

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 144 · Nr. 8

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947–51

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

EIN QUERSCHNITT DURCH
DIE NUNATAKZONE OSTGRÖNLANDS
(ca. 74° n.B.)

ERGEBNISSE EINER REISE VOM INLANDEIS
(IN ZUSAMMENARBEIT MIT DEN EXPÉDITIONS POLAIRES
FRANÇAISES VON P.-E. VICTOR) OSTWÄRTS BIS IN
DIE FJORDREGION, AUSGEFÜHRT
IM SOMMER 1951

VON

H. R. KATZ

MIT 21 FIGUREN IM TEXT UND 4 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI

1952

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
I. Einleitung	5
II. Allgemeine Bemerkungen zur Reise.....	8
1. Organisation und Ausrüstung	8
2. Reisebericht.....	10
3. Eisverhältnisse	20
a) Das Inlandeis und seine Randzone.....	20
b) Die Gletscher	22
4. Vegetation und Tierleben in der Nunatakzone.....	25
5. Bemerkungen zu den geographischen Namen.....	27
III. Geologie	29
1. Zone der westlichsten Nunatakker (Westfal-Larsens Nunatak, Sukkertoppen bis Orienterings Nunatak)	29
2. J. L. Mowinckels Land	31
3. Hobbs Land	32
A. Der Glimmerschiefer-Quarzit-Komplex	32
B. Die Basaltdecke	34
4. Alfred Eschers Land.....	37
A. Die metamorphen Serien des westlichen Teils.....	37
B. Das Sedimentgebiet um den Eleonores Sø.....	40
a) Die westliche Schuppenzone	40
b) Unmetamorphe Sedimente vom Typus der Eleonore Bay Formation	42
c) Der Grüngesteins-Komplex	46
d) Die Überschiebung im Osten	49
C. Harald Griegs Fjeld	50
5. Andrées Land	52
6. Bernhard Studers Land, Wilkins Nunatakker bis Jakob Kjødes Bjerg und NW-Strindbergs Land	52
7. Zur Tektonik in der Nunatakzone.....	56
8. Schlussergebnisse	59
IV. Verdankungen	63
V. Literaturnachweis	64
VI. Tafeln I—IV (Anhang).	

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN UND TAFELN

	Seite
Fig. 1. Übersichtsskizze der Rundreise von Ella Ø aus	9
– 2. Weaselkolonne auf der Fahrt durch das Inlandeis	12
– 3. Der Inlandeisrand westlich vom Orienteringsnunatak	15
– 4. Im tieferen Ablationsgebiet der grossen Gletscherströme, ca. 1000 m über Meer	23
– 5. Ren-Skelett auf Hobbs Land	27
– 6. Quarzitserie am Orienteringsnunatak	29
– 7. Verfaltungen in Pt 2400 nördlich Sukkertoppen	30
– 8. Blick vom Tavlen, nördlich Hobbs Land, nach SW	30
– 9. Der fast 400 m hohe S-Hang des Ajungilaq.	31
– 10. Serie von Hobbs Land	33
– 11. Basalttafel nordwestlich von Hobbs Land	35
– 12. Verfaltungen der Quarzite und Schiefer am Langeryg	39
– 13. Verschuppung westlich der Slottet-Quarzite	41
– 14. Das Sedimentgebiet um den Eleonores Sø	43
– 15. In »Korallenstock-Fazies« entwickelter Dolomit im oberen Teil der Eleo- nores Sø-Serie	44
– 16. Strahlsteinschiefer mit runden, harten Brocken von Strahlsteinmarmor. 47	47
– 17. Harald Griegs Fjeld: nach NNE vorgetriebene Falten am untersten Ausläufer des SE-Grates	51
– 18. Bernhard Studers Land	53
– 19. Junger Eruptivstock aus Hornblende-Granit bis -Syenit im östlichen Bernhard Studers Land	54
– 20. Felsturm aus sehr frischem, massigem Hornblendegranit, aplitisch durchadert	55
– 21. Nach NW gepresster Antiklinalkern in der Sedimentzone nördlich vom Lager 7, Alfred Eschers Land	58

Tafel I: Routenskizze durch die Nunatakzone.

Tafel II: Der Rand des Inlandeises im Hinterland des Kejser Franz Josephs
Fjord-Gebietes.

Tafel III: Geologische Kartenskizze von Hobbs Land und Alfred Eschers Land,
1:250.000.

Tafel IV: Geologische Profile durch Alfred Eschers Land.

I. EINLEITUNG

Währenddem das Fjordgebiet Ostgrönlands im Verlaufe der dänischen Expeditionen unter Leitung von LAUGE KOCH in den letzten 20 Jahren sehr eingehend untersucht worden war, blieben die Kenntnisse über die mehr landeinwärts gelegenen, nur schwer zugänglichen Gebiete der Nunatakzone stets noch sehr mangelhaft. Immerhin galt es als sicher, dass der kaledonische Gebirgsbau sich sehr viel weiter nach W in jene Gebiete hinein fortsetzt. WORDIE hatte westlich vom »Zentralen Kristallinkomplex« eine Sedimentzone gefunden, hauptsächlich aus Quarziten bestehend und ca. 60° nach W einfallend, welche in der Folge nach dem von ihm 1929 bestiegenen Petermanns Bjerg die »Petermannserie« genannt wurde. Noch weiter westlich vermutete WORDIE, aus Glazialgeschieben schliessend, wiederum eine kristalline Zone (Lit. 21).

Das Alter dieser »Petermannserie« konnte nie nachgewiesen werden, doch schien sie in grossen Zügen der Eleonore Bay Formation der Fjordzone, ev. auch höheren kambrischen Gliedern zu entsprechen (vergl. Lit. 9, 20). Dagegen wurde sehr bald angenommen, dass man es mit einem mehr oder weniger symmetrischen Bau des kaledonischen Gebirges zu tun hätte, in welchem ein zentraler, metamorpher Komplex auf weite Erstreckung hin östlich wie westlich von je einer unmetamorphen Sedimentzone flankiert wäre; die Petermannserie wurde auf diese Weise mit den rund 400 km weiter nördlich anstehenden Sedimenten von Dronning Louises Land verbunden (Lit. 20, 19, 12, Abb. 4).

Unmetamorphe Sedimentgesteine, hauptsächlich Quarzite, sind denn auch tatsächlich als Glazialgeschiebe überall wieder in den innersten Gebieten gefunden worden, vom Scoresbysund im S bis hinauf zum Bessels Fjord (Lit. 19, 20); anstehend sind sie jedoch von nirgends her bekannt geworden, ausser von der engeren Umgebung des Petermanns Bjerg selbst. Die Sandsteinproben von HØYGAARD und MEHREN stammen von sehr weit entfernten und zudem allzu isolierten Stellen, wurden allerdings dennoch dieser »Petermannserie« zugezählt (Lit. 6).

ODELL hat 1936 die Region der eigentlichen Petermannquarzite ebenfalls besucht (Lit. 16), und weiterhin HUBER im Sommer 1948 (Lit. 8), wo er vom Verfasser begleitet gewesen war. Die Beziehungen

zum Kristallin des »Zentralen metamorphen Komplexes« konnten dabei genauer abgeklärt und ebenso eine mehr detaillierte stratigraphische Gliederung aufgenommen werden. Doch brachten die Untersuchungen nichts Neues, was die stratigraphische Stellung der »Petermannserie« gesamthaft anbelangt, und vor allem auch nichts über ihre ev. nördliche Fortsetzung. Gegen W schien sie jedoch auf der Höhe der Ecke Jättegletscher-Victor Madsens Gletscher, nach einer mehr flachen Muldenumbiegung, längs einer tektonischen Störungslinie an einen Gneiskomplex anzustossen (vergl. Lit. 8, Fig. 13, S. 43); diese Vermutung wurde im vergangenen Sommer (1951) durch die Beobachtungen HALLERS vollauf bestätigt (freundl. mündliche Mitteilung von John Haller, Basel). Es liess sich also erkennen, dass in den weiter westwärts noch aufgeschlossenen Gebieten mancherlei Überraschungen anzutreffen wären.

Später hat die geologische Aufnahme von Strindbergs Land gezeigt, dass nördlich vom 74. Breitengrad der »Zentrale metamorphe Komplex« sehr weit nach W, resp. NW reicht, und vermutlich überhaupt keine Sedimentzone mehr westlich davon aufgeschlossen ist (Lit. 9). Auch liess es sich auf Flugphotos, die im Sommer 1950 aufgenommen worden waren, deutlich erkennen, dass auf der N- und NW-Seite von Louise Boyds Land kristalline Schiefer anstehen, in welche über weite Gebiete hin mächtige Granitmassen eingedrungen sind; dabei liegt diese Region genau in der Streichrichtung der eigentlichen Petermannquarzite, welche noch fast den ganzen SW-Teil von Louise Boyds Land aufbauen.

Mehr und mehr hat sich dadurch die Vermutung aufgedrängt, die »Petermannserie« als nur lokale Erscheinung zu betrachten, gewissermassen als isoliertes, »schwimmendes« Sedimentpaket. Auch das weit grössere Sedimentgebiet der kaledonischen Fjordzone stellt ja nur einen unmetamorph gebliebenen Überrest der ursprünglichen, gesamten kaledonischen Schichtreihe dar, welche in den meisten anderen Gebieten mehr oder weniger stark umgewandelt erscheint und von vielen Eruptiva durchsetzt ist. Die »Petermannserie« wäre demnach keine eigene Sedimentserie, sondern ein analoger, unmetamorph gebliebener Rest von ein und derselben Formation; dabei bliebe immer noch zu diskutieren, in welches Niveau der kaledonischen Schichtreihe diese Quarzite einzustufen wären.

Somit weckten nun nicht nur die westlichsten, ganz am Inlandeisrand gelegenen Gebiete das Interesse, sondern vor allem auch ein Querschnitt, der nördlich oder südlich vom Gebiet der bekannten Petermannquarzite verlaufen würde. Dafür kam am ehesten die Strecke längs dem Adolf Hoels Gletscher in Betracht; nicht nur, dass dort eine fast ununterbrochene Kette aufgeschlossener Gebiete weiter als irgendwo

anders nach W hineinreicht, sondern auch, weil Strindbergs Land mit seinen grossen Seen eine günstige Basis bildet, und zudem der Übergang vom Eis zum festen Land am NW-Rand von Strindbergs Land dem Verfasser von früher her gut bekannt war. Überdies hatten HØYGAARD und MEHREN nach ihrer Inlandeisdurchquerung (Lit. 7) ungefähr dieselbe Passage durch die Nunatakzone mit ihrem Hundeschlitten befahren, so dass also auch die mehr oder weniger gute Begehbarkeit der Gletscher einigermaßen erwiesen war.

II. ALLGEMEINE BEMERKUNGEN ZUR REISE¹⁾

1. Organisation und Ausrüstung.

Von Ella Ø, resp. Maria Ø aus entsprach unsere Reise einer grossen Rundtour (Fig. 1):

1. mit dem Norseman-Flugzeug westwärts ans Ende des Röhss Fjordes, 2. zu Fuss mit möglichst leichtem Gepäck Aufstieg zum Cecilia Nunatak, Zusammentreffen mit einer Gruppe der auf dem Inlandeis arbeitenden französischen Polarexpedition (Expéditions polaires françaises, missions Paul-Emile Victor), 3. Fahrt mit Weasel-Raupenfahrzeugen durch das Inlandeis nach N, bis in die Gegend von Hobbs Land, 4. mit Ski und Nansenschlitten ostwärts durch die Nunatakzone, gegen Harald Griegs Fjeld, Adolf Hoels Gletscher und Strindbergs Land, und 5. von Strindbergs Land (Magdalenasee) per Flugzeug zurück nach Maria Ø.

Das Material sollte zur Hauptsache von Island aus zum Cecilia Nunatak geflogen und dort abgeworfen werden, zusammen mit dem Benzin als Treibstoff für die Fahrzeuge. Der Zeitpunkt für unser dortiges Zusammentreffen wurde per Radio geregelt, indem Ella Ø mit der Station Eismitte (station centrale) und der von dort aus sich im Anmarsch befindlichen Gruppe in Verbindung war. Die Fahrt bis Hobbs Land hofften wir in 2—3 Tagen zu bewerkstelligen, wobei allerdings nicht vorauszusehen war, ob und inwieweit Spaltenzonen am Inlandeisrand ein Hindernis bilden würden.

Nachdem wir so die Nunatakker im Gebiet von Hobbs Land erreicht hatten, würden wir zu dritt versuchen, mit Ski und Schlitten, später zu Fuss, nach Strindbergs Land zu gelangen. Die Gruppe der französischen Expedition sollte zurück nach der Station Eismitte fahren.

Als Dauer für die Durchquerung der ganzen Nunatakzone rechneten wir ca. 3 Wochen, nach welcher Zeit ein Flugzeug von Ella Ø uns am Magdalenasø suchen und abholen sollte. Ein genaues Datum konnte natürlich nicht abgemacht werden, und Radio besaßen wir nicht; deshalb war vorgesehen, dass schon vorher am E-Ufer des Sees Proviant,

¹⁾ Vergleiche die z.T. ausführlicheren Darstellungen in Lit. 10.

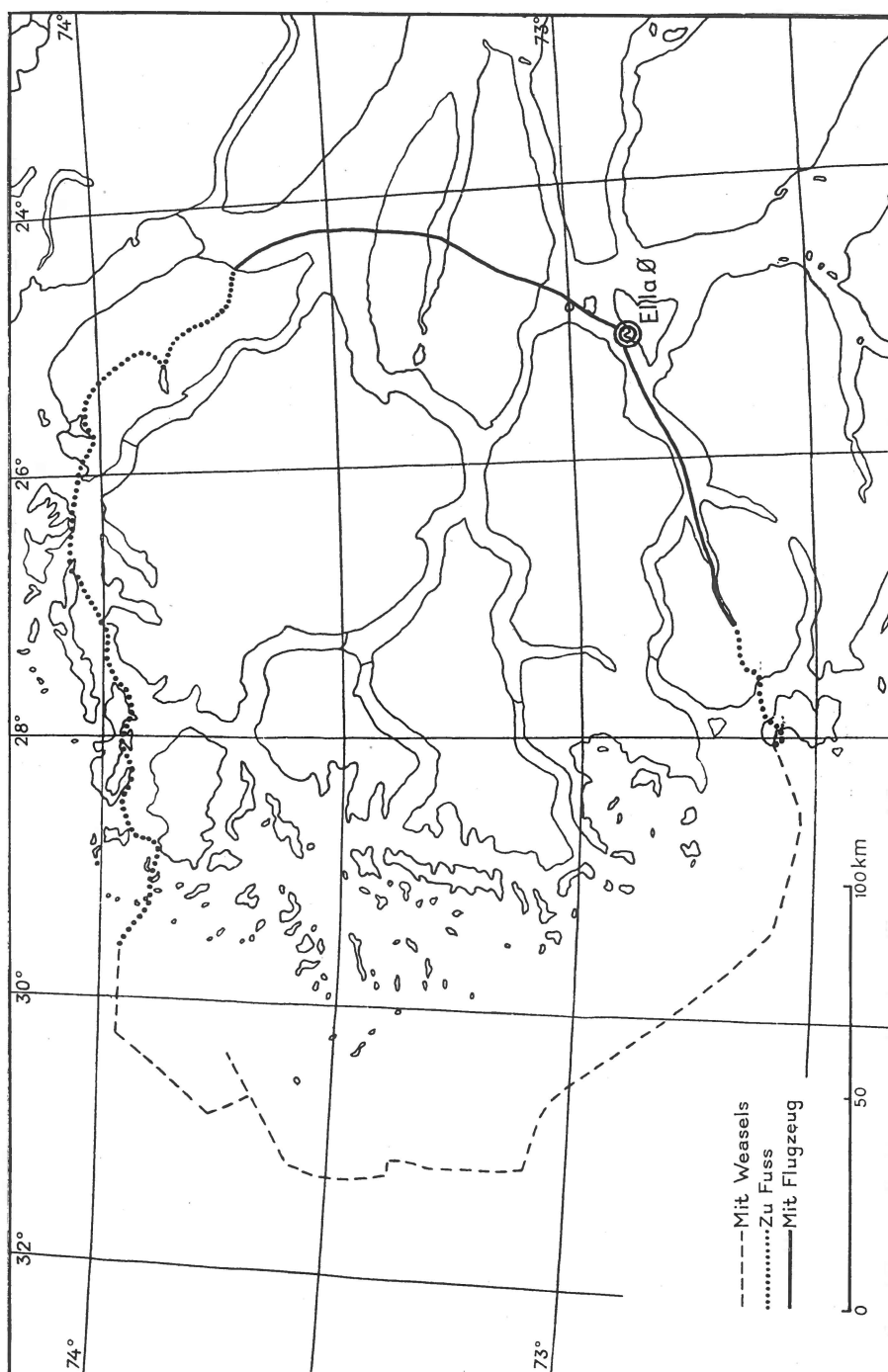


Fig. 1. Übersichtsskizze der Rundreise von Ella Ø aus.

Primus, Petrol sowie Munition deponiert werden sollte, auch für den Fall, dass wir wegen schlechtem Wetter noch längere Zeit dort warten müssten etc. Weiterhin, falls der Granitelv wegen zu viel Wasser nicht passierbar wäre, sollte auf ein besonderes Zeichen hin am NW-Ufer des Granitsø ein Gummiboot abgeworfen werden.

Sollte irgend etwas Unvorhergesehenes eintreten, so hofften wir immer noch zu Fuss zum Nordfjord hinunter gelangen zu können, wo das dortige kleine Haus mit Kohle- und Proviantvorräten eine genügend sichere Unterkunft auch für längere Zeit bot.

An spezieller Ausrüstung sind in erster Linie die zwei leichten Nansenschlitten zu erwähnen, hergestellt in Oslo. Ausserdem führten wir zwei leichte, aber sehr praktische Zelte aus ägyptischer Baumwolle mit, 3 Renfelle, 3 Daunenschlafsäcke, dazu natürlich Ski und Skifelle, Eispickel, Steigeisen sowie 2 Nylon-Bergseile zu 36 m und 24 m samt einer dünneren Reepschnur von 50 m.

Als Brennstoff hatten wir ca. 12 l Petrol für einen Primus-Kochapparat mit, dazu eine Kanne Benzin für einen kleinen Coleman-Kocher. Dies sollte reichlich genügend sein, doch war zu bedenken, dass wir ev. längere Zeit kein Wasser haben würden, d. h. stets erst Schnee und Eis schmelzen müssten. Die grosse Proviantreserve bildeten zwei Kisten Pemmikan zu je 20 kg, welcher gekocht oder aber auch roh gegessen werden konnte; dies war ebenfalls mehr als genug, da wir ausserdem am Anfang noch eine Menge von anderem Proviant mitführten. Ein leichtes amerikanisches Gewehr sollte uns überdies gestatten, so bald wie möglich von Jagd leben zu können.

Da die Temperaturen durchgehend viel tiefer waren als angenommen (bedeutend tiefer als es auch von HØYGAARD und MEHREN gemeldet worden war), blieb unsere persönliche Ausrüstung vor allem an Schuhwerk und Handschuhen sehr ungenügend. In dieser Beziehung halfen uns aber die Leute der französischen Expedition vortrefflich aus, indem sie uns mit Kamiken, fellgefütterten Schuhen sowie wärmeren Handschuhen versahen.

2. Reisebericht.

Es war selbstverständlich vorausgesehen, dass die Reise so früh wie möglich begonnen werden sollte, damit man möglichst lange über alle Vorteile der Sommersaison verfügen könnte; wir rechneten etwa gegen Mitte Juli. Doch traten aus verschiedenen Gründen (Eis- und Wetterverhältnisse etc.) schon sehr bald grosse Verzögerungen ein, so dass wir nicht vor Ende Juli von Ella Ø wegkamen — ein Umstand, der uns später allerdings zu grossem Vorteil gereichte.

Am Abend des 29. Juli 1951, bei klarem und ruhigem Wetter, flogen wir durch den Kempes Fjord nach W und bis über den Cecilia Nunatak. Auf seiner flachen, schneebedeckten Kuppe sighteten wir bald die »Weasels« der Franzosen, welche sich sogleich mit einem orangen Rauchsignal bemerkbar machten. Nachdem wir gedreht und durch das Skræntdal zurückgeflogen waren, setzten wir am innersten Ufer des Röhss Fjordes aufs Wasser nieder, nahe einem grossen, steinigen Delta auf der Nordseite, wo drei Mann der französischen Expedition uns bereits erwarteten. Zwei von ihnen sollten nach Ella Ø und weiter nach Island gebracht werden, währenddem der Dritte als Begleiter mit uns wieder zum Cecilia Nunatak hinaufstieg.

Hier am Röhss Fjord assen und schliefen wir zuerst, um dann am folgenden Vormittag mit dem Aufstieg zu beginnen. Wir wählten den vermutlich kürzesten Weg, durch das kleine Tal in gerader Richtung vom Röhss Fjord her, zwischen Skræntdal und Niklausdal. Der Aufstieg ist steil und sehr steinig, meist in ganz enger Talschlucht, doch ohne besondere Schwierigkeiten. Gegen den Wahlenbergs Gletscher zu ist die Karte sehr falsch, so dass wir Mühe hatten, in dem unübersichtlichen Gelände richtig zu gehen. Man muss zuoberst, in einem Talkessel mit einem kleinen See, nach links durch ein kleines, ziemlich flaches Tälchen gehen, während längerer Zeit direkt entlang dem Rande einer links liegenden, lokalen Eiskappe. Erst wenn man so zur höchsten Höhe kommt, zweigt man etwas nach rechts ab und steht plötzlich direkt über dem Wahlenbergs Gletscher. Hier waren wir morgens 5 h des folgenden Tages, 31. Juli.

Um auf den Gletscher selbst zu gelangen, mussten wir erst den linken (südlichen) Teil des auf der Karte eingezeichneten grossen Rand-sees überqueren, dessen Eis nicht überall ganz sicher war. In weiteren 5 Stunden hatten wir anschliessend den Gletscher traversiert, auf dessen Oberfläche es einige grosse Schmelzwasserbäche zu durchwaten gab. Der Rand am Cecilia Nunatak wird auf weite Strecke durch eine mächtige, 20—50 m hohe Eiswand gebildet, wobei man nur an einer einzigen Stelle auf einer schmalen Schneebrücke zu den Felsen hinübergelangen konnte. 22 Stunden hatten wir vom Röhss Fjord bis hieher gebraucht, wo wir eine lange Rast einschalteten; dann setzten wir den Aufstieg durch weite Steinwüsten über den Cecilia Nunatak hinauf fort, bis wir einige Stunden später auf dem Schneerücken oben das Lager der Franzosen erreichten, 1630 m.

1. August. Schlechtes Wetter, Nebel, Neuschnee. Abends 22 h 15 setzt sich unsere Kolonne von 3 Weasels mit je einem Schlittenanhänger in Marsch, Richtung W (Fig. 2).

2. August. Wetter wieder gut, Temperatur jedoch -25°C . Über leicht gewelltes Terrain fahren wir nach NW. Zeitweise sind im E die

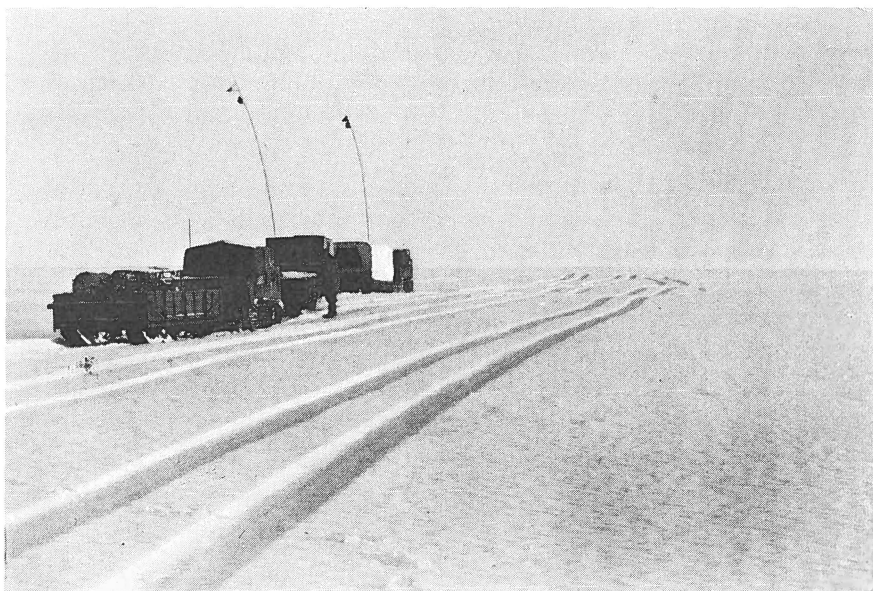


Fig. 2. Weaselkolonne auf der Fahrt durch das Inlandeis. (1.8.51).

Berge noch zu sehen, so vor allem die schönen Pyramiden von Shackleton und Petermann.

Am Vormittag ist ein Fahrzeug in eine Spalte eingebrochen; auch eine Raupe riss dabei und musste ersetzt werden. Doch später am heutigen Tage ist das Spitzenfahrzeug der Kolonne noch zweimal in Spalten eingebrochen, ohne dass man sie (wegen dem Neuschnee) hätte voraussehen können.

Etwas westlich von 31° W, nach einer Distanz von 91 Meilen vom Cecilia Nunatak her, wird der Kurs nach N abgedreht. Meereshöhe 2500—2600 m.

3. August. In den ersten frühen Morgenstunden kurz nach Mitternacht — die Temperatur ist bis gegen -30° C gesunken — sind wir weit im Hinterland von Kæmpebænken in ein heimtückisches Gebiet geraten (ca. $73^{\circ}20'$ N und $31^{\circ}10'$ W: »Djævlespalterne«). Auf ganz ebenem, von losem Schnee bedecktem Plateau sind unsere Fahrzeuge überall eingebrochen, in welcher Richtung sie auch weiterzukommen versuchten. Mit Mühe nur konnte die Kolonne wieder flottgemacht werden, worauf wir eine Strecke weit der alten Spur entlang zurückfuhren, um dann nach W abzuschwenken. Nach einiger Zeit änderten wir unsere Richtung wieder nach N bis zu Meile 124, Position $73^{\circ}35'$ N und $31^{\circ}13'$ W; auf dieser ganzen Strecke befanden wir uns 2700—2800 m hoch. Dann Kursänderung nach NE.

Das Wetter war während dieser Zeit immer schön, doch meistens

mit heftigem Winde. An dieser Stelle begann von W her ein so heftiger Sturm zu wehen, dass wir vom Driftschnee oft wie von Nebel eingehüllt waren und kaum noch die anderen Fahrzeuge sehen konnten.

Nach Meile 140 wurde das Terrain wieder mehr und mehr hügelig, wir fuhren durch eine phantastische Schneewüstenlandschaft mit mächtigen Dünenwällen; diese waren aber tatsächlich riesige Eiswülste, Hügel und Terrassenstufen, bedingt durch einen gebirgigen Untergrund. Es traten denn auch bald immer mehr und mehr grosse Spalten auf; obwohl alle mit hartgepresstem Schnee überdeckt, waren sie nicht ungefährlich, so dass wir zuletzt alle Fahrzeuge mit langen Stahlseilen zusammenbinden mussten und nur sehr langsam vorwärtskamen. Trotz sorgfältigem Sondieren der Strecke brach das Spitzenfahrzeug wiederum ein, und zwar in recht gefährlicher Lage, so dass wir hier bei Meile 147 die Weiterfahrt aufgeben mussten. Höhe 2450 m, Position $73^{\circ}43' \text{ N}$ und $30^{\circ}25' \text{ W}$. Wir befanden uns über einem grossen Eisabbruch, und vor und unter uns sahen wir jenseits von einem grossen Gletscherplateau eine ganze Reihe von Nunatakkern im Gebiet des Knud Ringnes und Westfal Larsens Nunatak; eine genaue Orientierung schien allerdings nicht möglich.

Schon auf der Fahrt hatten wir übrigens wenige Meilen früher einen Nunatak ganz nahe auf unserer rechten Seite erblickt, also auf etwa $30\frac{1}{2}^{\circ} \text{ W}$ und rund 20 km nördlich von Kæmpebænken, in einem Gebiet, das nach der Karte völlig von Inlandeis eingenommen wird; es war eine flache, vom Eise blossgelegte Felskuppe.

4. August. Wir starteten zu einem neuen Versuch nach N, indem wir 6 Meilen weit unserem Tracé nach rückwärts folgten, leicht aufwärtssteigend bis zur Höhe 2650 m, dann weitere 6 Meilen nach NW fuhren und wiederum nach NE abschwanken. Doch gerieten wir gegen Abend wieder in die unpassierbare Randzone hinein, längs zwischen mächtigen, 20—50 m breiten Spalten fahrend, die sich voraus immer näher zusammenschlossen und keinen Durchgang mehr freiliessen. Also wiederum zurück.

Hier übrigens erhielten wir eben die Kunde von dem Unglück, das zur selben Zeit einer anderen Gruppe der französischen Expedition, weit im S, beim Mont Forel zugestossen war: ein Weasel mit zwei Mann tief in eine Spalte gestürzt, wobei die oben Zurückgebliebenen keine Möglichkeit hatten, sie zu retten.

In den ersten Stunden des 5. August erreichten wir auf $73^{\circ}57' \text{ N}$ einen Punkt nun sehr nahe bei den Nunatakkern. Da die Spaltengefahr hier nicht viel kleiner war und zudem wiederum eines unserer Fahrzeuge einbrach, beschlossen wir, nun endgültig Abschied von den Franzosen zu nehmen und den Abstieg ostwärts mit Ski und Schlitten zu versuchen.

Wir befanden uns noch auf 2500 m Höhe, wo wir nun unser Lager 1 aufschlugen, um erst einmal richtig zu schlafen. Doch wehte ein heftiger, eisigkalter Wind vom Inlandeis her, und die Temperatur betrug immer noch -20°C .

Am späten Nachmittag desselben Tages begannen wir mit dem Abstieg durch die grosse Randzone, was mit Ski viel leichter ging als wir geglaubt hatten. Die 6 Leute der französischen Expedition mit ihren Weaseln warteten noch oben am Plateaurand; sie hatten uns einige orange Rauchsignale mitgegeben, um Zeichen zu senden, wenn wir gut durch die grösste Spaltenzone durchgekommen wären. Erst nachher wollten sie west- und südwärts wegfahren, womit für uns dann endgültig jede Verbindung abgebrochen war.

Weiter unten wird das Terrain bald flacher. Wir gingen immer angeseilt, so dass es nur einen unerheblichen Zwischenfall bedeutete, als ich einmal in eine Spalte einbrach. Schon kamen wir auch über vom Winde blank gefegte Eisflächen, wo nur noch die Spalten von Hartschnee überdeckt waren. Einmal mussten wir die Steigeisen anziehen und die schweren Schlitten einzeln am Seil über einen steilen Eishang hinunterlassen.

Nach achtstündigem Marsch erreichten wir so den ersten kleinen Nunatak, an dessen Fuss wir das Lager 2 aufstellten, 2100 m hoch. Der Nunatak, den wir in der Folge »Lagernunatak« nannten, ist auf der Karte mit der Kote 2200 angegeben, rund 9 km NNW vom Sukkertoppen (Westfal-Larsens Nunatak).

Hier unten war es praktisch windstill, doch ging die Temperatur auch hier in der Nacht bis gegen -20°C .

6. August. Prächtiges Wetter. Mit Ski gehen wir auf eine grössere Rekognoszierungstour nach E, wo wir den grössten und freistehendsten Berg in der Umgebung besteigen. Wir nennen ihn »Orientierungsnunatak«, 2380 m hoch, mit prächtigster Aussicht (Fig. 3).

7. August. Durchgang südlich vom Orientierungsnunatak und Abfahrt gegen J. L. Mowinckels Land hinüber, wo wir an der vordersten, nordwestlichsten Spitze das Lager 3 aufstellen, 1900 m. Hier in diesem Gebiet liegt ziemlich viel loser Pulverschnee auf dem Gletscher.

Das Wetter hat sich verschlechtert, der Nebel senkt sich über die Berge im SE, wo es zu schneien scheint.

Am Abend steige ich auf den nächsten Felsrücken. Die Detailorientierung ist hier in N-Mowinckels Land absolut unmöglich anhand der Karte, welche extrem stark verzeichnet ist; vor allem auch erheben sich weit herum schneefreie Berge, wo auf der Karte nur eisbedecktes Terrain angegeben ist.

8. August. Im Lager 3 haben wir eine Kiste Pemmikan zurückgelassen, um die Schlitten zu erleichtern. Marsch quer über den Gletscher

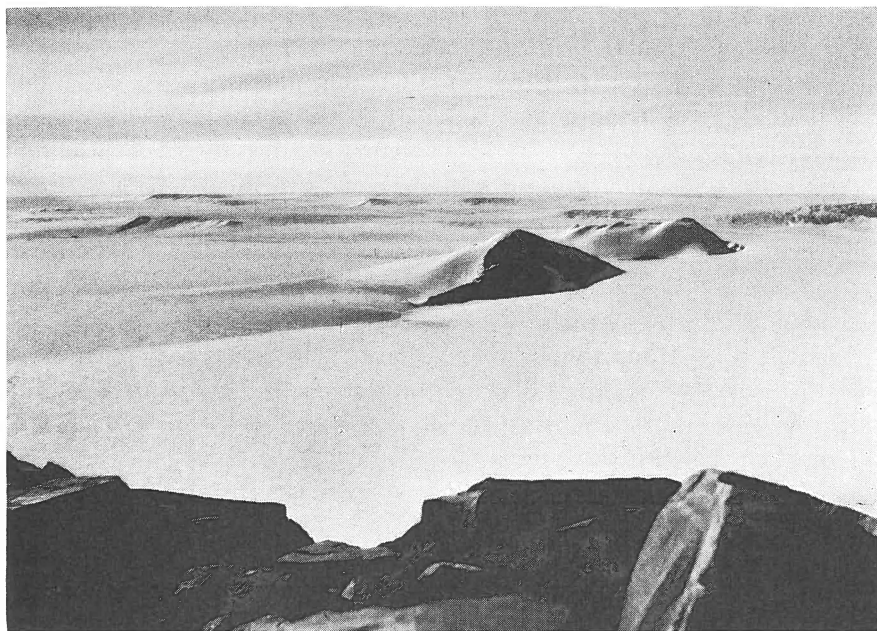


Fig. 3. Der Inlandeisrand westlich vom Orientierungsnunatak. Lager 2 befand sich hinter dem kleinen, kegelförmigen Nunatak in der Mitte des Bildes. (6.8.51).

gegen Hobbs Land, Lager 4 auf einer Moräne am E-Fuss des Ajúngilaq, 1750 m. Hier finden wir zum ersten Mal ein wenig Wasser, indem durch die an der Sonne stark erwärmten Steine der Moräne etwas Schnee und Eis geschmolzen ist.

Vom Inlandeis her hat heute den ganzen Tag ein starker, sturm-artiger Wind geweht, der riesige Wolken von Driftschnee über die grossen Gletscher herabwirbelte und die Berghänge bis weit hinauf weiss bestäubte. Himmel im übrigen wolkenlos.

Am Abend besteigen wir den Ajúngilaq, 2200 m. Aufstieg über den E-Grat, Abstieg über den N-Grat.

9. August. 13-stündige Tour quer durch Hobbs Land bis auf dessen nördlichst vorgelagerten »Tafelberg«, ca. 2400 m, Rückmarsch über den Skraabræ. In den Höhen stets heftiger, eisig kalter Wind von NW.

Im mittleren Hobbs Land auf über 2000 m Höhe haben wir zwischen den Gesteinsblöcken das vollständige Skelett eines jungen Karibu (Ren) gefunden (Fig. 5); sogar die Hufe waren noch voll erhalten, ebenso etwas Fell an den Beinen, sowie einige Sehnen. In Unter- und Oberkiefer waren auch sämtliche Zähne noch vorhanden.

10. August. Marsch nach E, dem linken Gletscherrand entlang, Lager 5 auf 1640 m am Fuss eines langen, steilen Höhenzuges (Lange-

ryg). Wir können die Skis nur noch selten gebrauchen, da mehr und mehr Blankeis vorherrscht.

11. August. Das erste Unglück mit einem der Schlitten: eine Kufe ist geknickt. Also abladen und flicken. Die Gletscheroberfläche beginnt allmählich sehr unangenehm wellig zu werden, so dass die Beanspruchung für die Schlitten immer grösser wird. Nur wo es Schmelzwasserseen oder dem Gletscherrand entlang Flüsse und Seen gibt, können wir deren glatt gefrorene Oberflächen als gute Bahn benutzen.

Sowohl Diehl wie mir ist heute je ein Steigeisen gebrochen; auch dies eine Folge der übergrossen Beanspruchung.

Lager 6 im Hintergrund eines grossen, vollständig gefrorenen Sees, 1460 m hoch. Nur ein 10—30 m breiter Streifen war im Sommer einmal aufgetaut gewesen, ist aber jetzt bereits wieder gut 20 cm dick zugefroren. Wir nennen den See »Eleonores Sø«.

12. August. Tour auf den südlich vorgelagerten Höhenrücken (Concordia Fjeld), 1700 m hoch, mit prächtigem Blick zum Oscar Wistings Bjerg hinüber.

13. August. In der Nacht ist schlechtes Wetter gekommen, Sturm und Nebel über den Bergspitzen. Am Nachmittag kleine Tour über die Hügel der Umgebung; am Abend wieder schönes Wetter, doch Wind.

14. August. Grosse Rundtour mit Besteigung der höchsten Erhebung nördlich vom Lager, Pt 2010 (ca. 2100 m hoch).

15. August. Im Lager 6 haben wir die Skis zurückgelassen, ebenso den letzten Rest Benzin und den kleinen Benzin-Kocher samt einigen Utensilien.

Vom Eleonores Sø mussten wir am Morgen die Schlitten und alles Material auf einen fast 100 m höheren Pass tragen, da dort kein Schnee lag. Dann Abfahrt auf einem anderen Gletscher nach SE (Hindringsgletscher). Die Karte ist in diesem ganzen Gebiet sehr schlecht, so dass es kaum möglich ist, die Route auch nur annähernd gut einzzeichnen.

Am anderen Schlitten ist heute ebenfalls eine Kufe geknickt; sie werden wohl nicht mehr lange halten.

Wir sind nun in einer tiefen, rings eingeschlossenen Mulde westlich vom Harald Griegs Fjeld, und zum ersten Mal können wir das Zelt auf gutem, trockenem Boden aufstellen, nicht mehr auf Eis oder Schnee. Lager 7, 1330 m. Hiér haben wir auch die ersten Blümchen gefunden, Polarmohn und Steinbrech, zudem gestern auf 1500 m Höhe ein paar Grashüschel als erste überhaupt angetroffene Pflanzen.

16. August. Rundtour für geologische Arbeiten. Himmel grösstenteils bedeckt, diffuses Licht.

Am Abend überflog eine Catalina-Maschine in ziemlich grosser Höhe unser Lager in Richtung W. Wie wir später vernahmen, handelte es sich

um eine dänische Marine-Catalina, welche Aufnahmen für das »Geodætisk Institut« machte (siehe Fig. 14).

17. August. Tour nach den Bergen nördlich vom Lager. In der Höhe stets stürmischer Wind mit Schneetreiben, sonst schönes Wetter.

18. August. Wiederum haben wir das Material stark reduziert. Ein Zelt sowie der stärker beschädigte Schlitten blieben beim Lager 7 zurück, daneben viele kleinere Utensilien, wie auch Kamiken etc.

Auf nicht allzu schlechter Gletscheroberfläche sind wir heute südlich um Harald Griegs Fjeld bis an den Fuss von dessen E-Grat gegangen; dort Lager 8, 1220 m. Trotzdem, und trotz auch dem viel leichteren Gepäck haben wir volle 5 Stunden für diese nur 10—12 km lange Strecke gebraucht, und dies unter grössten Anstrengungen. Dazu scheinen nun die Wegverhältnisse ostwärts durch den Adolf Hoels Gletscher noch bedeutend schlechter zu werden.

19. August. Besteigung des Harald Griegs Fjeld über den E-Grat, Abstieg durch die S-Flanke. Prächtiges Wetter, richtig warm an der Sonne. Zum ersten Mal haben wir Vögel gesehen, ein Pärchen kleiner Schneespitzen.

20. August. Am Morgen hat das Wetter geändert, starker Temperaturanstieg, bedeckter Himmel und Nebel, der immer tiefer herab die Berge einhüllt. Am späteren Nachmittag beginnt es zu schneien.

Wir haben wiederum einige Dinge zurückgelassen, unter anderem das 36 m lange Nylon-Bergseil.

Lager 9 am N-Rand einer zu Andréas Land gehörigen Berginsel, am Adolf Hoels Gletscher auf 1170 m. Das letzte Wegstück war ganz enorm schlecht gewesen, so dass wir kaum noch vorwärtskamen. Auch gab es hier nun überall wieder die bekannten Wasserlöcher, mit nur dünner Eisschicht bedeckt, welche aber infolge des Neuschnees unsichtbar blieben und heimtückische Fallen darstellten. Eine halbe Stunde vor dem Lagerplatz ging der Schlitten wiederum in Stücke, diesmal kaum noch zu reparieren, so dass wir das Material tragen mussten.

21. August. Es hat die ganze Nacht geschneit, z. T. aber fast geregnet, ebenso am heutigen Tag; ständig liegt Nebel. Am Nachmittag bestiegen wir den Berg über dem Lager, 1640 m hoch, wobei wir zum ersten Mal einem Schneehasen begegneten, der leider rasch die Flucht ergriff. Um den Zeltplatz herum fanden wir auch Exkremente von Moschusochsen.

22. August. Gegen Mittag besseres Wetter, wir entschlossen uns für den Weitermarsch trotz dem Neuschnee.

Das Gepäck wird endgültig zu Traglasten reduziert, welche aber infolge der eingesammelten Gesteinsproben immerhin sehr schwer werden. Auch der zweite Schlitten bleibt nun zurück.

Die meisten Bäche auf dem Gletscher waren hier nicht mehr so stark gefroren, dass das Eis trug, und oftmals sind wir mit den schwe-

ren Säcken eingebrochen und vollständig durchnässt worden. Zwei oder drei Mal mussten wir auch mit langen Umwegen grosse Flüsse durchqueren, welche in der Längsrichtung des Gletschers nach E flossen und sich in tiefe und breite Canyons eingeschnitten hatten. Im übrigen ist der Adolf Hoels Gletscher kaum noch Gletscher zu nennen; eher handelt es sich nur um ein mit Eis gefülltes, flaches Tal. Die Oberfläche dieses Eises ist dabei so enorm gewellt und zerfurcht, dass wir auch diesmal nicht weiter als 15 km im Tag kamen, obschon wir keinen Schlitten mehr ziehen mussten.

Das Lager 10 erstellten wir auf einer Terrasse am Höhenzug auf der Nordseite, direkt östlich einer kleinen Gruppe phantastischer Kletterberge mit wilden Türmen und Zacken; 1050 m.

23. August. Wetter seit gestern Mittag wieder stets wolkenlos, aber auch bedeutend kälter in der Nacht. Wir haben den schönsten der imposanten Felstürme neben dem Lager bestiegen und anschliessend auf einer kleinen Rundtour weit über den Eyvind Fjelds Gletscher zum Wilkins Nunatak und Jakob Kjødes Bjerg hinübergeschaut.

Hier gibt es ziemlich viele Vögel, auch Schneehasen, viele Blumen und schon eigentliche Grashänge.

24. August. Über eine kleine Passlücke sind wir an die Nordseite des Höhenzuges gestiegen und haben den Eyvind Fjelds Gletscher zum Jakob Kjødes Bjerg hinüber traversiert. An dessen Südfuss Lager 11. Bereits sind wir hier unter der 1000 m-Grenze angelangt, und nur halb gefrorene Bächlein sprudeln herrlich über die Felsen. Sogar einen kleinen, tief blaugrünen See mit völlig offenem Wasser trafen wir hier.

25. August. In 6½ Stunden haben wir die letzte Eisbarriere nach Strindbergs Land überquert, ständig die Steigeisen an den Füßen. Sehr viel haben diese nun aushalten müssen, sind verschiedene Male gebrochen und wieder geflickt geworden, und zum Schluss blieb uns kaum mehr ein ganzes Stück übrig.

Das Wetter ist wieder weniger schön, der Himmel etwas bedeckt.

Auf Strindbergs Land sind wir durch die felsigen Tälchen nordöstlich vom Bredetop hinuntergestiegen, an vielen idyllisch gelegenen Seen vorbei. Moschusochsen trafen wir hier überall, und unten im Tal des Granitelv schoss ich einen Schneehasen.

Die Temperatur beträgt auch hier unten (750 m) einige Grade unter Null, es ist herbstlich kühl.

Den Granitelv überqueren wir wenig unterhalb des Sees, in zwei-stündiger, schwieriger Operation mit Seilhilfe. Lager 12 direkt am jenseitigen Ufer.

An Proviant sind uns vom Jakob Kjødes Bjerg weg nur noch je eine Büchse Pemmikan sowie zwei Ovospots geblieben, dazu gesamt-

haft etwas Reis, Salz, Butter, Kaffee und Tee, sowie ein ganz klein bißchen Pulvermilch mit Zucker vermischt.

26. August. Nach einem Frühstück aus Pemmikansuppe mit Hasenfleisch wanderten wir beim prächtigsten Sonnenschein dem Granitsø entlang, der mit vielen grossen, vom Dødehundebær herstammenden Eischollen übersät sowie dazwischen fast vollständig von Neueis bedeckt war.

Wir befanden uns noch nicht weit im Alpedal drin, beim kleinen See hinter dem Moränenriegel, als wir ein Flugzeug hörten. Bald darauf sahen wir auch die Norseman-Maschine aussen am Taleinschnitt vorbeifliegen und über dem Granitsø kreisen. Doch blieb es uns unverständlich, dass sie nicht unserem Weg ins Tal hinein folgte; man hätte uns in unseren weissen Windkleidern bestimmt sehen können, wo wir dazu noch ein Rauchsignal mitführten sowie einen gelborangen Fallschirm ausbreiten konnten.

In der Talebene wenig oberhalb vom kleinen See schoss ich hierauf einen Moschusochsen, dessen Fleisch zusammen mit dem letzten Rest Pemmikan uns zum Abendessen diente. Hier stellten wir das Lager 13 auf, wobei einige muntere, kleine Blaufüchse uns Gesellschaft leisteten.

27. August. Moschusfleisch zum Frühstück, dazu einige gute Stücke als Zwischenverpflegung in den Sack gesteckt. Nun hatten wir auch kein Salz mehr, und da zudem der letzte Rest Petrol aufgebraucht war, liessen wir den Primuskocher hier ebenfalls zurück. Die Rucksäcke waren trotz allem noch sehr schwer (darin Zelt und Schlafsäcke, etwas Kleider, geologisches Karten- und Notizmaterial, Höhenmesser, Kompass, Photoapparate, Gesteinsproben etc.), und der heutige Weg über den Gletscherpass und zum Magdalenasø recht lang, über 25 km.

Das Wetter war immer erstklassig schön, und am Nachmittag hörten wir wiederum ein Flugzeug, das aber auch diesmal nicht unserem gegebenen Weg durch das Alpedal folgte. So hofften wir wenigstens auf das Depot am Magdalenasø, welches laut Abmachung mit Proviant, Primus, Petrol und Munition zwischen dem 15. und 20. August dort hätte abgesetzt werden sollen. Aber trotz allem Suchen fanden wir dort nirgends ein Depot, und wir mussten uns damit abfinden, dass es eben vergessen worden war. So blieb uns nur noch die Hoffnung — da wir ja an beiden vorangegangenen Tagen ein Flugzeug gehört hatten —, dass dieses auch am folgenden Tag kommen und uns hier holen würde.

28. August. Den ganzen Tag im Zelt gelegen; da wir ja ständig nichts zu essen haben, wollen wir möglichst Kräfte sparen. Sollte dieser Zustand aber längere Zeit andauern, so haben wir beschlossen, einen Moschusochsen zu schießen und sein Fleisch roh zu essen.

Ein Flugzeug ist heute nicht gekommen, und nun wollen wir nicht mehr länger zuwarten, sondern versuchen, den Nordfjord zu erreichen.

Abends 22 h brechen wir auf; bereits wird es ja recht dunkel in der Nacht, so dass für die nächsten 6—10 Stunden sicher kein Flugzeug zu erwarten ist. Das Zelt lassen wir stehen, darin alle Gesteinsproben und weitere Gegenstände, dazu einen Brief und Karte mit eingezeichneter Route. Dann gehen wir auf die Wanderung über die endlosen Steinebenen von Mittel-Strindbergs Land. Am Nordfjord unten, ca. 30 km von hier entfernt, gibt es sicher reichlich Proviant und ein gutes Haus; überdies aber hoffe ich, dass auf knapp der halben Strecke bereits etwas zu finden wäre, in einem alten Proviantdepot von der Zeit meiner Überwinterung her.

29. August. Wir haben viel Glück gehabt. Nachdem wir wirklich am Kløftelv das alte Depot von 1948/49 gefunden hatten, waren dort noch verschiedene essbare Dinge vorhanden: zwei Büchsen Pulvermilch, einige Dosen Lachs und Sardinen, Butter, Knäckebrot sowie frisches, dänisches »Rugbrød« in hermetisch verschlossenen Dosen. Rasch wurde etwas gegessen, und dann legten wir uns trotz der grossen Kälte unter freiem Himmel schlafen, nur im Schlafsack zwischen den Steinen liegend. Bei der ersten Morgensonne assen wir weiter, und dann stiegen wir mit neuem Mut ins Brogetdal hinunter. Noch waren wir etwas schwach und kamen nur langsam vorwärts, doch hatten wir ja Zeit genug, und zudem war es am Mittag prächtig warm in diesem tiefen Tal.

Im kleinen Haus am Nordfjord war tatsächlich alles vorhanden, um längere Zeit dort bleiben zu können, aber schon am selben Abend kam die Norseman-Maschine und brachte uns nach Maria Ø. Die Leute hatten oben auf dem Magdalenasø gelandet und unseren Brief im Zelt gefunden, worauf sie sogleich mit Kurs zum Nordfjord wieder gestartet waren.

30. August. Von Maria Ø sind wir nochmals zum Magdalenasø hinaufgeflogen, um Zelt und das übrige dort gelassene Material zu holen. Damit hat die Reise, die uns über eine Distanz von ziemlich genau 1000 km geführt hatte, ihren endgültigen Abschluss gefunden.

3. Eisverhältnisse.

a) Das Inlandeis und seine Randzone.

(Taf. II).

Es war vorauszusehen und z.T. auch bekannt gewesen, dass das westliche Hinterland der grossen, in den Kejser Franz Josefs Fjord und Isfjord mündenden Eisströme ein einziges, riesiges Gletscher-Einzugsgebiet darstellt und demzufolge das Inlandeis in recht breiter Randzone von gewaltigen Spaltensystemen durchsetzt sein würde. Über Ablation und Bewegung ist indessen nichts weiter bekannt, doch produziert dieses Gebiet zwischen 73° und 74° N die grössten und zahl-

reichsten Eisberge der Ostküste nördlich von Scoresbysund; diese Eisberge treiben alle durch den Kejser Franz Josefs Fjord resp. Ant-arctics Sund hinaus.

Weiterhin ist festzuhalten, dass das ganze Gebiet nördlich vom Hisingers Gletscher, d. h. von $72\frac{3}{4}^{\circ}$ bis gegen Hobbs Land auf 74° , ein reichgegliedertes Gebirgsland mit Gipfelhöhen von durchgehend 2000—2500 m Höhe darstellt (Shackletons und Petermanns Bjerg gegen 3000 m); es sind meist ausgeprägte Bergformen mit Zacken und Gräten, welche sich bis in die westlichsten, ganz isolierten Nunatakker und vermutlich noch weit unter das Inlandeis hinein fortsetzen. Im Gegensatz dazu zeigen die nördlich und südlich von diesem Gebiet liegenden Randzonen fast durchwegs Plateaucharakter mit flachen und runden Bergrücken von meist auch geringerer Höhe.

Tatsächlich hat es sich gezeigt, dass diese zerlküftete Randzone des Inlandeises sehr weit nach W reicht, z.T. bis über $31\frac{1}{2}^{\circ}$ W und bis auf gegen 2800 m über Meer. Treppenstufenartig senkt sich das Eis von dort gegen die randlichen Berge hin (Fig. 3); gewaltige Eiswülste und Terrassen ziehen in grossem, nach W ausgebuchtetem Bogen von S nach N, entlang dem Westrand der Nunatakzone. Spalten von 10—30 m Breite sind hier nicht selten, aber es gibt auch solche von 50—100 m; doch sind sie meist durch die ständigen, starken Westwinde von hartgepresstem Driftschnee überbrückt. Vielfach kann man auch an lokalen Eisaufwölbungen und deren Spaltenformen direkt erkennen, wo da und dort noch Berggipfel nicht sehr weit unter dem Eise begraben liegen, so dass sie bei rel. geringer Ablationszunahme zum Vorschein kommen müssten. So haben wir auch an einer Stelle einen solch »neuen«, knapp von der Eisumklammerung befreiten Nunatak gesehen, der sehr weit westlich und viel höher als die übrigen, nächsten Nunatakker liegt (siehe Reisebericht vom 3. August).

Westlich von dieser eigentlichen Randzone ist Spaltengefahr immer noch da und dort vorhanden, verschwindet dann aber bald beim Übergang zur ungewellten, fast topfebenen, endlosen Hochfläche des Inneren. Hier ist auch der Schnee viel weniger vom Winde verblasen und gibt eine weiche, gute Bahn für Fahrzeuge und Schlitten.

Von 74° nach N verlieren sich die oben beschriebenen Eiswülste des Randabfalles etwas. Wohl zeigt sich anfänglich noch eine Art Steilstufe vom westlichen Zentralteil des Inlandeises gegen ein tiefer gelegenes, im N von Hobbs Land sich ausdehnendes Plateau. Die zwischenliegende, von Spalten durchsetzte Stufe verflacht sich aber zusehends nach N, so dass dort auch mit den Weasel-Fahrzeugen leicht durchzukommen wäre; so könnte man mit anschliessend südlichem Kurs über ein völlig ungestörtes, ganz flaches Eisplateau auf ca. 2300 m Höhe (»Bordet«) bis direkt an den N-Rand von Hobbs Land heranfahren.

b) Die Gletscher.

Gegen E nach der Küstenzone zu fliesst das Inlandeis in gewaltigen Eisströmen ab. Entlang einem dieser Hauptströme wählten wir unseren Weg durch die Berge der Nunatakzone, zwischen J. L. Mowinckels Land und Hobbs Land. Dabei zeigte es sich später, dass dieser Eisstrom nicht in den Adolf Hoels Gletscher fortsetzt, sondern zur Hauptsache nach rechts zum Oscar Wistings Bjerg abbiegt und somit den direkten Oberlauf des Gerard de Geer Gletschers darstellt. Nur ein relativ kleiner Seitenlappen fliesst südlich um Harald Griegs Fjeld herum und mündet in die breite, lange Talsenke des »Adolf Hoels Gletscher«; dieser stellt tatsächlich in keiner Weise einen eigenen Gletscher dar, es handelt sich vielmehr um ein mächtiges, mit Eis gefülltes Tal. Der »Adolf Hoels Gletscher« ist recht eigentlich ein eiszeitliches Relikt, wobei seine Eismasse heute wohl noch etwas gespiesen wird durch den vorerwähnten Lappen des Gerard de Geer Gletschers sowie durch verschiedene Seitengletscher, vor allem aus den Bergen von Andrées Land, hingegen kaum noch eine Eigenbewegung von Bedeutung zeigt. Ein grosser Teil des Eises mündet denn auch westwärts in die Depression nördlich vom Harald Griegs Fjeld; im E wird es vom höher liegenden, verhältnismässig stark fliessenden Eyvind Fjelds Gletscher abgeschnitten, z.T. abgelenkt und mitgeschleppt.

Eine sonderbare Erscheinung zeigt sich nördlich vom Oberlauf des Gerard de Geer Gletschers sowie rund um Harald Griegs Fjeld herum. Dort stösst man verschiedentlich auf grosse Depressionszonen, in welche Seitenlappen des Hauptgletschers hineinfliesen; dazu münden auch kleinere, für sich aber recht bedeutende Lokalgletscher von N herab in diese Depressionen hinein, welche somit eigentliche Gletscher-Friedhöfe darstellen. Wilde Moränenlandschaften mit Toteismassen und Seen sind charakteristisch für diese Gebiete, aber auch grosse Eiswülste am Rande der Gletscher, welche immerhin einige Bewegung noch anzeigen. Eine Abflussmöglichkeit findet man nirgends aus diesen Depressionsgebieten; der Zufluss zu den z.T. recht grossen Seen scheint also vollständig durch Verdunstung kompensiert zu werden. Ein Umstand, der allerdings bei dem sehr trockenen Klima nicht besonders verwundert.

Die Entstehung dieser Depressionsgebiete ist wohl zum grössten Teil auf stärkere Ausaperung von landeinwärts gelegenen Becken zurückzuführen, währenddem der Hauptgletscherstrom die weite, grosse Haupttalmulde noch in gewaltiger Dicke ausfüllt und diese lokalen, zwischen Bergen liegenden Seitenbecken nach aussen hin abriegelt. Damit würden sie aber beim Abschmelzen von allem Eis ihren Depressionscharakter wohl verlieren und sich als grosse, breite Talmulden und -becken präsentieren, welche etwas erhöht über dem Haupttal liegen und mit engem Talausgang in dieses einmünden.



Fig. 4. Im tieferen Ablationsgebiet der grossen Gletscherströme; ca. 1000 m über Meer. Vorn links »Solbakken« am E-Sporn von Bernhard Studers Land (Lager 10); jenseits des von links nach rechts herabkommenden, ca. 5 km breiten Eyvind Fjelds Gletschers der S-Sporn von Jakob Kjødes Berg. Hinten Strindbergs Land. (23.8.51).

Die Oberfläche der Gletscher ist im allgemeinen sehr rauh, stark wellig und mühsam zu begehen; doch hängt dies natürlich vor allem von der Meereshöhe und der Stärke der Eisbewegung ab. Die Firngrenze lag im W auf ca. 1800 m Höhe, d. h. rund 2—300 m höher als bei den Lokalgletschern der Fjordzone. Tiefer unten wurde die Eisoberfläche durch Ausschmelzung schon rasch sehr wellig; überall finden sich Furchen von Wasserrinnen und kleinere und grössere Seebecken, bald auch eigentliche, tiefeingeschnittene Bäche. Dazu kommen natürlich auch Spaltenzonen bei Absätzen und steileren Stufen der Gletscher.

Waren diese Gletscheroberflächen schon sehr strapazenreich zum Gehen, so bedeuteten sie für die schwerbeladenen Schlitten eine enorme Beanspruchung. Ununterbrochen wurden die Kufen nach allen Seiten hin verbogen und gedrückt, und harte Stösse, Aufprallen seitwärts oder vorn beim Überqueren von Bachcouloirs waren an der Tagesordnung. Es gab Gebiete, in denen wir uns auf Schritt und Tritt durch manns-hohe Eistrümmerlandschaft immer auf- und abwärts hindurcharbeiten

mussten, wobei man kaum mehr als einige Meter weit voraussehen konnte. Wie es möglich war, mit Hundeschlitten dem ganzen Adolf Hoels Gletscher zu folgen (Lit. 7), vor allem dann quer über den Abfluss des wild zerrissenen und zerklüfteten Nunatak-gletschers und bis gegen den Nordrand von Strindbergs Land hin zu gelangen, blieb uns ein Rätsel. Allein für die 11—12 km lange Strecke quer über das Eis zwischen Jakob Kjødes Bjerg und Strindbergs Land hatten wir noch $6\frac{1}{2}$ Stunden gebraucht, und dies ohne Schlitten; wir mussten jedoch die ganze Strecke auf Steigeisen gehen, so enorm zerklüftet und blank war die Eisoberfläche.

Natürlich können diese Verhältnisse von Zeit zu Zeit ändern, und es ist anzunehmen, dass HØYGAARD und MEHREN, obwohl sie hier ebenfalls mit grossen Schwierigkeiten zu kämpfen hatten, im allgemeinen doch eine günstigere Eisoberfläche angetroffen hatten.

Obwohl nun das ganze Gebiet hier eine allgemein starke Vereisung zeigt und zudem die Gebirgs- und Fjordlandschaft reich gegliedert ist, vollzieht sich der Abfluss des Inlandeises doch nur in relativ wenigen, scharf voneinander getrennten Gletscherströmen. In Taf. II ist ihre Ausdehnung und Fliessrichtung zusammenfassend dargestellt¹⁾, wobei man auch erkennt, dass z. B. ein »Hambergs Gletscher« (Karte des Geodætisk Institut Bl. 73 Ö 3 und 73 Ö 4) in Wirklichkeit gar nicht existiert: der westliche Teil des »Hambergs Gletschers« ist der Oberlauf des Jættegletschers, der östliche Teil ein Seitenarm des Gerard de Geer Gletschers, also zu einem ganz anderen System gehörend.

So findet man auf der ganzen, in Luftdistanz 300 km messenden Strecke vom innersten Nordvestfjord im S (Graaes Gletscher) bis zum Wordies Gletscher im N nur 12 eigentliche Gletscher, welche den Abfluss des Inlandeises bewerkstelligen; selbstverständlich münden in die grössten unter ihnen nicht unbedeutende Seitenäste. Die meisten dieser Hauptgletscher erreichen das Meeresniveau; nur der Violingletscher und der Wahlenbergs Gletscher endigen kurz vor der Einmündung in den Fjord, währenddem der unbenannte Gletscher im Seendreieck des westlichen Bartholins Landes sowie der Vibekes Gletscher im Ole Rømers Land in lokale, seenerfüllte Depressionsgebiete einmünden.

Die längsten dieser Gletscher sind nun eindeutig der Jættegletscher (110 km), der Gerard de Geer Gletscher (110 km) und der Waltershausen

¹⁾ Diese Darstellung erfolgte nach unseren jüngsten, eigenen Beobachtungen sowie von solchen, die der Verfasser im Sommer 1948 während des Aufenthaltes im Gebiet der Petermanns-Gruppe gemacht hatte, vor allem vom Gipfel des Magog aus (Höhe 2580 m). Ausserdem wurden eine Reihe sehr guter Luftphotographien herangezogen, die im Auftrag von Dr. LAUGE KOCH im Sommer 1950 durch ERNST HOFER aufgenommen worden waren; weiterhin auch einige Luftaufnahmen des Geodætisk Institut in København, vom Sommer 1951.

Gletscher (120 km); für den Wordies Gletscher ergibt sich eine Länge von 80—100 km, währenddem die übrigen Hauptgletscher sowie die grossen Nebengletscher von Jætte-, Gerard de Geer und Waltershausen Gletscher alle etwa 50—70 km lang sind.

4. Vegetation und Tierleben in der Nunatakzone.

Selbstverständlich spielt hier nicht allein die Meereshöhe eine Rolle, sondern vor allem auch die grosse Eisbedeckung, welche einer Ausdehnung des Lebens hindernd in den Weg tritt; daneben ist aber auch die Nähe des Inlandeises, resp. die Zeitdauer seit dem Eisfreiwerden des Terrains ein entscheidender Faktor. Es ist klar, dass die Vegetation nur allmählich nach W vordringt und von den erst vor relativ kurzer Zeit eisfrei gewordenen Gebieten nur zögernd Besitz ergreift.

So ist es nicht verwunderlich, dass die westlichsten Nunatakker, NW-Mowinkels Land sowie ganz Hobbs Land vollständig ohne Leben angetroffen wurden. Es sind eigentliche Stein- und Felswüsten im wahren Sinne des Wortes, an welche das Inlandeis heranbrandet, und über welche ungehindert von W und N her die eisigen Stürme hinwegfegen. (Auf den interessanten Fund eines Karibu-Skelettes in diesem Gebiete sei in diesem Zusammenhang mit besonderem Nachdruck hingewiesen; siehe S. 15 und 26).

Anders sind die Verhältnisse bereits im Alfred Eschers Land, welches aus grösseren, mehr oder weniger zusammenhängenden Landmassen besteht, und wo in den tiefen Depressionsmulden geschützte, nur nach S offene Areale auftreten. Dort, im Gebiet des »Frühlingsplatzes« westlich vom Eleonores Sø, haben wir auf 1500 m Höhe die ersten paar einsamen Gräser gefunden (*Poa cf. abbreviata*).

Mehr Vegetation war östlich vom Hindringsgletscher anzutreffen, wo wir schon in der ersten kleinen Talmulde, auf wenig unterhalb 1400 m, auf die ersten Exemplare von weissem Polarmohn (*Papaver radicum*) sowie Steinbrech (*Saxifraga oppositifolia*) gestossen sind. Mehr davon trafen wir am südlich liegenden Grønhorn und dann besonders an der Ostseite des Harald Griegs Fjeld, wo *P. radicum* bis auf das 1800 m hohe Gipfelplateau hinaufsteigt. Am untersten Hang zu dessen E-Grat fand sich zwischen den Steinen überdies noch folgende Pflanzengesellschaft: *Saxifraga cernua*, *S. groenlandica*, *Braya purpurascens*, *Melandrium triflorum*, *Draba sp.*, *Luzula arcuata confusa*, *Poa glauca* und *P. abbreviata*.

Hier am Harald Griegs Fjeld begegneten wir auch den ersten Vögeln, Schneespitzen, wie sie in den Tälern der inneren Fjorde im Sommer scharenweise auftreten.

Am Sneharefjeld im nördlichsten Andrées Land schien die Flora kaum reichhaltiger zu sein, jedoch bereits mit bedeutend grösserer Ver-

breitung, so dass jedenfalls ein Schneehase dort sein Leben fristen konnte, und auch Moschusochsen vorübergehend das Gebiet besucht hatten.

Viel grösseren Artenreichtum wies das Gebiet um das Lager 10 auf (S-Hang des Ostspornes von Bernhard Studers Land: von uns »Solbakken« genannt), wo in einer geschützten Hangmulde bei sehr günstigem Lokalklima allgemein üppiger Pflanzenwuchs anzutreffen war. An neuen Arten fanden sich hier folgende (ohne Anspruch auf Vollständigkeit zu erheben): *Cystopteris fragilis*, *Saxifraga nivalis*, *Ranunculus affinis*, *Cardamine bellidifolia*, *Potentilla nivea*, *Erigeron uniflorus*, *Epilobium latifolium*, *Salix arctica* und *Campanula uniflora*. Mehrere Schneehasen und Spatzen bevölkerten das Gebiet, und nach E über den Eyvind Fjelds Gletscher begegneten wir im Neuschnee, welcher drei Tage früher gefallen war, einer frischen Fuchsspur.

So war es nicht weiter verwunderlich, dass auch die Südhänge des Jakob Kjødes Bjerg, obwohl von Ferne als öde Steinwüsten sich zeigend, in Wirklichkeit von Pflanzen- und Tierwelt fast schon ebenso sehr in Besitz genommen sind wie die gleich hoch gelegenen Gebiete von Strindbergs Land in der Fjordzone. Diese 900—1200 m über Meer gelegenen Hangterrassen bilden da und dort recht gute Weidegründe für Moschusochsen, von welchen wir denn auch zwei zu Gesicht bekamen. Ebenso trafen wir dort ein Schneehuhn und Schneespatzen in grossen Schwärmen.

Auffallend und sehr beachtenswert ist es überall in diesen inneren Gebieten, wie kleine und grosse Tiere oft weite Strecken über unwegsame, zerklüftete Gletscher wandern, bis sie wieder auf einen relativ kleinen Fleck festen Landes stossen. Ein Beispiel dafür ist der Schneehasenberg (Sneharefjeld), der in dieser Beziehung als winzige, sehr weit entfernte Insel gelten kann. Ist es Zufall, verbunden mit instinktmässigem Wandertrieb, der die Tiere diese Orte aufsuchen und finden lässt?

Was es für eine Bewandtnis mit den Ren resp. Karibus von Hobbs Land hat (Fig. 5), ist noch viel mehr ein Rätsel (da das von uns gefundene Skelett von einem sehr jungen Tier stammt, kann wohl angenommen werden, dass es sich nicht allein dort aufgehalten hatte). Wohl sind die besterhaltenen Überreste dieser an der Ostküste Grönlands verschwundenen Tiere stets in den innersten Gebieten gefunden worden, doch kaum jemals so weit von jedem nahrungspendenden Ort entfernt. Natürlich kennen wir weder Zeitpunkt noch die näheren Verhältnisse jener Zeitepoche, doch ist keinesfalls anzunehmen, dass in den letzten Jahrzehnten oder auch Jahrhunderten die Vegetation eine dermassen rückläufige Entwicklung durchgemacht hätte. Und heute liegt Hobbs Land (der Fundort liegt im zentralen Teil auf über 2000 m Höhe) rund 50 km vom nächsten Ort entfernt, welcher grösseren Tieren eine vermutlich sichere Existenz geben könnte: es sind die Täler hinter dem



Fig. 5. Ren-Skelett auf Hobbs Land, ca. 2100 m hoch. (9.8.51).

Oscar Wistings Bjerg, mit ihrer Verbindung zum Gemmedal und Eremitdal sowie zu Renbugten, wo ja vor rund 50 Jahren zum letzten Mal Rentiere lebend gesehen worden sind (Lit. 13). Hat wohl unaufhaltsamer Fluchttrieb damals die stolzen Bewohner vom Rendalen befallen, oder war es etwas anderes, das sie in die innersten Berge und über endlose Eisströme gehen liess, bis zum Inlandeis und vielleicht noch weiter? Jedenfalls war unser Tier den Strapazen nicht gewachsen gewesen und ist hier, an der äussersten Landgrenze, mit dem Blick direkt über die unendliche Eis- und Schneewüste, zusammengebrochen.

5. Bemerkungen zu den geographischen Namen.

Da vorgängig nur sehr wenige Namen in diesem meistens noch unbekannten Gebiete existierten, war es für eine genauere Beschreibung nötig geworden, verschiedene Lokalitäten neu zu benennen. Diese sind, nebst den bereits mit Namen belegten Bergen, in der Übersichtskarte auf Tafel I dargestellt¹⁾. Dabei wurde besonderes Gewicht darauf gelegt, den beiden grossen, in sich geschlossenen Landkomplexen zwischen Hobbs Land und Jakob Kjødes Bjerg eigene Länder-Namen zu geben, analog zu J. L. Mowinckels Land, Louise Boyds Land, Andrées Land etc. Dies besonders auch, da der Name »Adolf Hoels Gletscher« für das W—E-

¹⁾ Gemäss Autorisation durch das Geodætisk Institut in Kopenhagen.

laufende, breite Gletschertal nördlich von Andréas Land fallen gelassen werden soll (vergl. S. 22); im übrigen ist vor allem Alfred Eschers Land ein viel grösseres, umfassenderes Landgebiet als es nach den bisherigen topographischen Karten des Geodætisk Institut den Anschein hat (vergl. die geologische Karte Taf. III).¹⁾

Bei den zwei wichtigsten Gletschern des von uns durchquerten Gebietes wurde die Benennung insofern etwas abgeändert, als dass der Gerard de Geer Gletscher, bei dem es sich tatsächlich um einen einzigen, zusammenhängenden Eisstrom vom Inlandeisrand westlich von Hobbs Land bis zum Isfjord handelt (siehe S. 22), diesen Namen auf der ganzen Strecke führen soll und nicht nur im Unterlauf wie auf der topographischen Karte. Ebenso ist die Benennung »Eyvind Fjelds Gletscher« bis zum Geologfjord ausgedehnt worden (nach einem Vorschlag von Dr. LAUGE KOCH), da es widersinnig ist, für ein und denselben Gletscherstrom zwei verschiedene Namen zu gebrauchen, und überdies »Nunatak-gletscher« nicht gerade eine sehr gute oder logische Bezeichnung ist.

¹⁾ Die Benennung in »Bernhard Studers Land« und »Alfred Eschers Land« erfolgte nach den beiden grössten schweizerischen Geologen der Pionierzeit in der Alpengeologie: Alfred Escher war erster Professor für Geologie in Zürich, Bernhard Studer sein Zeitgenosse und Kollege von der Universität Bern, von dem in der Mitte des vergangenen Jahrhunderts die erste »Geologie der Schweiz« als zweibändiges Werk erschienen war. Von Studer und Escher stammt auch die erste genauere, geologische Karte der Schweiz.

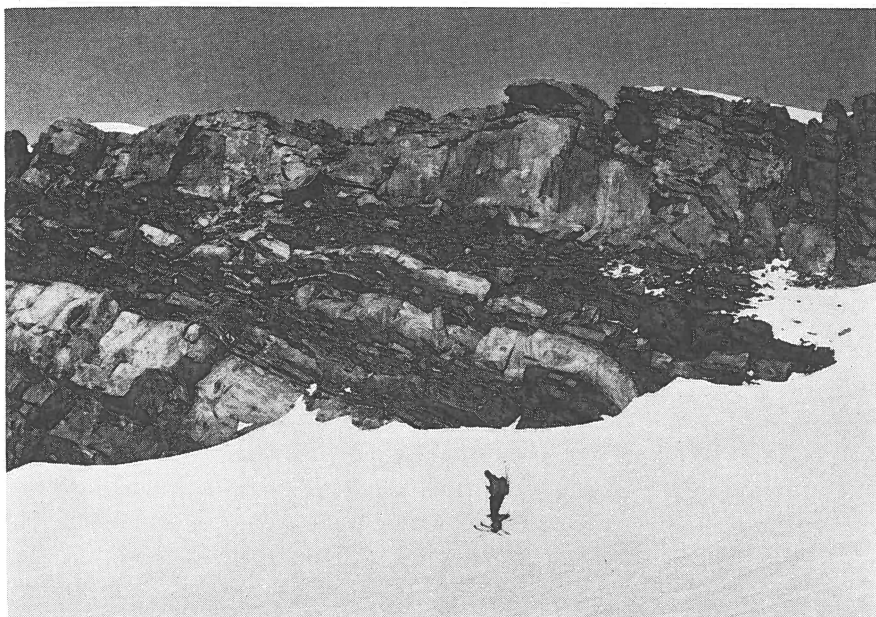


Fig. 6. Quarzitserie am Orienteringsnunatak; Zone der westlichsten Nunatakker. (6.8.51).

III. GEOLOGIE

1. Zone der westlichsten Nunatakker

(Westfal-Larsens Nunatak, Sukkertoppen bis Orienteringsnunatak).

Die Gesteinsserien, die in den westlichsten Nunatakkern angetroffen wurden, bestehen zum grössten Teil aus schön gebankten Quarziten von brauner und grauer Farbe, oft auch hell gelbbraun oder rostigrot. Sie führen fast immer etwas Sericit, oft auch viel Granat, und sind zwischengelagert von rötlichen, gelbbraunen sowie schwarzen Glimmerschiefern, auch Staurolithschiefern; die Quarzite zeigen selten auch Kreuzschichtung und Ripplemarks.

In der direkten südlichen Fortsetzung dieser Serien, am Westfal-Larsens Nunatak, sind von HØYGAARD und MEHREN Kalke gefunden worden (von HOLTEDAHL in Lit. 6 als »dunkler, dichter Kalkstein« bezeichnet); in Anbetracht des überall stark metamorphen Charakters unserer Serien scheint es jedoch fragwürdig, ob jene Kalke dort anstehend oder nur in nicht autochthonem Schutt gefunden worden sind.

Soviel aus der Ferne beobachtet werden konnte, bestehen die Berge südlich des Sukkertoppen, gegen Knud Ringnes Nunatak und die Hvidbjørns Nunatakker, aus denselben Quarzitserien, welche dort aber

horizontal liegen und von vorwiegend graubrauner Farbe sind. Dabei zeigen sich häufig als Zwischenlagerungen auffallende, helle Bänder, linsenartig an- und abschwellend und oft auch ganz auslassend.

In einem kleinen Aufschluss einige Km NE vom Lager 2 ist zwischen helle, rotbraun anwitternde Quarzite ein hellgrauer, etwas poröser

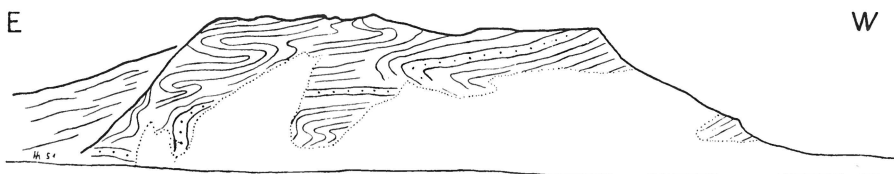


Fig. 7. Verfaltungen in Pt 2400 nördlich Sukkertoppen.

Augit-Trachyt von ca. 50 m Mächtigkeit eingelagert (die mittel- bis feinkörnige Grundmasse besteht zum überwiegenden Teil aus Anorthoklas, mit selten einigen Plagioklaskörnern dazwischen; dazu Apatit, Erz und etwas Calcit; Augit in grösseren Einsprenglingen).

Lokale, aus dem Eis aufgestossene Moränen westlich vom Lager 2 bestehen fast vollständig aus Geschieben von hochmetamorphen, gebänderten Gneisen und Amphiboliten von meist grauer Farbe. Doch

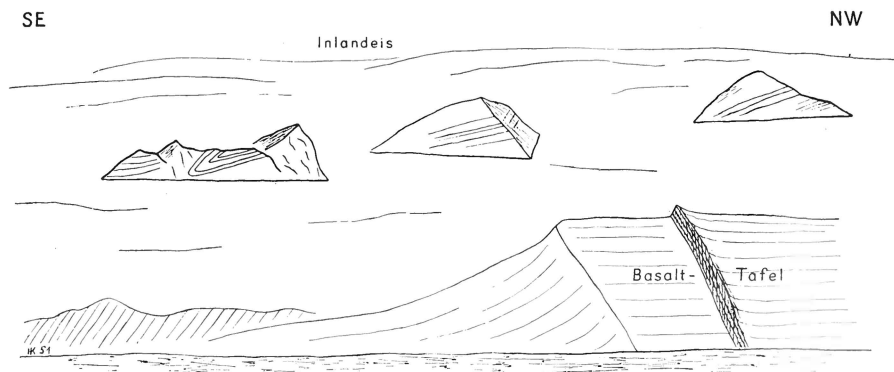


Fig. 8. Blick vom Tavlen, nördlich Hobbs Land, nach SW. Unter der Basaltdecke nordwestwärts aufgerichtete Schichten in den westlichsten Nunatakkern, mit deutlich nach NW geöffnetem Muldenscharnier.

ist ihre Herkunft vollständig unbekannt, weshalb Vermutungen über ihre geologische Zugehörigkeit etc. keinen grossen Sinn haben.

Bei allen diesen isolierten Aufschlüssen der westlichsten Nunatakker steigen die Quarzitserien mit durchschnittlich 20° — 35° nach W und NW auf (besonders schön auch in der Gipfelpyramide des Sukkertoppen zu sehen). Doch zeigen sich lokal starke disharmonische Verfaltungen (Fig. 7), welche zusammen mit beträchtlichem Streichändern grössere

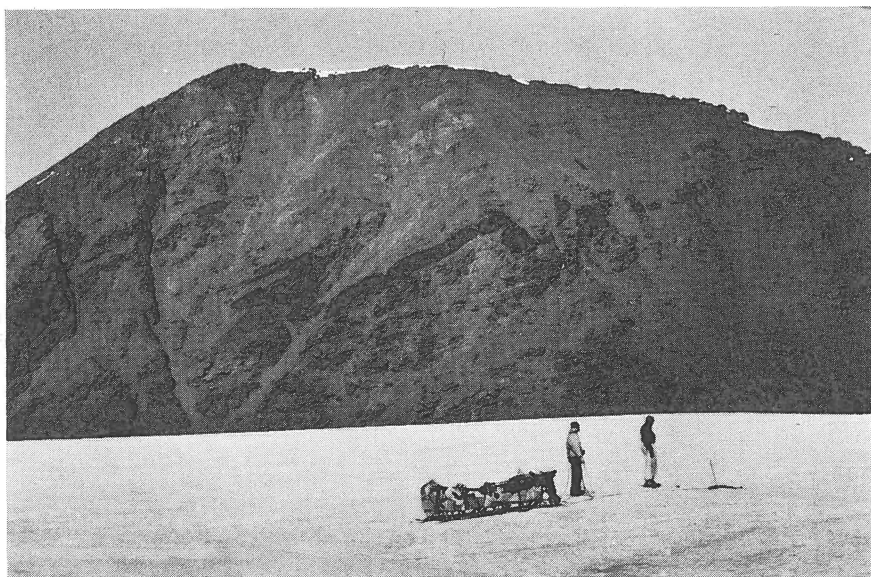


Fig. 9. Der fast 400 m hohe S-Hang des Ajungilaq (2200 m). Glimmerschiefer und Quarzite; das dunkle Band ist Amphibolit. (8.8.51).

Störungen andeuten. Im allgemeinen scheint jedoch eine tangentialer Kräftewirkung gegen W vorgeherrscht zu haben (Fig. 8).

2. J. L. Mowinckels Land.

Jenseits des vom Sukkertoppen nach NNE fließenden, breiten Gletscherstromes bestehen die steilen Klippenfelsen von NW-Mowinckels Land aus hochmetamorphen, stark zerrütteten und zerklüfteten, i. a. jedoch horizontal liegenden Gneisen. Es sind helle, graue und rosafarbene Bändergneise, intensiv von aplitgranitischen Zügen durchadert; auch Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Amphibolite (z. T. mit Granat) sowie selten einmal Quarzite sind dabei beteiligt. Da und dort durchsetzen basische Gänge die Serien.

Von solchen stark metamorphen Gneiskomplexen ist die ganze N-Seite von J. L. Mowinckels Land aufgebaut, ebenso die NW-Seite sowie die Berge im Inneren, soweit sie zu sehen waren. Da die Firnbedeckung sehr ausgedehnt ist (immerhin weit weniger stark als auf der Karte 73 Ö 3 angegeben), sind die Zusammenhänge nur schwer zu erraten. Immerhin scheint das Gebiet tektonisch sehr beansprucht worden zu sein, indem an einzelnen Stellen die Gneise stark verfaltet sind, verschiedene Muldenumbiegungen zeigen und z. T. in grossen Plattenschüssen steil in die Höhe steigen, wodurch sich zackige Gräte bilden (SE vom Lager 3). Im allgemeinen zeigt sich, vor allem im W-Teil von J. L. Mowinckels

Land, ein Einfallen nach W, wodurch in gewisser Hinsicht eine breite Mulde gegen die westlichste Nunatakzone hin angedeutet wird. Immerhin ist die dazwischenliegende, eisbedeckte Zone sehr gross, und die Unterschiede in den beiden Gesteinsserien lassen noch verschiedenste Möglichkeiten für eine andere Deutung offen.

Auf den Bergen im Inneren von J. L. Mowinckels Land liegen an verschiedenen Stellen schwarzviolette Basalte; oft sind es »klippenartig« aufgesetzte Kappen (z. B. auf dem Berge »Knalden« südlich vom Lager 3), oft aber auch diskordant in den Mulden einer erodierten Gneisoberfläche eingelagerte Gesteinskörper. Auch am Westfal-Larsens Nunatak scheint ein auffallend schwarzer Gipfelkopf aus solchem Basalt zu bestehen. Wie aus der geologischen Beschreibung von Hobbs Land und Alfred Eschers Land ersichtlich wird, hat man es mit Überresten einer grossen Basaltdecke zu tun, welche in weitem Umkreis eine alte Peneplaine ehemals bedeckt zu haben scheint.

3. Hobbs Land.

A. Der Glimmerschiefer-Quarzit-Komplex.

In Hobbs Land finden wir zum ersten Mal einen grösseren, zusammenhängenden Gesteinskomplex aufgeschlossen. Es sind stärker metamorphe Schiefer-, Gneis- und vor allem Quarzitserien, welche i. a. konform mit ca. 25° nach NW abfallen, bei der höchsten Erhebung von Hobbs Land jedoch fast flach liegen (Pt 2300 der Karte; von uns mit 2360 m gemessen). Nur am Ajúngilaq und westlich davon fanden sich einige weitere Störungserscheinungen, indem die den Gipfel aufbauenden Quarzite im Streichen über N und NW bis fast zu W abschwanken und dabei immer steiler nach W und SSW einfallen.

Über den E-Grat des Ajúngilaq konnte von unten nach oben folgendes Profil aufgenommen werden (Fig. 10):

- a) Massige, gleichmässig gebankte Quarzite ohne Zwischenlagen; hellgrau, gelbbraun und braunrot anwitternd.
- b) Dunkle, graue bis bräunliche Glimmerschiefer mit oft knotiger Oberfläche, z. T. etwas flaserig. Meist Muskowit-Biotitschiefer, oft mit Granat; auch sehr feinkörnige Psammitgneise. Plattig-tafelige Absonderung in 2—10 cm dicken Lagen. Selten sind auch wenige cm dicke Hornblendequarzite zwischengelagert, z. T. mit Granat.
- c) Zone von mehr schiefriger Ausbildung, braune Biotitschiefer vorherrschend. Oft gehen sie aber über zu Augengneisen, in welchen in wirren Verfäلتelungen helle, leicht zu Grus zerfallende, granitisch aussehende Lagen bis zu dm-Dicke auftreten; diese sind nach dem mikroskopischen Befund als Feldspatquarzite mit etwas neugebildetem Biotit zu charakterisieren, wobei um die Quarzkörner herum stets ein Kranz von feinstem Erzstaub auftritt.

Diese Schiefer-Gneis-Zone führt zuoberst einige massigere Bänke.

- d) Schwarzer Amphibolit, Granatamphibolit und Hornblendefels; bis 10 m mächtig.
- e) Quarzite mit Glimmerüberzügen, relativ dünngeschichtet («Tafelquarzit»), z.T. mit Glimmerschiefern wechsellagernd. Farbe hellgrau und braun. Metamorphose scheint nach oben bedeutend abzunehmen; zwischen massigeren Quarziten treten mehr und mehr eigentliche Sandsteinschiefer mit etwas Sericit auf.

Die Quarzite der Stufe e) bauen auch nördlich vom Ajungilaq den Hauptteil von Hobbs Land auf, führen aber immer wieder Zwischenlagen

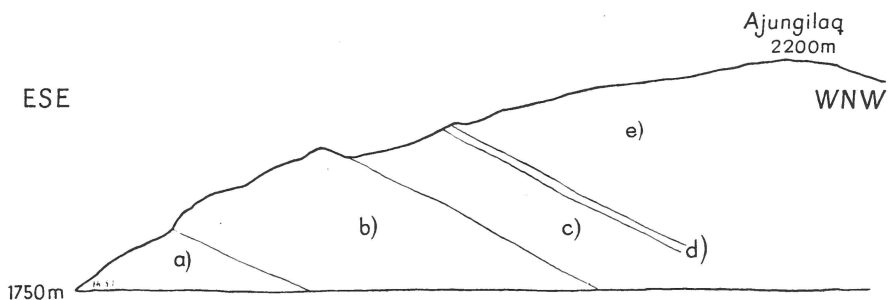


Fig. 10. Serie von Hobbs Land. Vergl. Profilbeschreibung auf S. 32.

von Glimmerschiefern und Gneisen. Die Quarzite sind vielfach massig gebankt, rostigrot oder grau und braun und enthalten oft auch knauerartige Einschlüsse von Amphibolit und Granat-Hornblende-Quarziten.

Die höchste Erhebung von Hobbs Land (Pt 2300 der Karte) wird von fast flach liegenden, $\frac{1}{2}$ m dicken, grauen Quarzitbänken gebildet.

Sehr zahlreich treten auf Hobbs Land mächtige Quarzgänge auf, welche immer stark erzführend sind (meist Hämatit, Limonit etc.).

Daneben sind basische Lagergänge weit verbreitet, meist von 0,1 bis 0,5 m Mächtigkeit; es sind zur Hauptsache Augitite und Limburgite, oft porös und mit Mandelsteintextur, meist hemikristallin.

Augit ist vielfach Titanaugit; Olivin optisch positiv, z.T. etwas iddingsitisiert; auch Hornblende tritt da und dort auf. In Grundmasse stellenweise Nephelin, auch Phlogopit; daneben Magnetit und Ilmenit. Die Mandeln sind meist von Calcit und Zeolithen ausgefüllt, z.T. auch von Analcim.

Ausserdem wurde am Ajungilaq ein senkrecht durchschlagender, 1—2 m breiter, etwas verschieferter Gang gefunden, der aus braungrauem, feinkörnigem Andesit bis Trachyandesit mit grossen Einsprenglingen von basaltischer Hornblende besteht. Im zentralen Teil von Hobbs Land fand sich ein 2 m mächtiger Lagergang von hellgraugrünem Phonolith mit schwarzen Hornblende-Einsprenglingen.

B. Die Basaltdecke.

Im N und NW der zusammenhängenden Landmasse von Hobbs Land liegen noch isolierte, hochgelegene und schneefreie Plateaus, welche vollständig aus »Basalt« bestehen (Pt. 2400 der Karte und westlich davon; die Höhe ist insofern zu korrigieren, als sie etwas weniger beträgt als der mit 2300 angegebene und von uns mit 2360 m gemessene Zentralteil von Hobbs Land; unsere Barometermessung entsprach hier 2310 m). Es sind eigentliche, schwarze Tafelberge (Fig. 11), wobei der Kontakt zu den liegenden Quarziten hier leider nicht aufgeschlossen ist. Jedoch erkennt man an einzelnen Stellen von unten heraufkommende Schlotgänge, welche zeigen, dass mindestens zum Teil die Lavenförderung in unserem Gebiet selbst vor sich gegangen sein muss; ebenso sind da und dort rote, grüne und braune Tuffzonen eingelagert.

Wie hier in Hobbs Land, so sind auch östlich davon in Alfred Eschers Land sowie im westlichsten Bernhard Studers Land auf allen hochgelegenen Bergzonen weitverbreitet solche plateauartige Basaltreste vorhanden, stellenweise in prächtigen Säulen absondernd. Sie liegen alle mehr oder weniger horizontal in einer Höhe von 2000—2300 m, diskordant auf verfalteten Gneisen, Quarziten und z.T. Graniten ruhend. Es scheint kein Zweifel zu bestehen, dass alle diese Vorkommen unter sich und mit den diskordanten, schwarzen Gipfelkuppen in J. L. Mowinckels Land (S. 32) zusammenhängen; ebenso sind an der NW-Ecke von Andréés Land die steil aufgerichteten, rotbraunen Gneise und Quarzite nördlich vom Oscar Wistings Bjerg (Schneekuppe 2010 der Karte) fast horizontal abgeschnitten und von einer grossen, schwarzen Basaltdecke diskordant überlagert.

Somit scheinen relativ junge Lavaergüsse sich über ein recht grosses, schon stark peneplainisiertes Gebiet ausgebreitet zu haben. Überreste dieser »Basaltdecke« fanden sich auf mehr als 1000 km² im Umkreis noch erhalten, wobei die Vermutung nahe liegt, dass sie sich nördlich von Hobbs Land und Alfred Eschers Land noch weit unter das Inlandeis hinein erstrecken (»Bordet«: ungestörtes Eisplateau östlich der grossen Randbruchzonen; vergl. S. 21). Diese Erosionsreste der Decke liegen heute am höchsten im NW, auf 2300 m, und senken sich nach SE bis auf ca. 2000 m.

Einzelne näher untersuchte Proben dieser »Basalte« liessen folgende Typen erkennen:

- 1) Phlogopitführender Olivin-Nephelinit (Nr. 13b, Hobbs Land, Pt 2400).

Struktur holokristallin porphyrisch, Grundmasse fein- bis mittelkörnig.

Olivin zweiachsig positiv, Titanaugit, sehr viel Magnetit, ganz selten



Fig. 11. Basalttafel nordwestlich von Hobbs Land. Vorn die Quarzite der Gipfelkuppe (Pt 2300 der Karte). (9.8.51).

Biotit. In grösseren xenomorphen Massen, z. T. aber auch in schönen Blättchen, ist Phlogopit weitverbreitet. In Zwickeln Nephelin, daneben Chlorit und Serpentin.

2) Olivinführender Nephelinit (Nr. 24a, Alfred Eschers Land, Pt 2010).

Struktur holokristallin porphyrisch, sehr feinkörnig (makroskopisch fast dicht). Grundmasse aus stengeligem Augit und Erzkörnern bestehend, in Zwickeln Nephelin. Daneben Augit und Olivin als Einsprenglinge.

3) Augitreicher Basalt vom Ankaramit-Typus (Nr. 24, Alfred Eschers Land, Pt 2010).

Mittel- bis grobkörnig, Einsprenglinge von Olivin und Augit. Struktur holokristallin porphyrisch. Grundmasse sehr feinkörnig, aus Gewirr von basischem Plagioklas, Augit und Erz bestehend.

Die zahlreichen, basischen Eruptivgänge in Hobbs Land scheinen nun zweifellos mit dieser Magmenförderung zusammenzuhängen, welche zur Bildung der grossen Basaltdecken geführt hat. Petrographisch liegen ganz ähnliche Typen vor, wobei vor allem der Gehalt an Nephelin und Phlogopit sehr charakteristisch ist; dies im Gegensatz zu den Basalt- und Doleritgängen in der Fjordzone, welche nach RITTMANN (Lit. 18) ebenfalls Fördergänge für eine dort bereits wegerodierte, oberkretazisch-tertiäre Basaltdecke darstellen.

Zum Vergleich seien hier drei Analysen wiedergegeben (Analytiker: J. JAKOB):

	11 a	13 b	24
SiO ₂	41,48	37,82	40,40
Al ₂ O ₃	8,76	6,53	6,09
Fe ₂ O ₃	8,99	7,34	7,90
FeO	7,27	8,76	10,35
MnO	0,23	0,28	0,27
MgO	8,85	10,65	9,93
CaO	11,53	16,25	13,63
Na ₂ O	2,30	1,70	2,55
K ₂ O	2,61	0,86	0,82
+ H ₂ O	2,53	2,66	1,60
— H ₂ O	0,49	0,52	0,42
TiO ₂	4,48	5,74	5,53
P ₂ O ₅	0,69	0,83	0,53
CO ₂	0,00	0,00	0,00
	100,21	99,94	100,02
si	93,8	72	79
al	11,7	7,5	7
fm	51,7	55,5	58
c	27,8	33	29
alk	8,8	4	6
ti	7,6	8,2	8,1
p	0,66	0,7	0,5
k43	.25	.18
mg58	.55	.50

11a: Dichter bis feinkörniger, schwarzer Limburgit in den Quarziten wenig südlich der höchsten Erhebung von Hobbs Land (Pt 2300 der Karte); das Gestein führt da und dort Einschlüsse von gelb-rötlichem Quarzit mit deutlicher Kontaktwirkung.

Die Struktur ist hemikristallin, mit hyalopilitischer Grundmasse. Die Einsprenglinge sind zum grössten Teil Titanagit und Magnetit; daneben Olivin, der teilweise iddingsitisiert ist. Glasbasis mit Kristallskeletten, in welcher überdies sehr zahlreich Ilmenitnadelchen schwimmen.

Hier nun erkennt man, dass offenkundig diese Basaltförderung gesamthaft einem alkalireichen, stark basischen Typ angehört hat. Von der Basaltdecke selbst sind beide Proben von pyroxenitischem bis vesecitpolzenitischem Magmentyp (Lit. 14), währenddem das Limburgit-Vorkommen in der Quarzitserie von Hobbs Land einem ankaratritischen bis kajanitischen Typ angehört. Chemisch nahe damit verwandt ist aber der Melilith-Ankaratrit aus dem Alpedal im nördlichen Strindbergs Land (Lit. 9), dessen Magmentyp alkalihornblendeperidotitisch ist (Gruppe der melanatrongsabbroiden Magmen). Er wurde dort (S. 51) als eine »lokale, alkalireiche und sehr schwach silifizierte Varietät der tertiären Plateaubasaltförderung« betrachtet. Es hat somit den Anschein,

dass diese Varietät aus der tertiären Vulkanprovinz (sofern deren Ausdehnung auch auf unser Gebiet angenommen werden darf) eine recht grosse Verbreitung gefunden hat.

In diesem Zusammenhang ist bereits die naheliegende Vermutung ausgesprochen worden, dass das Alter unserer Basaltdecke am ehesten tertiär sein dürfte, analog den anderen grossen Basaltföhrungen in Ostgrönland. Zu dieser Anschauung drängt auch die Tatsache, dass die Basalttafel ein dermassen ausgeebnetes, obwohl vorher sehr stark verfaltet gewesenes Gebirge bedeckt, was nur durch Zwischenschaltung einer äusserst langen Erosionsphase möglich ist. Immerhin sei betont, dass eine konkrete Bestimmung des Alters, etwa anhand von fossilführenden Sedimenten, hier nicht möglich war.

4. Alfred Eschers Land.

A. Die metamorphen Serien des westlichen Teils.

In Alfred Eschers Land hat man es mit einem sehr komplexen Gebiet zu tun, doch kann der westliche Teil, vollständig aus metamorphen Serien bestehend, noch ohne weiteres mit der Serie von Hobbs Land in Verbindung gebracht werden.

Dort, am Fusse des von Pt 2300 der Karte nach E herabziehenden Spornes, ist im Liegenden der tiefsten Quarzite von Hobbs Land (Stufe a des Profils auf S. 32) ein helles, granitartiges Gestein aufgeschlossen. Über den N—S-streichenden, isolierten Rücken zwischen Hobbs Land und Alfred Eschers Land zieht dieser »Granit« weiter nach E und vermittelt den Zusammenhang mit den übrigen, tieferen Serien von Alfred Eschers Land.

Als »Granit« muss das mittel- bis grobkörnige Gestein infolge Mineralbestand und der meist massigen Textur bezeichnet werden, doch ist hier nicht daran zu zweifeln, dass es durch Metamorphose, ev. mit etwas Alkalizufuhr, aus einem sandsteinartigen Sediment entstanden ist.

Das Gestein ist hell gelbbraun bis rosa, im frischen Stück oft weiss, selten leicht verschiefert; hingegen stets etwas gestreift, oft eine Art ausgeprägter »Schichtung« zeigend. Es bildet fast senkrechte Felswände mit scharfen Rippen, vielfach auffallend säulenartige Absonderung aufweisend.

U. d. M. zeigt sich der Orthoklas in perthitischer Entmischung; z. T. auch Sericitisierung. Plagioklas ist Oligoklas, etwas weniger häufig; Myrmekitbildung. Gegenüber den Feldspäten, die in beliebiger Orientierung die Zwischenräume ausfüllen, ist Quarz stets älter und in meist runden Körnern auftretend; oft wird er von grösseren Feldspäten auch völlig umwachsen. Daneben tritt Muskowit, Biotit und Apatit auf.

Ohne dass die Verhältnisse hier näher untersucht werden konnten, scheint es doch eindeutig zu sein, dass dieser »Granit« nicht magmatischen Ursprungs ist; ob er als Migmatit im eindeutig definierten Sinne von P. NIGGLI (Lit. 15) und A. HIETANEN (Lit. 5) betrachtet werden kann, bleibe dahingestellt, doch

scheint dies jedenfalls möglich. Genauere und umfangreichere Studien müssten die Frage abklären. Auffallende und feststehende Tatsache ist es immerhin, dass dieses granitische Material in keiner Weise grössere Mobilität erlangt hat oder gar irgendwelche Intrusionsfähigkeit aufwies. Die Grenze im Liegenden wird durch allmählichen Übergang zu helleren, feinerkörnigen Feldspat-Glimmerquarziten gebildet, welche in wiederholter Wechsellagerung zu dunklen Muskowit-Biotitgneisen überleiten. Auch in diesen Quarziten, welche allgemein gute Polygonalstruktur zeigen, sind die Feldspäte porphyroblastisch in den Zwischenräumen und um die i. a. ziemlich runden Quarzkörner herumgewachsen. Ob und auf welche Art Bildung und Wachstum von Alkalizufuhr abhängig war, konnte nicht ermittelt werden; aplitisch-pegmatitische Durchaderung oder sonstige Injektionsphänomene fehlen vollständig.

So zeigt sich auch im grossen gesehen, entsprechend seinem geologischen Auftreten etc., dieser »Granit« über weite Strecken als perfektes Schichtgestein (siehe Profil Taf. IV).

Die Biotitgneise im Liegenden unseres »Granites« gehören einer rund 250—300 m mächtigen Serie an, welche im übrigen aus Glimmerschiefern und Phylliten besteht, mit Zwischenlagen von plattigtafeligen Quarziten. Die Farbe ist i. a. grauviolett und graubraun. Besonders gut ist die Serie an der SW-Seite des Rødefjeld zu sehen, wo sie von rostig rotbraunen, stark verfalteten Quarziten unterlagert ist.

Dieselben gehören zum tiefsten, im westlichen Alfred Eschers Land aufgeschlossenen Schichtpaket, einer Quarzit-Schiefer-Serie, welche infolge axialer Heraushebung nach SW fast den ganzen Höhenzug des Langeryg aufbaut. Dort sind besonders im mittleren Teil entlang dem Gerard de Geer Gletscher die prächtigsten Schichtverbiegungen aufgeschlossen; es handelt sich meist um knieförmige oder stark in die Länge gezogene, liegende Falten, welche alle gegen SE vorgetrieben worden sind (Fig. 12).

Im oberen Teil besteht diese Serie aus meist grauen, massigen Quarziten, dm- bis $\frac{1}{2}$ m-dick gebankt und mit flimmernden Glimmerüberzügen auf den Schichtflächen; die Quarzite, welche rostrot, braun und gelbrot anwittern, führen z. T. auch Granat, Hornblende und Biotit. Darunter wird die Serie etwas komplexer, indem die Bankung viel unregelmässiger ist und sich grössere Schieferzonen zwischenlagern; die Farbe ist dort i. a. heller graubraun bis graugrün.

Im östlichsten Teil des Langeryg steigen die Schichten mehr und mehr nach SE gleichmässig an, wobei sie immer steiler zu stehen kommen und mit ihren tiefsten (östlichsten) Gliedern ein Fallen von 40° — 50° nach NW aufweisen. Es sind dort graue, stark gepresste Quarzite, Schiefer und Gneise, in denen spärlich auch Aplitgänge auftreten. Dann bricht die Kette gegenüber dem Slottet plötzlich ab, und eine tiefe, nur einige Hundert Meter breite Rinne markiert die tektonische Störungszone gegenüber jener auffallenden, von leuchtend gelbem Quarzit gekrönten Felsinsel.

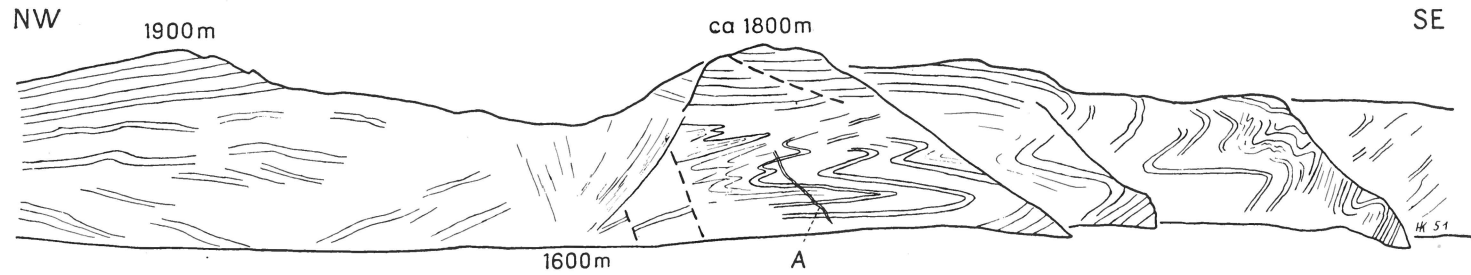


Fig. 12. Verfaltungen der Quarzite und Schiefer am Langeryg. A = stark zerdrückter Aplitgang; Streichen der Schichten an dieser Stelle = 40° E.

B. Das Sedimentgebiet um den Eleonores So.

a) Die westliche Schuppenzone.

Die hellen Quarzite des Slottet fallen äusserst stark auf in ihrer Umgebung. Sie wittern leuchtend hellgelb bis rosa an, sind aber im frischen Bruch meist rein weiss. Neben Quarz ist nur ganz selten etwas Sericit vorhanden, und da keine Zwischenlagen zwischen den Bänken auftreten, kann über den Grad der Metamorphose nicht viel ausgesagt werden; selten ist etwas Kreuzschichtung erkennbar. Hingegen ist dieser Quarzit tektonisch sehr stark beansprucht, was sich auch im Dünnschliffbild in Form von äusserst starker Kataklyse bemerkbar macht. Eigentliche Mylonitzonen treten auf, doch ist die Mörtelbildung stets wieder ausgeheilt, rekristallisiert.

Die Quarzite, welche bei steilem W-Fallen nach N bis NE streichen, nehmen gegen Pt 2010 und darüberhinaus einen immer breiteren Raum ein; am Gerard de Geer Gletscher sind sie auf einen ganz schmalen Zug reduziert, der sich jedoch noch weiter nach S fortsetzt, wie drüben auf J. L. Mowinkels Land an einem niedrigen, schneefreien Grat deutlich erkannt werden konnte.

Ostwärts sind die Quarzite an steiler Schubfläche, mit wilden Verfaltungen und durchzogen von Scherflächen, einem grünscharzen, schiefrigen Komplex aufgeschoben, der bei NNW-Streichen nach E einfällt. Es handelt sich hier um Sericit-Chloritschiefer und sehr feinkörnige Sandsteine mit oft noch deutlich klastischer Struktur; daneben zeigen sie vielfach eine knotige Oberfläche infolge von Biotitporphyroblasten oder Magnetitkörnern. Am Ostrand des Slottet sind ihnen braun anwitternde Quarzite mit Granat- und Hornblende-führenden Knauern eingelagert.

An der steilstehenden Schubfläche, die stellenweise wie ein scharfer Bruch ausgebildet ist, besteht der helle Quarzit in mehr als dm-dicker Zone aus einer groben, tektonischen Brekzie mit bis haselnussgrossen Bruchstücken. In der Nähe des tektonischen Kontaktes sind vielfach grosse Erzkonzentrationen festzustellen; es ist vor allem Hämatit, aber auch Magnetit. Die randliche Zone der dunklen Schiefer wird von 3—10 cm dicken Quarzgängen durchschwärmt, welche alle stark erzführend sind.

Westwärts vom hellen Quarzit des Slottet (und dessen nördlicher Fortsetzung) ist der Zusammenhang mit den metamorphen Serien des westlichen Alfred Escher Landes durch eine breite, von Gletscher und Moränen erfüllte Senke verdeckt. Doch sind an zwei Stellen noch Aufschlüsse vorhanden, welche eine weitere, enggepresste und verschuppte Zone anzeigen.

Da ist einmal an der NW-Ecke des Slottet selbst ein kleiner Felshügel von graugrüner Farbe, 50—100 m hoch, der durch eine schuttbedeckte Mulde von den hier mit 30° nach NW einfallenden, hellen Quarziten abgetrennt ist; im Aufstieg von dieser Mulde besteht der Schutthang im unteren Teil fast ausschliesslich aus zerdrückten und verschieberten Dolomiten mit rostbraunen Tonhäuten. Darüber, und fast den ganzen kleinen Berg aufbauend, legt sich ein ebenfalls nach NW abfallendes, äusserst zäh-hartes, grünes Gestein, welches mit sehr rauher, olivbrauner Oberfläche anwittert. Es ist stark gepresst und enthält

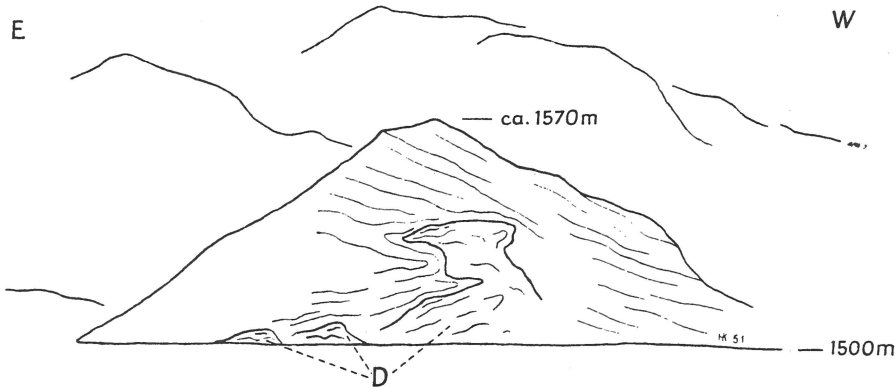


Fig. 13. Verschuppung westlich der Slottet-Quarzite. D = Dolomite, in mylonitisierten Grüngesteinskomplex eingespiesst.

viele, linsig ausgewalzte Quarzbrocken, z.T. über cm-gross, daneben aber auch ziemlich viel Karbonat.

U.d.M. ist es stark kataklastisch bis mylonitisch, sehr karbonatreich und zeigt neben Mörtelquarz und Albit ein dichtes Gefilze von Chlorit, Epidot und Sericit.

Auf der N-Seite nun zeigt sich in diesem Grüngestein ein von unten her eingespiesster Keil von völlig unmetamorphem, hellgrauem Dolomit, hell gelbbraun anwitternd; eine Schichtung lässt sich infolge der starken Tektonisierung nirgends mehr erkennen. Obwohl keine weiteren Zusammenhänge aufgeschlossen sind, lässt dieses fast alpin anmutende Bild (Fig. 13) auf sehr intensive tektonische Vorgänge schliessen, wie sie meist nur im Verein mit grösseren Überschiebungen stattfinden.

Am W-Fuss von Pt 2010 sind in einer gratartigen Erhebung ähnliche Verhältnisse aufgeschlossen. Dort ist zuunterst, am weitesten westlich, ein Rest von Glimmerschiefern und rostroten Quarziten anstehend, wie sie westlich der Gletschersenke im unteren Teil jener metamorphen

Serie vorkommen (S. 38). Ostwärts aufsteigend stossen sie an eine N—S-verlaufende, tektonische Störungslinie, welche den Westrand einer ausgeprägten Schürfzone von 50—100 m Breite darstellt. Auf steilstehende, mylonitisierte Quarzite von 1 m Dicke folgt dort dasselbe Grüngestein wie an der NW-Ecke des Slottet, welches ostwärts zu mehr flacher Lagerung umbiegt und abwärts in zuckerkörnigen, verschieften Dolomit übergeht, der voller Chloritlinsen und -fetzen ist. An weiteren Scherflächen folgen wiederum steilstehende und stark verschürfte, weisse und gelbe Dolomite, z.T. löcherig und rauhwasche-ähnlich, oft auch massig, aber meist stark zertrümmert zu tektonischen Brekzien. Diese grenzen gegen Osten längs einer letzten, ausgesprochenen Scherfläche an die dickgebankten, gelben Quarzite, welche steil nach SE aufsteigen und sich rasch zu grosser Höhe emporschwingen.

b) Unmetamorphe Sedimente vom Typus Eleonore Bay Formation.

An den hügeligen Ufern des Eleonores Sø betritt man ein Terrain, dessen Boden allenthalben bedeckt ist von völlig unmetamorphen, grauen und gelben Kalken und Dolomiten, z.T. brekziös, von bunten Mergeln und Tonschiefern sowie mergeligen Sandsteinschiefern. Es ist ein vielgestaltiges Durcheinander von Gesteinstypen, die auf den ersten Blick an die Eleonore Bay Formation der Fjordzone erinnern (Lit. 9); die Analogie ist vollständig, indem jedes einzelne Stück auch irgendwo im bisher bekannten Gebiet der Eleonore Bay Formation gefunden werden könnte.

Die Verfaltungen sind rund um den Eleonores Sø herum nicht mehr sehr stark; vorherrschend ist, bei N- bis NNW-Streichen, ein mehr oder weniger flaches Ansteigen der Schichten gegen W. Immerhin ist das Gebiet von verschiedenen, nicht immer gut aufgeschlossenen Brüchen durchsetzt; im Verein mit einer starken Schuttbedeckung ist deshalb die Aufnahme eines vollständigen, stratigraphischen Profils mit einiger Schwierigkeit verbunden. Ohne deshalb auf unsichere Details einzugehen, soll hier nur in den grossen Zusammenhängen das Ergebnis solcher Aufnahmen dargestellt werden:

1. Zuunterst ist einige Hundert Meter mächtig eine dunkle, plattigschiefrige Serie aufgeschlossen, hauptsächlich aus feinkörnigen Sandsteinen und Arkosen bestehend, z.T. auch mergelig-tonig. Farbe schwarz und dunkelgraugrün bis braun.

2. Es folgt eine 20 m mächtige, bunte Zone von sandig-tonigen Schiefern, vorwiegend von rostbrauner Farbe, in welchen ein 4 m mächtiges Band von graublauen Kalkschiefern zwischengelagert ist.



Fig. 14. Das Sedimentgebiet am Eleonores Sø (E).

Blick nach W: Rechts Rand des Hindringsgletschers, links Gerard de Geer Gletscher.

Die Quarzite des Slottet sind als schmales, helles Band an der Ecke zum Gerard de Geer Gletscher deutlich sichtbar; rechts über dem Eleonores Sø die schwarze Basalttafel von Pt 2010.

A = Ajungilaq. O = Orienteringsnunatak. S = Sukkertoppen.
(Flugaufnahme 16.8.51, Geodætisk Institut. Eneret).

3. Nach aufwärts setzt sich diese bunte Zone in eine 50—100 m mächtige Abfolge von Kalkschiefern fort, z.T. auch in dünnplattiger Ausbildung, hellgrau gestreift.

Nördlich des Eleonores Sø zeigt sich in den oberen Teilen dieser grauen Kalkschiefer an verschiedenen Stellen ein abrupter, seitlicher Fazieswechsel zu gelbbraunen, zuckerkörnigen Dolomiten; diese treten an verschiedenen Stellen in grösseren, zusammenhängenden Massen auf, welche bei der tektonischen Beanspruchung des Gebietes als starre Klötze gewirkt haben und dementsprechend oft in abnormalem Kontakt, längs Scherflächen etc., an ihre Umgebung angrenzen.

An manchen Stellen kann jedoch der seitliche Übergang aus den grauen Kalkschiefern sehr deutlich beobachtet werden. Er vollzieht sich meist ganz plötzlich, innerhalb von 1 cm, indem an Stelle der sehr dünn-schichtigen,

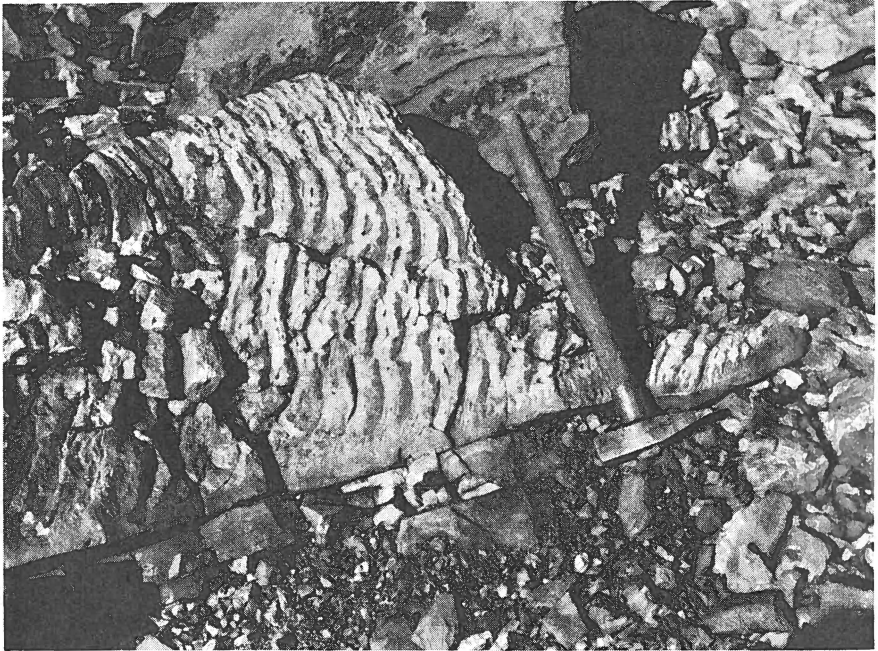


Fig. 15. In »Korallenstock-Fazies« entwickelter Dolomit im oberen Teil der Eleonores Sö-Serie. (13.8.51).

grauen Kalke ein dickgebankter bis massiger, am Rande recht grobkörniger Dolomit tritt, der von hellgrauer bis bräunlicher Farbe ist und gelbbraun anwittert.

Wenn schon im grossen gesehen hier von einer »Stockfazies« gesprochen werden könnte, so ist diese Bezeichnung umso mehr angebracht, als sich überall in den Dolomiten eine deutliche, meist sehr feine Struktur zeigt, die auf den ersten Blick an Korallen erinnert. Unter- und Oberfläche einer Bank sind von spätigen »Röhren und Septen« verbunden, deren Dicke und Abstände voneinander meist nur wenige mm betragen; doch können die Dimensionen auch viel grösser sein (Fig. 15). Die Strukturen zeichnen sich meist auch an der Schichtoberfläche ab, wodurch diese fein gerippt erscheint. Ab und zu treten überdies auch karrige Erosionshorizonte zwischen zwei Schichten auf.

Ob es sich in diesen Dolomiten um korallenähnliche Gebilde handelt, kann hier nicht entschieden werden, doch ist der lithologische Gesteinswechsel nach allen Anzeichen wohl nicht anders zu erklären, als durch Organistentätigkeit entstanden. Es zeigt sich ganz das Bild einer Stockbildung durch grosse Kolonien von karbonat-ausscheidenden Lebewesen, wie es von Algen oder Korallenstöcken bekannt ist. In diesem Zusammenhang sei auch auf die ganz ähnliche Erscheinung hingewiesen, welche in der Bunten Serie der Eleonore Bay Formation (oberer Teil der Schichtgruppe 10 auf Strindbergs Land, Lit. 9, S. 72) zu beobachten ist.

4. Höher oben folgen sodann grössere Komplexe von hellgrauen, ca. dm-dick gebankten Dolomiten und Dolomitbrekzien, oft gelbbraun anwitternd; stellenweise enthalten sie schwarze, kieselige Lagen von einigen cm Dicke. Auch Zwischenlagen von grauen, gebänderten Kalken treten hier auf. Die Mächtigkeit wird ca. 100—300 m betragen.

Ungefähr in diesen Horizonten sind auch braunrote und gelbe Tonschiefer einzustufen, welche an einer Halbinsel am NE-Ufer des Sees anstehen. Die roten Plattenschiefer sind dort ca. 20 m mächtig, z.T. auch mergelig und führen helle Karbonatlinsen und -knauer; darüber folgen 5—10 m mächtige, plattige Karbonatgesteine, welche gelb anwittern und von hellgrauen Kalken gefolgt werden. Dieses Detailprofil hat lithologisch genau dieselbe Beschaffenheit wie die Schichtgruppen 7—9 der Eleonore Bay Formation auf Strindbergs Land (Lit. 9).

5. Zuoberst in dieser ganzen Sedimentserie folgen schwarze und graue, vielfach glänzende, äusserst dünne Schiefer, meist weich und bröcklig. Die Mächtigkeit ist sehr verschieden, dürfte aber um die 50 m herum betragen.

Die Schiefer sind z.T. stark pyritartig, wobei sie oft vollständig zu einem schwarzen Pulver zerfallen, unter welchem in etwa dm-Tiefe eine leuchtend gelborange Erde gefunden wird, die fast ganz aus Fe-Sulfat besteht. Auch Überkrustungen in Form von Schwefelausblühungen sowie weisse Zerfallsprodukte treten auf. Daneben sind die Schiefer vielfach seidig-weich und speckig-talkig anzufühlen und dann von hellgraugrüner Farbe. Selten kommen auch mergelige und braune, karbonatische Einlagerungen vor.

Diese auffallende, schwarze Schieferzone zuoberst in der hier anstehenden Sedimentserie findet einen ganz analogen Vertreter im Gebiet des Kejser Franz Josefs Fjordes, in der Schichtgruppe 19 der Eleonore Bay Formation.

Auch östlich vom Hindringsgletscher sind diese Sedimente z.T. noch sehr schön aufgeschlossen, besonders in der enggepressten, nach NE streichenden Antiklinale und deren W-Schenkel (Fig. 24). Im oberen Teil der Schichtreihe sind dort gegen 300 m mächtig hellgraue, gut gebankte Dolomite anstehend, über welchen dunklere Kalke folgen, 20—50 m mächtig; darüber 10 m gelbbraune Dolomitschiefer, übergehend in hellgraue und dunkle, bröcklige Kalkmergelschiefer; anschliessend folgen die typischen schwarzen, blättrigen Sand-Tonschiefer.

Die Ähnlichkeit oder gar Übereinstimmung nicht nur der einzelnen Gesteinstypen, sondern auch dieses ganzen Profils (wenigstens in seinen grossen Zügen) mit der Eleonore Bay Formation ist sehr auffallend.

Wie dort erkennen wir auch hier eine Dreigliederung in eine sandige Abfolge an der Basis, eine bunte Zwischenzone und eine hauptsächlich karbonatisch ausgebildete Zone zuoberst. Nur ist die Ausbildung hier allgemein eintöniger und viel mehr in Form von Schiefern, entsprechend die Mächtigkeit auch viel geringer. Der Schluss liegt nahe, dass wir es mit einer bathyalen Fazies derselben Eleonore Bay Formation zu tun haben. Damit würde aber die ohnehin nur hypothetische Behauptung, wonach die Petermannserie eine küstennahe Fazies der Eleonore Bay Formation wäre (Lit. 19), vollständig haltlos. Nicht nur gibt es keine nordwärtige Fortsetzung der Petermannserie, welche den Westrand des kaledonischen Troges bilden und sich bis nach Dronning Louises Land fortsetzen sollte (Lit. 11), sondern es finden sich in den westlichsten, aufgeschlossenen Gebieten vielmehr typische Eleonore Bay Sedimente, die gegenüber denjenigen in der Fjordzone eher noch auf zentralere Lage in der Trogsenke schliessen lassen.

In diesem Zusammenhang sei noch darauf hingewiesen, dass wir hier weitherum in Form grösserer Moränenblöcke jene typischen Scolithus-Quarzite gefunden haben, wie sie vor allem WORDIE u. WHITTARD (Lit. 21) beschrieben haben. Doch sind sie nirgends anstehend, und auch im Gebiet der Petermannquarzite haben wir selbst sie nie gefunden. Es ist das erste und einzige Mal hier, nachdem der Verfasser immerhin die verschiedensten Gebiete dieses Küstenabschnittes besucht hatte, dass er solche richtigen Scolithus-Quarzite überhaupt zu Gesicht bekommen hat.

e) Der Grüngesteinskomplex.

Über den schwarzen Schiefern erscheint östlich des Eleonores Sø in harten, massigen Schichtköpfen ein grünes, kristallines Gestein, das jenseits des Hindringsgletschers, vor allem am Grønhorn und nordwestlich vom Harald Griegs Fjeld, eine sehr grosse Mächtigkeit erlangt. Der ganze Komplex liegt, soweit gesehen werden konnte, konkordant der Sedimentserie des Eleonores Sø auf.

Es handelt sich in bunter Reihenfolge um Chlorit-Albit-Schiefer, Strahlstein-Schiefer, prasinitähnliche Gesteine, Strahlstein-Epidot-Fels sowie auch um sehr karbonatreiche Typen, z.T. eigentliche Strahlstein-Marmore. Je nach Zusammensetzung und vor allem Struktur (welche vielfach ausgeprägt ophitisch ist), wechseln harte, massige Glieder mit schiefrig-bröckligen; oft erscheinen harte Lagen auch als Einschlüsse, wobei vor allem eine konglomeratartige Ausbildung, wie in Fig. 16 abgebildet, auffallend ist. Sowohl bei den harten, runden Knollen wie auch beim umgebenden, ziemlich bröckligen Gestein handelt es sich dort um eine Art Strahlsteinmarmor (Strahlstein, Karbonat, Chlorit, Serpentin, Titanit, Magnetit), bei dem sich die harten Knollen nur durch das sperrigere Gefüge ihrer Struktur unterscheiden. Das

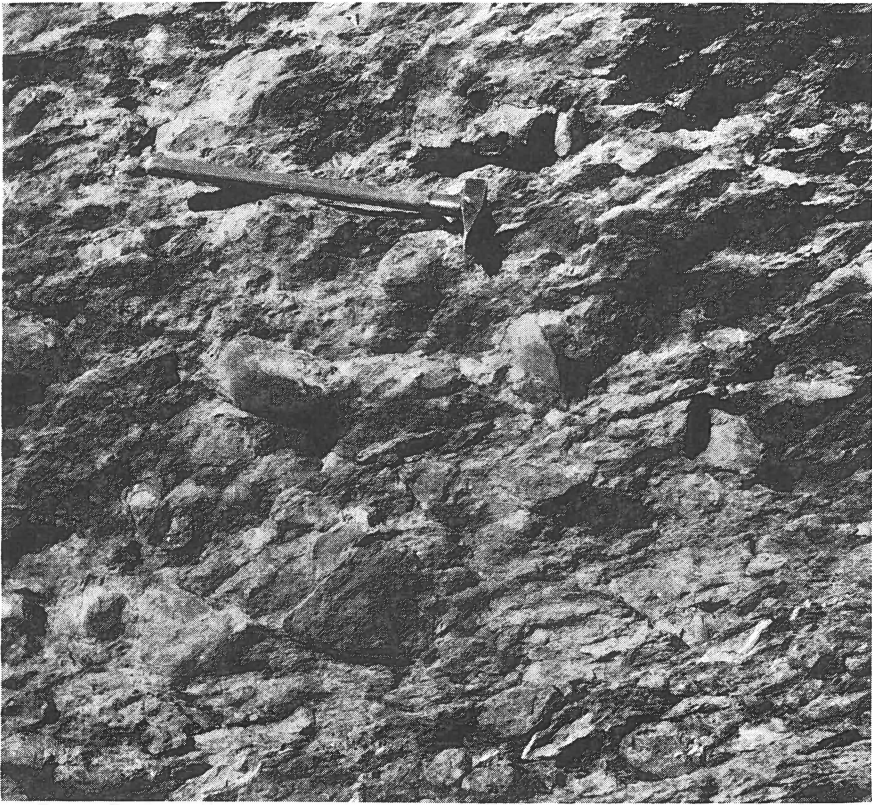


Fig. 16. Strahlsteinschiefer mit runden, harten Brocken von Strahlsteinmarmor. Grüngesteinskomplex östlich vom Eleonores Sø. (14.8.51).

Ganze muss als Kontaktprodukt von basischem Magma mit Dolomiten betrachtet werden, wobei es sich bei den »konglomeratischen Komponenten« wohl um Auswürflinge (Lapilli) handeln könnte.

Auch der grosse Albitreichtum in vielen Chlorit-Albit-Schiefern ist vermutlich auf Kontaktwirkung zurückzuführen (Adinolbildung in Diabaskontakthöfen), wobei in der Tiefe grosse Massen von Dolomitgestein hier ja tatsächlich vorhanden sind.

An manchen Stellen sind die grünen Chlorit-Albit-Schiefer vollgespickt mit kleinen Magnetit-Oktaedern, währenddem an anderen Stellen wie Sandstein aussehende, sehr albit- und auch karbonatreiche Schiefer kleine Biotitporphyroblasten mit schöner Siebstruktur enthalten.

Diese basischen, ophiolithartigen Gesteine sind nun vielerorts von sauren Gliedern durchsetzt, welche den Charakter von Quarzporphyren bis Quarzkeratophyren zeigen; die granophyrische Struktur der sehr feinkörnigen Grundmasse lässt oft nichts zu wünschen übrig, und

auch typisch schriftgranitische Durchwachsungen sind anzutreffen. Das Gestein ist vielfach stark verschiefert, z. T. aber auch massig, und oft den Grüngesteinen in z. T. grosser Mächtigkeit zwischengelagert. Besonders am Grønhorn und der grossen Felswand nordöstlich davon sieht man aber deutlich, wie diese Quarzporphyre auch in völlig diskordanten Gängen die Ophiolithe durchschwärmen, somit also jünger sind.

Nach unseren vorliegenden Beobachtungen scheint kein Zweifel darüber zu bestehen, dass wir es im Niveau über der Sedimentserie des Eleonores Sø mit einer Ophiolith-Intrusion grossen Stils zu tun haben. Die Mächtigkeit der ganzen Grüngesteinsserie, samt ihren sauren Einschaltungen, beträgt im nordöstlichen Teil unseres Gebietes (von eventuellen Verschuppungen abgesehen), weit über 1000 m, möglicherweise 2000 m und mehr.

Die stratigraphische Stellung dieser Serie kann nicht näher bestimmt werden, als dass sie jünger ist als die Sedimente des Eleonores Sø. Sie bildet deren Hangendes, doch fehlt leider eine weitere Fortsetzung nach oben.

Wir haben aber bereits im vorangegangenen Kapitel jene Sedimentserie aus lithologischen Gründen mit der Eleonore Bay Formation der Fjordzone parallelisiert, wobei die schwarzen Schiefer dem obersten Teil der Kalk-Dolomit Serie entsprechen würden; darüber folgen hier Grüngesteine, dort Tillite. Es ist aber nicht ausser Acht zu lassen, dass mancherorts in der Tillitserie graugrüne Schiefer und auch massige Gesteine, ja selbst sog. »Tillite«, stark tuffogen aussehen, und dass auf Strindbergs Land die Untersuchungen gezeigt haben, dass durch die ganze, viele Hundert Meter mächtige Tillitserie tatsächlich tuffitisches Material beteiligt ist (Lit. 9). Es handelt sich dort um eine Vermischung von terrigenem, glazial transportiertem und marin sedimentiertem Schutt mit vulkanischen Produkten; hier hingegen handelt es sich um mehr oder weniger reines vulkanisches Material in Form von Ergüssen und Tuffen und deren Umwandlungsprodukten.

Der Gegensatz Grüngestein-Tillit ist somit nur scheinbar. Vielmehr ergibt sich gerade durch die Existenz eines Ophiolith-Komplexes in unserem Gebiet eine weitere Stütze für das gleiche Alter der Sedimentserie in ihrem Liegenden und der Eleonore Bay Formation der Fjordzone. Ausserdem zeigt es sich — wenn man dieses gleiche Alter schon primär auf Grund der lithologischen Vergleiche annimmt —, dass die Spuren von magmatisch-vulkanischer Tätigkeit tatsächlich von weitreichender Bedeutung sind, indem an anderen Stellen gewaltige, zu dieser selben Zeit abgelagerte Grüngesteinsserien von ebensolcher Tätigkeit Zeugnis ablegen.

Wie wir gesehen haben, stammt die Sedimentserie des Eleonores Sø aus mehr zentraleren Teilen der Trogensenke (S. 46); dies ist nun auch der Grund, warum hier keine Tillite abgelagert worden sind, welche auf die randlichen Schelfgebiete beschränkt bleiben. Hingegen kann die grosse Grüngesteinsserie somit erst recht als eigentliche Ophiolith-Intrusion aufgefasst werden. Die Vermischung der Tillite mit vulkanischem Glas-Material braucht dabei nun nicht mehr auf eigentliche Vulkan-Tätigkeit auf den benachbarten Landkomplexen zurückgeführt zu werden (Lit. 9), sondern kann auch an Ort und Stelle durch seitliche Ausläufer der ophiolithischen Intrusionen entstanden sein.

Selbstverständlich sind hier noch viele, z. T. nicht unwichtige Fragen ungelöst, doch müssten erst weitere Untersuchungen in dieser Richtung neues Beobachtungsmaterial liefern.

Da über der Grüngesteinsserie, wo sinngemäss kambrische Schichten zu erwarten wären, keine weiteren Ablagerungen mehr anzutreffen sind, ist vor allem auch das Alter der Serien an dieser isolierten Lokalität nicht streng bewiesen. Trotzdem möchten wir als Zusammenfassung und Schlussfolgerung aus den zwei letzten Kapiteln (S. 42 und 46) folgendes als gesichert annehmen:

1. Die Sedimentserie um den Eleonores Sø gehört zur Eleonore Bay Formation, Alter somit oberstes Algonkium. Sie zeigt einen Faziestyp, der von demjenigen in der Fjordzone etwas abweicht.

2. Tillite sind in diesen westlichsten Gebieten keine abgelagert worden.

3. An oder kurz vor der Wende Algonkium-Palaeozoikum hat starke magmatische Tätigkeit, z. T. in Form von ophiolithartigen Intrusionen, im Raum der kaledonischen Geosynklinale stattgefunden.

d) Die Überschiebung im Osten.

Östlich vom Grønhorn erkennt man in gut exponiertem Querprofil eine ziemlich flache Überschiebung von gelben Quarziten über die steilstehenden Schichten der Grüngesteinsserie (Taf. IV, Prof. B und C). Die von ESE her stark zusammengestauchten und verfalteten Quarzite sind von ganz demselben Typus wie im W am Slottet. Die Farbe ist meist reinweiss, Anwitterungsfarbe hell- bis dunkelgelb, z. T. auch rostrot; selten ist eine graue Quarzitbank zwischengelagert, auch etwa dünne Glimmerschiefer.

Dieser Quarzitkomplex streicht nach NE entlang dem kleinen, tiefeingeschnittenen Tälchen, welches die Berggruppe des Harald Griegs Fjeld scharf abtrennt (dieses Tälchen, auf der Karte nur sehr ungenau als breiter Sattel westlich Pt 1800 markiert, zieht als tiefe, enge Rinne nordwärts bis zum grossen Gletscherlappen nördlich von Harald Griegs

Fjeld; die flache Wasserscheide ist dabei nur wenig höher als die Gletscherränder rund um die Berggruppe, nämlich nur 1310 m hoch). Weiter nördlich sind noch zwei isolierte Reste desselben Quarzitkomplexes als Klippen anstehend (siehe Karte Taf. III), auch dort stark zusammengestaucht und diskordant auf den Grünschiefern liegend.

Östlich des Quarzitkomplexes, im unteren Teil des Steilhanges von Harald Griegs Fjeld (besonders schön am S-Ausgang des obgenannten Tälchens zu sehen), schiebt sich über die Quarzite ein zusammengepresster, stark reduzierter Rest von gelben, verschieften Dolomiten, oft auch marmorisiert; im oberen Teil enthalten sie ausgewalzte Fetzen und Lagen von knotigen Chloritschiefern und Grüngesteinen vom Typus jenes Felshügels an der NW-Ecke des Slottet (S. 41).

Darüber nun legen sich in grosser Mächtigkeit die kristallinen Schiefer des Harald Griegs Fjeld. Es sind hier meist braune und braunrote, sehr muskowitzreiche Glimmerschiefer und Gneise, intensiv durchschwärmt von hellen Apliten und Pegmatiten, z.T. auch Quarzgängen oder aber feinkörnigen, weissen Biotitgraniten.

Im grossen gesehen erkennen wir also am E-Rand des ganzen Sedimentgebietes ein ähnliches Phänomen wie am W-Rand, nur mit umgekehrtem Vorzeichen: Aufschiebung von massigen, hellen Quarziten von unbestimmter stratigraphischer Stellung; darüber stark reduzierte, verschuppte Zone von Sedimenten und Grünschieferresten, welche wohl gesamthaft zur Serie des Eleonores Sø gestellt werden können. Es liegt nahe, die gelben Quarzite demzufolge als tiefstes, um den Eleonores Sø herum nicht mehr aufgeschlossenes Glied dieser selben Sedimentserie aufzufassen.

C. Harald Griegs Fjeld.

Die ganze Berggruppe baut sich aus einer stark metamorphen Gesteinsserie auf, welche aus Biotitschiefern und -gneisen, Granatglimmerschiefern und Quarziten besteht und häufig von Aplitgraniten in diskordanten Adern und Gängen, oft aber auch in konkordanten Lagern durchsetzt sind; daneben kommen auch Pegmatite vor, sowie stellenweise in grösseren Massen grobkörnige Granite, stets von intrusivem Charakter.

Die Quarzite, oft in dünnen Lagen mit Glimmerschiefern und Biotitgneisen wechsellagernd, werden in den oberen Teilen vorherrschend und sind dort im allgemeinen sehr bunt (rot, braun, grau, hell und dunkel). Plattig bis dickbankig bauen sie besonders die S-Hänge des Berges auf. Kreuzschichtung und Ripplemarks sind stellenweise sehr häufig, ebenso kommen Trockenriss-Strukturen etwa vor.

Das Streichen der Schichten zeigt am Harald Griegs Fjeld allgemein nach NW, das Fallen beträgt meist 40°—80° SW (direkt am Gipfel fallen



Fig. 17. Harald Griegs Fjeld; nach NNE vorgetriebene Falten am untersten Ausläufer des SE-Grates (Höhe dieses Gratstückes über dem Gletscher ca. 50—70 m).

die Quarzite sogar senkrecht ein). Die Strukturen am unteren Ausläufer des SE-Grates zeigen deutlich nach NE vorgetriebene Falten (Fig. 17), doch treten in den ebenfalls steil nach NE aufgerichteten Quarziten am S-Abhang des Berges zahlreiche, starke Querfalten auf, welche einen Zusammenschub auch in nordwestlicher Richtung andeuten.

5. Andrées Land.

Zum grössten Teil ist die NW- und N-Seite von Andrées Land nur aus der Ferne beobachtet worden, doch besteht kein Zweifel darüber, dass überall nur hochmetamorphe Serien anstehend sind, wie Gneise, Glimmerschiefer, Quarzite, Amphibolite und Granite. Vor allem im westlichen Teil, auf der N-Seite von Pt 2010 der Karte, werden rosafarbene Gneise intensiv von Apliten und Graniten durchsetzt (auf der W-Seite dieses Berges werden die Gneise noch von jungen Basalten überlagert; siehe S. 34). Gegen Pt 1810 zeichnet sich ein hauptsächlich aus Quarzitiserien gebildetes Gewölbe ab, wobei die Schichten östlich Pt 1810 in starken, nach NE überliegenden Falten wieder abtauchen.

Die Gebiete östlich davon, an den N-Flanken von Pt 2000 sowie am Sneharefjeld (Lager 9), sind aus Gneisen, Granatglimmerschiefern, Amphiboliten und dunklen, harten Biotit-Hornblendegneisen aufgebaut. Überall zeigt sich starke Verfaltung mit z.T. liegenden, stets nach NE vorgetriebenen Falten. Viele Aplit- und Pegmatitgänge, auch grössere Komplexe von eingedrungenen, massigen Graniten treten immer wieder auf.

Die oberen Partien des Sneharefjeld bestehen aus einer plattigen Serie von Quarziten und Glimmerschiefern, währenddem die Gipfelregion selbst (1640 m hoch), ebenso wie die Gipfelkuppen von Pt 2000 der Karte, aus hellem, gelbbraunem Zweiglimmergranit besteht; er gleicht stark demjenigen vom westlichen Alfred Eschers Land, scheint also mit den intrusiven, hellgrauen Graniten an der Basis dieser Berge nichts zu tun zu haben. Er bildet ausgeprägte Bänke, die nach SW einfallen und in runden Formen absanden.

6. Bernhard Studers Land, Wilkins Nunatakker bis Jakob Kjødes Bjerg und NW-Strindbergs Land.

In der ganzen, langen Bergkette von Bernhard Studers Land ist das Streichen durchwegs NW—SE, also gleich wie beim Harald Griegs Fjeld und in N-Andrées Land. Auch hier finden sich nirgends mehr Sedimente; der ganze Landkomplex besteht aus metamorphen Schiefer und Gneisen, welche meist ziemlich steil nach NE aufsteigen.



Fig. 18. Bernhard Studers Land (in der Mitte vorn Pt 2000, rechts hinten Wilkins Nunatak; Blick nach NW). Glimmerschiefer und Gneise, von hellen Graniten durchsetzt. (Flugaufnahme 12.8.50. Geodætisk Institut, Eneret).

Direkt westsüdwestlich von Pt 2000 (Fig. 18) wird die Kette von einer Mylonitzone durchzogen, einer Art Verwerfung, an welcher der plateauartige Gipfelkopf im NE davon stark herausgehoben zu sein scheint. Westlich dieser Verwerfung bestehen die Serien hauptsächlich aus rostbraunen Glimmerschiefern und Quarziten, welche erst im westlichsten Teil von Apliten und Graniten durchschwärmt werden. Im E, bei Pt 2000 und östlich davon, treten jedoch mächtige Mischgneis-Komplexe auf, welche überall von Graniten intensiv durchsetzt sind.

Weiter im E, zwischen Solbakken (Lager 10) und Pt 1600, tritt überdies ein kleiner Eruptivstock auf, dessen phantastische Türme und Zinnen direkt an den Gletscher herantreten, den sie fast 400 m hoch überragen (Fig. 19). Das Gestein ist ein massiger, mittel- bis grobkörniger Hornblende-Granit bis -Syenit, welcher kreuz und quer von hellen, aplitisch-pegmatitischen Gängen und Adern durchschwärmt wird; doch zeichnet sich im grossen gesehen eine geregelte Netzstruktur dieser Gänge ab, wobei eine mehr oder weniger horizontale Richtung bei weitem bevorzugt erscheint.

Die jugendliche Frische des Gesteins wie auch die bizarren Verwitterungsformen (Fig. 20), welche in grossem Gegensatz zu den üblicherweise in NE-Grönland anzutreffenden stehen, lassen darauf schliessen,

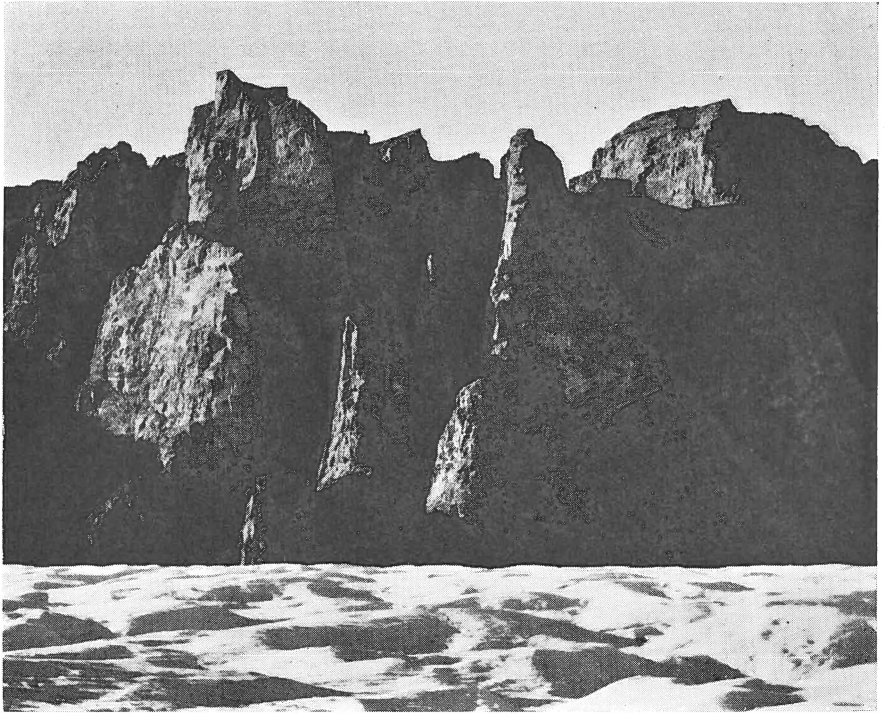


Fig. 19. Junger Eruptivstock aus Hornblende-Granit bis -Syenit im östlichen Bernhard Studers Land. (22.8.51).

dass man hier einen sehr jungen, sauren Eruptivstock vor sich hat. Leider konnte ein Kontakt nicht gefunden werden ausser im NW, wo er als tektonische Grenze gegenüber Glimmerschiefern ausgebildet ist.

Der östlichste Ausläufer der Bergkette von Bernhard Studers Land besteht vollständig aus Granit (vergl. auch Lit. 9, Fig. 2), doch hier nun wieder ausgesprochen in jener Ausbildung, welche sedimentären Ursprung vermuten lässt (siehe S. 37). Die Farbe ist gelb-rosa, und parallel zu einer plattig-bankigen Schichtung zeigt das Gestein noch eine Fein-Bänderung von mm- bis dm-Dicke; diese Bänderung, meist in Abständen von wenigen cm, zeigt dabei häufig wellig-verbogene Grenzen, z. T. auch mit Andeutungen wie von Kreuzschichtung. Nicht selten sind hinwiederum Bilder, die auf eine gewisse Fließ-Struktur schliessen lassen könnten. Das mittel- bis grobkörnige Gestein zerfällt relativ leicht zu Grus; der Glimmergehalt (meist Muskowit), ist auffallend gering.

Nördlich und östlich von Bernhard Studers Land bietet sich überall dasselbe Bild, wobei zusätzlich jedoch vermehrte Bruchbildung auftritt. Braune Glimmerschiefer und Gneise sind vorherrschend, da und dort von hellen Graniten, welche meist in dicken Lagern auftreten, durch-

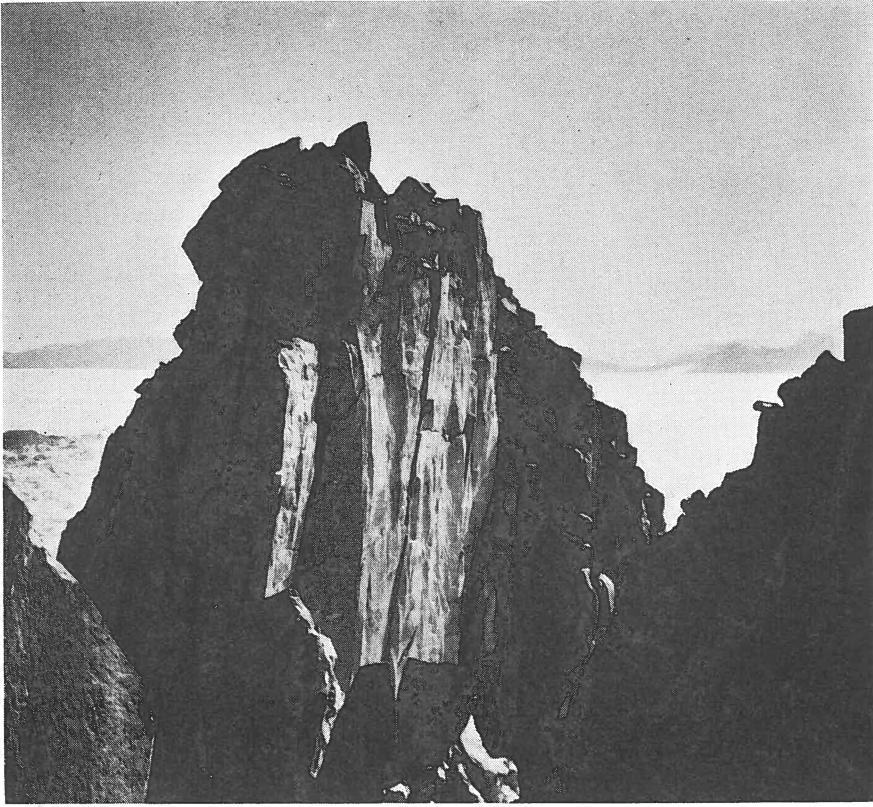


Fig. 20. Felssturm aus sehr frischem, massigem Hornblendegranit, aplitisch durchadert; östliches Bernhard Studers Land. (23.8.51).

setzt. Wie aus grosser Entfernung sowie auf Flugphotos gesehen werden konnte, scheinen überdies der W-Teil des Wilkins Nunatak sowie einige westlich davon liegende, klein Nunatakker von Basalt bedeckt zu sein. Ein Basaltschlot ist zudem am Jakob Kjødes Bjerg, nordwestlich Pt 1605, als kleine Kuppe aufgeschlossen.

Im südlichsten Teil vom Jakob Kjødes Bjerg sind hauptsächlich rostrote Biotitschiefer anstehend, zwischen welchen an einigen Stellen helle, sehr grobkörnige Marmorbänke von meistens ca. 1 m Dicke auftreten. Das Streichen der Schichten ist hier bei schwachem S-Fallen auf W—E abgedreht.

Die Fortsetzung dieser Serien gegen E und SE findet man im nordwestlichsten Teil von Strindbergs Land, wo in die Glimmerschiefer, Gneise und Amphibolite nun wieder in grosser Verbreitung Granite intrudiert sind (vergl. Lit. 9); die Streichrichtung ist noch weiter abgedreht und zeigt hier gegen NE, damit parallel zur östlich anschliessenden Eremitdal-Synklinale verlaufend.

7. Zur Tektonik in der Nunatakzone.

Wie aus der geologischen Beschreibung der Gebiete zwischen den westlichsten Nunatakkern und Strindbergs Land hervorgeht, können zusammenhängende tektonische Geschehnisse nur schwer herausgelesen werden, indem Einheitlichkeit in Bewegungsrichtung und Faltungsstil nicht besteht und wichtige Zwischenstücke zudem von Eis bedeckt sind. Auch sichere Altersbeziehungen sind keine bestimmt, ausser in dem einen Punkt, wo eine flachliegende Basaltdecke mit scharfer Diskordanz einem älteren, verfalteten und peneplainisierten Gebirge aufruht.

Von den schon vorher einigermaßen bekannten Gebieten im SE und E unseres Querschnittes ausgehend, erscheint der ganze, metamorphe Komplex zwischen dem unteren Teil des Eyvind Fjelds Gletscher (Nunatak-gletscher) und Harald Griegs Fjeld als eine Kulminationszone des kaledonischen Gebirges; als eine Aufbruchszone gewissermaßen, welche nordwestlich an die in kaledonischer Zeit nur schwach gewellten Depressionsgebiete von Geologfjord-Strindbergs Land anschliesst. Von E nach W erkennt man dabei ein sukzessives Abdrehen in der Streichrichtung, indem das NE-Streichen nördlich vom innersten Geologfjord gegen W zu immer mehr einem E—W- und schliesslich SE—NW-Streichen Platz macht. Es zeigt sich darin der allgemeine Anstieg gegen eine weiter nördlich liegende Hochzone, deren Zentrum auf ca. $26\frac{1}{2}^{\circ}$ W.L. zu suchen ist. Wie früher gezeigt wurde (Lit. 9, S. 144), hat die Herausbildung von mehreren solchen Kulminationsgebieten im N direkt anschliessend an die kaledonischen Faltenverbiegungen stattgefunden, welche im Gebiet von Strindbergs Land allerdings nur sehr schwach gewesen sind. In unserem Gebiet westlich davon erkennt man nun aber im Zusammenhang mit einer sehr starken Aufwölbung ein fächerförmiges Zusammenstauchen der tieferen, metamorph gewordenen Serien gegen N hin; eine Auffaltung, welche besonders im westlichsten Abschnitt stellenweise sehr intensiv sein kann.

Es erscheint somit naheliegend, diese ganze Zone des metamorphen Komplexes in ihrer Gesamtheit noch als kaledonisch zu betrachten (wie es auch in der südlichen Fortsetzung der Fall ist; vergl. das Kärtchen Fig. 11 bei WEGMANN, Lit. 20). Allerdings zeigt sich im W eine Überlagerung von deutlich jüngeren Strukturen (so vor allem am Harald Griegs Fjeld), und die WNW-gerichtete, über die unmetamorphe Sedimentzone des Eleonores Sø erfolgte Aufschiebung selbst dürfte einer späteren tektonischen Phase zuzurechnen sein. Wie BÜTLER (Lit. 4) gezeigt hat, müssen aus den Devonablagerungen im Gebiet des Kejser Franz Josephs Fjordes grössere gebirgsbildende Vorgänge weit im W gefolgert werden; und nachdem auch in Strindbergs Land und vor allem in Hudson Land starke devonische Dislokationen bereits bekannt gewor-

den sind (Lit. 3, 9), halten wir es hier für am wahrscheinlichsten, dass die Überschiebungen westlich vom Harald Griegs Fjeld ebenfalls ins Devon zu stellen sind.

Auffallend ist übrigens in diesem Zusammenhang das besonders starke Auftreten von intrusiven Graniten, Apliten und Pegmatiten in den metamorphen Serien nahe an dieser westlichen, tektonischen Grenze. Es wäre denkbar, dass ihr Eindringen durch das Vorhandensein einer Schubfläche begünstigt gewesen wäre, d. h. dass sie gleichaltrig oder jünger als die Überschiebung, somit ebenfalls devonisch wären. Leider konnte eine solche Vermutung durch keine weiteren Beobachtungen gestützt werden, und da sie nur in den metamorphen Serien, d. h. nur oberhalb der Schubfläche auftreten, ist ihr kaledonisches Alter (im weitesten Sinne) mindestens ebenso wahrscheinlich.

Die Überschiebungen an und in der Sedimentzone des Eleonores Sø sind nun äusserst stark. Unter der höheren Schubmasse des Harald Griegs Fjeld ist ein grosses Schichtpaket abgeschürft und stark reduziert als komplex gebaute, eigentliche Decke über gleichaltrige und jüngere Gesteine vorgestossen worden. Dabei zeigt sich an ihrer Basis, d. h. an der Basis der gelben Quarzite, eine Art Reliefüberschiebung, indem die Schubfläche diskordant über verschiedene Horizonte des Grüngesteinskomplexes hinweggreift. Daraus leitet sich eine gewisse Verfaltung und Erosion schon vor dieser (devonischen) Überschiebung ab; solche Vorgänge mögen hier nun wiederum dem kaledonischen Zyklus angehört haben.

Wie gross die Überschiebungsbreite ursprünglich gewesen ist, kann heute infolge der Erosion nicht mehr festgestellt werden. Direkt sichtbar ist sie noch auf 1 km Distanz. Doch zeigt bei der breiten Talmulde nördlich vom Grønhorn (siehe Taf. IV, Profil B—B') ein kleiner, eingewickelter Rest der überschobenen Quarzite an, dass die Decke jedenfalls mit einer Breite von einigen Kilometern die höchsten Schichtglieder der Eleonores Sø-Serie überfahren hat. Dabei haben nachfolgende Bewegungen vor allem auch in den tieferen Einheiten gewirkt, welche eine starke, nach NW gerichtete Zusammenstauchung erfuhren, wodurch Teile der darüberliegenden Quarzite von oben her eingewickelt wurden. Eine enggepresste Antiklinale mit einem Kern von Kalk- und Dolomitschiefern (vergl. S. 45), ist deutlich nach NW geneigt, wobei im NW-Schenkel die mehr schiefrigen Schichtglieder fast vollständig ausgequetscht sind (Fig. 21). Weiter gegen W hört aber die starke Verfaltung ziemlich rasch auf und macht leichteren, wellenartigen Schichtverbiegungen Platz.

Erst am W-Rand des Sedimentkomplexes treten wieder stärkere tektonische Störungen auf, indem auf ganz ähnliche Weise, diesmal aber von NW her, die gelben Quarzite samt Schubfetzen der höheren Sedi-

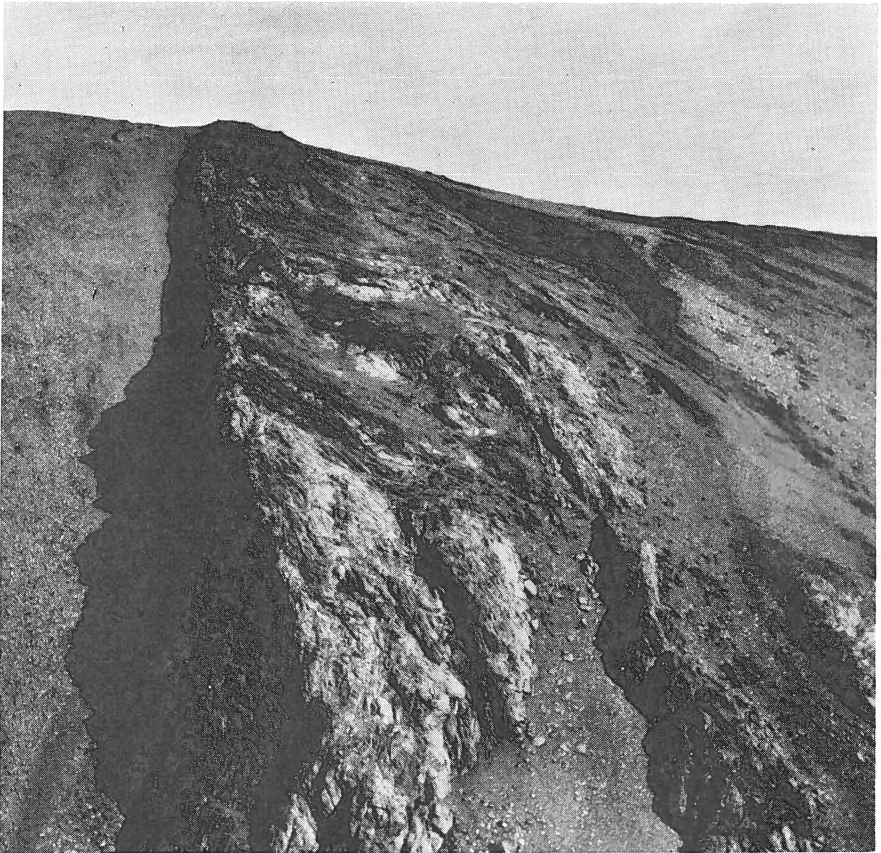


Fig. 21. Nach NW gepresster Antiklinalkern in der Sedimentzone nördlich vom Lager 7, Alfred Eschers Land (17.8.51).

mentserien aufgeschuppt sind (siehe S. 40). Der relativ wenig gestörte Komplex um den Eleonores Sø erscheint damit von zwei Seiten her zusammengestaucht und z.T. überfahren.

Es ist anzunehmen, dass im primären (kaledonischen) Aufbau dieses Gebiet zwischen Harald Griegs Fjeld und Slottet eine ähnliche Depressionszone dargestellt hat, wie etwa Strindbergs Land weiter im E. Deshalb sind hier unmetamorph gebliebene, relativ junge Serien der kaledonischen Schichtreihe erhalten geblieben. Doch sind in späterer Zeit von beiden Seiten, von E und SE wie von NW her, die metamorphen Serien der benachbarten Hochzonen gegen dieses Depressionsgebiet vorgestossen, so dass sich in seinen Randzonen intensive Aufschuppungen und Überschiebungen herausbildeten. Dabei lässt sich an zwei Ursachen denken: 1) Es liegt ein aktives Gegeneinandervorstossen der benachbarten Komplexe vor. 2) Die früher emporgewölbten Hochzonen westlich

und östlich unseres Depressionsgebietes sind nachträglich wieder etwas eingesunken, wobei ihre Gesteinskomplexe in mehr passiver Art die anschliessenden Zonen zusammenstauchten.

Diese letztere Vorstellung scheint uns hier näherliegend zu sein. Dadurch werden auch die verschiedenartigen Streichrichtungen leichter verständlich, denn die neue, jüngere Streichrichtung ist nur noch von der räumlichen Ausdehnung, resp. der Längsachse jener alten Hochzonen abhängig. Die so schwer verständlichen, schief zueinander und gegeneinander stehenden Kräftewirkungen und ihre Überlagerungen erhalten dadurch eine relativ einfache Erklärung. Vor allem aber wird es nun auch deutlich, warum in der westlichsten, völlig metamorphen Zone die Detailfalten am E-Rand gegen SE, am W-Rand aber gegen NW vorgetrieben worden sind (Fig. 8). Dies konnte nur dadurch zustandekommen, dass der einer starken Dehnung anheimgefallene Zentralteil dieser Hochzone später in sich zurückgesunken ist.

So erkennen wir, im grossen gesehen, jedenfalls einen sehr komplexen Gebirgsbau in diesen westlichsten, nurmehr sporadisch aufgeschlossenen Gebieten. Eine kaledonische Tektonik ist, wenn auch nicht direkt nachweisbar, doch sehr wahrscheinlich. In den ausgedehnten, metamorphen Komplexen scheint es sich auch hier um kaledonische Umwandlungsprodukte tieferer Gesteinsserien zu handeln, wobei in einem zentralen Depressionsgebiet noch höhere Serien unmetamorph erhalten geblieben sind. Nach einer Erosionsphase machen sich jüngere, vermutlich devonische Bewegungsvorgänge aber gerade in diesem tiefgelegenen Sedimentgebiet stärker bemerkbar, indem es von zwei Seiten her überwältigt und zusammengestaucht wird, so dass es zur Bildung von grösseren Schubmassen in Form von eigentlichen Decken kommt. In viel späterer Zeit endlich (Tertiär?) wird die fast völlig peneplainisierte Region von einer mächtigen Basaltdecke überlagert, welche heute auf über 2000 m Meereshöhe in nur noch relativ kleinen Erosionsresten vorhanden ist.

8. Schlussergebnisse.

Wie es vorauszusehen war, existiert keine durchgehende, nördliche Fortsetzung der »Petermannserie«; es stellen sich dort vielmehr wieder ausgedehnte und z.T. hochmetamorphe Gneisareale ein, welche auch weit nach W reichen (J. L. Mowinckels Land). Die in den westlichsten Nunatakkern aufgeschlossenen Quarzitserien gehören ebenfalls zu meist stark metamorphen Serien und haben keinen direkten Zusammenhang mit den Petermannquarziten.

Ein im mittleren Alfred Eschers Land auftretendes Sedimentgebiet zeigt eine völlig unmetamorphe Schichtreihe, welche derjenigen der

Eleonore Bay Formation in der Fjordzone sehr ähnlich ist. Das Profil schliesst nach oben mit einem mächtigen Grüngesteinskomplex ab, in welchem auch saure Ergussgesteine eingelagert sind. Da die Sedimentserie mit der Eleonore Bay Formation parallelisiert wird, ergeben sich folgende Zusammenhänge:

Der spät-oberalgonkische Geosynklinalraum hat weit westwärts über die Fjordzone hinausgereicht; dabei nähert man sich nach W nicht seiner Küste, sondern vielmehr grösseren Trogtiefen. Dementsprechend fehlen Tillite, welche nur in den Schelfgebieten der Geosynklinale abgelagert worden sind (d. h. im Gebiet der heutigen Fjordzone). Im Zusammenhang mit magmatischer Tätigkeit zu dieser Zeit an der Wende Präkambrium-Kambrium sind dafür in den tieferen Teilen der Geosynklinale ophiolithartige Intrusionen erfolgt; Spuren dieser magmatischen Tätigkeit finden sich aber auch in den Tillitserien selbst (Lit. 9).

Die »Petermannserie«, deren Areal unzweifelhaft auch zu diesem oberalgonkischen Geosynklinalraum gehört, stellt keine besondere Sedimentserie dar, sondern ist vielmehr ein Teil der Eleonore Bay Formation; sie stellt aber auch keine Küstenfazies ihrer höheren Glieder der Fjordzone dar, sondern muss zu ihren tiefsten Serien (Quarzit Serie) gerechnet werden.

Auf diese Weise erhält man von der ganzen kaledonischen Region folgendes Bild:

Die Sedimentserien, welche einen mächtigen, kaledonischen Geosynklinaltrog erfüllten, sind während der Orogenese z.T. in grosse Tiefen versenkt und hoch emporgewölbt worden, dabei in den meisten Gebieten starker Metamorphose anheimgefallen (vergl. Lit. 20). Nur in tektonisch weniger stark beanspruchten Gebieten, wie vor allem in den Schelfzonen, aber auch einigen zentraleren Teilen, welche kaledonische Depressionszonen darstellten, sind höhere Glieder der Schichtreihen unmetamorph geblieben und auch noch nicht wegerodiert worden. Sie alle aber gehören, sofern sie älter sind als die kambrischen und ordovizischen Serien, der Eleonore Bay Formation an.

Damit findet man Teile dieser Eleonore Bay Formation an verschiedensten, voneinander völlig abgetrennten Lokalitäten. Das Bild der in metamorphen Serien »schwimmenden« Sedimentkomplexe wiederholt sich immer wieder da und dort. Je nach Stärke der Hebung und entsprechend tiefgreifender Erosion, aber auch je nach der Intensität der nicht überall gleich hoch hinauf gedrungenen Metamorphose, trifft man dabei auf verschiedenalttrige, aber immer relativ junge Glieder der ursprünglichen, gesamten Schichtreihe. Sie an jedem Ort mit einem neuen Namen zu belegen, ist sinnlos und verwirrend, weshalb wir den Begriff »Eleonore Bay Formation« (über seine Definition vergl.

Lit. 9) auf alle entsprechenden Lokalitäten ausdehnen möchten, welche dieser gleichen Geosynklinal-Senke angehörten.

Im ganzen, weiten Gebiet der innersten Fjorde und westlich davon hat nun fast durchgehend eine starke Metamorphose und Aufwölbung stattgefunden (Vela-Massiv WEGMANN'S, Lit. 20); hier sind die tiefsten, jedoch stark umgewandelten und von Eruptiva durchsetzten Glieder der ursprünglichen, kaledonischen Schichtreihe entblösst. Deren Ausbildung war aber auch in den höheren Serien nicht unbedingt gleichartig wie in der unmetamorph gebliebenen Fjordzone, da das westlichere Gebiet zentraleren, tieferen Teilen der Trogensenke angehört. Eine mehr schiefrige, eintönigere Ausbildung ist denn auch im metamorphen Komplex der inneren Fjorde teilweise deutlich erkennbar.

Nur im Gebiet des Petermanns Bjerg, welches tektonisch eine schwache Depression innerhalb einer ausgeprägten Hochzone darstellt, gleichzeitig aber am wenigsten niedererodiert worden ist, sind wiederum unmetamorphe Schichtglieder erhalten geblieben; sie gehören noch relativ tiefen Serien der Eleonore Bay Formation an. Nördlich davon verschwinden sie aber infolge einer stärkeren Aufwölbung und Metamorphose im Gebiet von Louise Boyds Land. Ebenso von sehr tiefen und hochmetamorphen Serien sind wohl die Berge von J. L. Mowinckels Land aufgebaut, währenddem die Quarzitserien der westlichsten Nunatakker sowie der höheren Teile von Hobbs Land ev. eine ähnliche Stellung einnehmen wie die Petermannquarzite, obwohl sie zum grössten Teil noch stärker metamorph sind.

Ein analoges, jedoch viel ausgeprägteres Depressionsgebiet findet sich sodann im mittleren und östlichen Alfred Eschers Land, wo in vollständig unmetamorphem Zustand und in nur 1400—1800 m Meereshöhe die höchsten Serien der Eleonore Bay Formation erhalten geblieben sind.

Wenn so das ganze Gebiet der inneren Fjorde und bis weit westlich davon allgemein und in meist starkem Masse von der kaledonischen Orogenese erfasst worden ist, so finden sich in unserem Querschnitt hinwiederum Stellen, wo jüngere tektonische Bewegungen recht massgebend gewirkt haben. Solche gebirgsbildende Vorgänge, welche die Voraussetzungen für die mächtigen Old-Red-Ablagerungen im E geschaffen haben mögen, werden somit hier dem Devon zugerechnet; sehr intensive devonische Dislokationen haben ja auch in der Fjordzone erwiesenermassen stattgefunden.

Schliesslich ist das in solcher Art entstandene, bereits nicht einheitlich aufgebaute Gebirge in langer Festlandsphase niedererodiert und fast vollständig ausgeebnet worden. Vermutlich an der Wende zum Tertiär sind mächtige, basaltische Lavenergüsse emporgedrungen und haben

auf weite Distanz hin diese alte Peneplaine zugedeckt. Heute jedoch ist der ganze Komplex mitsamt der Basaltdecke wieder hoch emporgehoben; dies zeigt, dass in allerjüngster Zeit auch dieses westlichste Gebiet der ostgrönländischen Küstenzone von den Vertikalverschiebungen der Kruste nicht verschont geblieben (vergl. Lit. 9, S. 144), sondern starken Hebungstendenzen unterworfen gewesen ist. Dadurch konnte neuerdings eine starke Erosion einsetzen, welche bis tief in den alten Gebirgskörper hineingewirkt und dabei nur wenige, rel. kleine Reste jener obenaufliegenden Basaltdecke als Gipfelkappen übriggelassen hat.

IV. VERDANKUNGEN

Für die grosszügige Aufnahme unserer Nunatakreise ins Programm der dänischen Ostgrönlandexpedition 1951 ist der Verfasser dem Expeditionsleiter, Herrn Dr. LAUGE KOCH in Kopenhagen, zu grossem Dank verpflichtet; ebenso sei hier für sein stetes Entgegenkommen zum guten Gelingen der Reise und für sein persönliches, vielseitiges Interesse an den Ergebnissen bestens gedankt.

Die reibungslose Durchführung unserer Pläne war möglich geworden auf Grund einer engen Zusammenarbeit mit der auf dem Inlandeis arbeitenden französischen Expedition (Mission PAUL-EMILE VICTOR), weshalb wir auch an dieser Stelle dem Chef jener Expedition, GASTON ROUILLON, sowie dessen Kameraden für ihre uneigennützige Hilfsbereitschaft während der Reise durch das Inlandeis den herzlichsten Dank aussprechen möchten. Vor allem aber schuldet der Verfasser seinen schweizerischen Begleitern HANS RÖTHLISBERGER und WOLFGANG DIEHL vielen Dank für ihre tatkräftige Unterstützung und treue Kameradschaft während der ganzen Reise.

Für vielseitiges Entgegenkommen (Flugaufnahmen, Kartenunterlagen etc.) sei auch dem GEODÄTISK INSTITUT in Kopenhagen gedankt, im besonderen aber dem Chef der photogrammetrischen Abteilung, Herrn Oberstleutnant HELCH, für anregende Diskussionen über praktische Fragen sowie für seine Hilfsbereitschaft und sein stetes Interesse an unseren Arbeiten.

Bei der Auswertung des gewonnenen Materials erfuhr der Verfasser manche wertvolle Hilfe durch Herrn Prof. Dr. C. BURRI; ihm wie auch Herrn Prof. Dr. J. JAKOB, der die Analysen herstellte (beide vom mineralogisch-petrographischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich), sei hier ebenfalls bestens gedankt.

Zürich, im Februar 1952.

H. R. KATZ.

V. LITERATURNACHWEIS

1. BACKLUND, H. Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Joseph-Fjord in Ostgrönland. M.o.G. Bd. 87, No. 4, 1932.
2. — und MALMQUIST, D. Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation. Teil I: Die basische Reihe. M.o.G. Bd. 87, No. 5, 1932.
3. BÜTLER, H. Das devonische Faltungsgebiet nördlich des Moskusoksefjordes in Ostgrönland. M.o.G. Bd. 114, No. 3, 1940.
4. — Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Joseph Fjord in Ostgrönland. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, Bd. 22, No. 3, S. 73—152, 1948.
5. HIETANEN, A. Über das Grundgebirge des Kalanti-Gebietes im südwestlichen Finnland. Annal. Acad. Sci. Fenn. A III 6, 1943.
6. HOLTEDAHL, O. Bemerkninger om de av Høygaard og Mehren medbragte bergartsprøver fra Grönlands innland. Norsk geogr. Tidsskrift, Bd. 4, s. 19—20, Oslo 1932.
7. HÖYGAARD, A. og MEHREN, M. Tvers over Grönlands Inlandsis. Norsk geogr. Tidsskrift, Bd. 4, s. 1—14, 1932.
8. HUBER, W. Geologisch-petrographische Untersuchungen in der inneren Fjord-region des Kejser Franz Josefs Fjordsystems in Nordostgrönland. M.o.G. Bd. 151, No. 3, 1950.
9. KATZ, H. R. Zur Geologie von Strindbergs Land (NE-Grönland). M.o.G. B. 111, No. 1, 1952.
10. — Raid géologique à travers les nunataks de l'Est, latitude 74° N. Rapport prélim. de la campagne 1951, Expéd. pol. Françaises, Paris 1952.
11. KOCH, L. Geologie von Grönland. In: Geologie der Erde, Verlag Borntraeger, Berlin 1935.
12. — Über den Bau Grönlands. Geol. Rundschau, Bd. 27, Heft 1, 1936.
13. NATHORST, A. G. Den svenska expeditionen till nordöstra Grönland 1899. Ymer, Årg. 1900, H. 2, s. 115—156.
14. NIGGLI, P. Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 16, 1936.
15. — Das Problem der Granitbildung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 22, 1942.
16. ODELL, N. E. The structure of the Kejser Franz Josefs Fjord Region, North-East Greenland. M.o.G. Bd. 119, No. 6, 1939.
17. PARKINSON, M. M. L. and WHITTARD, W. F. The Geological Work of the Cambridge Expedition to East Greenland in 1929. Quarterly Journ. Geol. Soc. London, vol. 87, pp. 650—674, 1931.
18. RITTMANN, A. Studien an Eruptivgesteinen aus Ostgrönland. M.o.G. Bd. 115, No. 1, 1940.
19. TEICHERT, C. Untersuchungen zum Bau des kaledonischen Gebirges in Ostgrönland. M.o.G. Bd. 95, No. 1, 1933.

20. WEGMANN, C. E. Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land. (North-East Greenland). M.o.G. Bd. 103, No. 3, 1935.
21. WORDIE, J. M. and WHITTARD, W. F. A Contribution to the Geology of the Country between Petermann Peak and Kjerulf Fjord, East Greenland. Geol. Magazine, vol. 67, no. 4, 1930.

Karten des Geodætisk Institut, København:

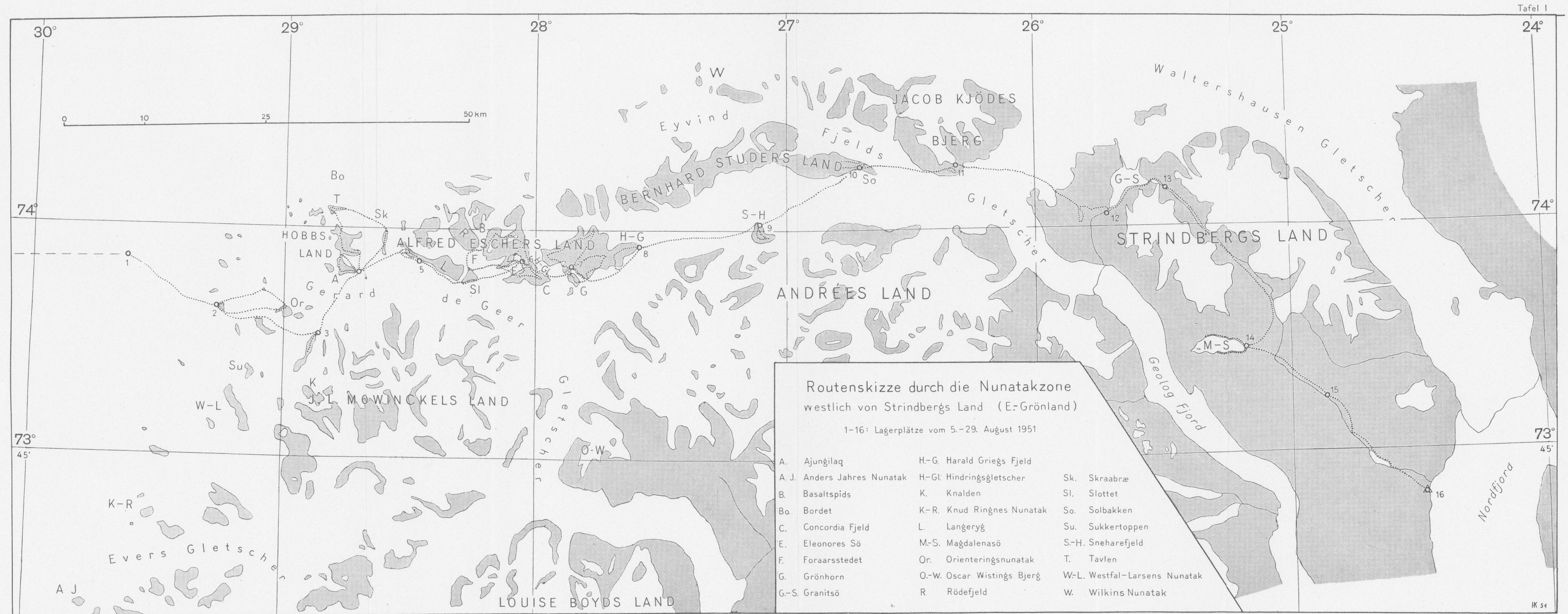
1:250.000: Nathorsts Land (72 Ö 3)
Ymers Ø (73 Ö 2)
Petermanns Bjerg (73 Ö 3)
Hvidbjørns Nunatakker (73 Ö 4)
Ole Rømers Land (74 Ö 3)
Wilkins Nunatakker (74 Ö 4)

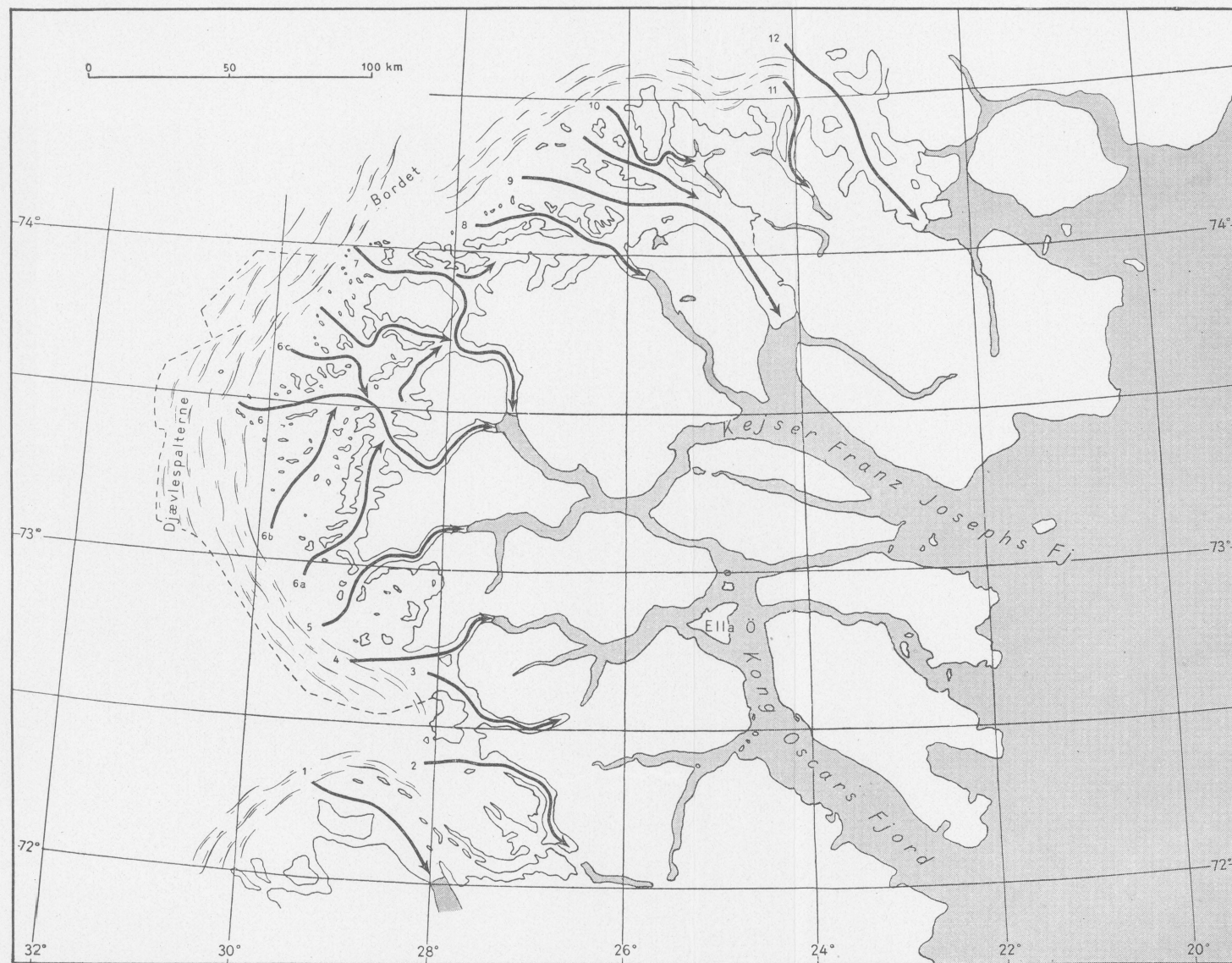
1:1000 000: Østgrønland mellem 70° og 77° n. Br.

Karten der United States Air Force, Washington D.C.:

1:1000.000: WAC Nr. 40.

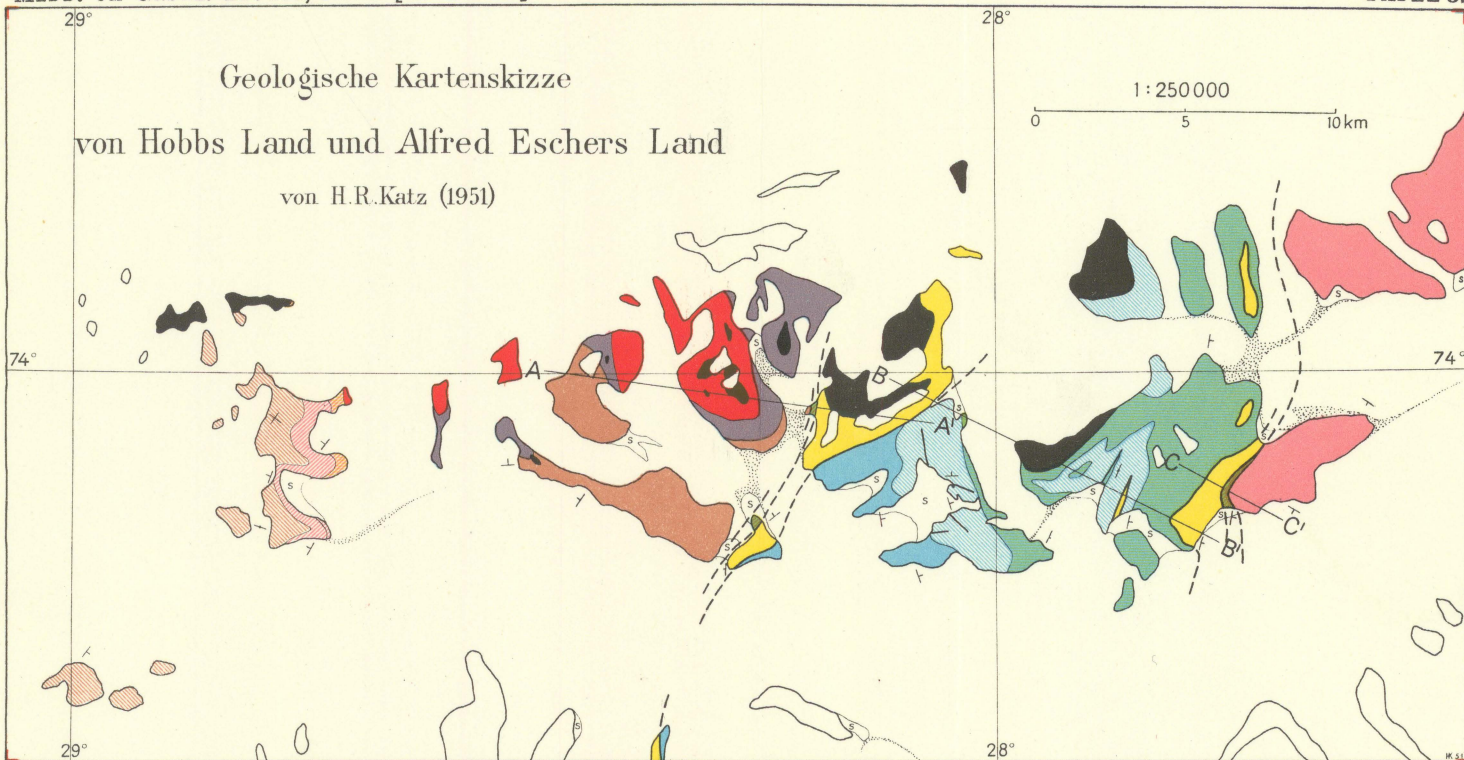
TAFELN





Geologische Kartenskizze von Hobbs Land und Alfred Eschers Land

von H. R. Katz (1951)



Quarzitserie der westlichsten Nunatakker

Biotitschiefer, Gneise und Amphibolite

Helle, dünngebaukte Quarzite

„Granit“

Biotitgneise, Glimmerschiefer und Phyllite

Braune Quarzite und Schiefer

Metamorphe Serie
von Hobbs Land

Tiefere metamorphe Serie
von Alfred Eschers Land

Glimmerschiefer, Gneise und Granite von
Harald Griegs Fjeld und Bernhard Studers Land

Schubflächen, Brüche

Moränen

Gletscherrandseen

A-A', B-B', C-C': Profile Taf. IV

Nephelinite, Basalte und Tuffe der tertiären(?) Basaltdecke

Grünschiefer-Komplex

Kalkschiefer, Dolomite etc. der
oberen Eleonorensee-Serie

Sand-Mergel-Schiefer der
unteren Eleonorensee-Serie

Mylonitisierte Schuppenzonen
aus Schichten der Eleonorensee
Serie und Grünschiefern

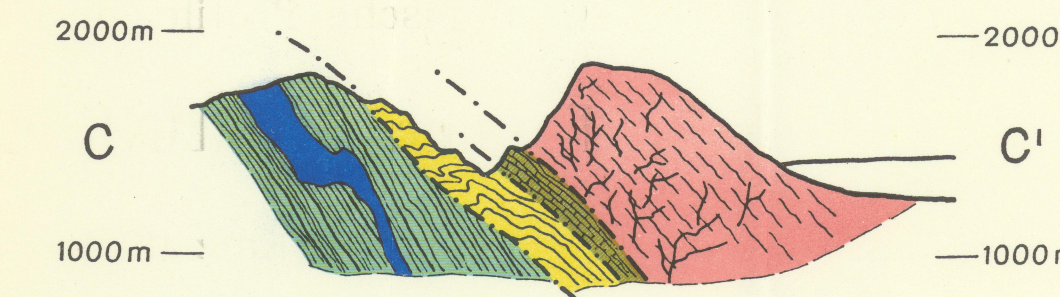
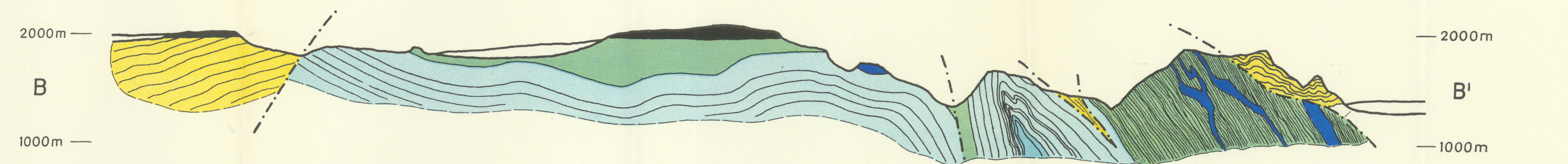
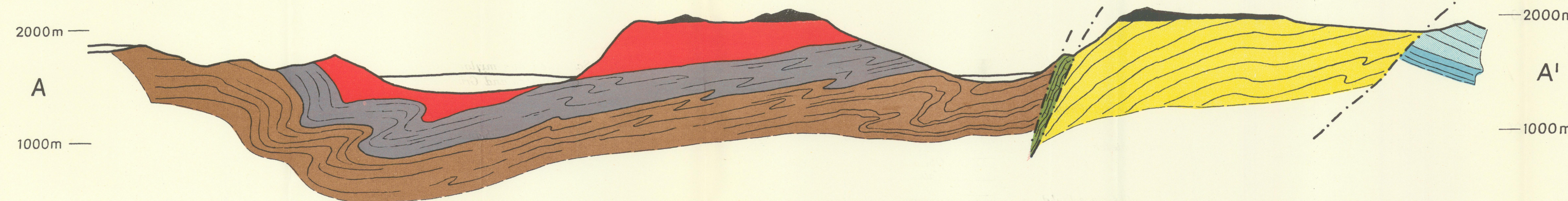
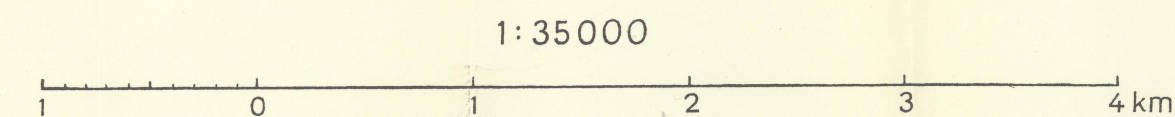
Gelbe, massige Quarzite

oberstes Algonkium(?)

(„Eleonore Bay Formation“)

Geologische Profile durch Alfred Eschers Land (NE-Grönland)

von H. R. Katz (1951)



- | | | |
|---|---|---|
| Granit | Tertiäre(?) Basaltdecke:
Nephelinite, Basalte und Tuffe | Schuppen aus mylonitisierten
Kalkschiefern und Grüngesteinen |
| Biotitgneise, Glimmerschiefer und Phyllite | Grüngesteins-Komplex
blau. Quarzporphyre und -Keratophyre | Gelbe, massig gebankte Quarzite |
| Braun-rote Quarzite und Schiefer | Obere Eleonorensee-Serie:
Kalkschiefer, Dolomite, Mergel | Eis |
| Metamorphe Serie von Harald Griegs Fjeld,
von Graniten und Pegmatiten durchadert | Untere Eleonorensee-Serie:
Schwarze, sandig-mergelige Schiefer | Schubflächen |