandergleiten des in der Nähe der alten Fuge der Länge nach zerteilten Gebirges in viel späterer Zeit.

Auf den näheren Vergleich der beiderseitigen kristallinischen Küsten war hier das besondere Augenmerk gerichtet und es hat sich ergeben, daß gerade in ihrer ungleichen Beschaffenheit die bedeutsamsten Belege für ihren einstigen Zusammenhang enthalten sind.

Auch *HoltedahI* (1936a) hat ein Zerspalten und Auseinander-rücken der Schollen im Sinne *Wegener's* in die Deutung der Umriss des Skandik eingeführt. Grönland wäre ursprünglich der eurasiatischen Landmasse als ihre nordwestlichste Ecke angeschlossen gewesen. In frühkambrischer und kambro-silurischer Zeit wäre dort eine breite Geosynklinale entstanden, von der eine Seite an das fennoskandische Vorland und die andere im N an Grönland, weiter im S an das nord-west-schottische Grundgebirge angeschlossen gewesen wäre. Die beiden Vorlandsblöcke hätten von beiden Seiten her die Geosynklinale sehr stark zusammengepreßt und ihre Breite sehr stark verringert. Erst im Tertiär, nach Hunderten von Jahrmlionen, ist — wie auch hier angenommen wird — der Aufriß der atlantischen Spalte bis in dieses Gebiet vorgerückt. Durch das Auseinanderweichen der hochgequollenen Narbenränder ist der Aufriß zum Skandik erweitert worden.

HoltedahI verbindet auch die Moine-Überschiebung mit den Störungen, die die grönländische Westküste spitzwinkelig durchschneiden, allerdings unter der verbreiteten Annahme einer symmetrischen Anlage der Geosynklinale und damit einer Gleichwertigkeit der beiderseitigen Überschiebungsränder. Nach der hier vertretenen Anschauung ist ein unsymmetrischer Bau mit späteren schräg durchschneidenden Rücküberschiebungen der Moine-Gruppe in der beiläufigen Längsrichtung zerspalten worden.

Grönland lag demnach ehemals an der Stelle des gegenwärtigen Skandik und ist von hier nach W abgerückt. Als Schollentränder und als Linien der einstigen Ablösung dürfen im großen und ganzen die äußeren Schelfränder in einer Tiefe von etwa 400 m u. M. gelten. Sie sind in einem gewissen Abstände den aufgestülpten Rändern von Grönland und Norwegen und der Südküste von Spitzbergen vorgelagert. Auch der untermeerische Abfall an der Grenze zwischen Nordsee und Skandik samt seiner im W der Hebriden und von Irland entlang streichenden Fortsetzung gehört zu ihnen.

Die auf Fig. 19 wiedergegebene Skizze des ursprünglichen Lageverhältnisses von Grönland und Skandinavien beruht auf der Annahme, daß der geradlinige Schelfabfall vor der grönländischen Nordküste mit dem Schelfabfalle vereinigt war, der das südliche Spitzbergen umrahmt und geradlinig zur norwegischen Küste nördlich der Vesteralen streicht. Das einstige „Eck von Eurasien“ (*HoltedahI*) mit Spitzbergen fügt sich damit in die untermeerische Bucht des Schelfrandes vor Grant-Land und gegenüber dem Ausgange des Robeson-Kanales. Es entspricht dieser Vorstellung, daß dem Schelfe vor der grönländischen NE-Küste keine Inseln vorgelagert sind und daß die jungen und

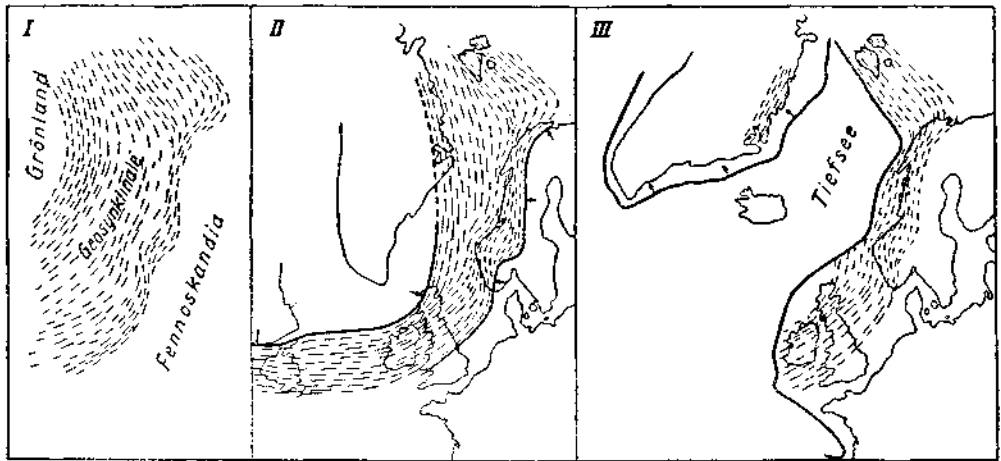


Abb. 18.

Die Entwicklung des Skandik nach Høltedahl 1936 a.

- I = Zustand vor der kaledonischen Faltung,
 II = Zustand im Ende der kaledonischen Faltung,
 III = jetziger Zustand.

jüngsten Basalte auf das Gebiet im S des Schelfabfalles zwischen Spitzbergen und der norwegischen Küste beschränkt sind.

Vulkanismus.

Vom Untergrunde des geöffneten Raumes sind die dem undifferenzierten Urstamme der arktischen Sippe zugehörigen Magmen emporgestiegen. Im Laufe der Tertiärzeit haben sie in Island den mächtigsten Lavafladen der Erde mit einer Gesamtstärke von etwa 4000 m aufgeschichtet. Auch die kleineren Auftragungen über dem Meeresspiegel im Raume des Skandik, die Insel Jan Mayen, die Gruppe der Fär-Öer und das Riff von Rockall im W der Hebriden, sind durchaus vulkanisch. Die Unebenheiten des Untergrundes, der von Grönland über Island zu den Fär-Öer streichende Rücken, dürfen gleicher Weise durchwegs als vulkanisch gelten. Das Ausgreifen des Schelfrandes vor Kap Gustav Holm gegen Island mag ebenfalls einer untermeerischen Ausweitung der Ergüsse zwischen Scoresby-Sund und Kangerdlugssuak entsprechen.

Die ältesten Ergüsse auf Grönland und auf Island sind nach den eingeschalteten pflanzenführenden Schichten für miozän und später für eozän erklärt worden. Die Basalte auf Spitzbergen und auf Franz-Josef-Land gehören in die Jura- oder Kreideformation. Für den ganzen inneren Skandik ist das Aufquellen der jungen Basalte ebenso be-

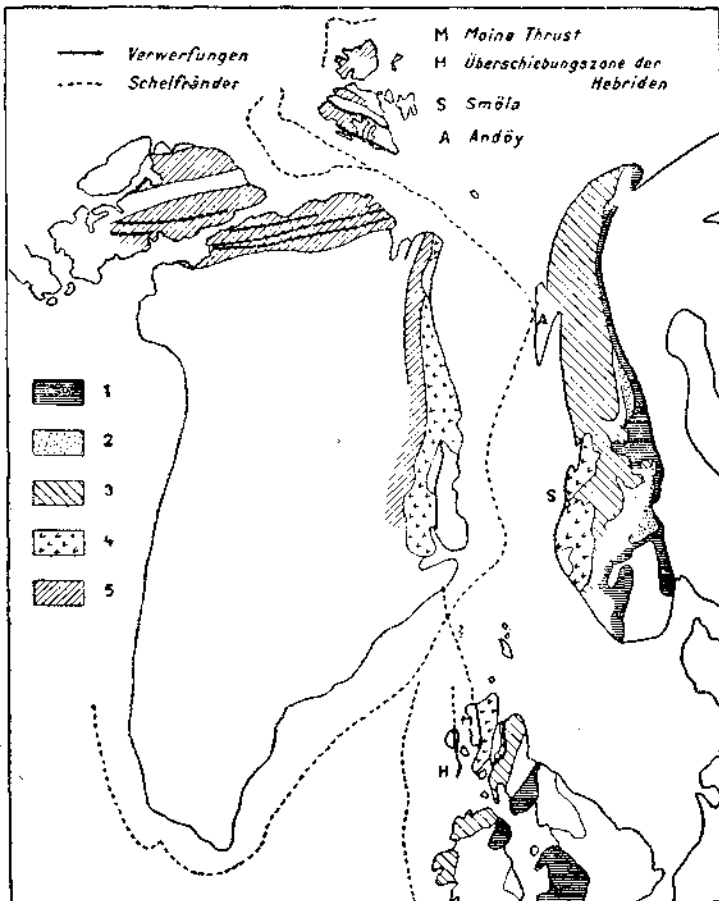


Abb. 19.

Geologische Kartenskizze der ursprünglichen Lage von Skandinavien und Grönland zueinander.

Aus Sueß 1939.

1. Autochthones und parautochthones Altpaläozoikum im Vorlande der skandinavischen Kaledoniden, Altpaläozoikum des Oslo-Gebietes, nicht metamorphe Faltenzone der britischen Kaledoniden.
2. Sparagmit-Quarzitdecken der skandinavischen Kaledoniden.
3. Vorwiegend enorogen metamorpher Deckenbau mit verschliffenem Grundgebirge in den skandinavischen Kaledoniden, Dalradian in Schottland.
4. Vorwiegend periplutonisch metamorphes Gebirge in Grönland und an der norwegischen Küste, zum Teil hypokinometamorph, Moinian in Schottland.
5. Nicht metamorphes Präkambrium und Altpaläozoikum gefaltet und ungefaltet in den grönländischen Küstenketten, Hekla-Hoek-Formation auf Spitzbergen.

zeichnend, wie das Fehlen von nicht-vulkanischen Inseln, die man mit denen des Archipels von Spitzbergen vergleichen könnte.

Es soll hier nicht entschieden werden, ob das Magma im Sinne einer Unterströmungstheorie unter der abrückenden Scholle von der Seite hervorströmen konnte oder ob es aufsteigend aus der geöffneten Tiefe mit ihr den Platz getauscht hat. Für die zweite Vorstellung sprechen die jungvulkanischen Durchbrüche in den zerstückelten NW-Gebieten von Großbritannien, die bereits Judd seiner britisch-isländischen Provinz angeschlossen hat. Mit ihren Ausläufern umfaßt sie ein geschlosseneres Gebiet, das von einem aus der Gegend nördlich von Hull über Anglesey durch das nördliche Irland bei Ulster und Belfast verlaufenden Bogen begrenzt wird. Ihre weite Ausbreitung am westlichen Meeresgrunde bezeugen noch die Nephelinbasanitgänge von Wolfrock 30 km südwestlich von Lands End.

Durch die Zone mit den reichlicheren und mannigfaltigeren Durchbrüchen von Skye, Mull, Arran und bis Antrim wird die gegen den Landblock fortschreitende Zerstückelung und Loslösung angezeigt. Hier gibt es keine Spaltenergüsse wie auf Island; das Stammagma kann nicht in seiner ursprünglichen Beschaffenheit an die Oberfläche gelangen. Der erschwerte Aufstieg, der Stau in Schloten und Kammern veranlaßt die mannigfaltige Differenzierung bis zur Abspaltung von granitischen Magmen. Sie können nicht durch irgendeine Seitenströmung zugeführt worden sein; zu innig ist das aus gesonderten Gangfüllungs- und Zerspaltungssystemen aufgebaute hypabyssische Gerüst einzelner Vulkanbauten. Auch das Netz der Gänge und Zerspaltungen im großen kann nicht in einer gleichsam schwimmenden, von basaltischem Magma unterströmten Tafel entstanden sein.

Bedeutungsvoll ist die Mittellage Islands zwischen den beiden gewaltigen Abrißkanten. In Teilen der Insel waren schon im mittleren Tertiär die Deckenergüsse bis über den Meeresspiegel emporgewachsen, so daß Pflanzen und Kohle führende Schichten darauf abgesetzt werden konnten. Man darf annehmen, daß im Untergrunde von Island und unter dem angeschlossenen, gegen Jan Mayen verlaufenden untermeerischen Rücken der erste Aufriß, die Urnarbe gelegen war, an der zuerst zwischen den auseinanderweichenden Kontinentalschollen dem Sima der Austritt geöffnet wurde. Den Massenergüssen ist hier die längste Zeit zur Verfügung gestanden und sie konnten hier am mächtigsten anschwellen.

Die Halbinsel Raykjanes leitet zur Atlantischen Schwelle hinüber. Auch Island ist als ihr zugehörig und als ihr Beginn angesehen worden. Es liegt nahe, ihr die gleiche Entstehung zuzuschreiben, wie den isländischen Fladen. Ihre Lage als beharrliche Mittel-

zone zwischen annähernd gleichlaufenden Kontinentalküsten wird dadurch verständlich.

Umrisse und Lage der Mittelschwelle sind nicht derart, wie sie von einem wohl erhaltenen jungen Orogenbau zu erwarten sind. Allen an der Oberfläche verfolgbaren Jungorogenen ist einseitig, an der Seite der Schubrichtung, offen oder durch jüngere Sedimente zugedeckt eine Vor- oder Saumtiefe angeschlossen. Sie fehlt an den Rändern der Mittelatlantischen Schwelle und gerade dort, in den sedimentarmen Tiefen, sollte sie durch die Lotungen unverhüllt nachweisbar sein. Keines der sichtbaren Großorogene ist als Mittelstruktur in solchem Abstände zwischen zwei annähernd gleichlaufenden Kontinentalrändern eingefügt. Alle Großorogene der Erde haften einseitig an den Rändern der Kontinente und sind als deren verschleifte Randteile über den Sedimenten der angelagerten Schelfe zu erkennen. Die eingehendere Analyse der älteren, tiefer abgetragenen Orogene enthüllt den gleichen Bauplan, wie an den bedeutenderen Beispielen in den vorhergehenden Aufsätzen dargetan worden ist (vgl. auch über die Appalachen F. E. Sueß 1936).

Den entscheidendsten Hinweis auf die Natur der Mittelatlantischen Schwelle liefern die Stellen, wo sie den Meeresspiegel überragt und damit der Beobachtung unmittelbar zugänglich wird. In der ganzen Ausdehnung von 16.000 km von Island bis Bouvet Island sind ihr nur Inseln aus erstarrten atlantischen Magmen der Natronreihe aufgesetzt. Nach der herrschenden und wohl begründeten Auffassung der Vulkanologen (vgl. auch Rittmann 1939) bestehen sie aus erstarrten ursprünglichen, unvermischten Magmen und ihren Differentiaten, die durch Spalten und insbesondere in Zerrungsgebieten gefördert werden; im Gegensatz zu den syntektischen Magmen von pazifischem Charakter, die, wie in den vorhergehenden Abhandlungen an verschiedenen Beispielen zu zeigen versucht worden ist, ubiquitär an der periplutonischen Migmatitfront unter den Kontinentalschollen haften und in dem zum Orogen umgestalteten aufgeschürften Kontinentalrande hervorbrechen.

Junge Hebungen und Abbrüche.

Im wiederholten Wechsel des Wasserstandes während des langen Zeitraumes vom mittleren Tertiär bis zur Gegenwart ist durch die Verschmelzung einer Folge von Brandungsplatten die Bodenfläche der Nordsee zwischen Großbritannien und Norwegen geschaffen worden. Bis zu dem Abfalle zur größeren Tiefe, jenseits der Shetland-Inseln, senkt sie sich auf 150 m unter den Meeresspiegel. Wie die Brandung ununterbrochen fortfährt, die untermeerische Rumpffläche

auszugleichen und auszuweiten, zeigt ihr erfolgreiches Bestreben, die englische Küste zu verschieben, den Kanal zu erweitern und den Pflock von Helgoland abzuräumen, der sie in der freien Bewegung in gleicher Weise hindert, ob er nun einfach als Rest-Zeuge einer transgredierenden Tafel oder, wie manche angeben, als Randleiste an einer Verwerfung des Karpinskischen Systems aufgefaßt wird.

In den Zeiten, als die Rheinmündung bis zur Doggerbank vorgeschoben war, die Themse sich in den Rhein ergoß und ein Talzug an der Stelle der Straße von Dover gelegen war, ist das Relief mit den überschwemmten Flußrinnen im Untergrunde der Barentssee geschaffen worden.

An den felsigen Steilküsten von Norwegen und Spitzbergen muß aber nicht die ganze Abräumungsarbeit bis zur Strandflade und bis zur Schelffläche den Wellen allein zugemutet werden. Holtedahl (1935 a, 1936 b) hat auf die im großen ganzen küstenparallelen Brüche hingewiesen, die den Schelf durchschneiden. Die unregelmäßige Oberfläche über einer Reihe von abgesunkenen Schollen konnte von dem zeitweise überschwemmenden Meere leichter zur zusammenhängenden Brandungsplatte ausgeglichen werden, als der höher aufragende Felsgrund.

Dem Abbröckeln an der aus dem Bau so klar erkennbaren Abrißküste zwischen Stadland und Nordkap steht der allgemeine Hebungsvorgang gegenüber, wie er oben (S. 78) an einer Reihe von Vergleichen mit anderen kontinentalen Küsten und Bruchlinien erläutert worden ist. Es sind die morphologischen Züge des küstennahen Festlandes und Meeresgrundes, denen die Zeitmarken und die Hinweise auf die Jugend des Abrisses zu entnehmen sind.

Die Grundtatsache einer jugendlichen Hebung der Küstenstrecken rings um den Skandik ist von de Geer (1910) festgestellt worden. Er hat sie zum Teil aus der Hochlage der alttertiären Sedimente an den Küsten von Spitzbergen und Grönland erschlossen und sie in die spätere Tertiärzeit verlegt. Nach der Höhenlage des Alttertiärs schätzte er den Hebungsbetrag an den Spitzbergischen Küsten auf 1000 bis 1500 m, wobei allerdings die Möglichkeit eines allgemeineren Anstieges des damaligen Meeresspiegels nicht mit in Betracht gezogen wurde. de Geer hat auch bereits darauf hingewiesen, daß die Fjordküsten als ein Ergebnis der Versteilung des gesamten Talnetzes allenthalben — ebenso in Grönland wie in Norwegen, auf Spitzbergen und in Schottland — dem tiefer abgesunkenen Meeresgrunde zugewendet sind. In Prinz-Karls-Vorland und am Westrande der Spitzbergen-Gruppe erheben sich die alten Gesteine auf 1000 m S. H.

und auch an der grönländischen Liverpool-Küste überragt ein Saum von Grundgebirge die jüngeren Sedimente. Auch darauf hat de Geer hingewiesen, daß die Spalten- und Fjordtopographie in Grönland und in Norwegen mit zunehmender Entfernung von der Meeresküste abnimmt. Die Böschung zum Meere betrachtete de Geer damals als eine großartige Flexur. Rings um den sinkenden Skandik sollten die Ränder durch abströmendes Magma hochgepreßt werden. Die Gliederung des Abfalles an Bruchlinien ist erst viel später durch Holtedahl bekannt geworden.

Holtedahl (1935 a, 1936 b, 1940) hat die Ergebnisse von Lotungen in den Küstengebieten zusammengestellt und gezeigt, daß die Küsten von Norwegen so wie auch die von Grönland und Spitzbergen von annähernd geradlinigen Rinnen und Stufen begleitet sind, die

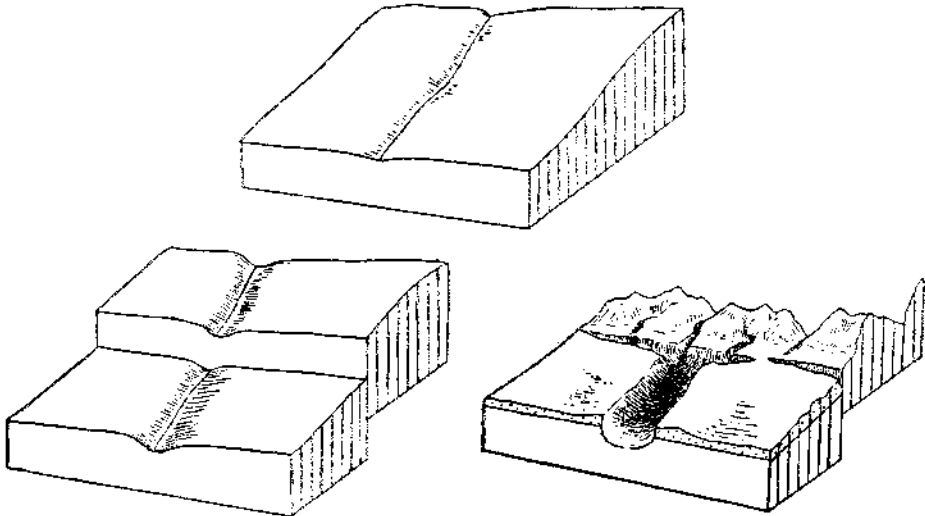


Abb. 20.

Die morphologische Wirkung von Senkungsbrüchen parallel zur Küste.

Aus Holtedahl 1935 b.

Gepunktet die jungen Aufschüttungen.

nur als Bruchlinien oder Verwerfungen gedeutet werden können. Ihre jugendliche, postglaziale Entstehung ergibt sich unter anderem auch daraus, daß in dem meerwärts, das ist gegen außen gelegenen Abschnitte der durch sie gequerten Täler die breiten Trogquerschnitte der glazialen Erosion wohl erhalten geblieben sind. Die oberhalb der Querverwerfungen gelegenen Talabschnitte waren der Wirkung des versteilten Gefälles ausgesetzt und haben eine gründlichere Umge-

staltung erfahren. Es sind auch gerade die steileren, dem Skandik zugewendeten Küsten in Norwegen, Spitzbergen und Grönland, die von solchen Bruchsystemen begleitet werden. Häufig trennen sie die seichteren Strecken des Schärenhofes mit den zahlreichen Inseln von den tiefer abgesenkten, mit gleichmäßigeren Sedimenten überstreuten Flächen.

HoltedahI und andere sind der Meinung, daß die skandinavische Landmasse an einem Systeme solcher Verwerfungen hochgerückt worden ist. Wenn man aber die hier vertretene Anschauung teilen will, nach der der Hochstieg der alttertiären paläischen Fläche eine Folge des Abrisses war, so wird man auch weiterhin erwarten dürfen, daß die hochgerückte freie Kante leicht abbröckeln und in Gestalt von leistenförmigen Schollen niederbrechen konnte. So wie die niedergebroschenen Randleisten glattgescheuert wurden, entstand ein Schelf von ungleicher Breite an verschiedenen Küstenstrecken.

Eine entsprechende innere Zerstückelung an Längsstörungen hat nach Orvin (1934) auch Spitzbergen ergriffen.

In gewisser Hinsicht kann man diese letzten Abbrüche mit denen an den Rändern des Rheingrabens vergleichen. So wie dort handelt es sich wahrscheinlich auch hier um späte Einzelheiten im Gefolge der großzügigen tektonischen Vorgänge. In bezug auf die Entstehung des Rheingrabens behalten die Ergebnisse der eingehenden Analyse durch O. M. Reis (1915) ihre unveränderte Geltung. Schon der über die steifen Biegungen des Grabens hin gleichbleibende Abstand der Grabenränder in der ganzen Grabenlänge von 250 km ist bei einem durch eine Pressung von beiden Seiten her zerborstenen Gewölbe nicht zu verstehen, nicht anders zu erwarten aber bei einer sich öffnenden Spalte. Insbesondere hat Reis im einzelnen gezeigt, wie die einander entsprechenden Bestandteile der vom Graben schräge durchschnittenen Gebirgszüge auf beiden Seiten in ähnlicher Weise bei der tektonischen Allgemeinbewegung mitgenommen worden sind, wie dies nur bei einem regelrechten Senkungsvorgange geschehen konnte. Eine Pressung von beiden Seiten her hätte auch das Mittelstück stärker in Anspruch genommen und in Verwirrung gebracht.

An Randsprüngen haben sich schmale Schollen mit keilförmigen Querschnitten losgelöst; gegen das Innere des Grabens niedergleitend haben sie Stücke der mesozoischen Auflagerung mitgenommen. So entsprächen in den allgemeinsten Zügen die am Rande des Schwarzwaldes haftenden Lias- und Juraschollen südlich von Freiburg dem Jura auf der Lofoteninsel Andøy innerhalb der abgesunkenen Scholle am norwegischen Bruchrande. Beide sind nachträglich an einer Ab-

rißfläche von einer hochsteigenden Scholle niedergeglitten. Dem weiten Meeresraume, der durch das Abwandern der grönländischen Scholle vor der norwegischen Küste geöffnet worden ist, entspricht auch eine breitere randliche Senkungszone, die der Brandung zur Ausbildung eines Schelfes dargeboten worden war.

Ähnliche Vorgänge sind an der Gestaltung der nördlichen Abrißränder des Skandik an der Westküste von Spitzbergen beteiligt. HoltedahI (1936 b) vergleicht das an den Rändern der Grabensenkung zwischen Jakob-Land und Prinz-Karl-Vorland erhaltene Alttertiär mit dem Graben von Andøy. Die Lage der Hebriden vor dem schottischen Hochlande stellt er der von Prinz-Karl-Vorland vor der Hauptinsel von Spitzbergen gegenüber.

V. Stratigraphische Zusammenhänge um den Skandik.

Wenn hier bei der hypothetischen Wiederherstellung der ursprünglichen Lage von Grönland neben Norwegen die Küstenstrecken nördlich des Scoresby-Sundes, und nicht wie bei Wegener (1929, S. 78) die südlichen Strecken, der norwegischen Küste zwischen Stadland und Nordkap gegenübergestellt werden, so beruht diese Auffassung, wie oben dargelegt worden ist, insbesondere auf gewissen allgemeinen Voraussetzungen über den kaledonischen Bau: Daß so wie in anderen großen Orogenen einer überfahrenen Zone, die gegen das Vorland drängt, das ist hier der skandinavischen Gebirgskette, eine Zone der Intrusionstektonik mit periplutonischer Regionalmetamorphose, wie sie Ostgrönland darbietet, unmittelbar angeschlossen war. Um die Vorstellung zu rechtfertigen, sollten sich auch alle sonstigen Züge der Stratigraphie und Tektonik in den Durchschnitten der einander entsprechenden Küstenstrecken übereinstimmend zusammenfügen lassen. Die den Skandik umrahmenden Küstengebiete zeigen eine große Mannigfaltigkeit solcher Züge. Eine formations- und faziesreiche Stratigraphie verbindet sich mit einer gestaltenreichen, im Laufe langer Zeiträume aufgebauten Tektonik. Daher ist eine solche Prüfung nicht nach einem einfachen Plane zu erledigen. Überdies ist ein knapper und unmittelbarer Zusammenschluß nicht zu erwarten, da, wie gesagt, zwischen die aneinander zu schließenden Küsten die abgeglittenen, zum breiten Schelf gewordenen Streifen einzuschalten sind.

Ich bin mir wohl bewußt, wie schwer es für den ferner Stehenden ist, alle über die ausgedehnten Gebiete hin in Betracht kommenden Einzelheiten in angemessener Weise zu beherrschen und daß auch hier selbstverständlich die ortskundigen Forscher das entscheidende Wort zu sprechen haben. Eine die Frage erschöpfende Untersuchung wird

noch vorzunehmen sein. Was aber vorliegt, enthält bereits eine Fülle von bedeutsamen Belegen, darunter wohl auch solche, die allein schon als entscheidend zu werten sind.

Abgesehen von dem schon sehr reichlichen Schrifttume, das die vielfältigen Beziehungen von Stratigraphie und Tektonik quer über den Atlantik behandelt, haben die Frage nach den Parallelentwicklungen an den Küsten des Skandik insbesondere *Holtedah*l (1936 a), *Frebold* (1930, 1934) und zuletzt *Öpik* (1939) eingehender erwogen. Die Mehrzahl der Forscher ist wohl der Meinung, daß im großen und ganzen eine Parallelentwicklung an den verschiedenen Küsten des Skandik festzustellen sei. Im einzelnen glaubt man aber manche schwer oder kaum zu überwindende Widersprüche wahrzunehmen.

In die durch die Tektonik gegebenen Züge sind jene der stratigraphischen Fazies einzugliedern. Auch diese können nicht allein aus ihrer gegenwärtigen Verteilung, sondern aus der Grundtektonogenese verstanden werden, wie sie aus dem Bezuge des grönländischen Grundgebirges zu den skandinavischen Gebirgsketten erschlossen worden ist. Die gegenläufigen Bewegungen der Großschollen im älteren Paläozoikum und im mittleren Tertiär werden damit noch deutlicher hervorgehoben.

Altpaläozoikum.

In großräumigem Gegensatz zu dem laurentischen Kambrium und Ordovik in Grönland steht das von Fennoskandia im SE der kaledonischen Kette. Das Ordovik des Ostens ist bedeutend mächtiger und ausgedehnter, als die durch örtliches Vorkommen von *Hyolithus* gekennzeichnete kambrische Randzone der Kadedoniden. Es ändert seine Zusammensetzung von Dalarna und Västergötland gegen NW. In der unteren Hälfte der in Västergötland überwiegend kalkigen und dolomitischen Sedimente vermehren sich die tonigen Beimengungen gegen Jämtland und bei Oslo, bis die Kalksteine fast vollkommen verschwunden sind und bis sich dann, vom Drontheimfeld an nach N fortstreichend, die mächtigeren, zum größten Teile stark umgebildeten Gesteinszonen der Hauptdeckengruppen einstellen, die Glimmerschiefer der Rörosgruppe, die überwiegend vulkanische Bymarkgruppe und Konglomerate, Schiefer und Sandsteine der Hovingruppe.

Klar geschieden von dem Altpaläozoikum des kaledonischen Deckengebirges sind die vereinzelt Überreste einer altpaläozoischen Bedeckung an den Rändern des Skandik. Es sind dies das Unterkambrium und Ordovik der Kap-Weber-Formation der Ella-Insel auf Ostgrönland, die unter dem Moine Thrust eingeklemmten Reste von Kambrium und Ordovik über dem Lewisian in NW-Schott-

land, die Vorkommnisse von SE-Spitzbergen mit der Bäreninsel und die auf der Insel Smöla und vom Björnøy im Küstengebiet westlich von Drontheim. Wenn auch die Untersuchungen noch nicht zu Ende geführt sind, so kann doch die Zugehörigkeit der Vorkommen im Rahmen des Skandik zu einer Faunenprovinz und ihr Anschluß an das laurentische (kanadische) Gebiet Nordamerikas als erwiesen gelten. Poulsen (1932, 1937) beschrieb das Kambrium und Unterordovik von Ostgrönland. Er betonte insbesondere ihre Zugehörigkeit zum kanadischen Faunengebiet auf Grund der verwandten Trilobitenformen und ihre Beziehung zu den Faunen des Durnesskalkes und dem Serpulit-Grit von NW-Schottland. Die Bäreninsel bezeichnete Förste (1929) als den östlichsten Vorposten des amerikanisch-ordovizischen Faunengebietes. Die Sonderstellung und der laurentische Charakter der kambrischen und ordovizischen Faunen in den Quarziten und Kalken des Durnessgebietes in NW-Schottland, ihre „Europafremdheit“ und der bemerkenswerte Gegensatz zu dem Altpaläozoikum der Faltenzone im SE ist wiederholt hervorgehoben und eingehend behandelt worden. Die unterordovizischen Kalke auf Smöla sind wegen der näheren Nachbarschaft zu dem mächtigen Altpaläozoikum der kaledonischen Faltenzone für die Beurteilung der großtektonischen Zusammenhänge vor Allem bedeutungsvoll. Die ursprünglichen Angaben von Høltedahl (1914) hat Strand (1932) durch eingehendere Untersuchungen bestätigt. Er hebt hervor, daß die Gesteine und nach ihrem Erhaltungszustande auch die Fossilien von Smöla denen von Durness, der Bäreninsel und von Neufundland zum Verwechseln ähnlich sind.

Nahe Faunenbeziehungen quer über den Atlantik sind durch eine Reihe von Forschern (Babler, Hayes, Howell, Öpik, Rüdemann, Twenhofel, Ulrich, Weller) an einigen Tierklassen in verschiedenen Stufen des Kambriums und Ordovik nachgewiesen worden (vergl. Öpik 1939, S. 49). Durch sie allein wird allerdings die Kontinentalverschiebung noch nicht bewiesen. In einer neueren eingehenderen Studie über das, was über die Faunen und Faziesfolgen der Örtlichkeiten an den Ufern des Skandik bekannt ist, wird Öpik (1939) zu dem Schlusse geführt, daß die Verbreitung kambrischer, ordovizischer und silurischer Fossilien in Amerika und Nordeuropa der Verschiebungslehre Wegener's nicht widerspricht und im Rahmen anderer Beweise für die Richtigkeit dieser Lehre zeugen kann.

Wie wir sahen, ist die grönländische Scholle vor ihrer Absplittung im Alttertiär an die skandinavische Faltenzone unmittelbar angeschlossen zu denken. Dem auf diese Weise wiederhergestellten Zusammenschlusse der großen dynamischen Einheiten des Orogens

ist die Verteilung der Faziesgebiete angepaßt. Wenn man die tertiäre Abwanderung von Grönland rückgängig macht, schließen die Reste eines ausgedehnteren laurentischen Faunengebietes um den Skandik näher zusammen: Kap Weber und Ella-Insel im König-Oskar-Fjord südlich vom Franz-Josefs-Fjord, das Durnessgebiet in NW-Schottland, Smöla. Auch die Bäreninsel gehört ursprünglich der laurentischen Scholle an und ist erst im Tertiär an dem großen Quersprunge von der grönländischen Tafel gesondert worden, deren Heranschub der kaledonischen Orogenese gleichzusetzen ist.

In der Insel Smöla wird das Altpaläozoikum der skandischen Küsten am nächsten an das der kaledonischen Fazies herangeschoben. Das Kambrium und Tremadoc der Rörosgruppe mit *Dictyonema flabellatum*, die dem Arenig gleichzustellende Bymarkgruppe, die Hovingruppe und die höheren Stufen des Drontheimgebietes enthalten dem Alter nach den Vorkommen von Durness und Smöla, der Ausbildung nach den südschottischen Kaledoniden entsprechende Stufen. Die Faziesgegensätze sind in Schottland die gleichen, aber dort sind die Gebiete, in denen sie erhalten geblieben sind, weit von einander abgerückt. Es trennt sie ein mächtiger metamorpher Gebirgsbau, der das Moinian und das Dalradian umfaßt.

Die fremde stratigraphische Fazies wird auch in ihren am nächsten an die kaledonischen Falten herangerückten Überresten, ebenso wie in Schottland und in Grönland, von einer fremden Grundscholle getragen. Die kanadische Stratigraphie gehört zum laurentischen Untergrunde, der auch Grönland mit umfaßt. Es ist in einer früheren Abhandlung darauf hingewiesen worden, daß das Lewisian mit dem vorkambrischen Torridonian und dem Kambro-Ordovik von Durness nicht in der nächsten Nachbarschaft des Dalradian entstanden sein kann (F. E. Sueß 1939, S. 350). Denn das Dalradian hat seine Metamorphose erst im Altpaläozoikum, zur Zeit der kaledonischen Orogenese erworben und wird erst vom devonischen Old Red transgressiv überlagert. Im Smöla-Gebiete weisen die Tiefengesteine auf eine vom eigentlichen kaledonischen Faltenbau zu sondernde Unterlage. Für die mannigfaltige Differentiationsfolge, die nach der Beschreibung von Schetelig von Pikriten, Hornblenditen und gabbroiden Typen zu Dioriten und Graniten hinüberleitet, beansprucht Goldschmidt (1916, S. 113) eine Sonderstellung gegenüber den Hauptstämmen des südnorwegischen Hochgebirges. Es ist anzunehmen, daß sie bereits während des Obersilurs bloßgelegt und abgetragen worden sind, denn auf der Nachbarinsel Hitra liegen nichtmetamorphe Kon-

glomerate und Sandsteine mit den genannten Gesteinen entstammenden Geröllen und mit Fossilien des Obersilurs und Downtons (*Dietyocaris*) auf metamorphem Gebirge (Sparagmit).

Vergleich mit dem böhmischen Barrandien.

An die Nachbarschaft der zweierlei stratigraphischen Fazies, der kaledonischen und der europafremden in Schottland und an den Küsten bei Smöla, knüpft Öpik (1939, S. 49) allgemeinere Schlüsse über den Wert der Belege aus der Paläogeographie für die Kontinentalverschiebung. Wenn das Durness-Gebiet vom übrigen Schottland losgelöst und irgendwie gegen NE abgedriftet wäre, so würde, wie er meint, niemand eine einstige Verbindung vermuten. Nur mit Amerika wären Beziehungen und einstige Zusammenhänge zu erkennen. Als zweites Beispiel dafür, daß innerhalb eines Kontinentes durchaus verschiedene Faunengebiete gleichen Alters vereinigt werden können, dient ihm das Ordovik in Böhmen und in Estland. Estland hat mit Böhmen keine Art gemeinsam; es zeigt dagegen faunistische Beziehungen zu weit entlegenen amerikanischen Gebieten bis Minnesota.

Auch für diese Beispiele, für die Faziesgegensätze innerhalb einer größeren Landmasse, wird die Erklärung durch die Drifttheorie geliefert und hier, wie in anderen Fällen, zeigt es sich, daß darin Vorgänge aus einer entlegeneren geologischen Vergangenheit abgebildet sind, deren Verständnis aus dem Bezuge zu der großräumigen Regionaltektonik zu gewinnen ist.

Die böhmische Fazies des Ordovik, d. i. das Ordovik des Barrandien, gehört zur großtektonischen Einheit der moldanubischen Scholle und ist zum guten Teile in die moldanubische Intrusionstektonik eingetaucht, für die es in der Unterlage des parautochthonen Deckenbaues der Rheniden keine Parallele gibt. Auch hier werden die verschiedenen Faunengebiete von verschiedenen Grundschollen getragen, von denen die südliche mit den Barrandien aus unbekannter Entfernung an die nördliche heranbewegt und über diese geschoben worden ist. Der großartigen Wandertektonik in den Gneisdecken des Erzgebirges mit den darüberhin bewegten Gneisdecken von Münchberg und dem Zwischengebirge ist dies zu entnehmen. In der unmittelbaren Auflagerung des böhmischen Kambriums auf der thüringischen (rheinischen) Fazies findet die großzügige tektonische Verlagerung ihren deutlichen Ausdruck (F. E. Sueß 1938 a, S. 182, 190). Die Wanderung der moldanubischen Scholle nach N, die den variszischen Deckenbau geschaffen hat, erinnert an den nach Termier und Argand die Alpen erzeugenden Nordschub von Afrika. Es wurde ja

die Frage aufgeworfen, ob man in Böhmen ein älteres Afrika vermuten darf. Varisziden und Alpen sind beide, ebenso wie die Kaledoniden, gehemmte oder gegen ein Widerlager gepreßte Kontinentalrandgebirge (F. E. Sueß 1938 a, S. 203). Die zweierlei Grundschollen, die in diesen Gebirgen zu geschlossenen Festlandsmassen vereinigt sind, sind in allen diesen Fällen noch als gesonderte Faziesgebiete gekennzeichnet.

In den weiten Räumen des nichtmetamorphen Falten- und Deckenbaues nördlich vom Fichtelgebirge und vom Erzgebirge, in den Rheniden und bis in die angeschlossenen Nachbargebiete, im Gebirge von Sandomir und im N bis Estland gibt es keine ähnlichen auffallenden, unvermittelten Übergänge oder Grenzzonen in den Faziesgebieten des Altpaläozoikums. Weit nach S vorgeschobene Verbindungsglieder der nordischen Fazies beherrschen noch das Bober-Katzbach-Gebirge. Selbst noch jenseits der Kreideniederung des Elbtales bei Pardubitz, im Eisengebirge bei Skutsch und Hlinsko, erscheint Altpaläozoikum der rheinisch-sudetischen Fazies neben und wahrscheinlich als Fenster im moldanubischen Kristallin mit den dazugehörigen Schollen von Barrandien (F. E. Sueß 1938 a, S. 190). Die tiefgreifenden späteren Störungen, die Querbrüche und Verschiebungen, die den lugischen Bau und den Horst des Riesengebirges geschaffen haben, konnten die scharfen Grenzen zwischen der aufgeschobenen moldanubischen Scholle mit dem Barrandien und dem rheinisch-estnischen Faziesgebiete wohl verlagern, aber nicht verwischen.

Das transgredierende Downtonian auf Hitra ist als Beleg für einen früheren Abschluß der kaledonischen Orogenese im NW des Gebirges gedeutet worden. Man wird darin einen Zug der Sondertektonik der erzeugenden Scholle erblicken dürfen, der bei der Gesamtbewegung erhalten geblieben ist. Das Verhältnis der transgredierenden Konglomerate zum Faltenbau des kaledonischen Silurs wäre dem der gefalteten Gosau über den ostalpinen Decken zur gefalteten Oberkreide des Pennin und im Flysch gleichzustellen, oder des über dem französischen Zentralmassiv transgredierenden Kulms zum gefalteten Oberkarbon der Rheniden. So haben innerhalb der ostalpinen Decken transgredierende Überlagerungen in nicht wenigen Stufen vom Lias aufwärts ihren Bestand bewahrt, während das überfahrene Pennin viel gleichförmiger und allgemeiner durchgearbeitet worden ist.

Solche Gegensätze kommen klarer und reiner zum Ausdruck, wenn die Abtragung sehr weit vorgeschritten ist, so daß die verwickelteren höheren Baustockwerke entfernt worden sind. Man denke sich etwa die kalkalpinen Decken abgeräumt.

In NW-Schottland sind die beiden Schollen, Rückland und Kaledoniden, noch durch den umfangreichen Schub gegen NW, der die Loganlinie geschaffen hat, mitgenommen worden. Das Moinian wurde dadurch der Loganscholle mit einverleibt (F. E. Sueß 1939, S. 351).

Europa und Nordamerika.

Die nahen biofaunistischen Beziehungen der Reste an den Küsten des Skandik mit dem entlegenen Ordovik von Neufundland enthalten zugleich die Erläuterungen über die Art des Zusammenhanges der gegen den Atlantik ausstreichenden Strukturen des nördlichen Nordamerikas, d. i. mit dem durch die atlantische Drift zerteilten, nördlichen, kaledonischen Aste der Appalachen. Die Sedimente des Ordovik an den Ufern des Skandik und die von Neufundland mit der gemeinsamen Kieselspongienfazies können leicht auf einen engeren Raum vereinigt gedacht werden. Öpik vermutet auch in dem Vorkommen von Durness in NW-Schottland ein abgesprengtes Stück der amerikanischen Kette. Es ist das innere, das kanadische Paläozoikum, das im Skandik wiederkehrt. Das akadische Paläozoikum der nordamerikanischen atlantischen Küsten findet sich im skandischen Raume nicht. Es bleibt innerhalb der eigentlichen Faltungszone und deshalb jenseits und außerhalb der von NW her vorgeschobenen erzeugenden Scholle, der das kanadische Paläozoikum (des Skandik und Neufundlands) mit der periplutonischen Unterlage zugehört. In dem äußeren, vorgeschobenen und nunmehr durch die atlantische Drift zerlegten Bande vereinigt sich die europäische Fazies der akadischen Provinz Nordamerikas mit der von Südschottland (F. E. Sueß 1939, S. 359) und in der skandinavischen Kette. Es enthält die Fortsetzung des akadischen Troges nach Dana, der akadischen oder südöstlichen Geosynklinale mit der europäischen *Paradoxides*-Fauna nach Schuchert. Seiner Lage nach muß auch das Kambrium am Tanaffjord in Finmarken zur kaledonischen Faltenzone „sensu stricto“ (Öpik) oder zum akadischen Raume gehören. Das bestätigt auch das Vorkommen von *Hyo-lithus* in der von der ostgrönländischen unterschiedenen Fazies (Öpik 1939, S. 59).

Jungpaläozoikum.

Die mächtigen und ausgedehnten Ablagerungen des Old Red aus verschiedenen Gebieten im Umkreise des Skandik sind kaum imstande, irgendwelche Anhaltspunkte für und wider den einstigen Zusammenschluß und die Zerlegung der Schollen zu liefern. Zu gleichartig sind die Kontinentalbildungen über die verschiedenen Gebirgsstrukturen ausgebreitet. Ein großer Teil von Nordeuropa war Festland geworden

und während eines ungeheuren Zeitraumes sind die verschiedenen tektonischen Einheiten, Laurentia sowie Fennoskandia mit der russischen Tafel und den dazwischengeschalteten Kaledoniden, in gleicher Weise vom Kontinentalschutt zugedeckt worden. Unterschiede gibt es in verschiedenen Strecken. In Spitzbergen beginnt die Old Red-Fazies bereits im Downtonian. Auf Ellesmere-Land und auf Spitzbergen werden hingegen die nördlichen Ränder von Laurentia von den Ausläufern der devonischen Meere überspült, die auf Nowaja Semlja und auf der russischen Tafel eine mächtige marine Schichtfolge abgesetzt haben. Die weiträumig und unruhig schwankenden Grenzen zwischen den Massen von reinem und trockenem Kontinentalschutt und solchen mit limnischen oder marinen Zwischenlagen gestatten keine Schlüsse über den ehemaligen größeren oder geringeren Abstand zwischen den Gebieten. Die marinen Einschaltungen und limnischen Anklänge im Mitteldevon von Ellesmere-Land und in verschiedenen Stufen auf Spitzbergen sind kaum in diesem Sinne zu verwerten.

Die kontinentale Sedimentation umfaßt noch Teile des Karbons. Eine marine Transgression begann früher als in Ostgrönland, und zwar im Mittelkarbon (Frebold 1935, S. 55) auf Spitzbergen und auf der Bäreninsel. Auch bei einem angenommenen einstigen Zusammenschluß der Gebiete in der Scholle von Laurentia kann der zwischen ihnen verbleibende Abstand das ungleichzeitige Übergreifen des Meeres verständlich machen. Dagegen erfüllt sich nach den Angaben von Høltedahl (1930 b, S. 53) die Forderung nach einer näheren Verwandtschaft zwischen dem nordöstlichen Spitzbergen und Grant-Land. Die Strukturen und Gesteinsfolgen des nördlichen Axel-Heiberg-Landes werden denen am Nordrande von Spitzbergen gleichgestellt. In gleicher Weise streichen dort die postdevonischen Formationen als Keile zwischen Karbon und Kristallin gegen das Meer aus und Høltedahl denkt an eine Fortsetzung der in der Kings-Bay im N der Spitzbergengruppe nordwestlich gegen das Meer auslaufenden Karbonstreifen in dem Karbon am Nordende des Axel-Heiberg-Landes. Nach seiner Angabe könnte das von Feilden und de Rance 1878 entworfene Profil der Feilden-Halbinsel des Grant-Landes ebensogut aus dem nördlichen Spitzbergen stammen. Die metamorphen Schichten, die dort als Cape Rawson Beds verzeichnet sind, entsprechen den Hekla-Hook-Schichten Spitzbergens.

Schwagerinenkalke des Oberkarbons finden sich in recht gleichartiger Ausbildung in Ostgrönland, Spitzbergen und auf der Bäreninsel, neben anderen Vertretern des Oberen Karbons und der Übergangsstufen in das Perm.

Sandsteine mit Kohlen kommen im Unterkarbon der Bäreninsel vor. Unter dem Zeichen eines reicheren Fazienwechsels stehen auch die jüngeren Stufen mit Kalken und Kieselgesteinen auf Spitzbergen, auf der Bäreninsel und in Grönland. Sie enthalten die Faunenbestände aus einem schwankenden, aber im allgemeinen ziemlich seicht bleibenden Meere mit den Übergängen in das Perm (Fusulinenkalke, *Cora-Kalke* u. a.).

Sicherlich handelt es sich auch hier um die örtlich verzeichneten Auswirkungen sehr weiträumiger Vorgänge, der Schwankungen während der in verschiedenen Erdteilen weit um sich greifenden Transgressionen des Oberkarbons. Einerseits sind die Gebiete in ihrem Faunenbestande dem Oberkarbon und Perm des Urals nahe angeschlossen. Andererseits ist es doch bemerkenswert, daß der allgemeine Stil der Entwicklung auch noch jenseits des Skandik, in Ostgrönland, der gleiche bleibt (Frebold 1935, S. 54).

Auch die mannigfachere Schichtfolge einer permischen Transgression über einem lebhafteren postkarbonischen Relief innerhalb der ostgrönländischen Sedimentzone ist nach den neueren Forschungen dem russischen Oberperm der Kungur- und Kasanstufe am nächsten anzuschließen. Die abwechslungsreiche Schichtfolge mit Kalken, Riffdolomiten, Posidonomyenschiefern und gelegentlichen *Productus*-Kalken als örtlich zwischengeschaltete Fazies entstammt einem wenig tiefen Meere. Ammoniten weisen auf offenere Meeresverbindungen. Gelegentliche Abschnürungen brachten Einschaltungen der Brachiopoden führenden Mergel-Sandsteinfazies und von Gips, wie sie das Binnenmeer des deutschen Zechsteins beherrschen (Maync 1939; Stauber 1939).

Mesozoikum.

Schärfere Unterschiede zeigen sich in den Triasbildungen um den Skandik. In Ostgrönland ist nur Eotrias, unteres Skyth, durch eine Reihe von Ammonitenstufen mit Anklängen an den Himalaya vertreten. Erst über einer etwa 200 m mächtigen fossilereeren Schichtfolge von Sandsteinen und Mergeln folgen fossilführende Rhät-Lias-Schichten. Auf Spitzbergen und auf der Bäreninsel sind in einer Reihe von marinen Schichtgliedern höheres Skyth, Anis, Ladin, Karn und Nor nachgewiesen. Erst im Rhät zeigt sich hier, so wie in anderen weiten Erdräumen, der durch den Meeresanstieg mit darauffolgendem Rückzuge bedingte Ausgleich der Faziesgegensätze. Unter verschiedenen Erklärungsmöglichkeiten für die Unterschiede gibt Frebold (1930, S. 107) der Annahme den Vorzug, daß zur Triaszeit zwischen dem Barentsschelf und Ostgrönland ein trennendes Gebiet gelegen habe.

Diese Annahme läßt sich gut mit der hier vorausgesetzten Ausgangslage der Festlandsschollen (vgl. Fig. 17) vereinigen. Nach ihr wäre eine Landfläche von etwa 1000 km Breite zwischen die beiden Triasgebiete eingeschaltet. Der grönländische Sockel mag damals zum Teile Festland gewesen sein. Die ostgrönländischen kalédonischen Ketten waren allerdings schon zur Zeit des Old Red abgetragen und eingeebnet worden. Zahlreich sind aber die Zeugnisse jungpaläozoischer Vorstellungen, die ein unruhiges und örtlich absperrendes Relief geschaffen haben können.

Nach dem vollzogenen Anschlusse an Fennoskandia, insbesondere im Karbon, treten an die Stelle der nordamerikanischen die europäischen Beziehungen. Nähere Verwandtschaft zeigt sich schon mit dem russischen Karbon im Vorlande des Urals. Der brachiopodenreiche Zechstein gleicht dem von England und Deutschland. Rhät und Lias zeigen eine der schwedischen und deutschen anzuschließende Entwicklung.

Frebold, der sich eingehend mit verschiedenen Stufen des nordischen Mesozoikums beschäftigt hat, kommt nach einer genauen Prüfung dieser Fragen (1930) zu dem Ergebnisse, daß im großen gesehen eine Parallelentwicklung des jüngeren Mesozoikums zu beiden Seiten des Skandik, nicht aber eine genauere Übereinstimmung im einzelnen wahrzunehmen ist. Das wäre wohl leicht zu verstehen, da in den einander gegenüberliegenden Festländern überhaupt sowohl die lithologische wie die biostratigraphische Fazies örtlich starkem Wechsel unterworfen sind. Frebold spricht von alten Küstenzonen.

Wenn man die Ablagerungsvorgänge in ihren allgemeineren erdgeschichtlichen Zusammenhängen zu überblicken trachtet, so kommt man zu dem Schlusse, daß auch im Gebiete des Skandik die gleichen Ablagerungsbedingungen mit mancherlei örtlichen Abwandlungen geherrscht haben, wie über der mesozoischen Tafel von Mitteleuropa. Allenfalls sind die vorhandenen Schichtfolgen als der zufällige Restbestand aus einer kaum abschätzbaren Reihe von Transgressionen und Regressionen, ausgestreuten und wieder abgeschwemmten Absätzen der steigenden und sinkenden Ozeane erhalten geblieben. Nach den allgemeinen Merkmalen der Schichtfolge, der Faziesverbände und Fossilführung sind die mesozoischen Gebiete um den Skandik dem mitteleuropäischen Transgressionsfelde nahe anzuschließen. Hier wie dort zeigt sich in den Zeiten des höheren Meeresstandes, im Rhät, im oberen Jura und in der oberen Kreide, ein Ausgleich zwischen den Faziesentwicklungen von Teilgebieten. Das hindert nicht, daß sich in den ausgedehnten Meeressräumen neben den durch örtliche Um-

stände (Aussübungen, Verlandungen u. a.) verursachten Schwankungen der Fazies rein paläogeographisch, d. h. durch die großen Entfernungen bedingte Unterschiede in der biostratigraphischen Entwicklung bemerkbar machen. Im Jura und in der Unterkreide treten sie am stärksten hervor.

Verhältnismäßig geringe Unebenheiten der seicht überfluteten Oberfläche, bedingt durch verhältnismäßig geringe Unregelmäßigkeiten im Verlaufe der Abtragung in den Trockenzeiten, können den Küstenumriß und die stratigraphische Fazies in den einzelnen Unterstufen tiefgreifend beeinflussen. Das zeigt sich insbesondere in den größeren Zeiträumen des Meeresanstieges und des beginnenden Rückzuges, im Rhät, im Lias, im Dogger, in der Unter- und Mittelkreide. Überdies sind so wie in Mitteleuropa auch im hohen Norden die sedimentären Decken zu verschiedenen Zeiten durch den an Verwerfungen schräggestellten Grundgebirgssockel aufgerichtet, verbogen und örtlich durchstoßen worden.

Betrachtet man die Fazieskarten, die in den letzten Jahren von verschiedenen Forschern (z. B. Vollrath und Frank) entworfen worden sind, so wird man erkennen, daß zu beiden Seiten eines beliebigen durchgezogenen Streifens von etwa 200 bis 400 km, d. i. etwa der doppelten Breite des grönländisch-skandinavischen Schelfes, eine durchgreifende Übereinstimmung und ein lückenloses Aneinanderschließen der Faziesgruppen und der Schichtfolgen nicht zu erwarten ist. Um so bemerkenswerter ist die nahe Übereinstimmung in einzelnen Gebieten, wie dies z. B. Frebold von den Stufen des Oxford und Unterkimmeridge und des Valanginien im Wollaston-Vorlande, gegenüber der Clavering-Insel Ostgrönlands und den entsprechenden Schichtstufen in Spitzbergen hervorgehoben hat. Besonders gut fügt sich in die Vorstellung des einstigen Zusammenhanges von Grönland und Skandinavien die Angabe von Frebold (1932 b, S. 801), daß der Gegensatz zwischen dem Oxford und dem Unterkimmeridge von Ostgrönland mit den entsprechenden Schichten auf Spitzbergen sehr groß ist, während die gleichen Stufen eine überraschende Übereinstimmung mit denen von Andøy an der nordnorwegischen Küste zeigen. Besonders betont wird die Ähnlichkeit durch das Auftreten von Kohlenflötzen nahe der Kelloway-Oxford-Grenze in beiden Gebieten. Beim hypothetischen Zusammenschluß der beiderseitigen Abrißküsten (Fig. 19) rücken diese beiden Juragebiete am nächsten aneinander, zwischen Ostgrönland und Spitzbergen bleibt aber noch ein Abstand von nahezu 1000 km Breite.

Tertiär.

Auch den Ablagerungen des Paläozäns und des Eozäns, die in Spitzbergen erhalten geblieben sind, kann man bemerkenswerte Hinweise auf das einstige Verhältnis zu Grönland entnehmen. Über mächtigen Basiskonglomeraten folgen zum Teil marine, vorwiegend aber kontinentale Schichten mit Pflanzenresten und Kohlen. Sie erreichen im Eisfjord über 1000 m, in Prinz-Karl-Vorland aber bis 3050 m Mächtigkeit (Frebold 1935). Anschließend an die von Tyrrell (1924) aus der Verteilung der Gesteine in Prinz-Karl-Vorland und im Eisfjord gezogenen Schlüsse gelangt auch Høltedahl (1928, S. 1744) zu der Meinung, daß die frühtertiären Sedimente des westlichen und südlichen Spitzbergens von einer im W angeschlossenen Landmasse hergetragen worden seien. Diese Landmasse kann nur die damals noch unverschobene grönländische Scholle gewesen sein. Zahlreiche Fundstellen pflanzenführender Schichten bestätigen, daß Ostgrönland im Alttertiär zumeist Festland war. Eine geringe Rolle spielen daneben Einschaltungen mit marinen Fossilien, die in der Kap Dalton-Serie südlich vom Scoresby-Sund und auch in einigen nördlich anschließenden Strecken dem unteren und dem mittleren Eozän zugeteilt werden.

Schriftenverzeichnis zu den Teilen B und C.

- Arbeiten, die dem Verfasser nicht mehr bekannt sein konnten, sind durch einen Stern gekennzeichnet.
- Ahlmann H. W., 1919: Geomorphological studies in Norway. — *Geografiska Annaler*, 1, S. 1 u. 193, Stockholm.
- Aldinger H., 1937: Das ältere Mesozoikum Ostgrönlands. — *Geol. Rundschau*, 28, S. 124, Stuttgart.
- Ampferer O., 1925: Über Kontinentverschiebungen. — *Die Naturwiss.*, 13, S. 669, Berlin.
- Andersson G., 1903: Om Mälaretrakternas geografi. — *Ymer*, 23, S. 49, Stockholm.
- Argand E., 1924: La tectonique de l'Asie. — *C. R. 13e Congr. géol. internat. Belgique 1922*, 1, S. 171, Liège.
- Asklund B., 1938: Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. — *Sverig. geol. Unders.*, Ser. C, Nr. 417 (*Arsbok* 32, Nr. 7), Stockholm.
- Backlund H. G., 1920: On the Eastern part of the Arctic Basalt plateau. — *Acta Acad. Aboensis, Math. et Phys.*, 1, Nr. 2, Abo.
- 1925: Försök till magmatektonisk analys av Västerbottens fjällbyggnad. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 47, S. 155.
- 1928: Über die Rolle der Granitintrusionen in der kaledonischen Gebirgskette Skandinaviens. — *C. R. 14e Congr. géol. internat. Espagne 1926*, 3, S. 1097, Madrid.
- 1930: Contribution to the geology of Northeast Greenland. — *Meddel. om Grönland*, 74, Nr. 11, S. 209, København.
- 1932: Das Alter des „Metamorphen Komplexes“ vom Franz-Josef-Fjord in Ost-Grönland. — *Ebenda*, 87, Nr. 4, S. 1.
- 1935: Zur Tektonik des nordschwedischen Hochgebirges. Erläuterung eines Kartenausschnittes. — *Geol. Rundschau*, 26, S. 429, Stuttgart.

- 1936: Zur genetischen Deutung der Ektogite. — *Ebend.*, 27, S. 47.
- 1937 a: Svekofennider och Gotokarelider. En rekapitulation och nagra konsekvenser. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 59, S. 303.
- 1937 b: Die Umgrenzung der Svekofenniden. — *Bull. geol. Inst. Upsala*, 27, S. 219.
- 1937 c: Der postkaledonische paläozoische Vulkanismus in Ostgrönland. — *Geol. Rundschau*, 28, S. 407, Stuttgart.
- 1938: The problems of the Rapakivi granites. — *Journ. of Geol.*, 46, S. 339, Chicago.
- 1939: Die „Granitisationstheorie“ nochmals. Schlußwort. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 61, S. 34.
- Backlund H. G. u. Quensel P., 1929: Karta över berggrunden inom Västerbottens fjällområde. Upprättad under åren 1918—1928. Stockholm.
- Bailey E. B. u. Holttedahl O., 1938: Northwestern Europe Caledonides. — *Andrée K., Brouwer H. A. u. Bucher W. H., Regionale Geologie der Erde*, 2, Abschn. 2, Leipzig.
- Barth T. F. W., 1938: Progressive metamorphism of Sparagmite rocks of Southern Norway. — *Norsk geol. Tidsskr.*, 18, S. 54, Oslo.
- Becke F., 1903: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.*, 75, 1. Halbbd., H. 1.
- 1922: Zur Facies-Klassifikation der metamorphen Gesteine. — *Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitteil.*, 35, 1921, H. 5/6, S. 215, Wien u. Leipzig.
- 1923: Stoffwanderung bei der Metamorphose. — *Ebend.*, 36, H. 1, S. 25.
- Bederke E., 1924: Das skandinavische Hochgebirgsproblem im Lichte der neueren petrographisch-tektonischen Forschung. — *Geol. Rundschau*, 15, S. 231, Berlin.
- Bernaer F., 1939: Island und die Frage der Kontinentalverschiebungen. — *Ebend.*, 30, S. 357, Stuttgart.
- Beskow G., 1929: Södra Storfjället i südlichen Lappland. Eine petrographische und geologische Studie im zentralen Teil des skandinavischen Hochgebirges. — *Sverig. geol. Undersökn.*, Ser. C, 350 (Arbok 21, 1927, Nr. 5), Stockholm.
- Bierther W., 1939: Zur Geologie des Scoresbylandes. — *Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen*, 16, 1940, S. 176.
- Björlykke H., 1933: Noen analyser av jordprofiler fra nordre Gudbrandsdal. — *Norsk geol. Tidsskr.*, 13, S. 79, Oslo.
- Björlykke K. O., 1905: Det centrale Norges fjeldbygning. — *Norges geol. Undersögg.*, 39, Kristiania.
- Böggild O. B., 1917: Grönland. — *G. Steinmann u. O. Wilckes, Handb. d. regional. Geol.*, 4, Abt. 2a, H. 21, Heidelberg.
- 1938: Bemerkungen zu dem Aufsatz von Lauge Koch: „Über den Bau Grönlands“. — *Meddel. Dansk geol. Foren.*, 9, S. 267, København.
- Böggild O. B., R. Bøgvad, K. Callisen, H. Freibold, H. Gry, K. Jessen, V. Madsen, A. Noe-Nygaard, C. Poulsen, A. Rosenkrantz, C. Teichert, 1935: Remarks upon Lauge Koch: *Geologie von Grönland*. 1935. — *Ebend.*, 8, H. 5, S. 497.
- Bourcart J., 1938: La marge continentale. Essai sur les régressions et les transgressions marines. — *Bull. Soc. géol. de France*, Ser. 5, 8, S. 393, Paris.
- Braun G., 1930: Das Südende des Kjöf in Nord-Trøndelag, Jämtland und Süd-Västerbotten. — *Die Naturwiss.*, 18, S. 693, Berlin.
- Brøgger W. C., 1893: Lagfølgen på Hardangervidda og den såkaldte „høifjeldskvarts“. — *Norges geol. Undersögg.*, 11, Kristiania.
- 1901: Om de senglaciale og postglaciale nivaeforandringer i Kristianiafeltet (molluskfaunan). — *Ebend.*, 31, Kristiania 1900 u. 1901.
- 1932: Die Explosionsbreccie bei Sevaldrud zwischen Randsfjord und Sperillen. — *Norsk geol. Tidsskr.*, 11, 1930/31, S. 281, Oslo.
- Brouwer H. A., 1937: Über metamorphe Gesteine von Torne Träsk (Lappland). — *Proc. Sect. of Science Akad. Wetensch. Amsterdam*, 40, S. 414.
- Bubnoff S. v., 1930: *Geologie von Europa*. Zweiter Band: Das außeralpine Westeuropa. Erster Teil: Kaledoniden und Varisciden. — E. Krenkel, *Geologie der Erde*, Berlin.

- 1936: Svekofenniden und Varisciden. Eindrücke von einer Finnland-Exkursion. — Geol. Rundschau, 27, S. 441, Stuttgart.
- 1937: Die Halbinsel Kola. — Ebend., 28, S. 1.
- 1938: Beiträge zur Tektonik des skandinavischen Südrandes. I. Das Gefüge des Hammergranites auf Bornholm. — Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 79 B, S. 274, Stuttgart.
- Bütler H., 1935: Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrönland. Ergebnisse von Untersuchungen über die Lagerungsverhältnisse des oberen Devons in Ostgrönland. — Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen, 12, 1934/35, S. 17.
- 1937: Erläuterungen zu einigen Bildern der Ellainsel in Ostgrönland. — Ebend., 13, S. 9.
- 1938: Die tektonischen Strukturelemente des östlichen Moschusochsenfjordes. Vorläufige Mitteilung. — Meddel. om Grönland, 103, Nr. 5, København.
- 1939: Übersicht der devonischen Bildungen nördlich des Davysundes in Ostgrönland. — Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen, 16, 1940, S. 105.
- Bucher W. H., 1933: The deformation of the Earth's crust. — Princeton University Press.
- Carstens C. W., 1920: Trondhjemsfältets bidrag till lösning av fjällproblemet. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 42, S. 91.
- 1924 a: Av Trondhjemsfältets geolog. Nyere undersökelse. — Norsk geol. Tidsskr., 7, 1922/23, S. 1, Kristiania.
- 1924 b: Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet, mit besonderer Berücksichtigung der in ihm auftretenden Kiesvorkommen. — Ebenda, S. 185.
- 1926 a: Rapakiwigesteine an der westlichen Grenze des Trondhjemgebietes. — Ebend., 8, 1924/25, S. 81, Oslo.
- 1926 b: Ein aus Rapakiwigesteinen umgewandelter Augengneis. — Ebend., S. 235.
- Chamberlin R. T., 1919: The building of the Colorado Rockies. — Journ. of Geol., 27, S. 145 u. 225, Chicago.
- Cloos E., 1931: Der Sierra Nevada-Pluton. (Vorläufige Mitteilung.) — Geol. Rundschau, 22, S. 372, Berlin.
- Cloos H., 1928: Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa. Forschungen in den Jahren 1924 bis 1927 usw. — Fortschr. d. Geol. u. Paläont., 7, H. 21, Berlin.
- 1939: Zur Tektonik der Ostküste von Grönland. (Bemerkungen zu den Vorträgen von H. Bütler, Andreas Vischer, Hans Stauber und W. Bierther.) — Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen, 16, 1940, S. 179.
- Cloos H. u. W. Bierther, 1939: Grönland 1939. Tagung der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen, 11. bis 12. März 1939. — Geol. Rundschau, 30, S. 689, Stuttgart.
- *Cornelius H. P., 1941: Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerntal und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. — Ber. Reichsst. f. Bodenforschung, Wien, 1941, S. 14.
- Cornelius H. P. u. M. Furlani-Cornelius, 1930: Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepaß. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 102, S. 207.
- Daly R. A., 1914: Igneous rocks and their origin. New York.
- De Geer G., 1912: Kontinentale Niveauänderungen im Norden Europas. — C. R. Xle Congr. géol. internat. Stockholm 1910, 2, S. 849, Stockholm. — Auch Petermanns Mitt., 58, 1912 II, S. 121, Gotha.
- Drescher-Kaden F. K., 1936: Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildung und ihre Bedeutung bei der Entstehung der Magmen, nebst einigen grundsätzlichen Erwägungen. (Vorläufiger Bericht.) — Chemie der Erde, 10, S. 271, Jena.
- Du Rietz T., 1935 a: Peridotites, Serpentes, and Soapstones, of Northern Sweden, with special reference to some occurrences in Northern Jämtland. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 57, S. 133.
- 1935 b: En berggrundsprofil från Frostvicken. — Ebend., S. 676.

- 1938 a: The injection metamorphism of the Muruhatten region. — Sverig. geol. Unders., Ser. C, 416 (Arsb. 32, 1938, Nr. 6), S. 1, Stockholm.
- 1938 b: Kaledoniska eruptivbergarter. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 60, S. 543.
- Du Toit A. L., 1937: Our wandering continents. An hypothesis of continental drifting. Edinburgh and London.
- Eckermann H. v., 1937: The Jotnian formation and the Sub-Jotnian unconformity. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 59, S. 19.
- Eskola P., 1921: On the Eclogites of Norway. — Videnskapselsk. Kristiania Skrifter, math.-nat. Kl. 1921 I, Nr. 8.
- 1933: On the differential anatexis of rocks. — Bull. Comm. géol. Finlande, 103 (C. R. Soc. géol. Finlande, 7), S. 12, Helsinki-Helsingfors.
- 1934: A note on the diffusion and reactions in solids. — Ebend., Bull. 104 (C. R. 8), S. 144.
- Evers W., 1937: Glaziologische und morphologische Forschungen in Süd-norwegen. — Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin, 1937, S. 376.
- Ewetz C. E., 1927: Beiträge zur Kenntnis der Visingsöformation. — Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 79, Abhandl. S. 136, Berlin.
- 1932: Fossilrester i Visingsöformationen. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 54, S. 310.
- Feilken H. W. and De Rance C. E., 1878: Geology of the coasts of the arctic lands visited by the late British expedition under Captain Sir George Nares. — Quart. Journ. geol. Soc. London, 34, S. 556.
- Flint R. F., 1924: A brief view of Rocky Mountain structure. — Journ. of Geol., 32, S. 410, Chicago.
- Förste A. F., 1929: The Ordovician and Silurian of American arctic and subarctic regions. — Denison Univers. Bull., Journ. of scientif. Laborat., 24, S. 27, Granville.
- Foyn S., 1937: The Eo-Cambrian series of the Tana district, Northern Norway. — Norsk geol. Tidsskr., 17, S. 65, Oslo.
- Frank M., 1928 a: Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Lettenkohle zwischen Südwürttemberg und dem Kettenjura. — Centralbl. f. Min. usw., 1928 B, S. 456 u. 481, Stuttgart.
- 1928 b: Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Wellengebirges im südlichen Schwarzwald. — Jahresh. f. vaterländ. Naturk., 84, S. 24, Stuttgart.
- 1930 a: Das Wandern der „tektonischen“ Vortiefe in den Alpen. — Centralbl. f. Min. usw., 1930 B, S. 9, Stuttgart.
- 1930 b: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des Lias α in Süddeutschland. — Mitt. geol. Äbtlg. Württemberg. statist. Landesamtes, 13, Stuttgart. — Auch Dissertation Univers. Tübingen.
- 1930 c: Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz. — Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 64 B, S. 325, Stuttgart.
- 1930 d: Stratigraphie und Bildungsgeschichte des süddeutschen Gipskeupers. — Jahresber. u. Mitteil. Oberrhein. geol. Ver., N. F., 19, S. 25, Stuttgart.
- 1937: Ergebnisse neuer Untersuchungen über Fazies und Bildung von Trias und Jura in Südwest-Deutschland. — Geol. Rundschau, 28, S. 465 u. 561, Stuttgart.
- Freibold H., 1929: Untersuchungen über die Fauna, die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias Spitzbergens. Auf Grund der von den norwegischen Expeditionen gesammelten Materialien. — Skrifter om Svalbard og Ishavet, 26, Oslo.
- 1930: Verbreitung und Ausbildung des Mesozoikums auf Spitzbergen. — Ebend., 31.
- 1931 a: Fazielle Verhältnisse des Mesozoikums im Eisfjordgebiet Spitzbergens, ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Skandik. I. Teil. — Ebend., 37.
- 1931 b: Fauna, stratigraphische und paläogeographische Verhältnisse des ostgrönländischen Zechsteins. — Meddel. om Grönland, 84, Nr. 1, København.
- 1932 a: Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in post-devonischer Zeit. — Ebend., 94, Nr. 2.

- 1932 b: Parallele Züge im geologischen Bau Ostgrönlands, Spitzbergens, der Bäreninsel sowie Norwegens und ihre Bedeutung. — *Die Naturwiss.*, **20**, S. 799, Berlin.
- 1934: Tatsachen und Deutungen zur Geologie der Arktis. — *Meddel. Dansk geol. Foren.*, **8**, 1931—35, S. 301, Kopenhagen.
- 1935: Geologie von Spitzbergen, der Bäreninsel, des König Karl- und Franz-Josef-Landes. — *Krenkel E.*, *Geologie der Erde*, Berlin.
- 1936: Zur Stratigraphie des oberen Jungpaläozoikums und der älteren Eozäns Spitzbergens. — *Stille-Festschrift*, S. 314, Stuttgart.
- Freibold H. u. Nøe-Nygaard A., 1938: *Marines Jungpaläozoikum und Mesozoikum von der Traill-Insel (Ostgrönland)*. — *Meddel. om Grönland*, **119**, Nr. 2, København.
- Frödin G., 1921: Über die Geologie der zentralen schwedischen Hochgebirge. — *Bull. geol. Instit. Upsala*, **18**, S. 57.
- 1922: On the analogies between the Scottish and the Scandinavian portions of the Caledonian mountain range. — *Ebend.*, S. 199.
- Gavelin A., 1915: Om den geologiska byggnaden inom Ruotevare-området i Kvikkjøkk. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, **37**, S. 17.
- * Gerth H., 1939: Die Kordilleren von Südamerika. — *Andrée K., Brouwer H. A. u. Bucher W. H.*, *Regionale Geologie der Erde*, **3**, Abschn. IV b, Leipzig.
- Gilligan A., 1931: A contribution to the geological history of the North Atlantic region. — *Proc. Yorkshire geol. Soc., N. S.*, **21**, 1927—30, S. 301, Manchester.
- Goldschmidt V. M., 1912 a: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. I. Ein kambrisches Konglomerat von Finse und dessen Metamorphose. — *Videnskapsseelsk. Kristiania Skrifter, math.-nat. Kl.*, 1912 II, Nr. 18.
- 1912 b: Desgl. II. Die kaledonische Deformation der süd-norwegischen Urgebirgstafel. — *Ebend.*, Nr. 19.
- 1912 c: Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose, mit Beispielen aus der Geologie des südlichen Norwegens. — *Ebend.*, Nr. 22.
- 1913: Das Devongebiet am Røragen bei Røros. Mit einem paläobotanischen Beitrag: Die Pflanzenreste der Røragen-Ablagerung von Nathorst A. G. — *Ebend.*, 1913 II, Nr. 9.
- 1915: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. III. Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjem-Gebiets. — *Ebend.*, 1915, Nr. 10.
- 1916: Desgl. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. — *Ebend.*, 1916 I, Nr. 2.
- 1921: Desgl. V. Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. — *Ebend.*, 1920 II, Nr. 10.
- Gregory J. W., 1921: *The rift valleys and geology of East Africa etc.* London.
- 1929: *The geological history of the Atlantic Ocean*. — *Quart. Journ. geol. Soc. London*, **85**, S. LXVIII.
- Guyan W. U., 1935: *Die norwegische Strandplatte*. Dissert. Univers. Zürich. Schaffhausen 1935.
- Hamburg A., 1910: *Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette*. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, **32** II, S. 681.
- Harker A., 1932: *Metamorphism. A study of the transformation of rock masses*. London.
- Haug E., 1900: *Les géosynclinaux et les aires continentales. Contribution à l'étude des transgressions et des régressions marines*. — *Bull. Soc. géol. de France*, Ser. 3, **28**, S. 617, Paris.
- Heim A., 1921: *Geologie der Schweiz*. Band II, *Die Schweizer Alpen*. Leipzig.
- Höghom A. G., 1894: *Geologisk beskrifning öfver Jämtlands Län. (Praktisk geologiska undersökningar inom Jämtlands Län. IV.)* — *Sveriges geol. Unders.*, Ser. C, **140**, Stockholm.

- 1909: Studies in the post-Silurian thrust region of Jämtland. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 31, H. 5, S. 289.
 - 1910: Desgl. — Guides excursions en Suede 11e Congr. géol. internat., 1, Nr. 2, Stockholm. (Sonderdruck von Högbom 1909.)
 - 1913 a: Über die norwegische Küstenplattform. — Bull. geol. Inst. Upsala, 12, S. 41.
 - 1913 b: Fennoskandia (Norwegen, Schweden, Finnland). — Steinmann G. u. Wilckens O., Handb. d. region. Geol., 4, Abt. 3 (H. 13), Heidelberg.
 - 1920 a: Geologisk beskrivning över Jämtlands Län. 2. Aufl. — Sveriges geol. Unders., Ser. C, 140, Stockholm.
 - 1920 b: Nivåförändringarna i Norden. Ett kapitel ur den Svenska naturforskningens historia. — Göteborgs Vetensk. Vitterhets-Samhälles Handl., 21/22, 1918—19, Nr. 3.
- Holmquist P. J., 1901: Bidrag till diskussionen om den skandinaviska fjällkedjans tektonik. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 23, S. 55.
- 1910: Die Hochgebirgsbildungen am Torne Träsk in Lappland. — Ebend., 32 II, S. 913.
 - 1936: Composition and orogenesis of the Swedish Archean. — Rep. 16th internat. geol. Congr. U. S. A. 1933, 1, S. 311, Washington.
- Holmsen O., 1920: Fortsaettelsen av Trondhjemsfeltets kistdrag mot nord. — Norsk geol. Tidsskr., 5, 1918—19, S. 149, Kristiania.
- 1937: Søndre Femund, beskrivelse til det geologiske rektangelkart. — Norges geol. Undersök., 148, S. 1, Oslo.
- Holte dahl O., 1914: Fossilier fra Smölen. — Norges geol. Undersög., 69 (Aarbok 1914 V), Kristiania.
- 1918: Bidrag til Finmarkens geologi. — Ebend., 84.
 - 1919: On the Paleozoic formations of Finmarken in Northern Norway. — Amer. Journ. of Sc., Ser. 4, 47, S. 85, New Haven.
 - 1920: Paleogeography and diastrophism in the Atlantic-Arctic region during Paleozoic time. — Ebend., 49, S. 1.
 - 1921: The Scandinavian „Mountain Problem“. — Quart. Journ. geol. Soc. London, 76, 1920, S. 387.
 - 1925: Some points of structural resemblance between Spitsbergen and Great Britain, and between Europe and North America. — Avh. Norske Vidensk.-Akad. Oslo, mat.-nat. Kl., 1925, Nr. 4.
 - 1928: Tectonics of Arctic regions. — C. R. 14e Congr. géol. internat. Espagne 1926, 4, S. 1735, Madrid.
 - 1930 a: Nogen sammenlignende betraktninger fra et Nordnorsk og et Syd-norsk område. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 52, S. 538.
 - 1930 b: Geologische Karte der Arktis mit angrenzenden Gebieten. — Arktis, 3, S. 49, Gotha.
 - 1931: Additional observations on the rock formations of Finmarken. Northern Norway. — Norsk. geol. Tidsskr., 11, 1930/31, S. 241, Oslo.
 - 1935 a: A new example of a submarine fault line along a continental border. — Norske Vidensk. Selsk. Forh., 8, Nr. 27, S. 91, Trondheim.
 - 1935 b: Den Norske landmasses begrensning mot havet. — Norsk geograf. Tidsskr., 5, S. 453, Oslo.
 - 1936 a: Trekk av det Skandinaviske fjellkjedeströks historie. — Nordiska (19 skandinaviska) naturforskarm. Helsingfors 1936, S. 129, Helsingfors.
 - 1936 b: On fault lines indicated by the submarine relief in the shelf area West of Spitsbergen. — Norsk geograf. Tidsskr., 6, H. 4, S. 214, Oslo.
 - 1938: Geological observations in the Opdal-Sunndal-Tröllheimen district. — Norsk. geol. Tidsskr., 18, S. 29, Oslo.
 - * 1940: The submarine relief of the Norwegian coast. — Norske Vidensk.-Akad., Oslo.
- Holte dahl O., Bugge A., Kolderup C. F., Rosendahl H., Schetelig J. and Stormer L., 1934: The geology of parts of Southern Norway. — Proc. Geologists' Assoc., 45, S. 307, London.

- Horn G. and Orvin A. K., 1928: Geology of Bear Island with special reference to the coal deposit, and with an account of the history of the island. — Skrifter om Svalbard og Ishavet, 15, Oslo.
- Hubbard G. D., 1934: Unity of physiographic history in Southwest Norway. — Bull. geol. Soc. America, 45, Nr. 4, S. 637, New York.
- Jenny H., 1924: Die alpine Faltung, ihre Anordnung in Raum und Zeit. Berlin.
- Judd J. W., 1886: On the gabbros, dolerites, and basalts, of Tertiary age, in Scotland and Ireland. — Quart. Journ. geol. Soc. London, 42, S. 49.
- Kaldhøi H., 1903: Suldalsfjeldene. — Norges geol. Undersøg., 36 (Aarvog for 1903, Nr. 3), Christiania.
- 1909: Fjeldbygningen i den nordøstlige del af Ryfylke. — Ebend., 49 (Aarvog for 1908, Nr. 5).
- Kindle E. M., 1939: Geology of the Arctic Archipelago and the interior plains of Canada. — Ruedemann R. and Balk R., Geology of North America, 1, S. 176, Berlin.
- King P. B., 1932: An outline of the structural geology of the United States. — XVth internat. geol. Congress U. S. A. 1933, Guidebook 28, Washington.
- Kjerulf Th., 1871: Om Trondhjems Stifts geologi. — Nyt Magazin for Nat., 18, H. 4, S. 1, Christiania.
- 1876: Desgl. — Ebend., 21, H. 1, S. 1.
- Knopf E. B., 1927: Some results of recent work in the Southern Taconic area. — Amer. Journ. of Sc., Ser. 5, 14, S. 429, New Haven.
- 1935: Recognition of overthrusts in metamorphic terranes. — Ebend., 30, S. 198.
- Koch L., 1920: Stratigraphy of Northwest Greenland. — Meddel. Dansk geol. Foren., 5, 1916—20, Nr. 17, København.
- 1923: Some new features on the physiography and geology of Greenland. — Journ. of Geol., 31, S. 42, Chicago.
- 1928 a: Preliminary statement of the stratigraphy of East Greenland. — Amer. Journ. of Sc., Ser. 5, 15, S. 346, New Haven.
- 1928 b: Neue Forschungen in Ostgrönland. — Centralbl. f. Min. usw., 1928 B, S. 473, Stuttgart.
- 1929 a: The geology of East Greenland. — Meddel. om Grönland, 73 II, S. 1, København.
- 1929 b: Stratigraphy of Greenland. — Ebend., S. 205.
- 1933: The geology of Inglefield Land. — Ebend., 73 I, Nr. 2.
- 1935: Geologie von Grönland. — Krenkei E., Geologie der Erde, Berlin.
- 1936: Über den Bau Grönlands. — Geol. Rundschau, 27, S. 9, Stuttgart.
- 1939: Zur geologischen Erforschungsgeschichte Ostgrönlands (mit einem chronologischen Verzeichnis der Expeditionen). — Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen, 16, 1940, S. 70.
- Kölbl L., 1932: Das Nordostende des Großvenedigermassivs. (Ein Beitrag zur Frage des Tauernfensters). — Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 141, S. 39.
- Kolderup C. F., 1912: The geology of the Bergen district, Norway. — Proc. Geologists' Assoc., 23, S. 1, London.
- 1923: Kvamshestens devonfelt. — Bergens Mus. Arab., 1920—21, naturvid. række, Nr. 4.
- 1924: En postorkadisk overskyvning i det vestlige Norge. — Förhandl. 17de Skandinav. Naturforskarmötet Göteborg 1923, S. 173, Göteborg.
- 1925 a: Steninhødet i kraasen hos norske lryper. — Bergens Mus. Aarb., 1923—24, naturvid. r., Nr. 4.
- 1925 b: Haasteines devonfelt. — Ebend., Nr. 11.
- 1926: Solunds devonfelt. — Ebend., 1924—25, Nr. 8.
- 1927 a: Hornfelsens devonfelt. — Ebend., 1926, Nr. 6.
- 1927 b: Byrknesøyenes og Holmengraas devonfelter. — Ebend., Nr. 8.
- 1928: Das Old Red im westlichen Norwegen. — Fennia, 50, Nr. 23, Helsingfors.

- Kolderup N.-H., 1923: Der Mangeritsyenit und umgebende Gesteine zwischen Dalsfjord und Stavfjord in Sondfjord im westlichen Norwegen. — *Ebend.*, Nr. 5.
- 1925: Die Injektionsmetamorphose des Dolomitmarmors im Mögstergebiet im westlichen Norwegen. — *Ebend.*, 1923—24, naturvid. række, Nr. 1.
- 1927: Bygningen av moraener og terrasser i Oster- og Sörfjorden ved Bergen. — *Ebend.*, 1926, Nr. 1.
- 1928: Fjellbygningen i krystströket mellem Nordfjord og Sognefjord. — *Bergens Mus. Arbok*, 1928, naturvid. række, Nr. 1.
- 1930: En vestnorsk kiskförende kvartskeratofyr. — *Ebend.*, 1929, Nr. 4.
- 1932 a: Oversikt over den kaledoniske fjellkjede pa Vestlandet. — *Ebend.*, 1931, Nr. 1.
- 1932 b: Kyst- og höifjellstil i foldningsgröften i Vest-Norge. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 54, S. 269.
- 1935: Senkaledoniske sprekker med kalkspatbreksie. — *Bergens Mus. Arb.*, 1934, naturvid. r., Nr. 4.
- 1936: Zur Kenntnis der Injektionsmetamorphose im westlichen Norwegen. — *Ebend.*, 1935, Nr. 3.
- Koßmat F., 1927: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. — *Abhandl. Sächs. geol. Landesamts*, H. 1, Leipzig.
- Kotlukov V., 1936: The geological structure and coal deposits of Barentsburg and of the Bogeman Tundra (Western Spitsbergen). — *Transact. Leningrad geol. Thrust*, H. 11, Leningrad-Moskau.
- Kranck E. H., 1935: On the crystalline complex of Liverpool Land. — *Meddel. om Grönland*, 95, Nr. 7, Köbenhavn.
- 1939 a: The rock-ground of the coast of Labrador and the connection between the Pre-Cambrian of Greenland and North-America. — *Bull. Comm. géol. Finlande*, 125 (C. R. Soc. géol. Finlande, 13), S. 65, Helsinki.
- 1939 b: Koordination der Grundgebirgsformationen von Labrador und Südgrönland. — *Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen*, 16, 1940, S. 213.
- Kulling O., 1929: Stratigrafic studies of the geology of Northeast Greenland. — *Meddel. om Grönland*, 74, S. 317, Köbenhavn.
- 1932: Nagra geologiska resultat fran expeditionen till Nordostlandet 1931. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 54, S. 138.
- 1933: Der Gebirgsbau des Björkvattnet-Visisen-Gebietes im zentralen Teil des Västerbottengebirges. Eine Studie in der Geologie der Kaledoniden Skandinavien. — *Ebend.*, 55, S. 167.
- 1934: Scientific results of Swedish-Norwegian Arctic expedition in the summer of 1931. Led by Ahlmann H. W. Part XI. The „Hecla-Hooc formation“ round Hinlopenstredet. — *Geograf. Annaler*, 16, H. 4, S. 161, Stockholm.
- 1939: Nagra anmärkingar rörande den kaledoniska överskjutningstektoniken inom Torneträskomradets. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 61, S. 168.
- Kvale A., 1937: Et kaledonisk intrusiv- og effusivfelt pa Stord. — *Bergens Mus. Arb.*, 1937, naturvid. r., Nr. 1.
- Lundberg H., 1929: Om Newfoundlands geologi och malmlätningen därstädes. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 51, S. 91.
- Lundgren A., 1935: Die stratigraphischen Ergebnisse der Tiefbohrung bei Kullemölla im südöstlichen Schonen. — *Sverig. geol. Unders.*, Ser. C, 386 (Arb., 29, 1935, Nr. 1), Stockholm.
- Machatschek F., 1938: Das Relief der Erde. Versuch einer regionalen Morphologie der Erdoberfläche. Bd. 1, Berlin.
- * 1940: *Desgl.*, Bd. 2.
- Magnusson N. H., 1937: Den centralvärmländska mylonitzonen och dess fortsättning i Norge. — *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, 59, S. 205.
- Martin H., 1939: Die Post-Archaische Tektonik im südlichen Mittelschweden. — *Neues Jahrb. f. Min. usw.*, Beil.-Bd. 82 B, S. 1, Stuttgart.
- Maync W., 1939: Übersicht über die postkarbonische Stratigraphie Ostgrönlands zwischen 73° und 75° Lat. N. — *Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen*, 16, 1940, S. 161.

- Nalivkin D. V., 1937: The Paleozoic of the Arctic region of the USSR. — Abstr. 17th internat. geol. Congress USSR. 1937, S. 198, Moscow-Leningrad.
- Nansen F., 1904: The bathymetrical features of the North Polar Seas with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of the shore-line. — The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896. Scientific Results, 4, Nr. XIII, Christiania, London etc.
- 1922: The strandflat and isostasy. — Skrifter Videnskapselsk. Kristiania, mat.-nat. Kl., 1921 II, Nr. 11.
- 1928: The Earth's crust, its surface-forms, and isostatic adjustment. — Avhandl. Vedensk.-Akad. Oslo, mat.-nat. Kl., 1927, Nr. 12.
- Nathorst A. G., 1901: Bidrag til nordöstra Grönlands geologi. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 23, S. 275.
- 1910: Beiträge zur Geologie der Bären-Insel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes. — Bull. geol. Institut. Upsala, 10, 1910—11, S. 261.
- Noe-Nygaard A., 1934: Stratigraphical outlines of the area round Fleming Inlet (East Greenland). — Meddel. om Grönland, 103, Nr. 1, Köbenhavn.
- 1937: Die paläozoischen Eruptivgesteine von Canning-Land. — Ebend., 118, Nr. 6.
- Nordenskjöld O., 1907: On the geology and physical geography of East-Greenland. — Ebend., 28, S. 151.
- Odeh N. E., 1927: Preliminary notes on the geology of the Eastern parts of Central Spitsbergen: with special reference to the problem of the Hecla Hook formation. — Quart. Journ. geol. Soc. London, 83, S. 147.
- 1939: The structure of the Kaiser Franz Josephs Fjord region, North-East Greenland. — Meddel. om Grönland, 119, Nr. 6, Köbenhavn.
- Öpik A., 1939: Paläontologie, Arktisforschung und Kontinentalverschiebung. — Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen, 16, 1940, S. 47.
- Orvin A. K., 1934: Geology of the Kingsbay region, Spitsbergen. — Skrifter om Svalbard og Ishavet, 57, Oslo.
- Parkinson M. M. L. and Whittard W. F., 1931: The geological work of the Cambridge expedition to East Greenland in 1929. — Quart. Journ. geol. Soc. London, 87, S. 650.
- Penck A., 1929: Geomorphologische Probleme im Fernen Westen Nordamerikas. — Sitzungsber. preuß. Akad. Wissensch., phys.-math. Kl., 1929, Nr. XII, S. 187, Berlin.
- Penck W., 1924: Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. Stuttgart.
- Poulsen C., 1932: The Lower Cambrian faunas of East Greenland. — Meddel. om Grönland, 87, Nr. 6, Köbenhavn.
- 1937: On the Lower Ordovician faunas of East Greenland. — Ebend., 119, Nr. 3.
- Prey S., 1937: Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 29, 1936, S. 429.
- Prindle L. M. and Knopf E. B., 1932: Geology of the Taconic Quadrangle. — Amer. Journ. of Sc., Ser. 5, 24, S. 257, New Haven.
- Quensel P., 1919: De kristallina Sevebergarternas geologiska och petrografiska ställning inom Kebnekaise-området. — Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 41, S. 19.
- Ravn J. P. J. og Vogt Th., 1915: Om en blok av Neocom fra Hanö i Vester-aalen. — Norsk geol. Tidsskr., 3, Nr. 4, Kristiania.
- Reis O. M., 1915: Der Rheintalgraben. (Ein Beitrag zur Beurteilung der europäischen Grabenbildungen.) — Geognost. Jahresh., 27, 1914, S. 249, München.
- Rekstad J., 1904: Fra det nordøstlige af Jotunfjeldene. — Norges geol. Undersøg., 37 (Aarbog for 1904), Nr. 6, Christiania.
- 1905: Fra Indre Sogn. — Ebend., 43 (Aarbog for 1905), Nr. 7, Kristiania.
- 1907: Folgefonns-halvøens geologi. — Ebend., 45 (Aarb. for 1907), Nr. 1.
- 1909: Geologiske iagttagelser fra Søndhordland. — Ebend., 49 (Aarb. for 1908), Nr. 4.
- 1910: Geologiske iagttagelser fra strøket mellem Sognefjord, Eksingedal og Vossestranden. — Ebend., 53 (Aarb. for 1909), Nr. 1.

- Reusch H., 1894: Strandfläden, et nyt traek i Norges geografi. — *Ebend.*, Nr. 14 (Aarb. for 1892 og 1893), S. 1.
- 1910: Norges geologi. — *Ebend.*, Nr. 50.
- Richter E., 1896: Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. — *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.*, Abt. I, 105, S. 147.
- Rittmann A., 1939: Der jungpaläozoische Vulkanismus in Ost-Grönland. — *Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen*, 16, 1940, S. 146.
- Rosenkrantz A., 1929: Marine Permian deposits in East Greenland. Preliminary account. — *Meddel. Dansk geol. Fören.*, 7, 1926—30, S. 287, København.
- Sahlstein Th. G., 1935: Petrographie der Eklogiteinschlüsse in den Gneisen des südwestlichen Liverpool-Landes in Ost-Grönland. Nebst Anhang: Granulitartiger Gneis nordöstlich von Kap Hope. — *Meddel. om Grönland*, 95, Nr. 5, København.
- Salomon-Calvi W., 1930: Epeirophorese. Teil I. — *Sitzungsber. Heidelberg. Akad. Wiss., math.-nat. Kl.*, 1930, Nr. 6, Berlin u. Leipzig.
- 1931a: Desgl., Teil II. Geodätische Beweise. — *Ebend.*, Nr. 13.
- 1931b: Desgl., Teil III. Die vordiluvialen Eiszeiten. A. Die Eiszeiten des Tertiärs und Mesozoikums. — *Ebend.*, 1931, Nr. 8.
- 1933: Desgl., Teil III. Die vordiluvialen Eiszeiten. B. Die Eiszeiten des Karbons und Perms. — *Ebend.*, 1933, Nr. 1.
- Sanford K. S., 1926: The geology of North-East Land (Spitsbergen). — *Quart. Journ. geol. Soc. London*, 82, S. 615.
- Schardt H., 1893: Coup d'oeil sur la structure géologique des environs de Montreux. — *Bull. Soc. Vaudoise Sc. nat.*, Ser. 3, 29, Bull. 112, S. 241, Lausanne.
- Schetelig J., 1913: Hitteren og Smølen. Et bidrag til den norske fjeldkjedes geologi. — *Norsk geol. Tidsskr.*, 2, Nr. 10, Kristiania.
- Schuchert Ch., 1923: Sites and nature of the North American geosynclines. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, 34, S. 151, New York.
- 1930: Synopsis and discussion of Lauge Koch's Geology of Greenland. — *Amer. Journ. of Sc.*, Ser. 5, 19, S. 337, New Haven.
- and Dunbar C. O., 1934: Stratigraphy of Western Newfoundland. — *Mem. geol. Soc. Amer.*, 1, New York.
- Schwinner R., 1933: Variszisches und alpines Gebirgssystem. — *Geol. Rundschau*, 24, S. 144, Berlin.
- Sederholm J. J., 1908: Explanatory notes to accompany a geological sketch-map of Fennoscandia. — *Helsingfors*.
- 1911a: Les lignes de fracture dans la Fennoscandia. — *Atlas de Finlande 1910*, Nr. 6, Helsingfors, Soc. de Géographie de Finlande, 1911.
- 1911b: Lignes de fracture; leur importance dans la géomorphologie de la Fennoscandia. — *Fennia*, 30 I, *Atlas de Finlande 1910*, Texte, I Nature, S. 72, Carte No. 6 a, Helsingfors 1910—11.
- 1911c: Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fennoscandia. — *Bull. Comm. géol. Finlande*, 30, Helsingfors.
- 1912: Über Bruchlinien, mit besonderer Beziehung auf die Geomorphologie von Fennoskandia. — *C. R. 11e Congr. géol. internat. Stockholm 1910*, 2, S. 865, Stockholm.
- 1913: Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. — *Bull. Comm. géol. Finlande*, 37, Helsingfors.
- 1923: On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. Part I. The Pelling region. — *Ebend.*, 58.
- 1926: Desgl., Part. II. The region around the Barösunds fjärd W. of Helsingfors and neighbouring areas. — *Ebend.*, 77, *Helsingfors-Helsingfors*.
- Seidnitz W. v., 1911: Das Sarek-Gebirge in Schwedisch-Lappland. (Bericht über die Hochgebirgsexkursion des Stockholmer Geologen-Kongresses.) — *Geol. Rundschau*, 2, S. 25, Leipzig.
- Sonder R. A., 1938: Zur magmatischen und allgemeinen Tektonik von Island. (Vorläufige Mitteilung.) — *Schweiz. min.-petrogr. Mitt.*, 18, S. 429, Zürich.

- Spath L. F., 1935 a: Additions to the Eo-Triassic invertebrate faunas of East Greenland. — Meddel. om Grönland, 98, Nr. 2, Köbenhavn.
- 1935 b: The Upper Jurassic invertebrate faunas of Cap Leslie, Milne Land. I. Oxfordian and Lower Kimmeridgian. — *Ebend.*, 99, Nr. 2.
- 1936: Desgl. II. Upper Kimmeridgian and Portlandian. — *Ebend.*, Nr. 3.
- Staub R., 1924: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. — *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, 82 (N. F., 52), Bern.
- Stauber H., 1939: Geologie des südlichen Teiles der postdevonischen Zone von Ostgrönland. — *Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen*, 16, 1940, S. 167.
- Stille H., 1936: Die Entwicklung des amerikanischen Kordillerensystems in Zeit und Raum. — *Sitzungsber. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl.*, 1936, Nr. XV, S. 134, Berlin.
- * 1940: Einführung in den Bau Amerikas. Berlin.
- Strand T., 1932: A Lower Ordovician fauna from the Smöla Island, Norway. — *Norsk. geol. Tidsskr.*, 11, 1930—31, S. 356, Oslo.
- Sueß E., 1885: Das Antlitz der Erde, Erster Band. Prag u. Wien.
- 1909: Desgl. Dritter Band, zweite Hälfte. Wien u. Leipzig.
- Sueß F. E., 1909: Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, 2, S. 250.
- 1921: Zur Deutung der Vertikalbewegungen der Festländer und Meere. — *Geol. Rundschau*, 11, S. 141, 249, 361, Leipzig.
- 1926: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin.
- 1927: Begriff und Bedeutung der Intrusionstektonik. — *Geol. Rundschau*, 18, S. 149, Berlin.
- 1929: Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. — *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.*, 81, S. 177, Berlin.
- 1936: Europäische und nordamerikanische Gebirgszusammenhänge. — *Rep. 16th internat. geol. Congress U. S. A. 1933*, 2, S. 815, Washington.
- 1937: Bausteine zu einem System der Tektogenese. I. Periplutonische und enogene Regionalmetamorphose in ihrer tektogenetischen Bedeutung. — *Fortschr. Geol. Paläont.*, 13, H. 42, S. 1, Berlin.
- 1938 a: Desgl., II. Zum Bewegungsbilde des älteren Mitteleuropas; hypokinematische Regionalmetamorphose. — *Ebend.*, H. 43, S. 87.
- 1938 b: Der Bau der Kaledoniden und Wegeners Hypothese. — *Zentralbl. f. Min. usw.*, 1938 B, S. 321, Stuttgart.
- 1939: Bausteine zu einem System der Tektogenese. III. Der Bau der Kaledoniden und die Schollendrift im Nordatlantik. A. Die Kaledoniden in Schottland und Vergleiche. — *Fortschr. Geol. Paläont.*, 13, H. 44, S. 239, Berlin.
- Taylor F. B., 1910: Bearing of the Tertiary Mountain Belt and the origin of the Earth's plan. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, 21, S. 179, New York.
- Teichert C., 1933: Untersuchungen zum Bau des kaledonischen Gebirges in Ostgrönland. — *Meddel. om Grönland*, 95, Nr. 1, Köbenhavn.
- 1935: Nordostgrönland. — *Zeitschr. Ges. Erdkunde*, Berlin, 1935, S. 169.
- 1939: Geology of Greenland. — *Ruedemann R. and Balk R., Geol. of North America*, 1, S. 100, Berlin.
- Thorslund P. och Askund B., 1935: Stratigrafiska och tektoniska studier inom Föllingeområdet i Jämtland. — *Sverig. geol. Undersök.*, Ser. C, 388 (Arbök, 29, 1935, Nr. 3), Stockholm.
- Törnebohm A. E., 1872: En geognostisk profil öfver den skandinaviska Fjällrygen mellan Östersund och Levanger. — *Ebend.*, Ser. C, Nr. 6, Stockholm.
- 1873: Über die Geognosie der schwedischen Hochgebirge. — *Ebend.*, Ser. C, 9 (Separ. aus *Bih. Svenska Vetensk. Akad. Handl.*, 1, Nr. 12).
- 1894: Grunddragen af Sveriges geologi. 2. Aufl.
- 1896: Grunddragen af det centrala Skandinavians bergbyggnad. — *Svenska Vetensk.-Akad. Handl.*, 28, Nr. 5, Stockholm.
- Troedson G. T., 1938: On the sequence of strata in the Rhaetic-Liassic beds of NW Scania. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 60, S. 507.
- Tyrell G. W., 1924: The geology of Prince Charles Foreland, Spitzbergen. — *Transact. Roy. Soc. Edinburgh*, 53, Nr. 23, S. 443.

- 1937: Flood basalts and fissure eruption. — *Bull. volcan.*, Ser. 2, 1, S. 89, Napoli.
- Tyrell G. W. and Peacock M. A., 1926: The petrology of Iceland. — *Transact. Roy. Soc. Edinburgh*, 55, Nr. 3, S. 51.
- Ussing N. V., 1912: Geology of the country around Julianehaab, Greenland. — *Meddel. om Grönland*, 38, S. 1, Köbenhavn.
- Vischer A., 1939: Ergebnisse von Studien über die postdevonische Tektonik zwischen Hochstetter Bucht und Franz Josephs Fjord, während der Zweijahresexpedition 1936—38. — *Mitt. naturf. Ges. Schaffhausen*, 16, 1940, S. 152. S. 152.
- Vogt J. H. L., 1900: Søndre Helgeland. — *Norges geol. Undersök.*, 29, Kristiania 1900.
- 1905: Om Andöens jurafelt, navnlig om landets langsomme nedsynken under juratiden og den senere hævnig samt gravforkastning. — *Norges geol. Undersök.*, 43 (Aarbok for 1905), Nr. V, Kristiania.
- 1907: Über die schräge Senkung und die spätere schräge Hebung des Landes im nördlichen Norwegen. — *Norsk geol. Tidsskr.*, 1, Nr. 6, Kristiania.
- Vogt Th., 1912: Landskapsformerne i det ypperste av Lofoten. — *Norsk geograf. Sällskaps Arsbok* 1911—12, S. 1, Kristiania.
- 1922: Bidrag til fjeldkjedens stratigrafi og tektonik. — *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 44, S. 714.
- 1927: Sulitelmafeltets geologi og petrografi. Første del av et arbeide om Sulitelmafeltets fjellgrunn og malmforekomster. — *Norges geol. Undersök.*, Nr. 121, Oslo.
- 1929: Den Norske fjellkjedes revolusjons-historie. — *Norsk geol. Tidsskr.*, 10, 1923—1929, S. 97, Oslo.
- 1931: Strand-lines as interference phenomena. — *Norsk. Vidensk. — Selsk. Förhandl.*, 3, 1930, Nr. 10, S. 40, Nidaros.
- 1932: Landets senkning i nutiden fra Spitsbergen og Ost-Grönland. — *Norsk geol. Tidsskr.*, 12, S. 563, Oslo.
- 1933: Late-Quaternary oscillations of level in Southeast-Greenland. — *Skrifter om Svalbard og Ishavet*, 60, Oslo.
- 1936: Orogenesis in the region of Paleozoic folding of Scandinavia and Spitsbergen. — *Rep. 16th internat. geol. Congr. U.S.A. 1933*, 2, S. 953, Washington.
- 1938: Thaumaside from Sulitelma, Norway. — *Norsk geol. Tidsskr.*, 18, S. 291, Oslo.
- Vollrath P., 1928: Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte des mittleren und oberen Keupers in Südwestdeutschland. — *Neues Jahrb. f. Min. usw., Beif.-Bd.* 60 B, S. 195, Stuttgart.
- 1938: Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Hauptmuschelkalks in Mittel- und Südwestwürttemberg. — *Ebend.*, 80 B, S. 139.
- Wager L. R., 1934: Geological investigations in East Greenland. Part I. General geology from Angmagalik to Kap Dalton. — *Meddel. om Grönland*, 105, Nr. 2, Köbenhavn.
- 1937: The Kangerdlugssuak region of East Greenland. — *Geograph. Journ.*, 90, Nr. 5, S. 393, London.
- *Waters A. C. and Hedberg H. D., 1939: The North American Cordillera and the Caribbean Region. — *Andrée K., Brouwer H. A. u. Bucher W. H., Regionale Geologie der Erde*, 3, Abschn. IV a, Leipzig.
- Waterschoot van der Gracht, W. A. J. M. van, 1931: The Permo-Carboniferous orogeny in the South-Central United States. — *Verhand. Akad. Wetensch. Amsterdam, Afdel. Naturkunde, (Tweede Sectie)*, 27, Nr. 3.
- 1938a: The Paleozoic geography and environment in Northwestern Europe as compared to North-America. — *C. R. 2e Congr. Stratigr. carbonif. Heerlen 1935*, 3, S. 1357, Maastricht.
- 1938b: Die jungpaläozoische Gebirgsbildung in Nord-Amerika. — *Ebend.*, S. 1431.
- Wegener A., 1929: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 4. Aufl. — *Die Wissenschaft, herausgeg. v. Westphal W.*, 66, Braunschweig.

- Wegmann G. E., 1925 a: Sur le lambeau de recouvrement de la Gula (Chaîne calédonienne scandinave). — C. R. somm. Soc. géol. de France, 1925, S. 158, Paris.
- 1925 b: Sur une déformation tardive de la chaîne calédonienne scandinave. — Ebend., S. 213.
- 1925 c: Sur la différence minéralogique de deux phases de déformation en Scandinavie centrale. — Ebend., S. 223.
- 1925 d: Note préliminaire sur le profil en long de la chaîne calédonienne scandinave. — Ebend., S. 225.
- 1926: Sur le rôle tectonique de quelques gneis ocellés de la chaîne calédonienne scandinave. — Eclogae geol. Helvet., 19, 1925—1926, Nr. 3, S. 641, Bâle.
- 1927: Die Gebirge Norwegens. — Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen, 6, 1926/27, S. 4.
- 1928: Sur un problème de la stratigraphie du Précambrien. — C. R. somm. Soc. géol. de France, 1928, S. 239, Paris.
- 1929: Stereogramm des Gebietes von Soanlahti-Suistamo. — Bull. Comm. géol. Finlande, 85 (C. R. Soc. géol. Finlande, 1), S. 58, Helsinki-Helsingfors.
- 1935 a: Preliminary report on the Caledonian orogeny in Christian X's Land (North-East Greenland). — Medd. om Grönland, 103, Nr. 3, København.
- 1935 b: Zur Deutung der Migmatite. — Geol. Rundschau, 26, S. 305, Stuttgart.
- 1936: Geologische Merkmale der Unterkruste. — Ebend., 27, S. 43.
- 1937: Zum Baubilde von Grönland. — Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen, 13, 1936—1937, Nr. 3, S. 15.
- 1938 a: Geologische Untersuchungen in Südgrönland. — Geol. Rundschau, 29, S. 511, Stuttgart.
- 1938 b: Geological investigation in Southern Greenland. Part. I. On the structural divisions of Southern Greenland. — Meddel. om Grönland, 113, Nr. 2, København.
- 1939: Einleitung zur Vortragsreihe über die Geologie von Grönland. — Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen, 16, 1940, S. 29.
- 1939 b: Übersicht über das Kaledonikum Ostgrönlands. — Ebend., S. 82.
- 1939 c: Übersicht über die Geologie Südgrönlands. — Ebend., S. 18.
- Wetzel W., 1940: Betrachtungen zur Sedimentpetrographie und Altersstellung des Visingsö-Formation. — Zentralbl. f. Min. usw., 1940 B, S. 353, Stuttgart.
- Weymann P. v., 1935: Bemerkninger om Stubbalfeltets tektonik. — Norsk geol. Tidsskr., 15, S. 33, Oslo.
- Wiseman J. D. H., 1932: A contribution to the petrology of the metamorphic rocks of East Greenland. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, 88, S. 312.
- Woodring W. P., 1924: Tertiary history of the North Atlantic Ocean. — Bull. geol. Soc. Amer., 35, S. 425, New York.
- Wordie J. M. and Weiffard W. F., 1930: A contribution to the geology of the country between Petermann Peak and Kjerulf Fjord, East Greenland. — Geol. Mag., 67, S. 145, London.
- Wrak W., 1908: Bidrag till Skandinaviens reliefkronologi. — Ymer, 28, S. 141, Stockholm.

Bei der Schriftleitung eingegangen im Jänner 1943.