SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C. Avhandlingar och uppsatser N:o 528.

ÅRSBOK 46 (1952) N:o 4

DER GEOLOGISCHE BAU DES SULITELMA-SALOJAUREGEBIETES IN DEN NORDSKANDINAVISCHEN KALEDONIDEN

VON

G. KAUTSKY

With English summary

MIT IX TAFELN

Pris 15 kronor

STOCKHOLM 1953
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
530298

INHALT

Sid.

Zusammenfassung 5
Vorwort 9
Einführung 11
Die topographische Kartenunterlage 12
Frühere Untersuchungen 14

I. TEIL

Die grosse Sevedecke 19
Die Gesteine und ihre Lagerfolgen 20
a.) Pieskedecke 20
Das Gebiet südlich des Virijaure 20
Juronquarzit 20
Pieskekalk 21
Konglomerat-Sandsteinserie mit den fossilführenden Gesteinen des Sulitelmagebietes 27
Gerölle des Virijaurekonglomerates 35
Jägnafotuffit 37
Das Hangende des Jägnafotuffites 39
Das Gebiet nordöstlich des Virijaure 39
Die fossilführende Serie 46
Das Gebiet zwischen Salojaure und Vaisaluokta 55
Das Gebiet westlich der Seen Virijaure und Vastenjaure 59
b.) Vastendecke 67
Das Gebiet zwischen Sulitelma und Ålmajalosjägna 67
Effusive Grünsteinserie 67
Kalkmarmore 75
Serpentine und weisse Natrongranite 78
Serpentinkonglomerate 81
Das Gebiet zwischen Vastenjaure und Vaisaluokta 81
Sedimente innerhalb der Porphyrit-Amphibolitserie 85
c.) Salodecke 85
Amphibolglimmerschieferserie 86
Kalkmarmorserie 90
Serpentine, Natrongranite, Serpentinkonglomerate 91
d.) Gasakdecke 95
Deckschollen im Sulitelma-Ålmajalosjägnagebiet 96
Deckscholle zwischen Vastenjaure und Salojaure 108
Deckschollen um den Stuopik und Stupirjaure 108
Granitintrusionen 110
e.) Gesteinsserien zwischen dem Akkajaurekomplex und der Salodecke längs der norwegischen Grenze 110

Sid.
Die stratigraphische Stellung der Lagerfolgen in der grossen Sevedecke 115
Pieskedecke 118
Vastendecke 122
Salodecke 123
Gasakdecke 124
Tektonik 125
Der Bau der Pieskedecke 127
Der Bau der Vastendecke 129
Die Überschiebungsfläche zwischen Pieskedecke und Vastendecke 132
Der Bau der Salodecke 134
Die Überschiebungsfläche zwischen Salodecke und Vastendecke 135
Der Bau der Gasakdecke 136
Die Schubfläche der Gasakdecke 138
Anzeichen von takonischer? Faltung 139
Anzeichen von silurischer Faltung vor dem Deckenbau 142
Beziehungen zwischen Vulkanismus und Tektonik 143

II. TEIL

Akkajaurekomplex 146
Profil längs des Stora Lulevattnet zwischen dem Ostrand der Kaledoniden und der norwegischen Grenze 151
Die autochthone Hyolithuszone 151
Die allochthonen Gesteine 154
Der südliche Ast des Profils 159
Der Tysfjordgranit 162
Der nördliche Ast des Profils 164
Der Akkajaurekomplex längs der norwegischen Grenze 169
Die Sedimente des Akkajaurekomplexes an der norwegischen Grenze und Beweise für die sedimentäre Natur dieser Gesteine 173
Tektonik 177
Der Kontakt des Tysfjordgranits mit den überlagernden Sedimenten von Hyolithuszonetypus 180

III. TEIL

Die Überschiebungen im Untersuchungsgebiet und ihre Altersstellung 182
Die plastische Faltung 186
Ursachen der plastischen Faltung 191
Das Problem der dünnen Granitmylonitplatten an der Basis von Überschiebungsdecken 198
Die Erze des Sulitelmagebietes 201
Vergleiche mit der Geologie der anschliessenden Gebiete 205
Sulitelma 205
Tysfjord 208
Die geologische Geschichte des Untersuchungsgebietes 211
English summary 219
Angeführte Literatur 229
Errata 232

Tafel I—IV. Abbildungen 95—102.
Tafel V. Übersichtskarte
Tafel VI—IX. Profile
} In der Tasche am Schlusse des Buches.

Zusammenfassung.

Alle Gesteine des Sulitelma-Salojauregebietes sind kristallin. Sie gehören zwei grosstektonischen Einheiten an (Akkajaurekomplex und grosse Sevedecke), von denen jede für sich in eine Anzahl Decken gegliedert werden kann.

Die untere grosstektonische Einheit wurde Akkajaurekomplex benannt. Der Akkajaurekomplex wird aus einer Anzahl Decken aufgebaut, die aus archäischem Grundgebirge (meist Mikroklingranit) und diesem aufgelagerten Sedimenten von Hyolithuszonetypus bestehen. Diese Sedimente sind eokambrischen und kambrischen Alters. Sie wurden ausserhalb der Geosynklinale oder in ihren marginalen Teilen auf dem peneplanisierten, archäischen Grundgebirge abgelagert.

Die obere grosstektonische Einheit entspricht der grossen Sevedecke. Sie hat die unterliegenden Gesteine in einer gewaltigen, mindestens 250 km langen Überschiebung überfahren. Durch die Überschiebung wurden die obersten Teile des östlichen Kratogens, das aus archäischem Grundgebirge und dünnen aufgelagerten Sedimenten von Hyolithuszonetypus bestand, abgeschürft und teilweise in den Deckenbau miteinbezogen. Auf diese Weise entstand der Akkajaurekomplex.

Die grosse Sevedecke wurde in vier Decken gegliedert, die sich deutlich gegeneinander abgrenzen lassen. Die Sedimente der Decken enthalten reichlich intrusive Grünsteine und Effusiva. Sie werden als »westliches Kambrosilur» (Köli) bezeichnet und als Geosynklinalsedimente betrachtet.

Die unterste Decke (Pieskedecke) innerhalb der grossen Sevedecke enthält an ihrer Basis stellenweise Reste des archäischen Grundgebirges in Form von Mikroklingraniten. Sie werden normal von dem im Wesentlichen kambrischen Juronquarzit überlagert, auf dem der unterordovizische Pieskekalk liegt. Über dieser Serie liegt diskordant die Konglomerat-Sandsteinserie, in deren oberen Teilen an mehreren Stellen Fossile gefunden wurden, die auf ein oberordovizisches Alter der Gesteine hinweisen. Die oberen Teile der Konglomerat-Sandsteinserie enthalten reichlich intermediäre und saure Effusiva, die als Pillowlaven, Tuffe und Tuffite vorliegen und intensiv mit den fossilführenden Sedimenten wechsellagern. Vor der Ablagerung der Konglomerat-Sandsteinserie muss mit einer kräftigen tektonischen Phase gerechnet werden, die ein starkes morphologisches Relief erzeugt hat. Diese tektonische Phase wird an die Grenze zwischen Mittelordovizium und Oberordovizium (unter die Etage 4 c

des Oslogebietes) gestellt. Sie entspricht der Eknephase des Trondheimgebietes und ist mit der takonischen Faltung in Nordamerika korrelierbar. Oberhalb der Konglomerat-Sandsteinserie folgen oberordovizische Schiefer und das charakteristische Quarzitkonglomerat der Etage 5 b (Vojtjakonglomerat).

Auf der Pieskedecke liegt diskordant die Vastendecke. Sie enthält an der Basis spilitische, effusive Grünsteine (Porphyrit-Amphibolitserie), die von mächtigen Kalkmarmoren überlagert werden. In den Kalkmarmoren treten reichlich Serpentinkuppen, sowie sedimentäre Serpentinkonglomerate auf. Die Serpentinkonglomerate werden in die Etagen 3 c β und 3 c γ der Stratigraphie des Oslogebietes gestellt. Das Auftreten der Serpentinkonglomerate beweist, dass die Serpentine frühzeitig in die Geosynklinalsedimente eingedrungen sind, da sie bereits im unteren Ordovizium wieder abgetragen wurden. Daneben kommen in den Kalkmarmoren charakteristische, helle Natrongranite häufig als kleine Massive und Gänge vor, die die Kalkmarmore intim durchweben. Sie sind an die Nähe der Serpentine gebunden und scheinen mit diesen in genetischem Zusammenhang zu stehen. Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes liegt auf der Vastendecke die Salodecke. Ihre oberen Teile bestehen aus Kalkmarmoren mit Serpentinen, Natrongraniten und Serpentinkonglomeraten, die denen der Vastendecke vollständig gleichen. Unter den Kalkmarmoren liegen in der Salodecke jedoch keine effusiven Grünsteine, sondern eine einförmige, mächtige Glimmerschieferserie. Die Feldbeobachtungen zeigen, dass die Überschiebung der Salodecke auf die Vastendecke bedeutend früher als die anderen Überschiebungen erfolgt sein muss, da die Salodecke vor der Überschiebung der höheren Gasakdecke bereits zum grössten Teil wieder abgetragen worden war. Die Überschiebung der Salodecke auf die Vastendecke wird in die Eknephase unter der Etage 4 c gestellt.

Die höchste Decke ist die Gasakdecke, die mit den Jotundecken in Südnorwegen verglichen werden kann. Ihre Gesteine haben eine vollständig andere metamorphe Geschichte als die der anderen Decken durchgemacht. In ihr finden sich Reste von Hochtemperaturmineralen (Staurolith, Disthen, Oligoklas usw.), die später diaphtoretisch in niedriger temperierte Minerale (Glimmer, Epidot, Chlorit) umgewandelt wurden. Die tieferen Decken haben niemals einen höheren Metamorphosgrad als den jetzigen besessen, der hauptsächlich durch neugebildeten Epidot, Zoisit, Chlorit, Glimmer und manchmal Granat und Amphibol charakterisiert wird. Dies erklärt den Umstand, dass Fossilreste in der Pieskedecke noch jetzt erhalten sind. Die Gesteine der Gasakdecke haben z. T. ein gneisiges Aussehen. Ausserhalb des Untersuchungsgebietes liegen sie stellenweise als Migmatite vor. Die Lagerfolge der Decke besteht zuunterst aus Resten archäischer Mikroklingranite und Anorthosite, auf denen mit normalem Kontakt Konglomerate und Psammite liegen. Darüber folgen mächtige Graphitglimmerschiefer sowie intermediäre und saure Effusiva, die von Staurolithgranatglimmerschiefern und als höchstes Glied hellen Quarziten überlagert werden. Die Sedimentserie wird zeitlich mit der oberordovizischen Konglomerat-Sandsteinserie der Pieskedecke korreliert. Kambrische und unterordovizische Gesteine fehlen.

Es wird angenommen, dass der Deckenbau innerhalb der grossen Sevedecke in den wesentlichen Zügen bereits vorhanden war, als die grosse Sevedecke als Ganzes über ihre Unterlage gegen Ostsüdosten vorgetrieben wurde. Nach dieser *en bloc* Überschiebung der grossen Sevedecke hat im Gebiet an der norwegischen Grenze eine kräftige, teilweise isoklinale Faltung stattgefunden, die plastisch und ohne Zerreissungen vorsichgegangen ist. Sie hat sowohl den Tysfjordgranit als auch den Akkajaurekomplex und die grosse Sevedecke erfasst. Die Faltung gliedert das Gebiet in Antiklinalen und Synklinalen, Mulden und Kuppeln. Durch die Faltung sind an der norwegischen Grenze in den Antiklinalkulminationen tiefe tektonische Stockwerke entblösst. Der dort unter dem Akkajaurekomplex mehr als 5 000 m mächtig aufgeschlossene Tysfjordgranit wird als zwar jetzt stark kaledonisch deformierter (kaledonische Verschieferung), im Wesentlichen jedoch autochthoner, archäischer Grundgebirgsgranit aufgefasst. Er wird als ein Teil des östlichen Kratogens betrachtet, der durch die grosse Sevedecke überfahren wurde. Im Zusammenhang mit der intensiven plastischen Faltung war das Gebiet an der norwegischen Grenze einer Regionalmetamorphose unterworfen. Durch sie wurden die archäischen Granite und die sie überlagernden Sedimente umkristallisiert. Stellenweise wurden die Granite auch mobilisiert oder reaktiviert, so dass sie Intrusivkontakte gegen ihre hangenden Sedimente zu zeigen beginnen. Die Gesteine werden von Pegmatiten durchsetzt. In Gesteinen, die als Verwitterungsarkosen der archäischen Granite aufgefasst werden, haben sich Mikroklin, Albit, sowie auch dunkle Gemengteile auf eine solche Weise neugebildet, dass diese Gesteine in kaledonischer Zeit von Neuem granitisches Aussehen bekommen. Die plastische Faltung mit Palingenese alter Granite erinnert stark an die aus anderen Gebieten, u. a. den Appalachen in Nordamerika, beschriebenen »mantled domes». Die Intensität dieser Tektonik und Regionalmetamorphose nimmt von der Reichsgrenze gegen Osten schnell ab.

Vorwort.

Im Jahre 1945 begann die Boliden Grubengesellschaft im Sulitelma-Salojauregebiet an der norwegischen Grenze in Norrbotten zu prospektieren. Ich hatte die Aufgabe bekommen, in so kurzer Zeit als möglich die geologische Unterlage für die Prospektierungsarbeiten in Form einer stratigraphischen und tektonischen Karte über diese bisher wenig bekannten Gebiete zu schaffen. Die geologische Aufnahme wurde in zusammen 5 Monaten in den Sommern 1945, 1946 und 1947 ausgeführt. Meine Feldarbeiten liefen parallel den gleichzeitigen Prospektierungsarbeiten und passten sich deren Anforderungen an. Aus diesem Grunde ist das Gebiet recht ungleichmässig aufgenommen. Vom Prospektierungsgesichtspunkt wichtige Teile wurden sehr ins Einzelne gehend kartiert, während andere Gebiete, teilweise von grossem geologischen Interesse, nur wenig begangen werden konnten. Rein wissenschaftliche Gesichtspunkte und Wünsche mussten manchmal zurückgestellt werden, um die praktisch geologischen Forderungen zu berücksichtigen, für die der tektonische Bau und die stratigraphischen Hauptzüge eines grösseren Gebietes wichtig waren. Zeitraubende Detailuntersuchungen interessanter geologischer Probleme konnten nur in wenigen Fällen durchgeführt werden.

Im Sommer 1952 verwendete ich einige Wochen für komplettierende Kartierungen im Virijauregebiet. Dabei konnte eine Reihe von Annahmen, die während der Ausarbeitung des früher eingesammelten Materials gemacht wurden, bestätigt werden. An keiner Stelle war es notwendig, die 1945—1947 gewonnenen Auffassungen zu ändern.

Anlässlich dieses erneuten Besuches im Sulitelmagebiet hatte ich unter der Führung des Chefs der Sulitelmagruben, Bergingeniör Einar Tröften, sowie des Bergingeniörs A. Okkenhaug und des Markscheiders Olsson während einiger Tage Gelegenheit, mehrere der Kiesgruben von Sulitelma eingehend über und unter Tage zu studieren. Für die Hilfe, die mir gewährt wurde, und die interessanten Diskussionen, die mein Wissen über diese Gruben stark bereichert haben, möchte ich den oben genannten Herren an dieser Stelle meinen herzlichen Dank ausdrücken.

Die Bearbeitung des eingesammelten Materials wurde im Mineralogischen Institut der Stockholms Högskola unter der Leitung von Herrn Professor Percy Quensel begonnen und später an der schwedischen geologischen Landesanstalt (Sveriges geologiska undersökning) abgeschlossen. Professor Percy Quensel und dem Oberdirektor der Landesanstalt N. H. Magnusson möchte ich für die Arbeitsmöglichkeiten, die mir an ihren Instituten geboten

wurden, herzlich danken. Zu grossem Dank bin ich ferner Direktor SVEN SCHWARTZ und Direktor BERTIL NORÉN der Boliden Gruv-AB, sowie dem Chefgeologen Dr. ERLAND GRIP verpflichtet, die mir die Veröffentlichung des der Boliden Gruv-AB gehörigen Materials gestattet haben. Professor F. WICKMAN hat mir in liebenswürdiger Weise im Naturhistorischen Reichsmuseum in Stockholm aufbewahrtes Vergleichsmaterial zur Verfügung gestellt. Meinen besonderen Dank möchte ich an dieser Stelle auch meinem Vater Dr. FRITZ KAUTSKY, meinem Freund Dr. OTTO MEIER und vielen ungenannten Kollegen aussprechen, die mir auf die eine oder andere Weise während der Bearbeitung des Materials und der Redigierung der Arbeit behilflich waren.

Einführung.

Das untersuchte Gebiet wird aus zwei vollständig verschiedenen Bauelementen aufgebaut. Die tieferen Bauteile, die besonders im Norden der Karte und an der norwegischen Grenze aufgeschlossen sind, bestehen aus zum östlichen Kratogen der skandinavischen Kaledoniden gehörenden, archäischen Graniten und Syeniten, die von Sedimenten von Hyolithuszonetypus überlagert werden. Über diesen Gesteinskomplex sind in mehrere Schubmassen gliederbare orogene Sedimente, das sogenannte westliche Kambrosilur, »die grosse Sevedecke» («Amphibolitdecke» nach Hamberg 1910) überschoben. Die Überschiebung hat gewaltige Ausmasse. Es wird mit Schubweiten von mehreren hundert Kilometern gerechnet. Das westliche Kambrosilur unterscheidet sich faziell recht stark von den Sedimenten von Hyolithuszonetypus. Auch innerhalb der grossen Sevedecke kommen als Gerölle in Konglomeraten und an der Basis von Überschiebungsmassen als archäisch angesehene Granite vor, die den Graniten des östlichen Kratogens ähnlich sind.

Durch die Überschiebung der grossen Sevedecke über das Kratogen wurden die Sedimente von Hyolithuszonetypus und die obersten Teile der sie unterlagernden archäischen Granite stellenweise abgeschürft und deckenartig übereinandergeschoben, so dass auch die auf dem Kratogen abgelagerten Sedimente von Hyolithuszonetypus im untersuchten Gebiet Deckenbau zeigen (Akkajaurekomplex).

Während einer späteren tektonischen Phase sind die westlichsten Teile des untersuchten Gebietes plastisch gefaltet worden, wobei kuppelförmige Strukturen entstanden, in deren Mitte kaledonisch deformierte Teile des östlichen Kratogens aufgeschlossen sind. Die plastische Faltung hat alle übereinanderliegenden Bauglieder des Gebietes deformiert. Gleichzeitig mit dieser plastischen Faltung wurden die Gesteine von einer kräftigen Regionalmetamorphose betroffen. Die Gesteine mit hohem Feldspat- und Quarzgehalt sind in Zusammenhang damit umkristallisiert und es kommt zur Neubildung von Mikroklin und Plagioklas. In dieser Zone sind stellenweise palingene Erscheinungen zu beobachten.

Die grosse Sevedecke wurde anfänglich als tektonische Einheit betrachtet. Sobald jedoch ein regionaler Überblick über die Verteilung der Gesteine gewonnen worden war, konnte diese Auffassung nicht länger aufrechterhalten werden. Es zeigte sich nämlich, dass gewisse Gesteinsserien, unter denen die mächtigen Kalkmarmore und die als Effusiva erkannten Gesteine die Haupt-

rolle spielen, sich mehrmals wiederholten und bei Annahme einer normalen Lagerung in sehr verschiedenen stratigraphischen Niveaus befinden müssten. Weiter ergab sich, dass der Lagerfolge nach ähnliche Gesteinsserien in den verschiedenen stratigraphischen Niveaus eine recht verschiedene Geschichte hinsichtlich ihrer Metamorphose aufweisen. U. a. haben die obersten Gesteinsserien den höchsten Metamorphosgrad. Es war deshalb notwendig, von den bisher üblichen Auffassungen über Stratigraphie und Tektonik der »Kölizone» abzugehen und die grosse Sevedecke in eine Reihe von Decken zu gliedern, um eine befriedigende stratigraphische und tektonische Auflösung zu erreichen. Es zeigte sich, dass die zu Beginn der Untersuchungen als Arbeitshypothese durchgeführte Gliederung im Verlaufe der fortschreitenden Kartierung beibehalten werden konnte. Sie wurde durch das Auffinden von Ruschelzonen und Mylonitzonen an den Deckengrenzen, sowie durch das diskordante Abschneiden von Gesteinskomplexen durch Schubflächen weiter unterbaut.

Die im deutschen Text als »Serie» bezeichneten geologischen Einheiten entsprechen nach der amerikanischen Nomenklatur den Begriffen »formation» und »group of strata».

Die topographische Kartenunterlage.

Das untersuchte Gebiet liegt zwischen 67° und 68° nördl. Breite und 16°-17° östl. Länge von Greenwich. Seine Lage in Skandinavien wurde auf Abb. 1 anschaulich gemacht. Diese Gegenden sind schwer zugänglich und unbewohnt. Die Untersuchungen wurden vom Zeltlager aus durchgeführt. Die nächsten Siedlungen auf der schwedischen Seite der Grenze liegen am östlichen Rand der Kaledoniden, ca. 60 km östlich des untersuchten Gebietes.

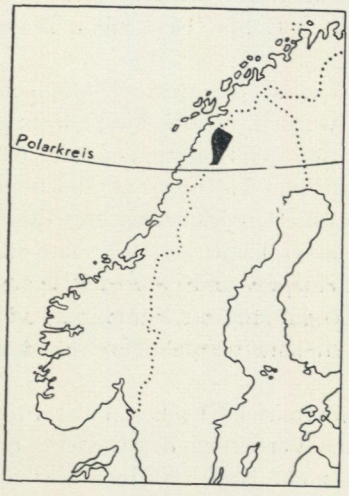


Abb. 1. Die Lage des Untersuchungsgebietes.

Als Grundlage für die geologische Aufnahme wurde eine Vergrösserung im Masstab 1 : 100 000 von Teilen der Kartenblätter Staika, Sulitelma und Akka der schwedischen Generalstabskarte 1 : 200 000 verwendet, die jetzt als Unterlage der geologischen Karte im Masstab 1 : 150 000 reproduziert ist. Diese topographischen Kartenblätter sind recht alt und für eine genaue geologische Kartierung unzureichend. Die auf den Karten dargestellten Konturen der Berge und Seen stimmen häufig mit den tatsächlich vorhandenen Verhältnissen nicht überein. Positionsfehler von mehreren Kilometern sind auf den Kartenblättern keine Seltenheit. Auch die Lage markanter, auf der Karte eingezeichneter Geländepunkte zueinander ist oft fehlerhaft. Besonders mangelhaft ist die topographische

Unterlage zwischen Pieskejaure und Virijaure. Im ganzen Gebiet um den Ålmajalosjägna wird die Orientierung durch die in keiner Weise mit der Wirklichkeit übereinstimmende Morphologie der Kartenunterlage erschwert. Zwischen dem Ålmajalosjägna und dem Kappajaure befindet sich z. B. ein tiefes, in NS Richtung verlaufendes Tal mit vielen Seen von ansehnlicher Grösse, durch das die mächtigen, auf der geologischen Karte eingezeichneten Kalkmarmore streichen. Dieses Tal wird von dem Tal in dem der Kappajaure liegt, durch eine über 1 000 m hohe Gebirgskette getrennt, die aus effusiven Grünsteinen und Serpentinen, sowie verschiedenen Glimmerschiefern aufgebaut wird.

Auf dem Blatt Akka ergaben sich bei der Kartierung längs der norwegischen Grenze Schwierigkeiten, da auf der Karte ausgeschiedene morphologische Züge, die auch im Gelände deutlich hervortreten, eine unrichtige Lage gegenüber der norwegischen Grenze einnehmen. Dies wird besonders am Njallojaure und Katamurri deutlich, wo die über dem Tysfjordgranit liegenden Sedimente von Hyolithuszonetypus einen Steilabfall gegen den westlich davon liegenden Tysfjordgranit bilden. Durch solche Fehler der topographischen Unterlage bedingt, stimmt die von mir gezeichnete Karte an der norwegischen Grenze stellenweise nicht ganz mit den geologischen Karten Foslies überein, der das Gebiet westlich der norwegischen Grenze mit Unterlage von norwegischen topographischen Kartenblättern aufgenommen hat.

Durch die mangelhafte topographische Unterlage ergaben sich beim Eintragen geologischer Beobachtungen in die Karte eine Reihe technischer Probleme. Als Fixpunkte bei der Einzeichnung der Beobachtungen wurden hauptsächlich Berggipfel, Ausflüsse von Seen, grössere Flüsse und Bäche, sowie die norwegische Grenze verwendet. Konsequent wurde versucht, den Verlauf der verschiedenen geologischen Horizonte den tatsächlichen Verhältnissen entsprechend und zueinander richtig einzuzeichnen. Auf die auf der topographischen Kartenunterlage unrichtig dargestellte Morphologie konnte deswegen manchmal keine Rücksicht genommen werden. Dadurch wird der Verlauf der geologischen Horizonte in Beziehung zur Morphologie, wie sie auf der Karte aufscheint, teilweise eigentümlich und schwer verständlich.

In Wirklichkeit wird die Morphologie des Gebietes jedoch in sehr starkem Grad durch den geologischen Bau beeinflusst. Horizonte mit härteren und widerstandsfähigeren Gesteinen lassen sich morphologisch oft viele Kilometer weit in den Bergflanken als hervorstehende Rippen verfolgen, während Horizonte mit weichen, leichter erodierbaren Gesteinen, wie z. B. der Pieskekalk, Talmulden bilden. Auf den Panoramabildern ist die Abhängigkeit der Morphologie vom geologischen Bau gut sichtbar. Auf einer Karte mit genauerer Topographie würde eine gute Übereinstimmung zwischen Geologie und Morphologie zu erkennen sein.

Alle in dieser Arbeit angeführten Lokalnamen wurden den schwedischen Generalstabskartenblättern im Masstab 1 : 200 000 entnommen. Diese Namen sind teilweise nicht richtig und wurden später auf vielen Turistkarten und Karten in kleinerem Masstab verbessert. Ich nahm auf diese Verbesserungen

keine Rücksicht, um den Vergleich mit den allgemein zugänglichen Kartenblättern im Masstab 1 : 200 000 nicht zu erschweren.

Die meisten Namen sind lappländisch. Um das Auffinden der angeführten Lokale zu erleichtern, gebe ich unten eine Übersetzung der Bedeutung der am gewöhnlichsten vorkommenden lappländischen Endungen.

..... jaure	= See	..... tjåkko	= steiles Gebirgsmassiv mit ewigem Schnee
..... luokte	= Bucht		
..... njarka	= Halbinsel	..... pakte	= Steilwand
..... jokk	= Fluss	..... vare	= Gebirgsrücken, niedrig
..... jägna	= Gletscher	..... åive	= runder Berg

R. r. 247 = Riksröset 247
= Grenzstein 247

Die geologische Karte ist in erster Linie eine stratigraphische Karte. Das bedeutet, dass petrographisch gleichartige Horizonte, die eine verschiedene Stellung in den Lagerfolgen einnehmen, also nicht gleichaltrig sind, auf der Karte mit verschiedenen Bezeichnungen versehen wurden. Weiters wurden ganze Gesteinskomplexe mit intensiver Wechsellagerung von petrographisch sehr verschiedenartigen Gesteinen (Kalk, Konglomerat, Dolomit, Grauwacken, Sandsteine, verschiedene Phyllite und Effusiva) mit einer gemeinsamen Bezeichnung versehen, da sie im Wesentlichen gleichaltrig sind und bei der raschen Wechsellagerung auf der Karte kein richtiges Bild der Verteilung der Gesteine im Feld gegeben werden kann. Soweit als möglich wurden aber die Gesteine auch petrographisch gegliedert. Um jedoch das stratigraphische und tektonische Bild nicht zu beeinträchtigen, wurden dieselben Horizonte, die an verschiedenen Stellen der Karte in derselben tektonischen Einheit verschiedene Grade der Metamorphose zeigen, mit derselben Bezeichnung versehen. Bei der Beschreibung der einzelnen Teilgebiete wurden diese Unterschiede jedoch im Text hervorgehoben. In verschiedenen Schubmassen auftretende Gesteine, die als gleichaltrig betrachtet werden, wurden auf der Karte soweit als möglich mit ähnlichen Bezeichnungen versehen.

Frühere Untersuchungen.

Das Sulitelmagebiet hat frühzeitig durch seine Schwefelkiesvorkommen Interesse erregt und wurde deswegen von zahlreichen Geologen besucht. Da die Erze auf der norwegischen Seite der Grenze liegen und das Gebiet von Norwegen aus bedeutend leichter als von Schweden zugänglich ist, wurden hauptsächlich die norwegischen Teile des Gebietes geologisch untersucht. Eine erschöpfende Liste der Veröffentlichungen bis 1925 wurde von Th. Vogt (1927) in seiner grossen Monographie über das norwegische Sulitelmagebiet gegeben.

Die ersten mehr umfassenden geologischen Untersuchungen in den von mir kartierten Gebieten hat F. Svenonius ausgeführt. Die Ergebnisse sind in einer

Reihe von Schriften von 1883 bis 1916 niedergelegt. Zwei dieser Veröffentlichungen sind von geologischen Karten begleitet, von denen die ältere aus dem Jahre 1900 im Masstabe 1 : 500 000 das Gebiet nördlich und nordöstlich des Sulitelmamassives umfasst, während die andere Karte von 1916 im Massstabe 1 : 400 000 eine Übersicht über die Kalkvorkommen auf dem Kartenblatt Sulitelma gibt. Auf der Karte von 1900 hat Svenonius eine grobe petrographische Gliederung der Gesteine gegeben, die ein Bild über die Verteilung der verschiedenen Gesteinstypen des Gebietes vermittelt. Svenonius' Arbeiten enthalten zahlreiche wertvolle Einzelbeobachtungen und für die Deutung des geologischen Baues längs des St. Lulevatten wichtige Profile. Naturgemäss mussten Svenonius' Begehungen wegen der Unzugänglichkeit des Gebietes den Charakter von Expeditionen bekommen, wodurch eine Gesamtauffassung über die geologischen Zusammenhänge erschwert wurde. Über grosse Teile wurden keinerlei geologische Beschreibungen veröffentlicht.

Zwischen 1894 und 1900 hat Hj. Sjögren[1] die Resultate seiner für die Grubengesellschaft in Sulitelma ausgeführten Detailuntersuchungen in mehreren Arbeiten veröffentlicht, deren letzte eine geologische Karte des norwegischen Teiles des Sulitelmagebietes im Masstab 1 : 75 000 enthält. Sjögren hat mit seinen Arbeiten die Grundlagen der Stratigraphie und Petrographie der Umgebung des Grubengebietes geschaffen. Die späteren Veröffentlichungen enthalten nur geringfügige Änderungen der Resultate Sjögrens. Seine geologische Karte ist äusserst reich an Einzelheiten. Leider haben sich Sjögrens Untersuchungen ausschliesslich auf den norwegischen Teil des Sulitelmagebietes beschränkt. Im Verlauf dieser Untersuchungen wurden von v. Schmalensée in der Nähe der Reichsgrenze, am Berg Lairo, Fossilien (Enkriniten) gefunden, die ein ordovizisch-silurisches Alter der dort anstehenden Schieferserie beweisen.

Gleichzeitig mit Sjögren hat P. J. Holmquist[1] Teile des schwedischen Sulitelmagebietes mit seiner Umgebung untersucht und seine Ergebnisse mit einer Karte im Masstab 1 : 500 000 im Jahre 1900 veröffentlicht. Holmquists regionale Untersuchungen haben für die Stratigraphie und Tektonik des Gebietes grosse Bedeutung. Er hat als erster in diesem Gebiet versucht, abnorme Überlagerungen und Wiederholungen derselben Horizonte durch Überschiebungen zu erklären. Holmquists Karte ist, abgesehen von einem kleinen von Th. Vogt (1927) publizierten Gebiet, die einzige Karte über den Südteil der jetzt neuaufgenommenen Gegend.

In den darauffolgenden Jahren wurden keine Beobachtungen aus dem Untersuchungsgebiet veröffentlicht. Inspiriert durch Törnebohms Ideen von langen Überschiebungen in den Kaledoniden gibt jedoch Hamberg 1910 und 1915 eine grossartige Synthese seiner Vorstellungen über den Bau des Sarekgebietes. Hamberg scheidet das östliche Kambrosilur (Hyolithuszone) am Gebirgsrand im Osten, die »Syenitdecke», eine hauptsächlich aus Syeniten bestehende Schubmasse oberhalb des östlichen Kambrosilurs, und die Amphi-

[1] Auf diese Arbeiten wird auf S. 205 ff. genauer eingegangen.

bolitdecke aus, die der grossen Sevedecke entspricht. Hambergs Arbeiten und die durch sie hervorgerufenen Diskussionsbeiträge in Geologiska Föreningens Förhandlingar haben stark zur Klärung der tektonischen Verhältnisse am östlichen Gebirgsrand in Norrbotten beigetragen.

1916 beschrieb G. Holmsen das Gebiet auf der norwegischen Seite nördlich des Sulitelma und gab zusammen mit J. Rekstad eine Übersichtskarte im Masstab 1 : 200 000 (Kjerringöy og Sörfolden) dieses Gebietes. Die südliche Fortsetzung dieser Karte (das norwegische Sulitelmagebiet miteinbegriffen) wurde mit einer Beschreibung 1917 von Holmsen und Rekstad publiziert.

1918 veröffentlichte Rekstad eine Beschreibung mit Karte im Masstab 1 : 200 000 über das Folla-Tysfjordgebiet, auf der die Granitkuppeln aus Tysfjordgranit gut zu erkennen sind.

1927 wurde von Th. Vogt[1] eine Monographie über das norwegische Sulitelmagebiet veröffentlicht. In dieser Arbeit sind die Resultate der früheren Untersuchungen zusammengestellt und durch zahlreiche eigene Beobachtungen vermehrt. Die vorkommenden Gesteine sind petrographisch beschrieben. Die Arbeit bildet die Grundlage für die Darstellung der südwestlichsten Teile des von mir untersuchten Gebietes. Vogt fand u. a. weitere, besser bestimmbare Fossilien und beschreibt einige Übersichtsbegehungen aus dem schwedischen Teil des Gebietes. Er hat als erster die Granitkonglomerate der Konglomerat-Sandsteinserie aus dem Virijauregebiet beschrieben und mehrere Profile durch die Lagerfolgen auf der schwedischen Seite der Grenze veröffentlicht. Die grossen Unterschiede im Metamorphosgrad in räumlich nahe beisammen liegenden Gesteinsserien werden von ihm durch Beeinflussung des Sulitelmagabbros erklärt, der nach ihm auf die umgebenden Gesteine eine stark metamorphosierende Wirkung ausgeübt hat.

1929 wurde von Rekstad die geologische Generalkarte »Salta» im Masstab 1 : 250 000 mit einer Beschreibung veröffentlicht. Diese Karte ist eine Zusammenfassung der Arbeiten und Karten Holmsens und Rekstads aus den Jahren 1916—1918 über die westlich an mein Untersuchungsgebiet grenzenden norwegischen Gegenden.

Abgesehen von dieser Zusammenstellung Rekstads und einer Reihe kleinerer Arbeiten über die Erzgruben in Sulitelma wurden nach Th. Vogts Monographie des Sulitelmagebietes bis 1941 keine geologischen Beobachtungen über das Sulitelma-Salojauregebiet veröffentlicht.

Im Jahre 1941 beschrieb S. Foslie das Kartenblatt Tysfjord und 1942 die Kartenblätter Linnajavrre und Hellemobotn, die im Masstab 1 : 100 000 herausgegeben sind. Diese Kartenblätter sind ungewöhnlich reich an Einzelheiten. Sie schliessen an den nördlichen Teil des Sulitelma-Salojauregebietes an. Foslie hat die Ostgrenze des Tysfjordgranits auch auf schwedischem Gebiet aufgenommen. Die Arbeiten enthalten u. a. eine petrographische Beschreibung des Tysfjordgranits und der mächtigen über ihm liegenden Glimmerschieferserien mit bedeutenden Kalkeinlagerungen. Zahlreiche Profile veranschaulichen

[1] Auf die Arbeit wird auf S. 205 ff. genauer eingegangen.

den geologischen Bau der Gegend westlich der norwegischen Grenze. Der Tysfjordgranit wird von ihm als kaledonisches Intrusiv gedeutet. Ein Vergleich von Foslies Ergebnissen mit den Resultaten meiner Untersuchungen wird auf S. 208 ff. durchgeführt.

Im selben Jahr veröffentlichte Th. Vogt (1941) einen Aufsatz (Vortragsreferat) über die Geologie des Narvik-Ofotengebietes, der für die Auffassung der Stellung der Granite und die Deutung der Tektonik in den nördlichen Teilen der Kaledoniden äusserst bedeutungsvoll ist. In dieser Arbeit und der auf Th. Vogts Vortrag folgenden Diskussion wurde ein archäisches Alter des Tysfjordgranits wahrscheinlich gemacht. U. a. wurde auch angeregt, das intrusive Auftreten der westlichen Granite gegenüber ihrem sedimentären Hangenden durch kaledonische Palingenese eines alten, archäischen Grundgebirgsgranits zu erklären.

1946 veröffentlichte ich eine vorläufige Mitteilung über Resultate der bis dahin ausgeführten Feldbegehungen. In ihr wurden vor allem der Bau des Akkajaurekomplexes und die Verhältnisse an der norwegischen Grenze mit plastischer Faltung und kaledonischer »Mobilisierung» der archäischen Granite beschrieben. Der komplizierte Deckenbau der grossen Sevedecke wurde nur angedeutet.

1947 veröffentlichte ich einen Zusatz zu der vorläufigen Mitteilung mit einem schematischen Profil durch die Kaledoniden vom Gebirgsrand im Osten längs des Tales des St. Lulevatten (Akkajaure) bis zum Atlantischen Ozean.

Im Jahre 1946 begann Sveriges geologiska undersökning mit einer regionalen Kartierung des norrbottnischen Anteiles der Kaledoniden. Der Leiter dieser Arbeiten O. Kulling[1] veröffentlichte 1947 zwei Arbeiten in Form von Vortragsreferaten, die den nördlichen Teil des von mir untersuchten Gebietes berühren. 1948 und 1950 wurden weitere Aufsätze von Kulling veröffentlicht, die teilweise eingehender auf die Stratigraphie und Tektonik des von mir aufgenommenen Gebietes eingehen und in denen Korrelationen mit den Lagerfolgen der von Foslie westlich der norwegischen Grenze untersuchten Gebiete aufgestellt werden.

Kulling fand im Gebiet östlich des Vastenjaure und südlich des Låtats teilweise dem Genus nach bestimmbare Fossilreste. Ferner konnte er nachweisen, dass in diesem Gebiet auftretende Eruptiva zumindest teilweise als Effusiva aufzufassen sind, da sie Pillowlavastrukturen zeigen. Die Arbeiten enthalten ausserdem einen Vergleich der Lagerfolge im Gebiet östlich des Vastenjaure mit dem Björkvattnet-Virisengebiet in Västerbotten. Nach diesem Vergleich wird für grössere Teile der Gesteine in der Gegend östlich des Vastenjaure ein silurisches Alter angenommen. Viele der tektonischen Deutungen Kullings wurden in Diskussionsbeiträgen von Asklund und dem Verfasser starker Kritik ausgesetzt.

1949 wurde von F. Kautsky ein Aufsatz über den Bau der grossen Sevedecke südlich des von mir kartierten Gebietes veröffentlicht, in dem der Bau der

[1] Der Inhalt der Arbeiten wird auf S. 53 ff. und 116 ff. ausführlicher behandelt.

untersten Teile der grossen Sevedecke dargelegt wird. U. a. wird gezeigt, dass in diesem Gebiet archäisches Grundgebirge innerhalb der grossen Sevedecke nicht nur in Form von Graniten, sondern auch als Granatglimmerschiefer vorliegt.

Im selben Jahr publizierte ich einen Aufsatz, in dem die typischen Horizonte des Sulitelmagebietes mit teilweise durch Fossilien datierten Horizonten in Lagerfolgen anderer Gebiete des östlichen und westlichen Kambrosilur verglichen und korreliert wurden.

Du Rietz' Resultate der Neuaufnahme des Gebietes um das Nasafjäll, in dem ähnliche Verhältnisse wie im untersuchten Gebiet herrschen, wurden ebenfalls im Jahre 1949 veröffentlicht.

1952 veröffentlichten F. Kautsky & F. Tegengren eine Beschreibung des Tuoddarjauregebietes im Südteile des Sjangelifensters. In dieser Arbeit werden Vergleiche der geologischen Verhältnisse im nördlichen Norrbotten mit dem von mir beschriebenen geologischen Bau im Sulitelma-Salojauregebiet und längs des St. Lulevatten durchgeführt.

N. Marklund hat in einer Veröffentlichung 1952 die geologischen Verhältnisse in den tieferen Teilen der grossen Sevedecke südlich des Nasafjäll gedeutet. Die Lagerfolge weist dort grosse Ähnlichkeiten mit der Lagerfolge der Pieskedecke im Sulitelma-Salojauregebiet auf.

I. TEIL

Die grosse Sevedecke.

Diese tektonische Grosseinheit, die der Amphibolitdecke Hambergs (1910) entspricht, wird im untersuchten Gebiet in vier verschiedene Schubmassen gegliedert, die ich von der untersten zur obersten folgendermassen benenne: Pieskedecke, Vastendecke, Salodecke, Gasakdecke. Die Namen wurden nach den grossen Seen Pieskejaure, Vastenjaure, Salojaure und Gasakjaure gegeben, die im Bereiche der genannten Decken liegen. Die Schubmassen können durch Unterschiede in der Gesteinsparagenese und im Verlauf der Metamorphose ihrer Gesteine, hauptsächlich aber durch ihre räumliche Lage zueinander, beinahe überall klar gegeneinander abgegrenzt werden.

Die Decken bestehen aus kristallinen Schiefern und Kalken mit reichlich vorkommenden intrusiven Grünsteinen, Effusiven, kaledonischen Graniten und teilweise Resten von archäischen, mylonitisierten Basalgraniten. Die Gesteine der verschiedenen Decken haben im Grossen und Ganzen jetzt ein einheitliches metamorphes Gepräge (Grünschieferfazies und teilweise Albit-Epidot-Amphibolitfazies). Die Mineralparagenese wird durch die neugebildeten Minerale Chlorit, Epidot, Zoisit und Klinozoisit, Biotit, Muskowit und Hornblende charakterisiert. Teilweise tritt als Neubildung auch Granat auf. Wenn auch die Gesteine in den verschiedenen Decken heute ein einheitliches metamorphes Gepräge aufweisen, so war doch der Ablauf der Metamorphose, der sie unterworfen waren, sehr verschieden. Unter den kristallinen Schiefern sedimentärer Herkunft können zwei extrem gegensätzliche Gruppen sofort unterschieden werden.

a) *Fossilführender Komplex.* Innerhalb der höheren Teile der untersten Schubmasse (Pieskedecke) wurden an verschiedenen, weit voneinander entfernten Stellen Fossilfunde gemacht. Reichliche Neubildungen von Chlorit, Zoisit und teilweise auch Biotit, sowie an einigen Stellen Granat, wurden in den umgebenden Gesteinen beobachtet. Es ist klar, dass dieser Gesteinskomplex niemals einen wesentlich höheren Metamorphosgrad als den jetzt vorliegenden besessen haben kann, da die Fossilreste sonst unmöglich hätten erhalten bleiben können.

b) *Glimmerschiefer mit deutlichen Spuren von rückläufiger Metamorphose.* Solche Gesteine sind im untersuchten Gebiet allgemein innerhalb der höchsten Schubmasse (Gasakdecke) anzutreffen. Die dort auftretenden Glimmerschiefer enthalten häufig Reste von Granat, Staurolith und Disthen, die meistens stark in Glimmer und Chlorit umgewandelt sind. Ausserdem kommen ebenfalls stark

umgewandelte, neugebildete Oligoklase allgemein vor. Oft sind von den ursprünglichen Hochtemperaturmineralen nur noch kleine Reste innerhalb einer Glimmer-Chloritmasse erhalten, die jedoch noch die typischen Kristallkonturen des ursprünglichen Minerals besitzt. Glimmerwirbel zeigen eine Rotierung der Hochtemperaturminerale nach ihrer Bildung an. Die Gesteine waren einer kräftigen Durchbewegung ausgesetzt. Sie waren einmal bedeutend höher metamorph (Amphibolitfazies) und haben durch spätere Diaphtorese ihren jetzigen, schwächeren Grad der Metamorphose erhalten.

Die beiden mittleren Decken (Vastendecke und Salodecke) schliessen sich hinsichtlich des Grades der Metamorphose enger an die Pieskedecke als an die Gasakdecke an. In allen Decken treten lokal Neubildungen von Granat auf.

Die Gesteine und ihre Lagerfolgen.

a.) Pieskedecke.

Die Pieskedecke ist die tiefste Schubmasse im kartierten Gebiet. Sie nimmt den Ostteil der Karte ein, kommt jedoch auch im Westen an der norwegischen Grenze, sowie an der Nordbegrenzung der Karte unter den tektonisch höher liegenden Schubmassen zum Vorschein.

In den Gesteinen dieser Decke wurden an mehreren Stellen Fossilfunde gemacht, die beweisen, dass zumindest die höheren Teile dieser Decke aus kambrosilurischen Gesteinen aufgebaut sind.

Das Gebiet südlich des Virijaure.

Juronquarzit.

In der Gegend des Pieskejaure bestehen die tiefsten Teile der Pieskedecke aus blendend weissen, gut gebankten und gebänderten Quarziten und Feldspatquarziten von bedeutender Mächtigkeit. Im Bereich der Karte stehen diese Gesteine am Nordufer des Pieskejaure und zwischen den Bergen Talput, Kani und Kirau an. Sie wurden ausserhalb der Karte gegen Osten bis zum Jägnajaure in gleicher Ausbildung beobachtet.

Der Quarzit enthält ausser Quarz etwas Mikroklin und seltener etwas Glimmer, sowie sparsam kleine Granaten, die im Feld oft nur unter der Lupe erkennbar sind. Auf den Schichtflächen liegen dünne Glimmerbeläge. Einlagerungen von meist nur 1—2 cm mächtigen Granatglimmerschieferbändern sind häufig. Diese enthalten oft Quarzlinsen. In den mächtigeren Granatglimmerschieferbändern wurden an einigen Stellen intrusive, grobkörnige, gabbroide Grünsteine angetroffen. Sie treten als Klumpen mit oft über hundert Meter Diameter auf und heben sich morphologisch deutlich von den geschichteten Sedimentgesteinen ab. Der mächtigste dieser intrusiven Grünsteine im Gebiet der Karte baut den Gipfel des Kani auf. Die Quarzitserie ist beinahe vollständig kalkfrei. Auch schwarze, graphithaltige Glimmerschiefer wurden in der Serie nicht beobachtet.

Gegen Südwesten wurde der Juronquarzit auf einer Übersichtsbegehung in die Gegend östlich des Mavasjaure und in das Ikisjauregebiet verfolgt. An Mineralneubildungen kommen dort stark chloritumgewandelter Biotit und Epidot vor, während Neubildungen von Granat fehlen. Im Ikisjauregebiet wurde der Juronquarzit von F. Kautsky (1949) näher untersucht und beschrieben. Nach ihm wird die Quarzitserie dort gegen unten feldspatreicher. Die tiefsten Teile der Serie werden aus arkosenartigen Feldspatquarziten aufgebaut, die durch einen hohen Gehalt an Mikroklin zartrosa gefärbt sind. Die Serie liegt mit normalem Kontakt auf archäischem Grundgebirge, welches teilweise aus mylonitisiertem Mikroklingranit, teilweise aus Granatgneis besteht.

Im Pieskejauregebiet geht die Juronquarzitserie gegen oben langsam in eine Glimmerschiefer-Kalkmarmorserie, den Pieskekalk, über. An der Grenze zwischen den beiden Serien herrscht sich wiederholende Wechsellagerung von Kalkmarmorbänkchen, Glimmerschiefern und Quarziten, die dem Juronquarzit gleichen. Die Grenze zwischen den einzelnen Quarzitbänkchen und den anderen Sedimenten ist immer recht scharf. Die Lagerungsverhältnisse an der Grenze zwischen dem Juronquarzit und dem Pieskekalk mit sich wiederholender Wechsellagerung der verschiedenen Gesteinstypen zeigen, dass der Pieskekalk den Juronquarzit normal überlagert. Neugebildeter Granat wurde hier, sowie auch in den obersten Teilen des Juronquarzits nicht mehr beobachtet.

Im Utse Varvek, nördlich des Pieskejaure, treten an der östlichen Begrenzung der Karte innerhalb des Pieskekalkes feldspatquarzitische Gesteine auf. Sie haben sandiges Korn und sind stark muskowit-serizitumgewandelt. In ihnen kommt auch etwas neugebildeter Amphibol, sowie Chlorit vor. Die Gesteine bestehen hauptsächlich aus Quarz, bemerkenswert viel Mikroklin und etwas Plagioklas. Durch die Art der Umwandlung bedingt, sind grünliche Farbtöne vorherrschend.

Die Kontakte des Feldspatquarzits gegen den umgebenden Pieskekalk sind deutlich sekundär. Besonders im Liegenden des Feldspatquarzits sind die Gesteine an der Grenze stark verschiefert und von Ruschelzonen durchsetzt.

Wegen der Lagerungsverhältnisse, vor allem aber wegen ihrer Zusammensetzung (hoher Mikroklingehalt), wird der Feldspatquarzit zum Juronquarzit gerechnet. Es ist wahrscheinlich, dass es sich um tektonische Durchspiessungen von Teilen der Juronquarzitserie durch den hangenden Pieskekalk handelt (vergl. Profil XIV). Eine ähnliche Auffassung vertritt auch Holmquist (1900, S. 160) auf seiner Übersichtskarte über dieses Gebiet.

Pieskekalk.

Unter dem Namen Pieskekalk wird eine mächtige Gesteinsserie zusammengefasst, die hauptsächlich aus Kalkmarmoren, Kalkschiefern und kalkigen Phylliten besteht. Etwas psammitische Gesteine und verschiedene Glimmerschiefer spielen in der Pieskekalkserie oft eine grössere Rolle.

Im Gebiet der Karte zieht diese Serie als ein breites Band vom nordwest-

lichen Pieskejaure gegen Nordosten zum Hadet und Rovejaure, wo sie gegen Osten umbiegt und den Bereich der Karte verlässt. Gegen Südwesten wurde der Pieskekalk vom Pieskejaure zum Mavasjaure und noch weiter nach Südwesten bis zum Ikisjaure verfolgt. Nach einer mündlichen Mitteilung von Fil. Dr. T. Du Rietz setzt die Kalkserie südwestlich des Ikisjaure, bei Graddis über die Reichsgrenze nach Norwegen fort.

Im untersuchten Gebiet wechselt die Pieskekalkserie auf verhältnismässig kurze Entfernung stark in der Zusammensetzung der sie aufbauenden Gesteine. Während die Serie im Gebiet des Rovejaure beinahe ausschliesslich aus grauweiss geflammten, grobkörnigen Kalkmarmoren besteht, in denen Glimmerschiefereinlagerungen nur in untergeordnetem Masse vorhanden sind, wird sie gegen Südwesten zusehend reicher an Glimmerschiefern und Phylliten. Am Südostabfall der Berge Labba und Lairo treten hauptsächlich Glimmerschiefer, graue Kalkphyllite, unreine, schiefrige Kalke und untergeordnet auch Graphitphyllite auf, denen mehrere 1—20 m mächtige Kalkmarmorbänke eingelagert sind. Noch weiter südlich, auf der grossen Halbinsel Talput im Pieskejaure, spielen die Kalkmarmore wieder eine dominierende Rolle. Die phyllitischen Einlagerungen sind hier auf einen mehrere hundert Meter breiten Streifen in der Mitte der Halbinsel konzentriert. Folgt man dem Pieskekalk gegen den Mavasjaure, so wechselt das Mengenverhältnis zwischen Kalkmarmoren und den anderen Sedimenten der Serie etwas. Die Kalkmarmore dominieren jedoch überall. Südlich des Mavasjaure besteht die Serie ausschliesslich aus Kalkmarmoren und schiefrigen Kalken, die mindestens 800 m mächtig sind. Phyllitische Einlagerungen spielen mengenmässig keine Rolle mehr.

Um entscheiden zu können, ob der rasche Wechsel in der Zusammensetzung des Pieskekalkes auf primäre fazielle Unterschiede während der Sedimentation, oder auf sekundäre, boudinageartige Vorgänge in den leicht deformierbaren Kalken während einer tektonischen Phase der Gebirgsbildung zurückzuführen ist, wurden die Kalkmarmorhorizonte nördlich des Pieskejaure genauer untersucht. Sie zeigen ein regelmässiges Auftreten und konnten in derselben Ausbildung und in annähernd gleicher Mächtigkeit mehrere Kilometer weit verfolgt werden. Im Gelände heben sie sich morphologisch als Rippen, über welche die Bäche Wasserfälle bilden, von den umgebenden, leichter denudierbaren Glimmerschiefern und Phylliten ab. Teilweise sind die Kalkmarmorbänkchen gebändert. In 20—30 m langen Aufschlüssen sieht man, dass die einzelnen Bänder häufig Spitzfalten bilden. Im Grossen betrachtet, sind diese Marmorbänke jedoch nicht zerrissen. Sie folgen bemerkenswert ungestört dem allgemeinen Streichen. Als Ganzes betrachtet, wird anscheinend die Mächtigkeit der Kalkmarmorbänkchen durch die Faltungen nicht beeinflusst, die in ihren gebänderten Teilen häufig beobachtet werden können. Man kann somit annehmen, dass der rasche Wechsel in der Zusammensetzung der Pieskekalkserie wahrscheinlich auf primären Faziesveränderungen beruht und kaum auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden kann.

Die Mächtigkeit der Pieskekalkserie variiert im Gebiet der Karte zwischen ca. 600 und 1 500 m. Auch diese Mächtigkeitsschwankungen dürften zum

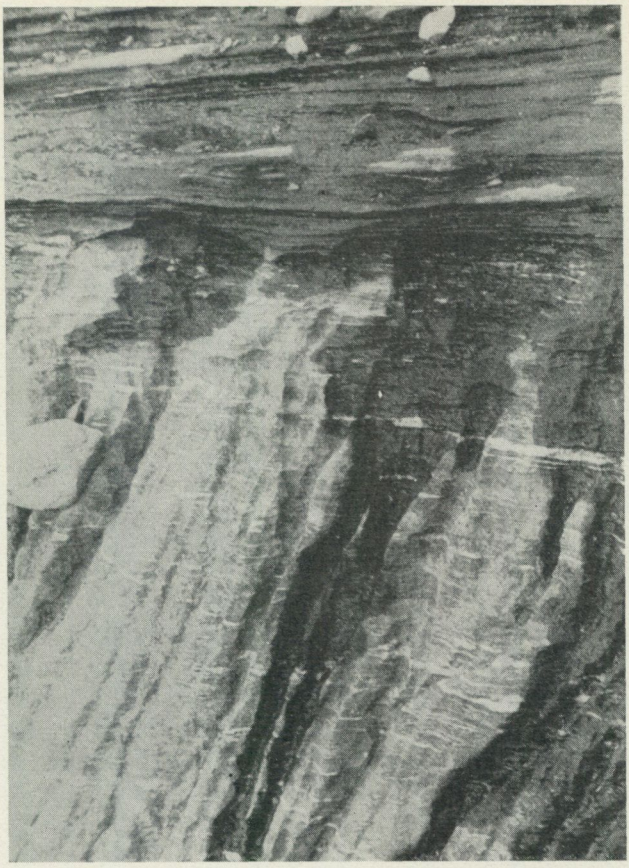


Abb. 2. Flachliegender Kalkmarmor des Pieskekalkes vom Lairo. Massiger, fester, grauschwarzer Kalkmarmor mit reichlich weissen Kalkmarmorschmitzen wird von gut gebankten, schwarzen, zuckerkörnigen Kalkmarmoren des bröckligen Typus überlagert. Beachte den Unterschied in der Verwitterung der beiden Kalkmarmortypen. Höhe der Abb. ca. 1,5 m. Photo G. Kautsky.

grössten Teil faziell bedingt sein. Zeigt es sich doch im Allgemeinen, dass die Serie dort die geringsten Mächtigkeiten besitzt, wo sie beinahe ausschliesslich aus Kalkmarmoren aufgebaut wird, während sie ihre grössten Mächtigkeiten in den Gebieten mit reichlichen Schiefereinlagerungen aufweist. Es ist jedoch möglich, dass ein Teil dieser Mächtigkeitsschwankungen auf Faltungen zurückgeführt werden kann.

Der Kalkmarmor ist durchgehend zuckerkörnig mit Körnern von ca. 0,5—3 mm Durchmesser entwickelt. Er hat, besonders in den nur einige Meter mächtigen Bänken, oft nur losen Zusammenhalt, so dass das Gestein leicht zwischen den Fingern zerbröckelt. In grösseren, zusammenhängenden Kalkmarmorpartien ist der Kalkmarmor stellenweise feinspätig entwickelt, oder die Körner sind in den körnigen Typen weniger gut gerundet. In beiden Fällen ist das Gestein bedeutend fester. Der zuckerkörnige, bröcklige Typ dominiert aber meist auch dort (Abb. 2).

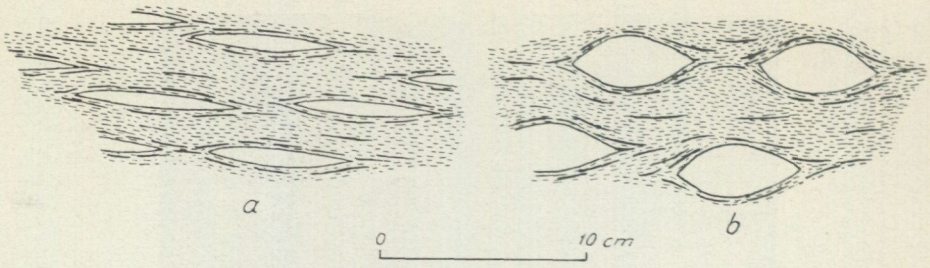


Abb. 3. Skizzen verschiedener Typen von Quarzlinsen in den Phylliten, die dem Pieskekalk eingelagert sind. 2 km östlich des Labba.

Die Farbe des Marmors wechselt zwischen blendend weiss und schwarz. Meist ist der Marmor weiss, mit lichtgrauer Fleckigkeit und Flammung. Auch rötlichgelbe Farbtöne kommen, obwohl seltener, vor. Eine zartrosa Farbvariante von Kalkmarmor, die in Verbindung mit grünem Chromglimmer in anderen Schubmassen des untersuchten Gebietes vorkommt und aus Norwegen unter dem Namen Leifsaetmarmor beschrieben worden ist (J. H. L. Vogt 1890, S. 39—41, 45—54), wurde im Pieskekalk der Pieskedecke nirgends beobachtet. Der grobspätige Typus ist fast immer weiss gefärbt. Die dunkelgrauen und schwarzen Farbtönungen kommen hauptsächlich in den Kalkmarmorbänkchen vor, die den Phylliten eingelagert sind. Der schwarze Kalkmarmor enthält fast immer weisse Schmitzen, welche die Schichtung markieren. Die dunkle Färbung ist durch den Kohle- oder Graphitgehalt des Kalkmarmors bedingt. Die angewitterten Oberflächen zeigen im Allgemeinen dieselbe Färbung wie das frische Gestein. Im Dünnschliff findet man ausser Kalkspatkristallen nur selten kleine, gut gerundete Quarzkörner, sowie untergeordnet etwas hellen Glimmer. Die graugefärbten Typen enthalten Graphit.

Als Einlagerungen kommen in den Kalkmarmoren in wechselnder Menge graue, weiche Phyllite, verschiedene Glimmerschiefer und Kalkphyllite vor. Chloritschiefer und Grünschiefer sind im Allgemeinen an die Nachbarschaft der reichlich vorkommenden intrusiven Grünsteine gebunden.

Die dem Pieskekalk eingelagerten Glimmerschiefer und Phyllite werden häufig von Quarzlinsen durchsetzt, die sich besonders in etwas sandigen Horizonten anhäufen. Die Grösse der Quarzlinsen wechselt zwischen der Grösse einer Walnuss und der einer Apfelsine. Die Quarzlinsen sind immer etwas ausgezogen und schmiegen sich den glimmerigen Schichtflächen an. Im selben Horizont sind sie ungefähr gleich gross und gleich stark ausgezogen (Abb. 3). An einigen Stellen wurde beobachtet, dass zwei benachbarte Quarzlinsen an den Enden zusammenhängen. Dies sind vielleicht durch Boudinage zerstückelte Quarzgänge. In den Kalkmarmoren kommen bisweilen stark deformierte, boudinageartig zerteilte Quarzgänge vor (Abb. 4). In Hohlräumen dieser zerrissenen Quarzgänge finden sich in reichlichem Masse Bergkristalle.

Die Grünsteine formen grössere Linsen und Körper, die sich im Gelände morphologisch gut zu erkennen geben. Sie bilden die Gipfel der Hügel in dem breiten Tal, in dem der Pieskekalk ansteht. Auffallend ist, dass die Grünsteine

Abb. 4. Boudinageartig zerteilter Quarzgang (hell) in gut gebanktem, typisch verwitterndem Pieskekalk südlich des Mavasjaure. Die primäre Schichtung und charakteristische Verwitterung des Kalkmarmors sind deutlich zu erkennen. Photo G. Kautsky.

nicht in den Kalkmarmoren, sondern in den diesen eingelagerten Glimmerschiefern und Phylliten liegen. Damit hängt wohl auch die räumliche Verteilung der Grünsteinkörper zusammen. Dort wo die Pieskekalkserie durchgehend als massiger Kalkmarmor entwickelt ist, z. B. am Rovejaure und am Mavasjaure, fehlen sie in der Serie fast vollständig und treten nur in derem Liegenden und Hangenden auf, während sie nordöstlich des Pieskejaure, wo die Phylliteinlagerungen überwiegen, recht häufig innerhalb der Serie vorkommen.

Unter den Grünsteinen lassen sich verschiedene, grobkörnige, gabbroide Typen unterscheiden, die zusammen mit feinkörnigeren Typen vorkommen.

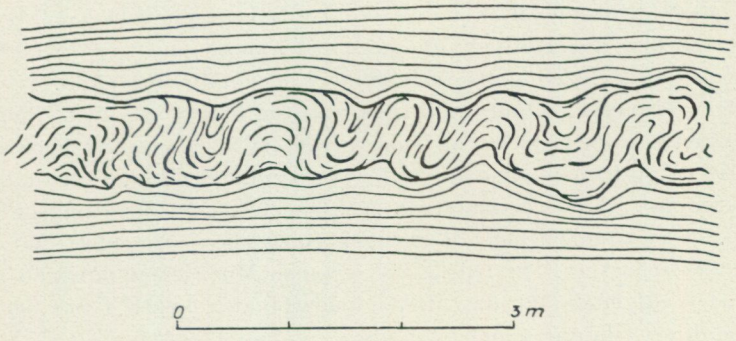


Abb. 5. Skizze von kleingefaltetem Chloritschiefer in plattigem Phyllit. Südhang des Lairo.

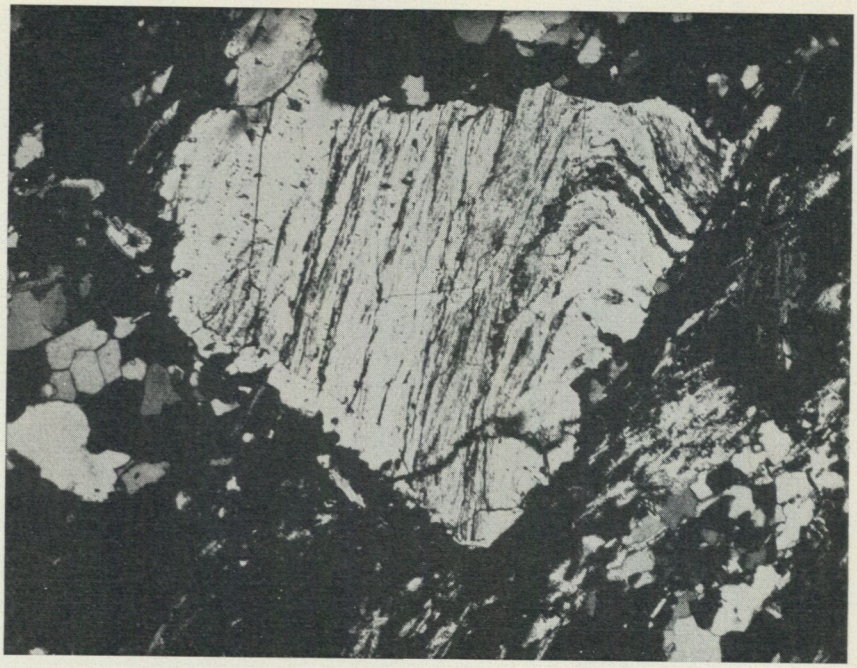


Abb. 6. Mikrobild von Glimmerschiefer mit Oligoklas. Einlagerung im Pieskekalk von der Halbinsel Talput. Parallele Nicols, 30 × vergr. Ein grosser Oligoklas mit Einschlüssen von in Horizonten liegendem, feinen opaken Staub (wahrscheinlich Graphit). Die opaken Horizonte sind gefaltet und werden von den Begrenzungsflächen des Feldspats diskordant abgeschnitten. Um den Plagioklas liegt neugebildeter Biotit (dunkel). In den Randpartien des Bildes sind Quarzkörner zu sehen. Photo C. Larsson.

Sie sind im Allgemeinen massig und haben die kalkigen Sedimente an ihren Kontakten stark verskarnt (Granatskarn). Wegen ihres Auftretens als linsenförmige Körper und da sie die umgebenden Gesteine beeinflusst haben, werden alle als intrusiv betrachtet.

Oft sind die massigen Grünsteine von Grünschiefern umgeben, die gegen aussen in Chloritschiefer übergehen. Letztere lassen sich in der Sedimentserie oft auf weite Strecken als konkordante Einlagerungen verfolgen. Während die verschiedenen Phyllite und Glimmerschiefer meist plattig entwickelt sind, zeigen die Chloritschiefer gerne eine kräftige Kleinfältelung (Abb. 5).

Auf der Halbinsel Talput im Pieskejaure enthalten die dem Pieskekalk eingelagerten Glimmerschiefer an einer Stelle reichlich grosse Oligoklase mit Einschlüssen von feinem, opaken Staub, wahrscheinlich Graphit, der in dünnen, stark gefalteten Bändern innerhalb der Oligoklasindividuen angeordnet ist (Abb. 6). Die Grenzflächen des Oligoklaskristalles schneiden die opaken Staubbänder scharf ab. Die Oligoklase scheinen Mineralneubildungen zu sein. Dies deutet auf einen für das Milieu ungewöhnlich hohen Grad der Metamorphose dieser Glimmerschiefer hin.

Abb. 7. Blick vom Berg südlich des »a» in Sulitelm*a* gegen Nordosten. Der hohe Bergrücken am Horizont links im Bild, der teilweise durch eine Wolke verdeckt ist, ist der Jägnafokamm mit den harten Jägnafotuffiten. Dieses Gesteinsglied, das deutlich morphologisch als Rippe hervortritt, lässt sich in der Mitte des Bildes gegen den Beschauer über die Berge Kaisseketstjåkko und Kasak verfolgen. Am Kasak verdoppelt sich das Jägnafotuffitband (auf dem Photo als morphologisch hervortretender Hügel im rechten Teil des Bildes sichtbar). Die Bergflanke gegen Osten wird durch die Gesteine der Konglomerat-Sandsteinserie eingenommen, während der Pieskekalk im Tal liegt. Links im Bild verläuft die Überschiebungsfläche der Grünsteine der Vastendecke längs der zusammenhängenden Schneeflecke (schwarze Linie). Photo G. Kautsky.

Konglomerat-Sandsteinserie mit den fossilführenden Gesteinen des Sulitelmagebietes.

Über dem Pieskekalk liegen verschiedene, oft sandige und kalkige Phyllite, die mit Chloritschiefern, grobblättrigen Glimmerschiefern und Graphitphylliten wechsellagern. Neben den oben erwähnten Gesteinen kommen kleinere Dolomithorizonte, Horizonte dunkler, fossilführender, bituminöser Kalke, sowie eisenreiche, rötlich verwitternde Kalke vor. Als lokale Blöcke wurden Kalkkonglomerate gefunden (Vogt 1927, S. 63). Ein wichtiges Gesteinsglied sind in den oberen Teilen der Serie vorkommende saure Effusiva, die hauptsächlich als Tuffe und Tuffite vorliegen. Die Mächtigkeit und Fazies der Schichten wechselt stark. Wo die Serie grössere Mächtigkeit erreicht, dominieren psammitische und psephitische Gesteine, die aus teilweise nur schwach umgewandelten Sandsteinen mit erhaltenen klastischen Strukturen, verschiedenen polymikten Konglomeraten, sowie stärker umgewandelten Psammiten bestehen. Die gröberen Gesteine wechsellagern häufig recht intim mit Graphitphylliten.

In den oberen Teilen der Serie treten Lager grünlicher, tuffitischer Gesteine

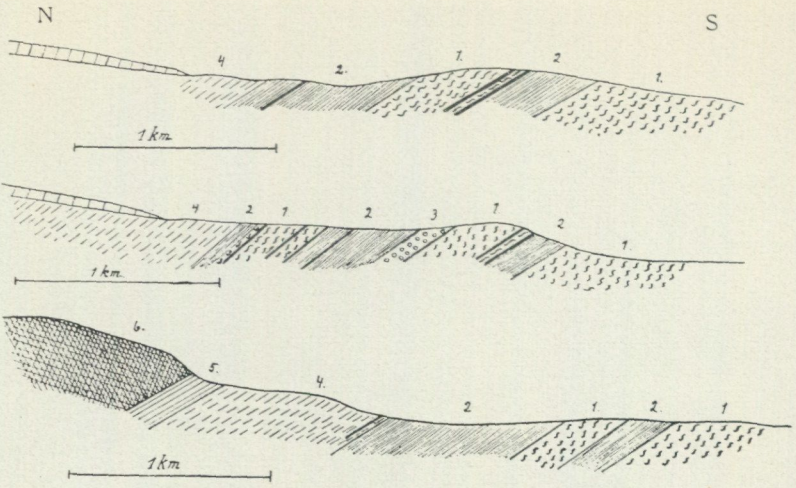


Abb. 8. Profile durch das fossilführende Gebiet am Sulitelma westlich der norwegischen Grenze. Aus Th. Vogt (1927). Das unterste Profil berührt die Ostseite des Lommijaure, während das oberste ca. 1 km westlich der Reichsgrenze liegt. — 1. »Chloritgranulit» = Jägnafotuffit — 2. Schwarzer Schiefer — 3. Tuffkonglomerat — 4. Milder, grüner Schiefer — 5. Brauner Furulundschiefer — 6. Amphibolit. Die kräftig gedruckten schwarzen Linien sind Kalksteine, die meistens fossilführend sind. Die beiden obersten Profile werden auf der linken Seite teilweise durch den Gletscher verdeckt.

von charakteristischem Aussehen und wechselnder Mächtigkeit auf, die mit den Sedimenten wechsellagern. Die Tuffite haben gegen ihr Liegendes scharfe Grenzen. Dagegen lassen sie sich gegen das Hangende, das meist aus Schiefern besteht, nicht scharf abgrenzen. Sie enthalten teilweise harte, porphyritische und quarzitische Gesteine, die von Sjögren (1896, 1900) und Th. Vogt (1927, S. 49, Fig. 10) als umgewandelte Effusivgesteine gedeutet werden. In ihnen kommen stellenweise auch Tuffkonglomerate von über 100 m Mächtigkeit vor (Th. Vogt 1927, S. 59, 60). Die charakteristischen, grünlichen Gesteine erhielten von den früher in diesen Gegenden arbeitenden Geologen die Feldbezeichnung »Chloritgranulit», unter der sie auch beschrieben worden sind. Neben den sauren Tuffen und Tuffiten des Labba-Lairogebietes wurde in der zusammenfassenden Arbeit Th. Vogts auch die unter den Tuffen liegende Sandsteinserie mit den ihr zwischengelagerten Schiefern, die oft grünliche Farbtönungen zeigen, bis zum Pieskekalk hinunter als »Chloritgranulit» bezeichnet. Ich nenne im Folgenden die als Tuffe und Tuffite gedeuteten Gesteine, die früher als »Chloritgranulit» bezeichnet wurden, Jägnafotuffit. Die Gesteine sind nämlich in typischer Ausbildung längs des ganzen Kammes des Jägnafo vorzüglich aufgeschlossen.

Über das Labba-Lairogebiet nordwestlich des Pieskejaure wurden von Th. Vogt (1927) eine detaillierte Karte und zahlreiche Profile durch die Lagerfolge veröffentlicht. Das Gebiet wurde von ihm so genau aufgenommen, weil hier in den Kalken die Fossilfunde des Sulitelmagebietes gemacht wurden, die für die Frage der Altersstellung der Gesteine von ausserordentlicher Bedeutung

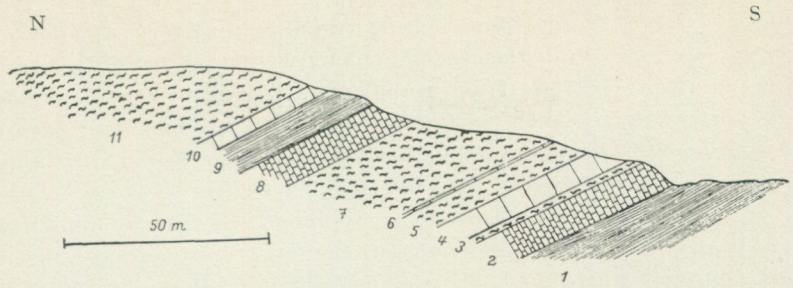


Abb. 9. Detailprofil durch die fossilführende Lagerfolge südlich des Sulitelma (ca. 850 m westlich von R. r. 239). Aus Th. Vogt (1927). — 1. Schwarzer, verfältelter Schiefer von grosser Mächtigkeit. Die Grenze gegen oben ist scharf und geht in einem kleinen Bach. — 2. Unreiner Kalk mit Bryozoen sowohl im untersten, als auch im mittleren und oberen Teil, 8 m. — 3. Chloritschiefer, 2 m. — 4. Kalkphyllit, der sich der Zusammensetzung nach einem unreinen, schiefrigen Kalk nähert, 5 m. — 5. Chloritschiefer, 6 m. — 6. Kalkphyllit, 0,5 m. — 7. Chloritschiefer, 20 m. — 8. Verhältnismässig reiner Kalk mit Bryozoen, 8 m. — 9. Schwarzer, plattiger Schiefer mit reichlich ausgewitterten Schwefelkieskristallen, 8 m. — 10. Unreiner, schiefriger Kalk, 3 m. — 11. Chloritschiefer von grosser Mächtigkeit.

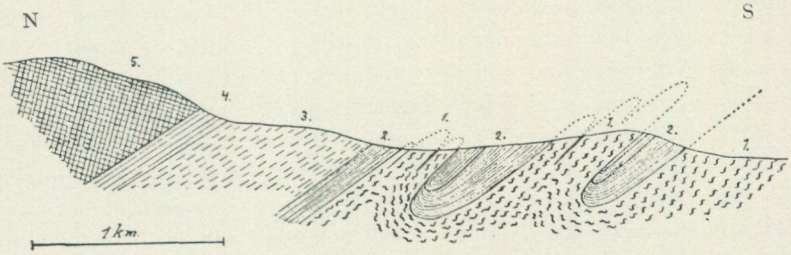


Abb. 10. Profil, Th. Vogts Vorstellung über die Faltung des fossilführenden Gebietes zeigend. Aus Th. Vogt (1927). Das Profil ist das unterste Profil in Abb. 8. Meine Vorstellung entspricht der Darstellung auf Abb. 8.

sind. Ich habe das Gebiet während einiger Tage studiert. Die folgende Beschreibung stützt sich jedoch hauptsächlich auf die von Th. Vogt veröffentlichten Profile und Karten.

Wie aus Th. Vogts Profilen hervorgeht, besteht die fossilführende Lagerfolge hauptsächlich aus »Chloritgranulit», Kalken und schwarzen Schiefern. Diese Gesteinstypen wechsellagern intim miteinander. Sie kommen in jedem der Profile mehrmals in verschiedenen Mächtigkeiten vor (vergl. Abb. 8, 9). Die Serie ähnelt sehr den weiter unten beschriebenen Gesteinen östlich des Vastenjaure (Laotakserie), mit denen sie von mir altersgleich gestellt wird und mit denen sie auch im Feld zusammenhängt.

Der unterste von mir beobachtete Jägnafotuffithorizont verläuft ungefähr über die Gipfel der Berge Lairo und Labba. Weiter südlich liegt unter dem Jägnafotuffit eine faziell rasch wechselnde Sandsteinserie mit zwischengelagerten, grünlichen, braunen und schwarzen Phylliten und Glimmerschiefern. Diese Serie reicht bis zum Pieskekalk hinunter. Sie lässt sich von der fossilführenden Serie, die reich an Effusiven ist, abgrenzen. Oberhalb der fossilführenden Serie mit ihrem raschen Wechsel der verschiedenen Gesteinstypen folgen einförmige grünliche Schiefer, sowie als höchster Horizont braune Bio-

titschiefer. Darüber liegen überschobene Amphibolite der Vastendecke. Die Effusivserie und die sie überlagernden Schiefer werden weiter unten (S. 37 ff.) beschrieben. Die Mächtigkeit der Konglomerat-Sandsteinserie ist im Gebiet schwer abzuschätzen. Auch wenn angenommen wird, dass ihre Mächtigkeit durch Faltungen bedingt grösser erscheinen mag als sie wirklich ist, muss mit Mächtigkeiten von mindestens 1000 m gerechnet werden.

Th. Vogt erklärt die zahlreichen Wiederholungen von petrographisch gleichartigen Horizonten im fossilführenden Gebiet nicht als normale Lagerfolge, sondern als eine stark isoklinal zusammengefaltete Partie der Lagerfolge: Effusiva—schwarzer Schiefer mit fossilführenden Kalkeinlagerungen (vergl. Abb. 10). Nach ihm bilden die Effusiva (»Chloritgranulit») das Liegende und die schwarzen Schiefer mit Kalkeinlagerungen das stratigraphische Hangende in der Lagerfolge. Nach dieser Vorstellung liegen alle fossilführenden Kalke in einem stratigraphischen Horizont und alle Effusiva in einem anderen stratigraphischen Horizont. Vogt weist auch darauf hin, dass kräftige, teilweise isoklinale Faltungen im ganzen Sulitelmagebiet recht gewöhnlich sind.

Meine eigenen Beobachtungen, die teilweise in Gebieten gemacht wurden, die von Th. Vogt während seiner Aufnahmen nicht besucht wurden, sprechen gegen Vogts Deutung. Die Wechsellagerung der Jägnafotuffite (»Chloritgranulite») mit den schwarzen Schiefern und den Kalken ist in Wirklichkeit noch bedeutend intensiver als auf Vogts Profilen dargestellt ist. Nur einige Centimeter mächtige Chloritschiefer, die von mir als metamorphe, vulkanische Aschen aufgefasst werden, kommen z. B. auch innerhalb der schwarzen Schiefer vor. Daneben gibt es auch innerhalb der Tuffite schmale Schiefer- und Kalkhorizonte, wie Th. Vogt auch auf Abb. 9 angedeutet hat. Wollte man Vogts Deutung annehmen, müsste die Tektonik und Intensität der isoklinalen Faltung noch bedeutend kräftiger sein, als aus seinem Profil (Abb. 10) hervorgeht. Ferner soll hervorgehoben werden, dass die Gesteine im fossilführenden Gebiet strukturell ausgezeichnet erhalten sind. Sonst würden ja höchstwahrscheinlich die Fossilreste zerstört sein. Im Feld sind weder Isoklinalfalten oder sonstige starke tektonische Beanspruchung der fossilführenden Serie zu beobachten. Für die Beurteilung der Lagerungsverhältnisse im Sulitelmagebiet am entscheidensten sind jedoch die Vergleiche mit dem Gebiet östlich des Vastenjaure. Eine fossilführende Sedimentserie, bestehend aus miteinander intensiv wechsellagernden Graphitphylliten, Kalken, Dolomiten, Kalkkonglomeraten und grünlichen Schiefern, befindet sich dort in intimer Wechsellagerung mit sauren und intermediären Laven, Tuffen und Tuffiten (vergl. S. 46 ff.). Das Gebiet östlich des Vastenjaure ist offensichtlich nicht isoklinal gefaltet. Die Gesteinsserien entsprechen vollkommen der fossilführenden Serie im Sulitelmagebiet.

Auf Grund meiner Untersuchungen bin ich genötigt anzunehmen, dass die Lagerfolge des fossilführenden Gebietes auf den Bergen Labba und Lairo normal ist; das bedeutet, dass mehrere Tuff- und Tuffithorizonte mit verschiedenen Horizonten von schwarzen Schiefern und fossilführenden Kalken wechsellagern. Ebenso wie im Gebiet östlich des Vastenjaure und in dem von

Kulling (1941, 1947 b) beschriebenen Ikisjauregebiet kommen in zwischen Vulkaniten liegenden Kalken Fossilreste in verschiedenen stratigraphischen Horizonten vor.

Weiter gegen Nordosten steht, 2 km südlich von Punkt 1479 (Kaisseketstjåkko), direkt unter dem hangenden, grünlichen Jägnafotuffit ein schwarzes Graphitphyllitlager an, unter dem metamorphe, arkosische Sandsteine mit kleinen, haselnuss- bis walnussgrossen Quarzgeröllen liegen. Das verschieferte Gestein von Arkosencharakter enthält neben Quarz ziemlich viel Plagioklas, der teilweise in recht grossen Körnern vorliegt. An Mineralneubildungen sind Biotit, Serizit längs der Verschieferungsflächen, sowie etwas Chlorit vorhanden. Makroskopisch sichtbar führt der Arkosensandstein auffallende, bläuliche und milchweisse Quarzkörner, die in den stratigraphisch entsprechenden Schichtgliedern auch in anderen Teilen des untersuchten Gebietes angetroffen wurden. Unterhalb der Sandsteine liegen verschiedene Phyllite und Glimmerschiefer, die in derselben Ausbildung wie die Gesteine knapp über dem Pieskekalk im Labba-Lairogebiet auftreten. Auch Graphitphyllite sind nicht selten. Es ist nur ein einziger Horizont von Jägnafotuffit vorhanden.

Südöstlich des Jägnafo hat die Serie die gleiche Ausbildung. Auch dort befindet sich unter dem typischen Jägnafotuffit des Jägnafokammes ein schwarzer Graphitphyllithorizont, unter dem »arkosische» Glimmerschiefer liegen, die häufig durch bläuliche Quarzkörner gekennzeichnet sind. Der Graphitphyllit unter dem hangenden Jägnafotuffit bildet einen stratigraphischen Horizont, der im ganzen Gebiet um den Jägnafo in derselben Weise auftritt. Er wurde auf der Karte ausgeschieden. Weiter im Nordosten wurde derselbe Graphitphyllit unter dem Jägnafotuffit beim Jållejaure, sowie östlich des Kappajaure wiedergefunden. Nordwestlich des Jållejaure ist der Graphitphyllit unter dem Jägnafotuffit oft ausgequetscht, so dass der Tuffit stellenweise in direktem Kontakt mit der liegenden psammitischen Serie vorkommt. Besonders östlich des Stalojokk kann der stark tektonisierte und verquetschte Graphitphyllit zwischen Jägnafotuffit und der psammitischen Serie gut studiert werden. Beide Horizonte sind hier so stark gefaltet, dass ca. 2 km westlich des Jållejaure der liegende Graphitphyllit fingerförmig in den hangenden Jägnafoquarzit hineingreift. Um P. 1369, zwischen Jållejaure und Staloluokta, ist unter einer Deckscholle der überlagernden Vastendecke ein Rest Jägnafotuffit mit liegendem Graphitphyllit erhalten. Auch hier ist der Graphitphyllit teilweise ausgequetscht, so dass der Jägnafotuffit direkt auf der psammitischen Serie liegt.

Das ganze Gebiet nördlich des Rovejaure wird vom unteren, psammitischen Teil der Konglomerat-Sandsteinserie (Staloserie) eingenommen. Das Gebiet wurde nur flüchtig begangen. Eine Route wurde durch die Vehevagge und eine andere zwischen Vehevagge und Jägnafo gelegt. Ebenso wie in den Nachbargebieten ist die psammitische Serie in diesem Gebiet recht inhomogen. Sie besteht aus verschiedenen Glimmerschiefern mit hohem Quarz- und Feldspatgehalt (teilweise überwiegt Kalifeldspat über Natronfeldspat), verschiedenartigen, zum Teil graphithaltigen Phylliten, samt mehr untergeordnet kalkigen Gesteinen, meist kalkigen Psammiten. Neben Biotit und hellem Glimmer sind

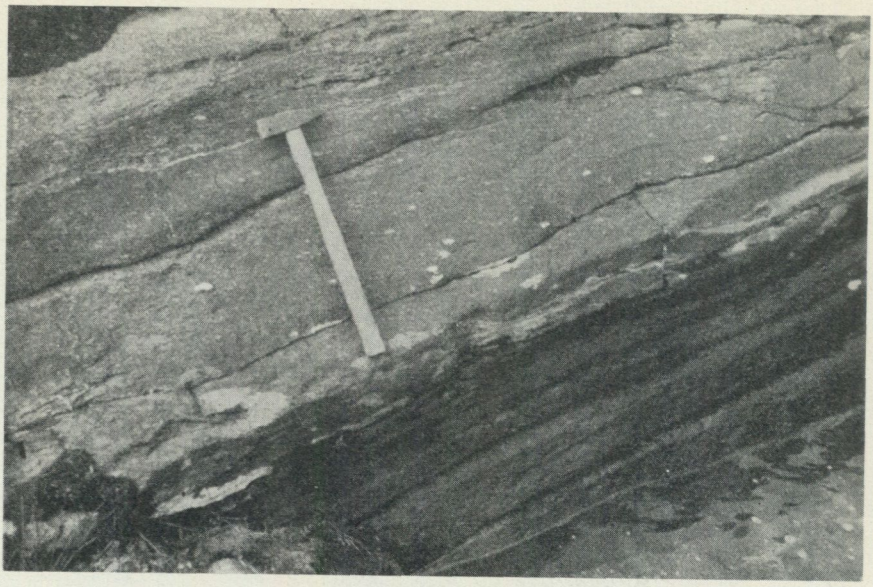


Abb. 11. Konglomerat der Konglomerat-Sandsteinserie im Bach, der aus dem Kappajaure in den Kappaluobal rinnt. Der grobe Sandstein in der Mitte des Hammerschaftes enthält kleine, ovale Quarzit- und Granitgerölle (hell). Unterhalb des konglomeratischen Horizontes ist der kalkige Psammit grob gebändert. Die kalkreichen Lagen verwittern rascher als die kalkarmen Lagen. Photo G. Kautsky.

Zoisit und Klinozoisit und, besonders in der Nähe von Karbonatgesteinen und Grünsteinen, Chlorit die dominierenden Mineralneubildungen. Die Serie wird stellenweise von zahlreichen Quarzadern und Linsen durchsetzt. An diesen Stellen hat sich Granat neugebildet und die Serie hat ein gneisartiges Aussehen. Während der übersichtlichen Begehungen konnten diese Stellen jedoch nicht näher abgegrenzt werden. Konglomerate wurden nirgends beobachtet.

Streichen und Fallen wechseln stark. Deswegen und wegen der ungenügenden Begehung kann die Mächtigkeit der Serie hier nur schwer abgeschätzt werden. Man hat jedoch den Eindruck, dass die Serie hier bedeutend mächtiger als im Labba-Lairogebiet ist. Es wurde auf der Karte darauf verzichtet die einzelnen Gesteinsglieder auszuscheiden.

Das Gebiet um den Kappaluobal, einen grösseren See nördlich des Jägnafo, wurde genauer untersucht. Hier ist die Konglomerat-Sandsteinserie teilweise recht kalkreich. Von einer Quarzdurchtränkung ist nichts zu bemerken. An Mineralneubildungen sind Chlorit, Zoisit und Klinozoisit, Serizit und heller Glimmer vorhanden. Granat wurde nicht beobachtet. In den oberen Teilen der Serie wurden an vielen Stellen (auf der Nordseite des Jägnafo, unter dem auf der Karte ausgeschiedenen Kalk im Staddajokk und unter dem Graphitphyllit nördlich des Kappaluobal) Konglomerate beobachtet. Der die Matrix des Konglomerats bildende grobe Glimmerschiefer von ursprünglich arkosenartiger Zusammensetzung enthält nur hie und da ein Geröll (Abb. 11). Die Gerölle sind klein, meist ungefähr walnussgross und teilweise noch kleiner, sowie

Abb. 12. Kleinkonglomeratischer Horizont des Virijaurekonglomerates von den Strandklippen des Virijaure. Die walnussgrossen, gut gerundeten, lichten Mikroklingranitgerölle heben sich in der Strandlinie gut von der etwas dunkleren Zwischenmasse ab. Photo G. Kautsky.

immer recht gut ellipsoidisch gerundet. Die untersuchten Gerölle bestanden aus Quarz, Quarzit und Feldspatquarzit, sowie hellem Mikroklingranit. Blaue Quarzkörner treten häufig in der Zwischenmasse auf und sind für diese Gesteine kennzeichnend. Die Psammite werden im Süden und Norden normal von Graphitphylliten der Pieskedecke, im Westen diskordant von Kalkmarmoren und Kalkphylliten der Vastendecke überlagert.

Westlich der Staloluokte wird der Berg Pieti und das ganze umgebende Gebiet von der psammitischen Serie aufgebaut. Sie ist hier bedeutend gröber als an den bisher genannten Fundpunkten. Die Serie besteht aus recht groben, schwach gepressten Glimmerschiefern, in denen Quarz und Feldspat mengenmässig weit über die anderen Minerale überwiegen. An Neubildungen kommt hauptsächlich Epidot vor. Daneben treten in grösseren Blättchen Muskowit, etwas Biotit und Zoisit auf. Die Feldspäte bestehen aus saurem Plagioklas (Oligoklas-Albit) und Mikroklin, sowie grossen Mikroklinperthiten. In den Glimmerschiefern sind ohne Schwierigkeit ehemalige Arkosensandsteine zu erkennen. In ihnen liegen neben phyllitischen und graphitphyllitischen Lagen Horizonte von gröber arkosischem Prägel, die grosse Mikroklinperthite enthalten, sowie kleinkonglomeratische Horizonte (Abb. 12). Zwischen allen diesen recht ver-

schiedenartigen Gesteinsgliedern besteht eine sehr intime Wechsellagerung. Die Konglomeratlagen sind zuweilen nur 10—50 cm mächtig und bestehen hauptsächlich aus Geröllen von Mikroklingranit, der dieselben Mikroklinperthite wie die Arkosen enthält. Konglomeratlagen kommen in den abgegangenen Profilen vom Gipfel des Pieti bis zum Ufer des Virijaure äusserst häufig vor.

Für dieses Granitkonglomerat wird der Name Virijaurekonglomerat vorgeschlagen. Dasselbe Konglomerat findet sich auch auf der Nordostseite der Staloluokte in den Aufschlüssen am Ufer des Virijaure. Hier wurde an einer Stelle ein grosses, kantiges Mikroklingranitfragment (ca. 2 m lang und 0,5 m breit) in der sonst kleinkonglomeratischen Serie gefunden. Th. Vogt (1927, S. 71—74) hat dieses Konglomerat, das auch längs des Seeufers nördlich der Staloluokte ansteht, eingehend beschrieben. Er hat Gerölle eines hellen, kalireichen Granits mit einem Durchmesser von 75 cm gefunden. Nördlich der Staloluokte ist die Serie bedeutend stärker gepresst und auch etwas höher metamorph als am Pieti. An einzelnen Stellen tritt in den Glimmerschiefern neugebildeter Granat auf. Die Glimmerschiefer sind hier meistens auch bedeutend stärker quarzdurchtränkt, so dass die Serie den Gesteinen nördlich des Rovejaure ähnlich wird. Wie überall in der Serie ist das Auftreten von blauen Quarzkörnern kennzeichnend. In den Dünnschliffen dominieren Mikroklin, saurer Plagioklas und Quarz, sowie als Neubildungen Biotit, heller Glimmer und Epidot.

Auch südlich des Kätjaure (östlich der Staloluokte) wurden gleichartige Konglomerate mit walnussgrossen Geröllen angetroffen, die teilweise aus demselben hellen Mikroklingranit wie am Pieti bestehen.

Auf dem Berg Utseb Titir nordöstlich der Staloluokte wird die psammitische Serie bedeutend kalkreicher. Sie besteht dort aus Kalksandsteinen, die teilweise mit unreinen Kalken wechsellagern. Konglomerate wurden nicht angetroffen und die Serie enthält bedeutend weniger Feldspat. Besonders Mikroklin kommt kaum mehr vor. Der Gesteinstypus ist sehr einförmig. Auch südlich der Staloluokte dominieren die kalkigen Typen der Serie. Zwischen den beiden beschriebenen Typen besteht keine scharfe Grenze. Sie gehen langsam ineinander über und besonders südlich des Kätjaure wechsellagern konglomeratische Horizonte mit Kalksandsteinen.

Um den Jalkokjaure und nordöstlich des Jalkok folgen auf die Konglomerat-Sandsteinserie, ebenso wie weiter südlich, Phyllite mit Einlagerungen von Graphitphylliten, die einen pelitischen Typus repräsentieren. Die höchsten Gipfel des Jalkok werden von den hangenden Jägnafotuffiten eingenommen, die sich morphologisch als Steilwände von den weichen Formen der unterlagernden Phyllite abheben. Weiter westlich stehen nördlich der Mündung des Tokiljokk und auf der Insel Stuorsuolo einförmige, massige Sandsteine mit teilweise recht hohem Karbonatgehalt an. Sie bilden die Fortsetzung des Virijaurekonglomerats gegen Westen. Granitkonglomerate wurden hier nicht beobachtet.

Südlich des Mavasjaure (südlich des von mir kartierten Gebietes) wurde ein einzelnes Profil vom Pieskekalk am Seeufer gegen den Årje Saulo begangen.

Die Konglomerat-Sandsteinserie hat dort ungefähr dieselbe Zusammensetzung wie im Labba-Lairogebiet. Sie besteht hauptsächlich aus quarz- und feldspatreichen Phylliten und Glimmerschiefern, denen grünliche und etwas kalkige Phyllite eingelagert sind. Graphitphyllite treten in mehreren Horizonten auf. Konglomerate wurden nirgends beobachtet. Ein Teil der grünlichen Einlagerungen kann als Tuffit gedeutet werden. Die Serie ist am Mavasjaure höchstens 300 m mächtig. Über ihr liegt ein mächtiges, monomiktes Quarzitkonglomerat mit extrem gut gerundeten, ellipsoidischen Geröllen. In dem begangenen Profil wurde kein dem Jägnafotuffit nördlich des Pieskejaure entsprechendes Gestein gefunden.

Gerölle des Virijaurekonglomerates.

Das Geröllmaterial dieses Konglomerates ist sehr einförmig. Es besteht beinahe ausschliesslich aus gut gerundeten, kleineren Geröllen eines hellen, stark kataklastischen Mikroklingranits. Die grossen Mikrokline und Mikroklinperthite sind stark deformiert, zerrissen und quarzgranuliert. In den Albiten hat sich viel Biotit neugebildet. Neben Mikroklin kommen hauptsächlich Quarz und Albit vor. Letzterer ist teilweise mit dem Mikroklin perthitisch verwachsen. Biotit tritt fleckenweise auf und ist oft chloritumgewandelt. Daneben kommen als Neubildungen nur etwas Epidot und Zoisit vor. Die Zwischenmasse des Konglomerats besteht aus massigen, teilweise sandigen Sedimenten, die ausser Quarz hauptsächlich Albit führen und nur einzelne Mikroklinkörner enthalten.

Die Zusammensetzung des Mikroklingranits, aus dem die Gerölle bestehen, entspricht der Mineralvergesellschaftung der Mikroklingranitgneise an der Basis der grossen Sevedecke bei Vaisaluokta, vieler Typen des Tysfjordgranits, sowie der verschieferten Granitmylonite an der Basis der Decken des Akkajaurekomplexes. So enthält z. B. ein am Svaltja westlich von Vaisaluokta eingesammeltes Handstück der Granitmylonitgneise an der Basis der grossen Sevedecke grosse Mikroklinperthite, die in derselben Weise wie in den Geröllen des Virijaurekonglomerates vorkommen (Abb. 21). Die Annahme erscheint sehr naheliegend, dass die Granitgerölle des Virijaurekonglomerates von gleichartigen, nun vergneisten, mikroklinreichen, archäischen Grundgebirgsgraniten herstammen, die an der Basis der grossen Sevedecke auftreten. Andere Gerölle als die hellen Mikroklingranite sind äusserst selten. Es wurden nur verschiedene Quarzit- und Schiefergerölle gefunden.

Die Schiefergerölle sind von besonderem Interesse. Sie sind am Pieti beinahe gar nicht abgerollt und zeigen eine ausgeprägte Stengligkeit, die offenbar schon vor der Einbettung der Gerölle in das Konglomerat entstanden ist. Dies wird u. a. deutlich, wenn man die mit den Schiefergeröllen zusammen vorkommenden Granitgerölle betrachtet, die nur schwach abgeplattet sind. Ferner ist die Stengligkeit in verschiedenen Schiefergeröllen in verschiedenen Richtungen orientiert. Die Schieferstengel haben eine regelmässige, parallelepipedische Form mit geraden Kanten (Abb. 13). Die Annahme, dass ein kaledoni-

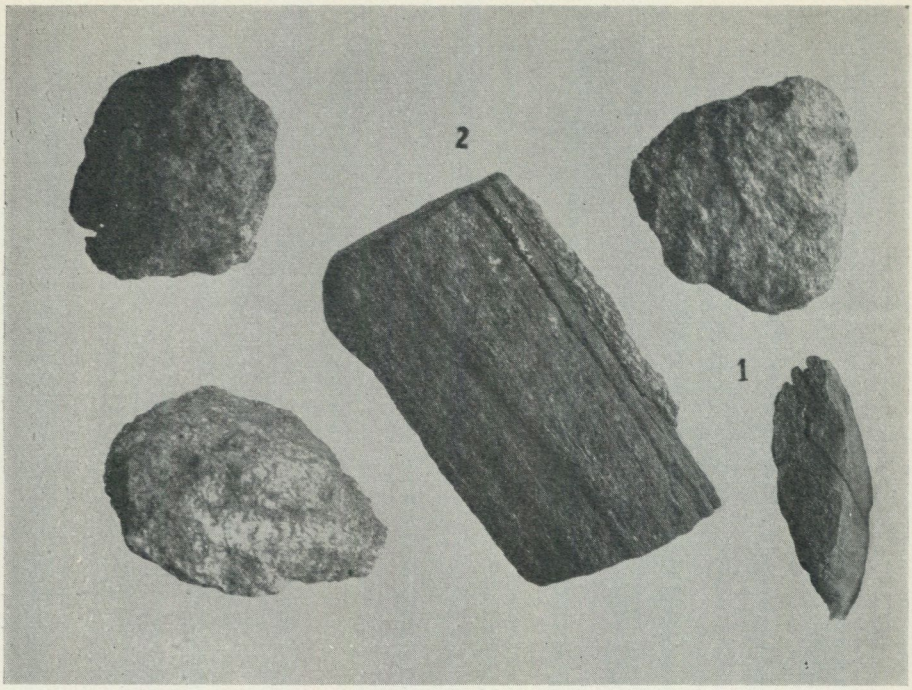


Abb. 13. Granitgerölle und Geröll von stengligem, archäischen Schiefer (2) aus den Konglomeraten des Pieti. Rechts ist ein Querschnitt des stengligen Schiefers (1) eingefällt. Nat. Grösse. Photo C. Larsson.

scher Schiefer vor der Ablagerung der Konglomerat-Sandsteinserie eine so ausgeprägte Stengligkeit erhalten haben könnte, ist als äusserst unwahrscheinlich abzuweisen; besonders wenn man in Betracht zieht, dass das Alter der Konglomerat-Sandsteinserie, nach den Fossilfunden im untersuchten Gebiet zu schliessen, wahrscheinlich oberordovizisch ist. Bedeutend wahrscheinlicher erscheint die Annahme, dass die Schiefer der Gerölle nicht kaledonisch sind, sondern von einem stengligen Schiefer des archäischen Grundgebirges herstammen.

Dem Typus nach zeigen die als Geröll im Virijaurekonglomerat gefundenen Schiefer grosse Ähnlichkeit mit den bottnischen Schiefern westlich von Skellefteå. Ebenso wie grosse Teile der bituminösen, bottnischen Schiefer des Archäikums sind die Schieferstengel vom Pieti bedeutend quarzreicher und härter als die bituminösen Schiefer, die im Allgemeinen in den inneren Teilen der Kaledoniden vorkommen. Nach einer freundlichen Mitteilung von Professor O. H. Ödman ist derselbe Schiefertypus auch aus dem Vittangigebiet im Archäikum Norrbottens, der Kalixserie, sowie der Vakkoserie bekannt, welche ausserhalb der Kaledoniden liegen. Innerhalb der Kaledoniden werden aus dem Sjangelifenster (Rombakfenster), einem Grundgebirgsfenster in den Kaledoniden ca. 100 km nordöstlich des Gebietes der Karte, von Th. Vogt (1941)

schwach metamorphe, stenglige, steil stehende Schiefer des archäischen Grundgebirges beschrieben, die von ihm mit den bottnischen Schiefern Västerbottens verglichen werden. Nach einer unveröffentlichten Mitteilung von Dr. E. Grip (F. Kautsky & F. Tegengren 1952) sind auch diese Schiefer als karelisch zu betrachten.

Der Fund von Schiefern vom gleichen Typus als Geröll in den Konglomeraten des Pieti weist darauf hin, dass das archäische Grundgebirge, auf dem die kaledonischen Sedimentgesteine der grossen Sevedecke sedimentiert wurden, neben Mikroklingraniten auch niedrig metamorphe Schiefer enthielt.

Im gleichaltrigen Konglomerat nördlich der Staloluokte gefundene Schiefergerölle, die aus verschiedenen, teilweise gebänderten Schiefern bestehen, sind so kräftig kaledonisch verschiefert und deformiert, dass über ihre ursprüngliche Verschieferung und Stengligkeit nichts ausgesagt werden kann.

Jägnafotuffit.

Der Name »Chloritgranulit» wurde von Sjögren (1895) als Feldbezeichnung für viel Chlorit führende, im Allgemeinen hauptsächlich Quarz und Feldspat enthaltende Gesteine im engeren Gebiet der Sulitelmagruben eingeführt. Später wurde der Name von Sjögren (1900), Holmquist (1900) und Th. Vogt (1927) auch auf Gesteine von ähnlicher Zusammensetzung im weiteren Sulitelmagebiet angewendet. Nach Th. Vogt fallen alle Gesteine, in denen Quarz und Feldspat vorherrschen und die reichlich Chlorit enthalten, sowie nördlich des Pieskejaure über dem Pieskekalk liegen, unter diesen Begriff. Das bedeutet, dass beinahe die ganze Konglomerat-Sandsteinserie im Gebiet nördlich des Pieskejaure dorthin gerechnet werden müsste.

Die Gesteine, die im Folgenden unter dem Namen Jägnafotuffit beschrieben werden, entsprechen im Wesentlichen dem »härteren Lager im Chloritgranulit», das in zahlreichen von Th. Vogts (1927) Profilen ausgeschieden wurde und sich auch morphologisch im Gelände deutlich durch eine Steilstufe zu erkennen gibt. Holmquist dürfte in seinen Arbeiten teilweise diesen Horizont unter der Bezeichnung »Chloritgranulit» verstanden haben.

Im Gelände konnte der Jägnafotuffit, dank seinem morphologischen Auftreten als Steilstufe, vom Gebiet nördlich des Pieskejaure über den Jägnafo, dessen charakteristischen Kamm er bildet, gegen Norden bis zum Jalkok verfolgt werden. Nördlich des Jalkok wird dieser Horizont von der Schubfläche der Vastendecke diskordant abgeschnitten. Weiter nördlich sind im untersuchten Gebiet die stratigraphisch entsprechenden Tuffithorizonte in etwas anderer Fazies ausgebildet. Dort kommen nordöstlich des Virijaure in grösserer Ausdehnung Lavagesteine vor. Ein kleines, isoliertes Vorkommen von Jägnafotuffit befindet sich auch bei P. 1369 südlich der Staloluokte.

Die Zusammensetzung, die Mächtigkeit und das Aussehen des Jägnafotuffites variieren nur unbedeutend. Überall besteht das Gestein aus einer stark granulierten Grundmasse von kleinen, undulös auslöschenden Quarzkörnern, in der Chlorit und etwas Serizit liegen. Der Plagioklasgehalt wechselt stark.

Die Plagioklase zeigen keine charakteristischen Kristallflächen und heben sich von der Quarzgrundmasse kaum ab. Mehr pelitische Typen enthalten hauptsächlich Chlorit und Muskowit. An Accessorien dominiert überall Turmalin, der teilweise recht reichlich vorkommt. Längs Bewegungsflächen hat sich Serizit neugebildet. Südlich des Kaisseketstjåkko zeigt der Jägnafotuffit diffuse Agglomeratstrukturen. Die stark gepressten Gerölle haben dieselbe Zusammensetzung wie die Zwischenmasse.

Im Labba-Lairogebiet ist das Gestein recht gut erhalten und nur wenig gepresst. Hier wird es nach Th. Vogts (1927) Untersuchungen deutlich, dass es sich um ein Effusivgestein handelt. U. a. kommen in ihm sichere, saure Tuffkonglomerate vor, die dieselbe Zusammensetzung wie der Jägnafotuffit haben. Ferner liegen in ihm als Lavagesteine gedeutete Porphyrite. Auch die Art des Auftretens des Jägnafotuffites im fossilführenden Gebiet, insbesonders als nur einige Millimeter oder Centimeter mächtige Lagen in schwarzen Schiefern, deutet auf eine pyroklastische Entstehung hin. Während die Grenze gegen das Liegende immer messerscharf und deutlich ist, sind gegen die hangenden Schiefer häufig allmähliche, diffuse Übergänge vorhanden. Man kann sich vorstellen, dass es sich um Zeugen vulkanischer Aschenregen während der Schiefersedimentation handelt. Während eines Vulkanausbruches wird zuerst reichlich Tuffmaterial sedimentiert. Dies erklärt die scharfe Grenze gegen das Liegende. Dann nimmt die Intensität des Vulkanausbruches ab und feineres Aschenmaterial sedimentiert immer langsamer. Die gewöhnliche Schiefersedimentation dominiert mehr und mehr. Dies würde die diffuse Grenze der Jägnafotuffite gegen das Hangende erklären. Im Hangenden der Jägnafotuffite sind die Schiefer im Allgemeinen grünlich. Die Verfärbung wird nach obiger Vorstellung durch jetzt als Chlorit vorliegende, feine Aschenteilchen im Schiefer verursacht. Ferner finden sich in den mächtigeren Jägnafotuffitlagen häufig grünliche Schieferhorizonte zusammen mit dünnen, fossilführenden Kalklagen. Diese Einlagerungen, die auf Th. Vogts Profilen (vergl. Abb. 8, 9, 10) meist mit dem Jägnafotuffit zusammengeschlagen wurden, weisen darauf hin, dass die Hauptmasse des Jägnafotuffites nicht als umgewandelte saure Lava, sondern als Tuffe und, mit Rücksicht auf die offenbare Mischung mit aquatischen Sedimenten (fossilführende Kalke und schwarze Schiefer), als Tuffite aufzufassen ist.

Während im Lairo-Labbagebiet zahlreiche Horizonte von Jägnafotuffit auftreten, von denen nur die bedeutendsten auf der Karte ausgeschieden wurden, ist die vulkanische Serie weiter gegen Nordosten in einem mächtigen Band zusammengedrängt, das nur unbedeutende sedimentäre Einlagerungen, hauptsächlich in Form von schmalen, grünlichen Schiefern enthält. Die Serie wurde dort auf der Karte einheitlich als ein einziges Vulkanitband ausgeschieden, das weit gegen Nordosten und Norden verfolgt werden konnte. Charakteristisch ist das Auftreten von zahlreichen, bläulichen, gut ausgebildeten Magnetitoktaedern von 2—5 mm Durchmesser, die besonders im Jägnafo-Jalkokgebiet recht gleichmässig und häufig in den Jägnafotuffiten auftreten.

Nordwestlich des Jalkok hat sich unmittelbar unter der Überschiebungs-

fläche der Vastendecke im liegenden Jägnafotuffit Granat neugebildet. Es ist die eines der wenigen Lokale, an denen Granat in stratigraphisch höheren Teilen der Pieskedecke beobachtet wurde.

Das Hangende des Jägnafotuffites.

Im Gebiet des Kasak, Kaisseketstjåkko und westlich des Jägnafo kommen oberhalb des Jägnafotuffites kalkige, bräunliche Schiefer vor, die an manchen Stellen auch grünliche Farbtöne zeigen. Es handelt sich um ein ca. 50—100 m mächtiges, stark tektonisiertes Schieferband, das zwischen dem liegenden, harten Jägnafotuffit und den hangenden, überschobenen Grünsteinen der Vastendecke eingeklemmt liegt. Die einförmigen Schiefer werden von zahlreichen grossen, kleinen und kleinsten Harnischen und Gleitflächen durchsetzt. Das Gestein ist stark verfältelt und gekräuselt, was sich bis in den Dünnschliff verfolgen lässt. Die Schiefer waren in den begangenen Profilen nicht stratigraphisch aufteilbar. Sie verschwinden westlich des Jägnafo unter den Gesteinen der Vastendecke, die weiter nördlich auf tieferen stratigraphischen Horizonten der Pieskedecke liegt.

Im Dünnschliff bestehen die Schiefer aus einer kleinkörnigen Grundmasse von undulös auslöschendem Quarz, die einzelne Plagioklaskörner enthält. Alles ist in feinblättrigen Chlorit eingebettet. Hie und da sind Reste von beinahe vollständig chloritumgewandeltem Biotit zu sehen. Der Karbonatgehalt des Gesteins ist teilweise bedeutend. Die oben beschriebene Schieferserie ist das stratigraphische Hangende des Jägnafotuffites.

Weiter gegen Südwesten, im Gebiet der Berge Labba und Lairo, befindet sich oberhalb der faziell stark wechselnden, fossilführenden Phyllitserie mit Einlagerungen von Jägnafotuffit eine Schieferserie. Sie gleicht teilweise dem Hangenden des Jägnafotuffites im Gebiet des Kaisseketstjåkko. Stratigraphisch entspricht sie einem Teil der »Furulundschiefer» der Lagerfolge des Grubengebietes von Sulitelma.

Das Gebiet nordöstlich des Virijaure.

In diesem Gebiet wurde im Bereiche der Karte nirgends der Juronquarzit angetroffen und auch so tiefe stratigraphische Horizonte wie der Pieskekalk scheinen nicht vorzukommen.

Das ganze Gebiet wird von der Konglomerat-Sandsteinserie eingenommen, die hier bedeutende Mächtigkeiten erreicht. Besonders im nordöstlichen Teil der Karte muss mit einer Mindestmächtigkeit von über 1 500 m gerechnet werden. Die Serie weist einen recht regelmässigen Bau mit gleichbleibendem Streichen und Fallen auf. Die Gesteine sind auch nicht stark verschiefert. Es haben hier kaum grössere Differentialbewegungen stattgefunden.

Ebenso wie in den bisher behandelten Gebieten, in denen die Konglomerat-Sandsteinserie vorkommt, enthält die Serie auch nordöstlich des Virijaure in ihren oberen Teilen mächtige Einlagerungen von Effusiven. Diese treten in

mehreren Horizonten als Pillowlaven, Agglomerate und Blasenlaven auf. Die Effusiva enthalten durchgehend etwas Quarz. Der Zusammensetzung nach dürften sie grösstenteils Andesiten und Rhyoliten entsprechen.

Das Auftreten dieser mächtigen Effusiva in vielen Horizonten erklärt teilweise das starke Anschwellen der Konglomerat-Sandsteinserie in diesem Gebiet. Die Sedimente, die den Effusiven zwischengelagert sind, sind überwiegend pelitisch. Sie bestehen aus Sandsteinen, Glimmerschiefern, Chloritschiefern, Graphitphylliten, Kalken und Dolomiten. Konglomerate treten zurück und arkosische Gesteine wurden nicht beobachtet. In den untersuchten Konglomeraten wurden keine Granitgerölle gefunden. Die Sedimente gleichen den fossilführenden Sedimenten im Sulitelmagebiet, die Einlagerungen von Jägnafotuffit enthalten.

Der grösste Teil der Sedimente zwischen den Effusiven besteht aus einer charakteristischen bunten Phyllitserie. Es handelt sich um seidigglänzende, dünnblättrige Phyllite, in denen eine äusserst intime Wechsellagerung von grünen, chloritreichen Gliedern mit schwarzen Graphitphylliten und rötlichen, dolomitischen Bändern und Schmitzen vorhanden ist. Ausserdem kommen auch dünne, schwarze Kalklager vor. Schmale »psammitische» Einlagerungen werden als Tuffite gedeutet. Im Folgenden wird die Serie aus praktischen Gründen als »bunte Phyllite» bezeichnet, um ermüdende Wiederholungen zu vermeiden.

Das stratigraphische Rückgrat der Konglomerat-Sandsteinserie bildet ein durchgehender Horizont eines grauen, bis zu 50 m mächtigen, körnigen Kalkmarmors, der von der Westspitze der Titirnjarka (Halbinsel im Virijaure zwischen Staloluokte und Arasluokte) gegen Osten gegen den Lemakvare zieht. Der gleiche Kalkmarmorhorizont wurde auch südlich des Kätjaure beobachtet. Auch westlich der Seen Virijaure und Vastenjaure ist dieser Kalkmarmor als durchgehender Horizont vorhanden. Er wird im Folgenden Titirkalk genannt. Der Titirkalk gliedert die Serie in eine untere, psammitische Abteilung ohne Effusiva, die »Staloserie» benannt wird und eine obere, überwiegend pelitische Abteilung mit Effusiven, die ich »Laotakserie» nenne.

Das Virijaurekonglomerat befindet sich im Liegenden des Titirkalkes, da es in der flach gewölbten Antiklinale um den Kätjaure, sowie längs der ganzen Ostküste der Staloluokte unter ihm ansteht. Der südlich des Kätjaure anstehende graue Kalkmarmor keilt gegen Nordwesten aus, so dass dieser ausgezeichnete stratigraphische Leithorizont im Gebiet um den Pieti und südlich davon für eine Gliederung der Serie nicht zur Verfügung steht.

Ein Profil vom Kätjaure gegen den Stuorab Titir zeigt folgende Aufeinanderfolge der Schichten. Um den Kätjaure und besonders südlich von ihm stehen stark verschieferte, gebänderte, sandige Glimmerschiefer mit Konglomeratstrukturen an, die leicht mit der konglomeratischen Sandsteinserie vom Pieti zu identifizieren sind. Gegen Norden liegen auf ihnen stark quarzdurchtränkte, teilweise granatführende Glimmerschiefer, die mit psammitischen Horizonten wechsellagern. Dann folgt in dem breiten Tale am Südfuss des Stuorab Titir der an dieser Stelle mindestens 40 m mächtige, grauschwarze,

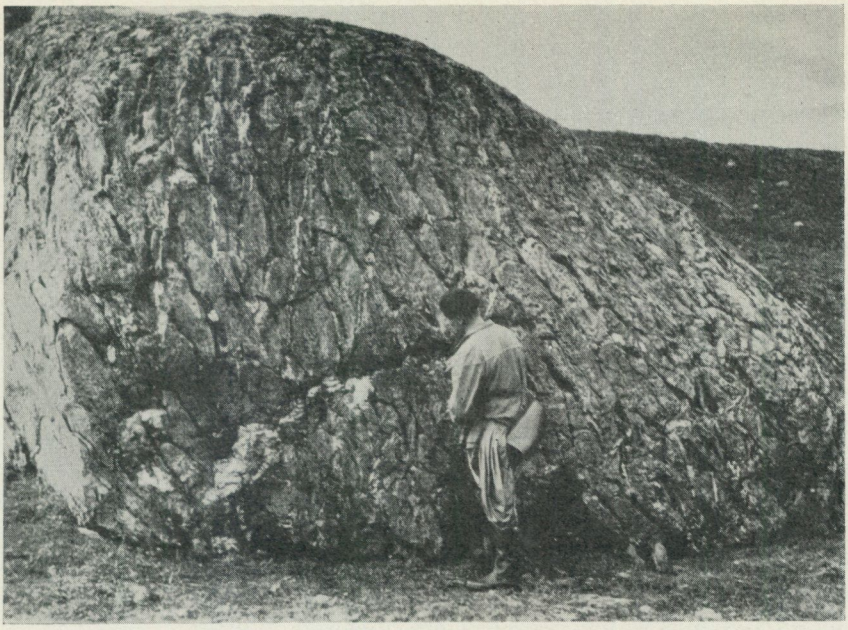


Abb. 14. Pillowlava vom Stuorab Titir. Photo G. Kautsky.

körnige Titirkalk, der dünne Graphitphylliteinlagerungen enthält. Er wird von einem einige Meter mächtigen Graphitphyllit überlagert, auf dem ein ca. 25 m mächtiger, teilweise agglomeratischer Grünstein liegt. Oberhalb des Effusivhorizontes folgen mächtige Glimmerschiefer, die ihrerseits von einer recht bedeutenden, intermediären und sauren Effusivserie mit verschiedenen Gesteinstypen und auch etwas zwischengelagerten Sedimenten überlagert werden. Die Effusiva enthalten Blasenlaven, Pillowlaven (Abb. 14), Agglomerate und Tufflager. Die Gesteine bestehen aus einer reichlich Erz führenden, feinkörnigen Plagioklasmasse, in der einzelne, grössere Plagioklase (Albit) mit gut ausgebildeter Kristallform liegen. Die Grundmasse enthält sparsam Quarz. Reichlich kommt in grösseren Körnern Epidot vor. Ausserdem tritt Biotit, der teilweise chloritumgewandelt ist, und Muskowit, sowie etwas Karbonat auf. Noch höher oben, bereits auf der Hochfläche des Gipfels des Stuorab Titir, liegen Graphitschiefer, die mit (?)Kalksandsteinen wechsellagern. Auch ein dünnes Granatglimmerschieferband wurde hier beobachtet. Der höchste Gipfel des Stuorab Titir besteht aus Glimmerschiefern mit rötlichen, dolomitischen Einlagerungen.

Von der Staloluokte längs des Ufers des Virijaure gegen Nordwesten stehen bis zum Westende der Halbinsel Titirnjarka die konglomeratischen Sandsteine an. Ein SW—NO-Profil vom Nordufer der Staloluokte über den Titirjaure quer über die Halbinsel zeigt folgende Lagerfolge: Auf den konglomeratischen Sandsteinen liegt der hier 50 m mächtige, schwarzgraue Titirkalk. Darüber folgt etwas grauer, glänzender Phyllit, der von einem mehrere Meter mäch-

tigen Grünsteinsband überlagert wird. Darüber liegen Granatglimmerschiefer und dann bunte, seidigglänzende Phyllite mit dolomitischen, rötlichen Einlagerungen. Beim Titirjaure stehen mächtige Effusiva an, die mit ca. 100 m mächtigen, groben, massiven Laven beginnen. Gegen oben werden diese feinkörniger und gehen in Pillowlaven über, die ebenfalls ca. 100 m mächtig sind. Das höchste Glied in dieser Effusivserie bilden ca. 30 m Agglomerate und Tuffe. Dann folgen Graphitphyllite, die am Ufer der Arasluokte von bunten Phylliten der oben genannten Art überlagert werden. Das Profil hat grosse Ähnlichkeit mit dem oben beschriebenen Profil zwischen Kätjaure und Stuorab Titir. Ebenso wie dort liegt auch hier unmittelbar über dem Titirkalk ein Grünsteinhorizont, der zumindest an einer Stelle sicher effusiv ist. Es folgen Glimmerschiefer, in denen ein sehr mächtiger effusiver Horizont liegt, der seinerseits von Graphitphyllit und bunten Phylliten überlagert wird.

Am Westende der Halbinsel Titirnjarka liegt in den Strandklippen direkt unter den grauen Kalkmarmoren ein 2 m breiter Kalkserpentingang, das einzige ultrabasische Gestein, das im untersuchten Gebiet in der Pieskedecke beobachtet wurde. Im Dünnschliff besteht das Gestein hauptsächlich aus Karbonat, Talk und hellem, beinahe einachsig negativen Glimmer. Daneben kommen Serpentin und Erz vor. In der näheren Umgebung finden sich hier dieselben Gesteine wie in den oben beschriebenen Profilen.

Erwähnenswert ist auch auf der Halbinsel Titirnjarka ein im Hangenden der Kalkmarmore auftretendes Kalkkonglomerat mit bis zu kopfgrossen, gut gerundeten Geröllen. Die Matrix des Konglomerates besteht teilweise aus unreinem Kalk, teilweise ist sie sandig-kalkig. Die Gerölle unterscheiden sich kaum von der Matrix. Im Dünnschliff besteht das Gestein hauptsächlich aus Karbonat und aus kleinen, undulös auslöschenden Quarzkörnern. Doch kommen auch Aggregate von etwas grösseren Quarzkörnern vor. Etwas chloritumgewandelter Biotit ist vorhanden. Feldspat wurde nicht beobachtet. Unter den Mineralneubildungen dominiert Epidot. Chlorit und Zoisit bzw. Klinozoisit treten zurück. Die kalkigen, konglomeratischen Gesteine sind teilweise chloritschlierig und enthalten oft grüne chloritreiche Streifen. Die Bänderung scheint sedimentär zu sein.

Im Gebiet um die Arasluokte werden die sandigen Gesteine durch das allgemeine Auftreten von grossen Porphyroblasten eines stark pleochroitischen Biotits gekennzeichnet, der die Gesteine makroskopisch als schwarz- oder braungetupft erscheinen lässt. Derselbe Biotit tritt auch allgemein in den intermediären und sauren Effusiven auf. Das Auftreten dieser sehr charakteristischen Biotitblättchen deutet auf eine Einmengung von vulkanischem Material in die Sedimente hin. Teilweise kann es sich auch um Tuffe handeln. Unter dem Mikroskop besteht der Mineralbestand der sandigen Gesteine im Allgemeinen aus meist kleinkörnigem, undulös auslöschenden Quarz und einzelnen Plagioklaskörnern (meist Albit). Der Karbonatgehalt wechselt stark. Etwas Karbonat ist jedoch fast immer vorhanden. Heller Glimmer in kleinen Blättchen, Chlorit, Zoisit und Klinozoisit, sowie die oben erwähnten grossen Biotitporphyroblasten treten beinahe überall auf. An Accessorien wurden Turmalin,

Zirkon, Titanit, Rutil, Apatit und Erz beobachtet. Ihrem Auftreten nach sind die Gesteine den Jägnafotuffiten in der fossilführenden Serie südlich des Sulitelma ähnlich. Ebenso wie dort sind die Plagioklase klein und kristallographisch schlecht ausgebildet.

Eine stratigraphische Gliederung der Serie wurde östlich der Arasluokte durchgeführt. Neben verschiedenen Konglomeraten und Pseudokonglomeraten kommen dort hauptsächlich psammitische Gesteine vor, von denen ein Teil vermutlich als Vulkanite zu betrachten ist. Es ist in diesem Gebiet recht schwierig die vulkanischen Tuffe von den aquatischen Sedimenten zu trennen, da einerseits die Zusammensetzung der Rhyolittuffe und der etwas kalkigen Sandsteine im jetzigen metamorphen Stadium recht ähnlich ist, anderseits die kalkigen Sandsteine scheinbar etwas vulkanisches Material enthalten. Die Plagioklase der Effusivgesteine sind auch in den Pillowlaven selten kristallographisch gut ausgebildet. Meistens bilden sie zusammen mit Quarz eine gleichkörnige Grundmasse. Die vulkanische Natur der Gesteine ist oft nur im Feld an den typischen Makrostrukturen (Pillowlaven, Agglomerate usw.) zu erkennen. Die kalkigen Psammite lassen sich in den meisten Fällen zwischen den Fingern zerbröckeln, da die einzelnen Mineralkörner nur schlechten Zusammenhalt haben. Im Gelände sind die Horizonte auch auf grössere Entfernungen meistens leicht zu verfolgen, da sie in typischer Weise von einer grell orangeroten Flechte bewachsen sind.

Das stratigraphisch tiefste Glied in diesem Gebiet bilden bunte, meist grün und rötlich gebänderte, weiche Phyllite, die den Gipfel des Arasvare aufbauen. Die grünlichen Bänder sind chloritreich und die rötlichen Bänder stark dolomitisch und kalkig. Wie bereits erwähnt, spielen diese bunten Phyllite in allen Sedimenten die Hauptrolle, die den Vulkaniten zwischengelagert sind. Sie treten auch weiter gegen NNO auf. Über den bunten, kalkgebänderten Chloritschiefern des Arasvare liegen stark verfältelte helle Kalke mit grünen chloritreichen Bändern, die gegen oben in ein Kalkkonglomerat mit grauen und rötlichen Farbtönen übergehen. Dieses Kalkkonglomerat besteht aus bis faustgrossen, runden und kantigen Kalkfragmenten. Auch das Bindemittel besteht aus Kalk. Die Kalke und Kalkkonglomerate ähneln nicht den körnigen Kalkmarmoren mit loser Konsistenz vom Pieskekalktypus. Es handelt sich vielmehr um relativ feinkörnige, teilweise spätig entwickelte, feste Kalke. Im Dünnschliff zeigt sich, dass das Kalkkonglomerat fast ausschliesslich aus Karbonat besteht und dass daneben nur selten einige Quarzkörner, etwas opaker Staub (wahrscheinlich Graphit), sowie in kleinen Schuppen etwas neugebildeter, heller Glimmer vorkommen. Das Kalkkonglomerat ist nur einige Meter mächtig. Es wurde im Anstehenden auf der Westseite des Arasvare gefunden und dann mittels beinahe *in situ* liegender Blöcke gegen Norden verfolgt. Auf der Westseite des Hornats steht ein gleichartiger, parallellaufender Kalkkonglomeratzug an. Gleichartige Kalkkonglomerate kommen weiter östlich, in tieferen stratigraphischen Niveaus, auf der Westseite des Stuorab Madåive vor.

Oberhalb des Kalkkonglomerates liegt am Arasvare schwarzer Graphit-

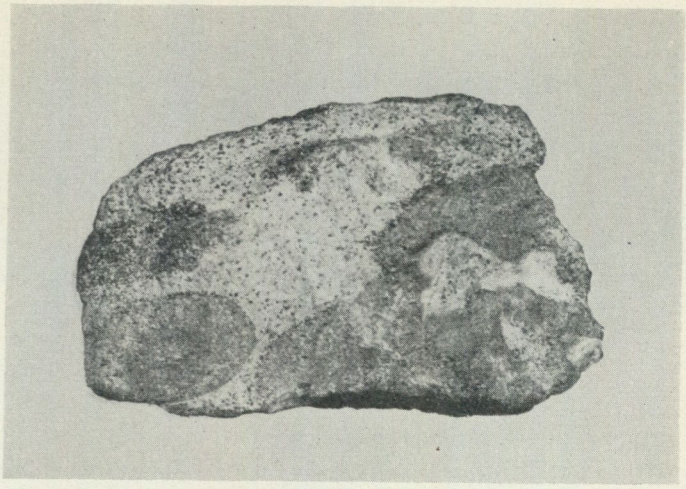


Abb. 15. Pseudokonglomerat vom Lemakjokk. Im linken Teil der Abbildung liegt ein gut gerundetes »Geröll». Im rechten Teil unregelmässig geformte Figuren von derselben Zusammensetzung wie das Geröll. Beachte das Fehlen von Ecken, alles ist »gut gerundet». Die schwarzen Punkte sind Biotitporphyroblasten. 2/3 nat. Grösse. Photo C. Larsson.

phyllit, der sich im Hangenden des Konglomerates weiter gegen Norden verfolgen liess.

Die Graphitphyllite werden von psammitischen Gesteinen mit Biotitporphyroblasten überlagert, denen schwarze und braune Glimmerschiefer eingelagert sind. An der Mündung des Lemakjokk kommen in ihnen als unbedeutender Horizont auch weisse Quarzite, sowie polymikte Konglomerate in kalkig-sandiger Matrix vor. Zwischen den einzelnen Konglomerathorizonten liegen Horizonte von braunen Glimmerschiefern. Die untersuchten Gerölle des hier auftretenden polymikten Konglomerates bestehen hauptsächlich aus Gangquarz (meist fingernagelgross) und recht einförmigen, sandsteinartigen Psammiten von ähnlicher Zusammensetzung wie die Matrix des Konglomerates. Die Sandsteingerölle zeigen jedoch verschiedene Farbtöne. Die petrographische Zusammensetzung der Sandsteingerölle ist gleichartig. Während die Gangquarzgerölle durchgehend gut gerundet sind, haben die oft bedeutend grösseren Sandsteingerölle manchmal unregelmässige Formen. Im Dünnschliff bestand das Geröll eines feinkörnigen Sandsteines hauptsächlich aus undulös auslöschendem Quarz. Der Feldspatgehalt war gering. Es wurden sowohl Albit als auch saurer Oligoklas beobachtet. Ausserdem kommen Chlorit und heller, feinschuppiger Glimmer, sowie als Accessorien Turmalin, Zirkon und Erz vor. Ein einzelner Granat ist wahrscheinlich keine Mineralneubildung, sondern ein im alten Sandstein sedimentiertes Mineralkorn.

Etwas oberhalb der Mündung des Lemakjokk steht im Bach ein etwas kalkiges Pseudokonglomerat an. Grundmasse und Gerölle unterscheiden sich hauptsächlich durch die verschiedene Anordnung des neugebildeten Biotits und hellen Glimmers. Die Gerölle sind extrem gut, kugelförmig oder eiförmig, gerundet.

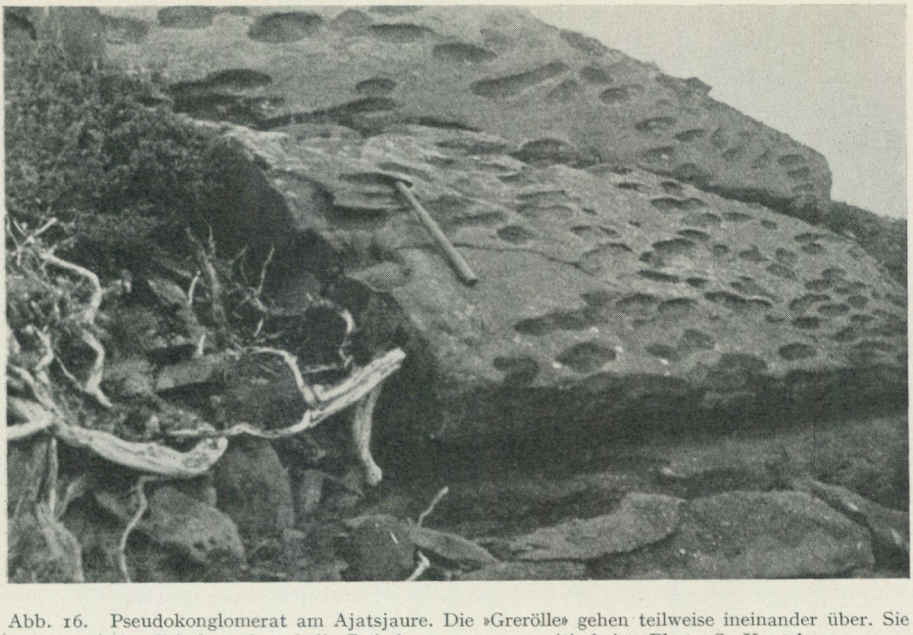


Abb. 16. Pseudokonglomerat am Ajatsjaure. Die »Gerölle» gehen teilweise ineinander über. Sie sind pelitisch, während die Zwischenmasse psammitisch ist. Photo G. Kautsky.

Stellenweise gehen Gerölle ineinander über oder bilden eigentümliche, gerundete Figuren (Abb. 15), die nur zu verstehen sind, wenn man diese Bildungen als Pseudokonglomerat deutet. Das Gestein hat die gewöhnliche Zusammensetzung der kalkigen Psammite der Serie.

Zwischen dem Lemakjokk und dem See Ajatsjaure besteht die Konglomerat-Sandsteinserie aus eintönigen, kalkig-sandigen Gesteinen. Teilweise enthalten sie ellipsoidische Einlagerungen von mehr pelitischer Beschaffenheit als die Grundmasse. Der Durchmesser dieser Ellipsoide wechselt zwischen 1 cm und 1 m. Meistens liegen mehrere Ellipsoide im selben Horizont hintereinander. Hauptsächlich wegen ihrer Form und der im Gegensatz zur sandigen Grundmasse mehr pelitischen Beschaffenheit sind sie schwer als echtes Konglomerat vorstellbar. Sie könnten eventuell als ehemalige Tongallen in den Sandsteinen gedeutet werden. Wahrscheinlich sind jedoch auch sie als ein Pseudokonglomerat zu betrachten (Abb. 16). Gleichartige Bildungen wurden massenhaft in den Sandsteinen westlich des Virijaure (nordwestlich der Allebluokte) beobachtet (vergl. S. 64, Abb. 26).

Auf der Nordseite der Arasluokte kommen Grünsteine vor, die ein grösseres Areal einnehmen. Sie treten in mehreren Horizonten mit zwischengelagerten Sedimenten auf und sind vielleicht effusiv. Diese Grünsteine sind bedeutend basischer als die sicheren Effusiva der Serie.

Am Westufer des Ajatsjaure stehen Graphitschiefer an, welche die südlich davon befindliche psammitische Serie überlagern. Sie werden weiter nördlich, am Fusse des Allakvare, ihrerseits von flach liegenden, kalkig-sandigen Ge-

steinen überlagert, die teilweise als Rhyolittuffe aufgefasst werden. Oberhalb der Sandsteine mit Rhyolittuffen folgen am Südabfall des Allakvare flach liegende, graue und schwarze Glimmerschiefer, die reichlich kalkige Einlagerungen enthalten. Auch sandige Schichtglieder mit Biotitporphyroblasten, die als Tuffe oder Tuffite gedeutet werden, kommen in mehreren Horizonten innerhalb der Phyllite und Glimmerschiefer vor. Unterhalb der Grünsteine der Gipfel des Allakvare, welche die Basis der Vastendecke bilden, sind die Glimmerschiefer ausgewalzt und tektonisiert.

Vom Ajatsjaure gegen Westen besteht das Nordufer des Virijaure und die nahe dem Nordufer liegenden Inseln aus kalkigen Psammiten von einförmigem Aussehen, die vielleicht saures, vulkanisches Material enthalten. Sie sind mit grell orangeroten Flechten bewachsen. Konglomerate wurden westlich des Ajatsjaure nicht beobachtet. Die kalkigen Psammite liegen im stratigraphischen Niveau der Gesteine der Arasluokte. Der Metamorphosgrad dieser Gesteine steigt deutlich gegen Westen. Während um die Arasluokte die Serie hauptsächlich durch Biotitporphyroblasten gekennzeichnet wird, beginnt am Ausfluss des Virijaure neben dem Biotit Hornblende aufzutreten. Am eingehendsten wurden die Gesteine am Ausfluss des Virijaure untersucht. Sie sind dort als eintönige, massige, kristalline, kalkige Psammite ausgebildet. Die Serie liegt hier sehr flach und die Gesteine sind ausgeprägt quaderförmig verklüftet. Einlagerungen von Phylliten fehlen vollkommen.

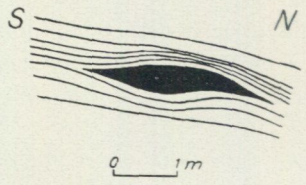


Abb. 17. Profil durch eine kleine Amphibolitintrusion in sandigem Phyllit südlich des Topekvare.

Über den kalkigen Psammiten liegen pelitische Gesteine, die ebenfalls gegen Westen höher metamorph werden. Am Ausfluss des Virijaure gehen die Psammite gegen oben in kalkige Garbenschiefer mit glänzenden Schichtflächen über. Die Grenze zwischen den beiden Gesteinen ist unscharf. Die Garbenschiefer werden von Glimmerschiefern und schliesslich Graphitphylliten überlagert, die unter den Grünsteinen und Grünschiefern der hangenden Vastendecke liegen. In den Garbenschiefern und den Psammiten befinden sich zahlreiche kleine Grünsteinsintrusionen (Abb. 17).

Die nördlich des Ajatsjaure noch reichlich innerhalb der Phyllite und Glimmerschiefer vorhandenen Horizonte von biotitporphyroblastführenden, psammitischen Gesteinen sind beim Ausfluss des Virijaure verschwunden. Hier und auch weiter im Westen fehlen solche Einlagerungen in den Phylliten und Glimmerschiefern.

Die fossilführende Serie.

Von der Arasluokte des Virijaure lässt sich die Laotakserie (der Effusiva enthaltende, obere Teil der Konglomerat-Sandsteinserie) ohne Schwierigkeiten weiter gegen Nordosten verfolgen. Es kommen auch hier dieselben Gesteinstypen vor. Ein Unterschied besteht jedoch darin, dass gegen Nordosten die vulkanischen Einlagerungen einen immer grösseren Anteil an den

Gesteinen der Serie ausmachen. Streichen und Fallen, Faltenachsen und Stengligkeit der Gesteine sind in diesem Gebiet äusserst regelmässig und die Gesteine sind strukturell ausgezeichnet erhalten. Die zwischen den Vulkaniten liegenden Sedimente sind grösstenteils recht pelitisch und bestehen aus Graphitphylliten, bunten, grün-rötliche Farbtöne zeigenden, seidigglänzenden Chloritschiefern mit Dolomit- und Kalkeinlagerungen, schwarzen Kalken, weissen Dolomiten mit rötlichem Stich und verschiedenen Phylliten, Glimmerschiefern und Granatglimmerschiefern. Ausserdem kommen Quarzite, Sandsteine und untergeordnet auch Konglomerate vor. Das Gebiet ist zum grössten Teil von Quartär bedeckt und dadurch schlecht aufgeschlossen. Längs der Bachtäler sind im Allgemeinen jedoch gute Aufschlüsse vorhanden, in denen die Serie studiert werden kann.

Zwischen dem Laotakjokk und dem nördlich davon liegenden Berg Låtats fand ich in der zwischen den Vulkaniten liegenden Sedimentserie einen artlich nicht bestimmbaren Halysitesstock in stark umkristallisiertem Zustand (Tafel IV, Abb. 102). Im selben Gebiet hat Kulling (1947 b, S. 475—485) bestimmbare Fossilreste, u. a. Halysitesstöcke, in den kalkigen Teilen der dort anstehenden Gesteine gefunden.

In einem vom Stuorab Madåive gegen Westen zum Mola gelegten Profil streichen und fallen die Gesteine durchgehend N30°—50°E/10°—20°NW. Die Faltenachsen liegen N50°W/5°—15°NW. Am Westabfall des Stuorab Madåive tritt ein dünnes Kalkkonglomerat zu Tage, unter dem bunte Phyllite liegen. Auch über dem Kalkkonglomerat folgen solche Phyllite mit reichlich Karbonateinlagerungen, sowie Graphitphyllite. Das Gebiet ist so schlecht aufgeschlossen, dass die Möglichkeit besteht, dass hier auch andere Gesteinsglieder durchstreichen. Ca. 3 km westlich des Gipfels des Stuorab Madåive wurde ein Kalkkonglomerat in zahlreichen, mehr oder weniger *in situ* liegenden Blöcken gefunden. Es handelt sich um einen neuen Kalkkonglomerathorizont, der hier durchzieht. Weiter gegen Westen folgen wieder verschiedene Phyllite, darunter Graphitphyllite. Aufgeschlossen ist in dieser zum grössten Teil moränbedeckten Phyllitserie ein mächtiges Lager eines intermediären Vulkanits vom selben Typus, der auch südöstlich des Låtats ansteht. Im tiefsten Pass zwischen Stuorab Madåive und Mola streicht wieder ein Kalk durch, der durch eine Ansammlung von grossen, offenbar *in situ* liegenden, weissen und rötlichen Kalk- und Kalkkonglomeratblöcken angezeigt wird. Über diesem Kalk mit Kalkkonglomerat folgt ein Graphitphyllitband, das von einem ca. 30 m mächtigen, grauschwarzen Kalk überlagert wird. Oberhalb des Kalkes folgen wieder Graphitphyllit und eine gebänderte Serie, in der Graphitphyllit mit bunten Phylliten wechsellagert. In der Serie liegen graue Psammite mit Biotitporphyroblasten, die teilweise als Rhyolittuffe oder Tuffite aufgefasst werden. Sie bestehen aus einer mittelkörnigen Grundmasse, in der Quarz etwas über Albit überwiegt. Ferner treten, in der Grundmasse eingesprengt, in grösseren Mengen Chlorit und Karbonat auf. An Accessorien wurden Zirkon, Turmalin und besonders Titanit beobachtet. Die Serie wird gegen Westen stärker verschiefert. Sie wird von Grünsteinen überlagert, die den Gipfel des Mola

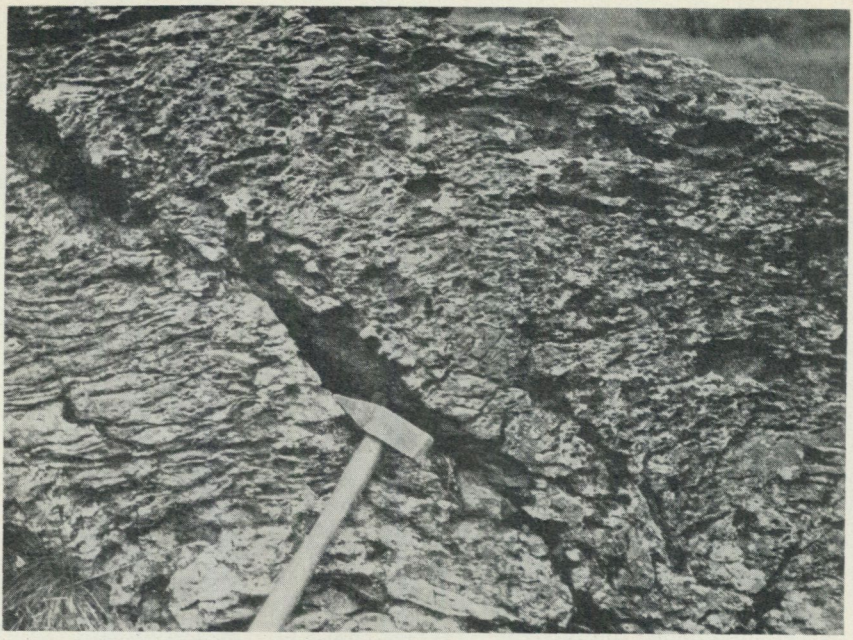


Abb. 18. Blasenlava von intermediärer Zusammensetzung vom Nordufer des Laotakjokk nördlich des Stuorab Madåive. Photo G. Kautsky.

aufbauen. Diese Grünsteine repräsentieren einen anderen Typus als die Grünsteine in der Pieskedecke. Sie gehören bereits der überlagernden Vastendecke an.

In einem anderen Profil, das flussaufwärts des Laotakjokk abgegangen wurde, wurde erst ungefähr 2 km östlich der Mündung des Flusses in den Vastenjaure Anstehendes angetroffen. Die Gesteine bestehen aus einer recht wechselnden Serie, in der die bunten Phyllite vorherrschen. Ausserdem kommen in reichlichem Masse Graphitphyllite, schwarze Kalkeinlagerungen, sowie weisse und rötliche Dolomiteinlagerungen vor. Die Gesteine sind plattig entwickelt. Weiter östlich sind die Schiefer teilweise als Knotenschiefer ausgebildet. Ungefähr 4,5 km östlich der Mündung des Laotakjokk stehen Effusiva im Fluss an. Dann folgt wieder die bunte Phyllitserie mit Graphitphylliteinlagerungen. Streichen und Fallen ist ca. N50° E/15°—25° NW und die Faltenachsen fallen 20° gegen N 50° W ein. 2 km weiter flussaufwärts folgt ein Effusivzug, der nördlich des Laotakjokk Agglomeratstrukturen und Blasenlaven (Abb. 18) enthält. Unter den Effusiven und auch in ihrem Hangenden enthalten die bunten Phyllite Granatporphyroblasten, die teilweise kubikcentimetergross werden. Auch kleine Kalkmarmorschlieren kommen in den Sedimenten vor.

Noch tiefere stratigraphische Horizonte wurden ca. 3 km nördlich des Laotakjokk studiert. Dort liegen unter den Vulkaniten wieder bunte Phyllite von vielleicht 50 m Mächtigkeit mit Granatporphyroblasten. Sie sehen in ihren untersten Teilen etwas konglomeratisch aus. Sie werden von einem

10—15 m mächtigen, dunkelgrauen Kalkmarmor unterlagert. Darunter liegen graue Granatglimmerschiefer, die an einigen Stellen gewisse Ähnlichkeiten mit der psammitischen Serie bei Staloluokta aufweisen. Da die tiefsten Glieder der Serie nur in einem einzigen Profil untersucht wurden, möchte ich die folgenden stratigraphischen Vergleiche nur mit Vorbehalt ziehen. Es ist möglich, dass der graue Kalkmarmor dem Titirkalk entspricht. In diesem Fall würden die den Kalkmarmor unterlagernden Granatglimmerschiefer von »sandigem» Habitus den Sandsteinen um die Staloluokte entsprechen.

In einem Profil vom in der Lagerfolge tiefst liegenden Kalkmarmor nördlich des Laotakjokk gegen Westen zum Låtats und Laotakvare, bzw. Vastenjaure, sind besonders die Vulkanite mit ihren Pillowlaven, Agglomeraten und Tuffen prachtvoll aufgeschlossen. Wie bereits oben beschrieben, wird der grauschwarze Kalkmarmor durch die bunten Phyllite des in der Gegend gewöhnlichen Typus überlagert, in denen ein Band von sauren Effusiven liegt. Weiter gegen Nordwesten folgt in diesem Profil ein mächtiges Schichtpaket der bunten Phyllite, die gegen Nordwesten immer reichlicher Graphitphylliteinlagerungen enthalten. Auf den Graphitphylliten liegt ein vielleicht 100 m mächtiges Lager von Pillowlaven mit ausgezeichnet erhaltenen Fliesstrukturen. Nordwestlich und westlich dieses mächtigen Effusivbandes sind in der recht flachen Gegend Aufschlüsse selten. Das Gebiet scheint hauptsächlich von den bunten Phylliten aufgebaut zu werden, die reichlich Graphitphylliteinlagerungen sowie auch Einlagerungen grauer Kalke und weisser und gelblicher Dolomite enthalten. Diese Gesteine sind in *in situ* liegenden Blöcken vorhanden. Auch die sparsam vorhandenen Aufschlüsse bestehen aus ihnen. Ungefähr 4 km östlich des Südostendes des Vastenjaure sind innerhalb der bunten Phyllite mit Graphitphylliteinlagerungen Effusiva in mehreren Horizonten, sowie weisser Dolomit aufgeschlossen. Graphitphyllite, in denen kleine Ränder von schwarzen, graphitreichen Kalken vorkommen, spielen eine grosse Rolle. Westlich dieser Aufschlüsse mit Pillowlaven folgt wieder eine mächtige Sedimentserie, die hauptsächlich aus den bunten Phylliten mit Graphitphylliteinlagerungen besteht. In dieser Serie habe ich in einer von Graphitphylliten umgebenen Kalkeinlagerung einen stark umkristallisierten Korallenstock, der als *Halysites* spec. bestimmt werden konnte, gefunden. Das Schichtpaket, in dem der Fossilfund gemacht wurde, wird weiter unten, an Hand eines beinahe lückenlosen Profiles durch die Serie längs eines in den Vastenjaure fliessenden Baches beschrieben. Auch oberhalb der fossilführenden Sedimentserie folgen mächtige saure Effusiva, die teils als Tuffe ausgebildet sind, teilweise aber auch relikte Fliesstrukturen zeigen. Die Lavaströme von saurer Zusammensetzung zeigen an anderen Stellen dieses Effusivzuges prachtvoll erhaltene Pillowlavastrukturen (Abb. 19). Dies ist mit Rücksicht auf die Zusammensetzung beachtenswert. Mikroskopisch haben die Pillowlaven das Aussehen eines metamorphen Sandsteins. Plagioklas und Quarz sind in ungefähr gleich grosser Menge vorhanden. Sie überwiegen bei weitem über die anderen Minerale. Der Plagioklas (Oligoklas oder Albit) ist kristallographisch schlecht ausgebildet. Seine Korngrösse entspricht der des Quarzes. Die Lavaserie wird im Profil nur an einigen

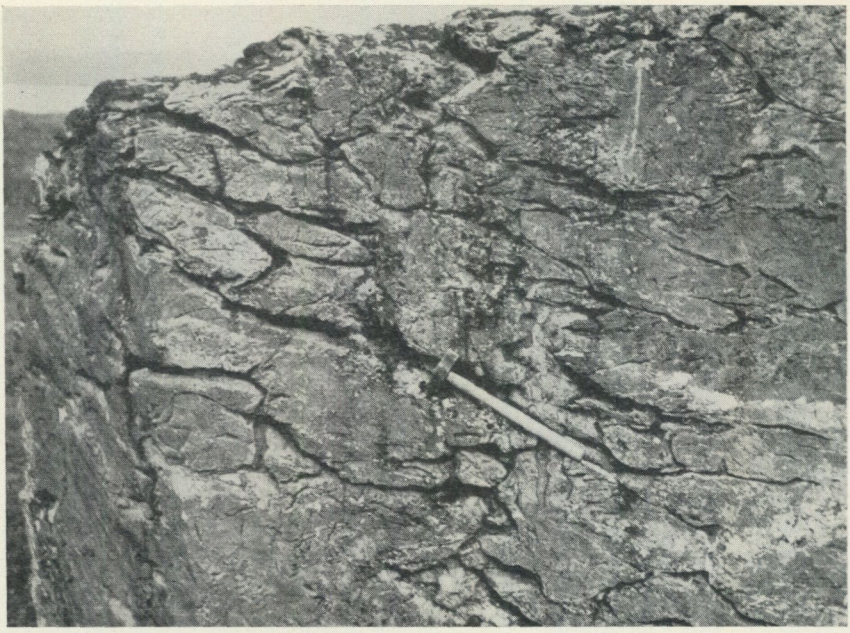


Abb. 19. Pillowlava von der Titirnjarka. Photo G. Kautsky.

wenigen Stellen durch Graphitphyllite etwas gegliedert. Im ganzen Profil streichen und fallen die Schichten N30°—45° E/10°—30° NW.

Das Profil durch die fossilführende Serie wurde längs eines von mir in die Karte eingezeichneten, in ost—westlicher Richtung fliessenden Baches aufgenommen, der in das Mündungsdelta des Laotakjokk einmündet. Der Fossilfundplatz wurde auf der Karte durch ein dickes Kreuz kenntlich gemacht.

Am Unterlauf des Baches stehen ausschliesslich Vulkanite an, die teilweise deutliche Effusivstrukturen zeigen. An anderen Stellen hat man den Eindruck, dass die grosse Biotitporphyroblasten führenden, »sandsteinartigen» Gesteine Tuffe oder Tuffite sind, in die sedimentäres Material eingemengt ist. Unter den Tuffen liegt ein ungefähr 0,5 m mächtiges polymiktes Konglomerat mit haselnussgrossen Schiefer-, Kalk- und Quarzitgeröllen. Die Matrix ist kalksandsteinartig. Unterhalb dieses Konglomerates folgen die gewöhnlichen bunten Phyllite, die reichlich Kalk- und Graphitphylliteinlagerungen enthalten. Das Fossil wurde in grauen, kleinen Kalkeinlagerungen innerhalb der graphitreichen Serie gefunden.

Unmittelbar unter dem Fossilfundplatz stehen »Knotenschiefer» an. Eine mikroskopische Untersuchung zeigte, dass die Knoten teilweise aus Biotitaggregaten, teilweise aus Erzmineralen bestehen. Die Knotenschiefer werden von einer ca. 30 m mächtigen Grauwacke unterlagert. Sie besteht hauptsächlich aus grauem Kalk mit schwarzen Schieferfragmenten und verschiedenen Kalkfragmenten. Der Kalk ist sehr graphitreich. Im Liegenden der Grau-

Abb. 20. Pillowlava wird am Låtats diskordant von Phylliten überlagert. Der Hammerkopf liegt in der Gesteinsgrenze. Die Pillowlava hat saure Zusammensetzung. Es ist ungefähr gleich viel Quarz und saurer Plagioklas vorhanden. Im Dünnschliff hat die Lava das Aussehen eines Sandsteines. Photo G. Kautsky.

wacke folgt ein grauer Quarzit, der in seinen tiefsten Teilen ein Gruskonglomerat aus Quarzitgeröllen enthält. Das Quarzitkonglomerat tritt in mehreren, schmalen Bänken auf. Es wechsellagert sowohl mit dem grauen Quarzit als auch mit rötlichem Dolomit. Die Quarzitkonglomerat-Quarzitserie ist ca. 3 m mächtig. Unterhalb der Quarzitabteilung folgen wieder bunte Phyllite mit Graphitphylliteinlagerungen und kleineren Kalk- und Dolomithorizonten. Die Schiefer sind teilweise als Knotenschiefer ausgebildet. Weiter gegen Osten rinnt der Bach in der Streichrichtung der Schichten. Deshalb ist weiter bachaufwärts immer ungefähr derselbe stratigraphische Horizont aufgeschlossen.

Vom Fossilfundplatz gegen den Låtats im Norden stehen in spärlichen Aufschlüssen der Sedimentserie reichlich Dolomite und Kalke an, die mit den bunten Phylliten und Graphitphylliten wechsellagern. An der Südflanke des Låtats liegen über der Sedimentserie Pillowlaven von saurem Charakter (Abb. 20), Tuffe und Tuffite in Wechsellagerung mit Phylliten. Es handelt sich um denselben Vulkanitzug, der im Fluss oberhalb der fossilführenden Serie aufgeschlossen ist. Das ganze Låtatsmassiv besteht aus dieser Vulkanitserie, die stellenweise prachtvoll ausgebildete Pillowlaven enthält. Nordwestlich des Låtats liegen über den Vulkaniten effusive? Grünsteine (Porphyrite und Amphibolite). Sie gehören m. E. zu einer kleinen Deckscholle der Vastendecke. Sie sind sowohl dem Aussehen als auch ihrer Zusammensetzung nach grundverschieden von den Effusiven der Pieskedecke. Das Streichen und Fallen ist

wie überall nordöstlich der Arasluokte auch hier äusserst regelmässig N 45° E/10°—35° NW.

Aus den oben beschriebenen Profilen sind die stratigraphische Position des Fossilfundplatzes und die Gesteinsvariationen der weiteren Umgebung ersichtlich. Der Fossilfundplatz liegt in einer Sedimentserie zwischen Vulkaniten von intermediärem und saurem Charakter, die teils als Pillowlaven, teils als Tuffe und Tuffite ausgebildet sind. Die fossilführenden Sedimentgesteine sind also zweifellos während einer Periode mit reger vulkanischer Tätigkeit abgelagert worden.

Vergleicht man das Gesteinsmilieu um den Fossilfundplatz östlich des Vastenjaure mit jenem der nächsten Fossilfundplätze weiter im Süden (Sulitelma und Ikisjaure), so ergeben sich grosse Ähnlichkeiten. Die Fossilien im Sulitelmagebiet liegen in schmalen, grauen Kalkhorizonten, die in sauren Tuffiten (Jägnafotuffit) und schwarzen Schiefern liegen (vergl. S. 27 ff). In dieser Serie kommen ausserdem noch rötlich verwitternde Dolomite und grünliche Schiefer vor. Die Zusammensetzung der fossilführenden Sedimentserie des Sulitelmagebietes gleicht jener der Sedimente östlich des Vastenjaure. Auch die sauren Tuffite des Sulitelmagebietes zeigen grosse Übereinstimmung mit den Vulkaniten der fossilführenden Lagerfolge östlich des Vastenjaure. In beiden fossilführenden Gebieten spielen saure und intermediäre Vulkanite eine dominierende Rolle.

Die Fossilfunde im Ikisjauregebiet, die Kulling (1941, S. 107—109; 1947 b, S. 482—483) beschrieben hat, wurden zumindest teilweise in zwischen Vulkaniten liegenden Sedimenten gemacht. Im Ikisjauregebiet liegt über der vulkanitführenden Serie das sogenannte »Vojtjakonglomerat» in typischer Ausbildung, das jetzt allgemein zeitlich in die Etage 5 b des Oslogebietes gestellt wird. Die Vulkanitserie mit zwischengelagerten, fossilführenden Sedimenten (u. a. sind Halysiteskolonien vorhanden) ist also im Ikisjauregebiet mit Sicherheit älter als die Etage 5 b. Die vulkanische Tätigkeit muss zeitlich in das Ordovizium gestellt werden.

Obige Altersbestimmung gilt auch für die zusammen mit Vulkaniten vorkommenden, fossilführenden Schichten des Sulitelmagebietes. Der von dort bestimmte Bryozoe *Dianulithes petropolitanus* weist nach Th. Vogt (1927) auf ein ordovizisches, wahrscheinlich mittelordovizisches Alter (Trenton) der fossilführenden Gesteine hin. Die oben genannte Art ist aus dem Silur nicht bekannt.

Die fossilführende Gesteinsserie südlich des Sulitelma steht im Gebiet der hier vorliegenden Karte in direktem Feldzusammenhang mit den fossilführenden Gesteinen östlich des Vastenjaure. Beide liegen in der Laotakserie und zwischen Vulkaniten. Die Sedimentserien weisen auch grosse fazielle Ähnlichkeiten auf. M. E. ist man daher berechtigt auch die fossilführende Gesteinsserie östlich des Vastenjaure in das Ordovizium zu stellen. Die von Kulling und mir selbst östlich des Vastenjaure gemachten Fossilfunde, zum überwiegenden Teil Halysitesstöcke und nicht näher bestimmbare Fossilreste, sprechen nicht gegen diese Auffassung. Die Familie der *Halysitidæ* kommt nämlich vom unteren Ordovizium bis zum unteren Devon vor und erreicht ihre grösste Verbreitung im oberen Ordovizium und Silur.

Kulling (1947 a, S. 130 ff.; 1947 b, S. 475 ff.; 1948, S. 667 ff.) hat während einer Reihe von Sommern das Gebiet östlich des Vastenjaure kartiert und beschrieben. Er fand an mehreren Stellen südlich und östlich des Låtats Fossilien, u. a. *Halysites*. Die Fossilien konnten nicht der Art, sondern nur dem Genus nach bestimmt werden. In Kullings Veröffentlichungen werden Profile durch die fossilführende Lagerfolge beschrieben und auch die Pillowlavenergüsse des Gebietes werden erwähnt, die nach dem Berg Låtats »Låtatsvulkanismus» genannt werden.

Kulling (1947 b, S. 476 ff.) beschreibt u. a. sehr ins Einzelne gehend das Profil längs des Baches, der von Osten in das Mündungsdelta des Laotakjokk einmündet. Es ist das gleiche Profil, das ich oben beschrieben habe und in dem auch ich eine Halysiteskolonie fand. Kulling unterscheidet hier fünf verschiedene Serien, von welchen die oberste aus sandigen, kalkhaltigen Schiefern und Kalkquarziten mit Tonschieferhorizonten besteht. Ihre Mächtigkeit wird auf 400—500 m geschätzt. Der tiefste Teil der Serie besteht aus Kalkquarzit mit geringmächtigen Einlagerungen von schwarzen Schiefern, fossilführendem Mergelschiefer und zuunterst einem Konglomerat mit kleinen Geröllen, das teilweise als gröberer, kalkhaltiger Quarzit ausgebildet ist. Das Konglomerat ist etwas weniger als 1 m mächtig. Die Serie wird mit der Lövfjällserie in Västerbotten parallelisiert, die nach Kulling (1933) bereits hoch oben im Silur liegt.

Nach meiner Auffassung besteht der Hauptteil dieser Serie aus sauren Vulkaniten, Rhyolittuffen und Tuffiten mit wechselnder Einmengung von sedimentärem Material. An einigen Stellen wurden in der eintönigen Serie relikte Fliesstrukturen und Pillowlaven gesehen. Diese Serie streicht gegen Nordosten über den Låtats, wo die Vulkanite teilweise aus Tuffen, teilweise aus strukturell gut erhaltenen Pillowlaven bestehen, was übrigens auch von Kulling beschrieben wird. Die Pillowlaven des Låtats liegen eindeutig im Hangenden der fossilführenden Serie, da die Gesteine durchgehend ungefähr NO—SW streichen und gegen Nordwesten einfallen. Das geringmächtige Konglomerat an der Basis der Serie wurde auch von mir beobachtet. Es ist polymikt.

Unterhalb dieser Serie folgt in Kullings Profil eine ca. 100 m mächtige Serie, die aus oftmals wechsellagernden schwarzen Schiefern, fossilführenden, *Halysites* enthaltenden Mergelschiefern und hellgrauen Quarziten besteht. Die Serie wird von Kulling mit der silurischen Brokenserie im zentralen Västerbotten parallelisiert.

In dem von mir beschriebenen Profil längs desselben Flusses entspricht sie der Serie bunter Phyllite, in der ich den *Halysites* gefunden habe.

Im Liegenden dieser Serie liegen nach Kulling grauschwarze Phyllitschiefer, schwarze, fossilreiche Kalksteine mit Einlagerungen von schwarzem, Kalklinsen enthaltendem Schiefer, schwarze Schiefer, blaugrauer Kalk, grauer Mergelschiefer mit hellgrauen bis dunkelgrauen Kalkeinlagerungen, sowie zu unterst eine schmale Bank eines etwas sandigen, weissen Dolomits. Die fossilreichen Kalksteine sind 30 m, die Serie als Ganzes 70 m mächtig. Sie wird von Kulling mit dem silurischen Slätdalskalk im zentralen Västerbotten parallelisiert.

In dem von mir beschriebenen Profil wurden die höchsten Teile dieser Serie mit der Serie der bunten Phyllite (mit *Halysites*) zusammengeschlagen. Der Hauptteil der Serie entspricht dem grauwackenartigen, schwarzen Kalk mit reichlichen Schiefer- und Kalkfragmenten.

Noch tiefer liegt nach Kulling eine über 30 m mächtige Quarzitserie von blaugrauer Farbe, die in ihrem mittleren Teil ein dünnes Lager eines Konglomerats mit kleinen Geröllen enthält, das Ähnlichkeiten mit dem Konglomerat im tiefsten Teil der »Lövfjällserie» zu Beginn des längs des Baches begangenen Profils zeigt. Dieser Quarzit wird von Kulling mit dem Vojtjakonglomerat an der Basis der Etage 5 b korreliert.

Diese von Kulling beschriebene Serie entspricht in dem von mir gegebenen Profil dem grauen Quarzit mit Quarzitkonglomerat in seinen tiefsten Teilen. Das schmale Konglomeratband mitten in diesem Quarzit habe ich scheinbar übersehen. Für die Beurteilung der stratigraphischen Stellung dieser Serie, mit u. a. grusigen Quarzitkonglomeraten an der Basis, ist von Bedeutung, dass das Konglomerat auch kleine Einlagerungen von rötlichem Dolomit enthält.

Kulling fasst jede der oben beschriebenen Serien als eine Transgressionslagerfolge auf, die mit einem Quarzit bzw. Konglomerat beginnt. Er hat ferner am Låtats und auch weiter östlich effusive Grünsteine mit Pillowlavastrukturen gefunden, die nach ihm (Kulling 1948, S. 667) alle stratigraphisch unter der fossilführenden Lagerfolge liegen.

Wie bereits auf S. 47 ff. ausgeführt und wie auch später im stratigraphischen Teil dieser Arbeit gezeigt werden wird (vergl. S. 115 ff), haben meine Untersuchungen in diesem Gebiet zu von Kullings vollständig abweichenden Auffassungen über das Alter und die stratigraphische Stellung der fossilführenden Lagerfolge im Gebiet östlich des Vastenjaure geführt. Es wird von mir als erwiesen angesehen, dass die Lagerfolge oberordovizisch ist.

An dieser Stelle will ich nur feststellen, dass die Pillowlaven am Låtats eindeutig im Hangenden der oben beschriebenen, fossilführenden, sedimentären Lagerfolge liegen, da, wie schon früher erwähnt, die Gesteine durchgehend gegen Nordosten streichen und gegen Nordwesten einfallen und keinerlei Grund besteht in diesem Gebiet verkehrte Lagerfolgen anzunehmen (vergl. die Karte). Vulkanite kommen in mehreren Horizonten auch im Liegenden der fossilführenden Serie vor. Diese ist also den Vulkaniten zwischengelagert. Da in den silurischen Teilen des westlichen Kambrosilurs Vulkanite in Schweden überhaupt nicht bekannt sind und im Trondheimgebiet nur recht untergeordnet vorkommen, sprechen die Lagerungsverhältnisse bestimmt gegen die Annahme eines silurischen Alters der fossilführenden Lagerfolge, wie sie von Kulling behauptet wird. Die im fossilführenden Gebiet vorhandene Gesteinsparagenese ist der Gesteinsparagenese der normalen Ausbildung des oberen Ordoviziums im westlichen Kambrosilur äusserst ähnlich (Sulitelma, Ikisjaure, Sarvasgebiet, Björkvattnet-Virisen, Hölonda-Horg). Ferner will ich darauf hinweisen, dass der Slätdalskalk in keinem der mir bekannten Gebiete dolomitische Einlagerungen enthält, oder aus grauwackenartigen, Schiefer-

fragmente führenden, schwarzen Kalken mit zwischengelagerten Graphitschiefern besteht. Solche Gesteine sind jedoch in den oberordovizischen Lagerfolgen recht gewöhnlich.

Das Gebiet zwischen Salojaure und Vaisaluokta.

Zwischen Kåtjasjaure und Vaisaluokta liegen über den Gesteinen des Akkajaurekomplexes, der aus Granitmyloniten und diese überlagernden Sedimenten von Hyolithuszonetypus besteht, der Pieskedecke zugehörige Granitmylonite, mylonitisierte Basalarkosen und Arkosensandsteine in kristallinem Zustand.

Es ist schwer die Granitmylonite von den sie überlagernden mylonitisierten Basalarkosen abzugrenzen, die sich ebenso wie die Granite durch hohen Mikroklin- und Mikroklinperthitgehalt auszeichnen. Die höheren Teile der Arkosensandsteinserie sind dagegen leicht von den Graniten zu trennen, da sie zum Teil deutlich gebändert sind und ihre Korngrösse bedeutend geringer als die der Granite ist. An Mineralneubildungen sind Biotit, Chlorit und Epidot allgemein vorhanden. Daneben wurde bisweilen etwas Granat beobachtet. Charakteristisch ist der hohe Titanitgehalt der Gesteine. Die rötliche Farbe gewisser Horizonte in der Arkosensandsteinserie wird durch den hohen Mikroklingehalt des Gesteins hervorgerufen. In den obersten Teilen der Arkosen nimmt der Mikroklingehalt jedoch rasch ab. Hier überwiegt Albit über Mikroklin.

Längs des Baches, der vom See Kårso in den Kåtjasjaure rinnt, wurde ein Profil durch die Serie begangen. In den untersten Anstehenden am Kåtjasjaure beginnt die Serie mit vergneisten, groben, massigen, horizontal liegenden Gesteinen granitischer Zusammensetzung, die Feldspäte bis zu 1 cm Durchmesser enthalten. Bachaufwärts wechsellagern diese groben, grauen Gesteine mit schwarzen Biotitgneisen. Noch höher oben tritt eine schwache, aber doch deutliche, beinahe horizontale Bänderung auf. Gleichzeitig nimmt die Korngrösse ab. Einzelne Bänder sind in verschieden hohem Grade kalkig, andere bestehen fast ausschliesslich aus Epidot und Biotit. Wo die Serie gebändert ist, werden die groben Gesteine als metamorphe Arkosensandsteine aufgefasst, während die grobkörnigen Gesteine von granitischer Zusammensetzung an der Basis als ursprünglicher Granit gedeutet werden. Konglomerate wurden in dieser stark tektonisierten Serie nicht beobachtet. Noch weiter bachaufwärts wird die Korngrösse noch kleiner. Neben den kalkigen Bändern treten hier auch einzelne, etwas dickere Kalklager auf. Die metamorphen Arkosensandsteine bestehen hauptsächlich aus kleinen Quarz- und Feldspatkörnern, zwischen denen nur hie und da ein grösseres Mikroklin- oder Mikroklinperthitkorn liegt.

Oberhalb der kalkigen Abteilung folgen wieder gröbere Gesteine von arkosenartiger Zusammensetzung, die von einer gebänderten, feinkörnigeren »Sandsteinserie» überlagert werden, die Einlagerungen dunkler Glimmergneise enthält. Diese oberste, gebänderte Abteilung, die als metamorphe Sandsteinserie gedeutet wird, ist ca. 100 m mächtig. Sie wird von unreinen Kalken und Kalksandsteinen (ca. 15 m) konkordant überlagert. Darüber folgen Graphitphyllite.

Abb. 21. Mylonitisierter Perthitgranit von der Basis der grossen Sevedecke am Svaltja. Zentral im Bilde ein deutlich erkennbarer Mikroklinperthit. Ein weiterer ist in der Mitte der linken Bildbegrenzung zu sehen. Die grösseren Mikroklinperthite liegen in einer feineren Grundmasse aus Quarz und Feldspat, Biotit (b), Epidot (e) und Flusspat (fl). Die schwarzen, unregelmässigen Linien zwischen den Mineralkörnern sind Sprünge im Präparat. Gekreuzte Nicols. 24 × vergr. Photo C. Larsson.

Die Kalke lassen sich als durchgehender Horizont durch das ganze Gebiet verfolgen. M. E. handelt es sich um den Titirkalk. Noch höher oben folgt im Profil eine stark kalkige Granatamphibolglimmerschieferserie.

Nördlich des Kåskem liegen über stark zerknüllten Sedimenten von Hyolithuszonetypus, die zum Akkajaurekomplex gehören, mylonitisierte Mikroklinperthitgranite (Abb. 21) der grossen Sevedecke. Im Dünnschliff bestehen die Granite hauptsächlich aus Quarz, grossen Mikroklinperthitindividuen, Mikroklin und Albit. Daneben kommen Biotit, Epidot, Titanit und Flusspat vor. Über den Graniten scheinen hier keine groben Arkosen zu liegen, sondern eine Sandsteinserie von bedeutend hellerer Farbe als jene nördlich des Kåtjasjaure. Die hellere Farbe der Sandsteine ist hauptsächlich auf einen geringeren Biotitgehalt zurückzuführen. Recht feinkörnige, rosafarbige Sandsteine mit einzelnen, grösseren Feldspatkörnern sind recht kennzeichnend. Eine undeutliche Bänderung, oder vielleicht besser gesagt Zonierung, ist im Grossen vorhanden. Die einzelnen »Zonen» sind meist mehrere Meter mächtig.

Die helle, psammitische Serie wurde auf der Übersichtskarte von den groben Arkosen und Graniten getrennt ausgeschieden. Die groben Arkosen wurden

mit derselben Bezeichnung wie die Granite versehen, da es sich als unmöglich erwies diese beiden Gesteine klar gegeneinander abzugrenzen.

Am Kåskem werden die metamorphen Sandsteine von einem ca. 10 m mächtigen, schmutziggrauen, sandigen Kalk überlagert, der weiter im Südwesten, am Åiveketjetjåkko, direkt auf epidotisierten, biotitreichen Mikroklingranitmyloniten liegt. Dieses Kalklager, das stratigraphisch dem Titirkalk entspricht, konnte vom Kåskem in der gleichen stratigraphischen Position auch weiter gegen Norden verfolgt werden. Der sonst meistens grau gefärbte, sandige Kalk zeigt dort oft rötliche Farbtöne. Zwischen dem Kalk und der metamorphen Sandsteinserie liegen stellenweise Granatamphibolglimmerschiefer, die neben Quarz etwas Plagioklas und Mikroklin enthalten. Daneben zeigte die mikroskopische Untersuchung auch Epidot, Sericit und Chlorit, sowie Turmalin und Titanit. Am Kåskem findet sich unterhalb des Kalkes etwas Grünschiefer und Amphibolit. Über den Kalken folgt eine psammitische Granatglimmerschieferserie mit kalkigen Einlagerungen und darüber, westlich des Kårsosees anstehend, rötliche Kalkglimmerschiefer mit Einlagerungen von mehr psammitischen Glimmerschiefern. Diese sandigen Glimmerschiefereinlagerungen gleichen den tuffitischen Gesteinen der Konglomerat-Sandsteinserie östlich des Virijaure. Ebenso wie diese enthalten sie grosse Biotitporphyroblasten, die dem Gestein makroskopisch ein charakteristisches Aussehen verleihen. Im Dünnschliff besteht das Gestein hauptsächlich aus einer feinkörnigen Quarzgrundmasse, die auch etwas Plagioklas enthält. In der Grundmasse findet sich Karbonat recht allgemein eingesprengt. Ausserdem kommen grosse, braune Biotite, etwas feinschuppiger Muskowit und etwas Chlorit vor, während Zoisit weniger häufig ist. Kennzeichnend für das Gestein sind grosse Amphibolnadeln mit Siebstrukturen, die ebenso wie die Biotite als einzelne Individuen auftreten. In den Granatglimmerschiefern und deren Hangendem wurden an mehreren Stellen Grünsteinintrusionen angetroffen.

Zwischen den Bergen Skaite und Svaltja wurde südlich des Baches, der durch das Tal zwischen Svaltja und Jålle fliesst, eine psammitische Serie genauer untersucht. Sie liegt zwischen dem basalen Granit mit seinen Verwitterungsarkosen und dem mit dem Titirkalk stratigraphisch parallelisierten, auf der Karte ausgeschiedenen Kalksandsteinhorizont. Die psammitische Serie ist etwas kalkig und enthält an mehreren Stellen Konglomerateinlagerungen. Sie ist gut stratifiiert und dem Virijaurekonglomerat der Konglomerat-Sandsteinserie am Kappaluobal und Pieti sehr ähnlich. In ihr treten verschiedene Gesteinstypen auf, die für die Konglomerat-Sandsteinserie kennzeichnend sind. Dazu gehören vor allem Quarzkonglomerate mit kleinen, fingernagel- bis walnussgrossen Geröllen, die zum grössten Teil aus Gangquarz und daneben aus verschiedenen Quarziten bestehen. Die Matrix enthält reichlich blaue Quarzkörner. An Feldspäten enthält die Serie im Allgemeinen mehr Albit als Mikroklin. Während die tiefsten Teile der Serie, die direkt über den Granitmyloniten liegen, bedeutende Mikroklinmengen enthalten, nimmt der Mikroklingehalt gegen oben rasch ab. Die obersten Horizonte sind so gut wie mikroklinfrei.

Andere Typen dieser Konglomeratserie enthalten Granit-, Syenit-, Quarz- und Quarzitgerölle in einer grobarkosischen Zwischenmasse, die hauptsächlich aus grossen Feldspaten (Albit und Mikroklin), Quarz und Glimmer besteht. Im Dünnschliff untersuchte Tiefengesteinsgerölle bestanden aus grobem Albitgranit und zuckerkörnigem Natronsyenit. Letzterer enthält fast ausschliesslich Albit und nur sehr untergeordnet etwas Quarz. Die Natrongranitgerölle haben strukturell keine Ähnlichkeit mit den kaledonischen Natrongraniten. Sie gehören dem Archäikum an.

Von Interesse ist in der Matrix der Konglomerate auftretender, stark veränderter Granat, der auf seiner Oberfläche chlorit- und biotitumgewandelt ist. Die Art des Auftretens im Gestein lässt es möglich erscheinen, dass dieser Granat auf sekundärer Lagerstätte liegt. Andere im selben Gestein vorkommende Granaten, die bedeutend kleiner und makroskopisch von dunklerer Farbe sind, scheinen jedoch Mineralneubildungen zu sein. Als solche dominieren in der Serie sonst Biotit, Chlorit und Muskowit. Epidot kommt sparsam vor.

Die psammitische Serie ist durchgehend stark mylonitisiert und tektonisiert. Die Feldspäte und Gerölle sind deformiert, zertrümmert und stets von Zertrümmerungszonen mit granuliertem Quarz durchsetzt. Die grösseren Muskowitblättchen sind verbogen.

Der weithin zu verfolgende, graue, sandige Kalkhorizont, der auf der Karte eingezeichnet ist, lässt sich stratigraphisch mit dem Titirkalk östlich des Virijaure vergleichen. Ebenso wie dieser trennt er eine untere arkosische Serie mit Konglomeraten, die dem Virijaurekonglomerat gleichen, von einer oberen, mehr pelitischen Serie mit u. a. »psammitischen» Gesteinsgliedern, die den Tuffiten östlich des Vastenjaure ähnlich sind.

In einem längs des Rautojokk, 10 km westlich von Vaisaluokta, begangenen Profil liegen über den höchsten Sedimenten des Akkajaurekomplexes Granitgneise und Granitmylonite, die offenbar der grossen Sevedecke angehören. Diese Granitgneise und Granitmylonite werden von einer geringmächtigen Sandsteinserie überlagert, deren Gesteine den kristallinen Sandsteinen der Pieskedecke zwischen Svaltja und Kåskem ähnlich sind. Über den kristallinen Sandsteinen folgen muskowitreiche Granatglimmerschiefer, die den Granatglimmerschiefern der Pieskedecke zwischen dem Kåtjasjaure und Vaisaluokta entsprechen.

Ein Profil vom Kåtjasjaure längs des Sepirjokk flussaufwärts zeigt folgende Lagerfolge: Am Kåtjasjaure stehen an der Mündung des Sepirjokk Granatglimmerschiefer an, die von zur Vastendecke gehörigen, unreinen Kalken mit Amphibolnadeln und grossen Glimmerblättchen überlagert werden. Diese Kalke enthalten reichlich saussuritisierte Grünsteine vom gewöhnlichen, in der Vastendecke auftretenden Typus. Weiter westlich kommen in der Serie auch Granatglimmerschiefer, Hornblendegarbenschiefer und reichlich Grünschiefer vor. Die Gesteine der Vastendecke sind hier in die Pieskedecke eingefaltet. Noch weiter gegen Westen trifft man in dem schlecht aufgeschlossenen Gelände wieder Gesteine von psammitischem Habitus an, die den Gesteinen der Kon-

glomerat-Sandsteinserie östlich der Arasluokte ähnlich sind und zur Pieskedecke gehören. Die Serie ist hier teilweise kalkig. An einigen Stellen wurden spärliche Gerölle beobachtet, die die gleiche Zusammensetzung wie die Grundmasse haben. Das Gestein könnte m. E. als saurer, agglomeratischer Tuff oder Tuffit gedeutet werden. Zusammen mit den Vulkaniten kommen rötlich verwitternde, sandige Kalkglimmerschiefer vor. Das Hangende bilden graue Glimmerschiefer. Sie sind von derselben Ausbildung wie am Südabfall des Allakvare, wo sie über Tuffen und Tuffiten liegen.

Am Kåtotjåkko werden die Glimmerschiefer der Pieskedecke von den viel Grünstein enthaltenden Gesteinsserien der Vastendecke überlagert. So tiefe stratigraphische Horizonte wie der Titirkalk treten in der Pieskedecke westlich der Einfaltung der Vastendecke am Unterlauf des Sepirjokk nicht zu Tage. In diesem Gebiet kommen nur die höheren Horizonte der Konglomerat-Sandsteinserie zum Vorschein.

Das Gebiet westlich der Seen Virijaure und Vastenjaure.

Zwischen der norwegischen Grenze und den Seen Virijaure und Vastenjaure stehen hauptsächlich Gesteine der Pieskedecke an. Längs der norwegischen Grenze tritt auch ihre zu anderen tektonischen Einheiten gehörige Unterlage zu Tage. Da das Gebiet ohne Vegetation ist und auch kaum Moränbedeckung vorhanden ist, können die Gesteinskontakte gut studiert werden.

Als wichtigster stratigraphischer Horizont tritt der Titirkalk auf, der ebenso wie weiter im Osten die Gesteine der Pieskedecke in eine obere und untere Abteilung gliedert. Dieser im Gelände leicht erkennbare Horizont kann durch das ganze Gebiet verfolgt werden.

Es soll nun die Lagerfolge der Pieskedecke an Hand von West—Ost-Profilen von der norwegischen Grenze zu den Seen Virijaure und Vastenjaure beschrieben werden. Westlich der norwegischen Grenze stürzt das Hochgebirge steil gegen Nordwesten ab. An diesem Steilhang und im tiefen Tal westlich davon stehen Granite und Sedimente des Akkajaurekomplexes, sowie zuunterst der Tysfjordgranit an. Über diesen leicht identifizierbaren Gesteinen liegt nordöstlich und bei R.r. 242 eine Serie, die sich nicht mit Sicherheit in das tektonische Schema einreihen lässt. Sie besteht zuunterst aus groben arkosischen Gesteinen, die von dünnen Quarziten, Biotitglimmerschiefern, grauen, granatführenden Quarziten und abermals Glimmerschiefern überlagert werden. Gewisse Gesteine der höheren Horizonte der Serie sind im Akkajaurekomplex vorkommenden Sedimenten einigermassen ähnlich. Die Serie ist ungefähr 50 m mächtig und stark quarzdurchtränkt. Unter dem Mikroskop sieht man, dass alle Glieder reichlich Plagioklas und Mikroklin enthalten.

Über dieser Serie liegen, durch eine markante tektonische Grenze von ihr getrennt, graue, arkosenartige Gesteine mit reichlich Feldspat (Plagioklas und Mikroklin in wechselndem Mengenverhältnis). Die kristallinen Arkosen haben

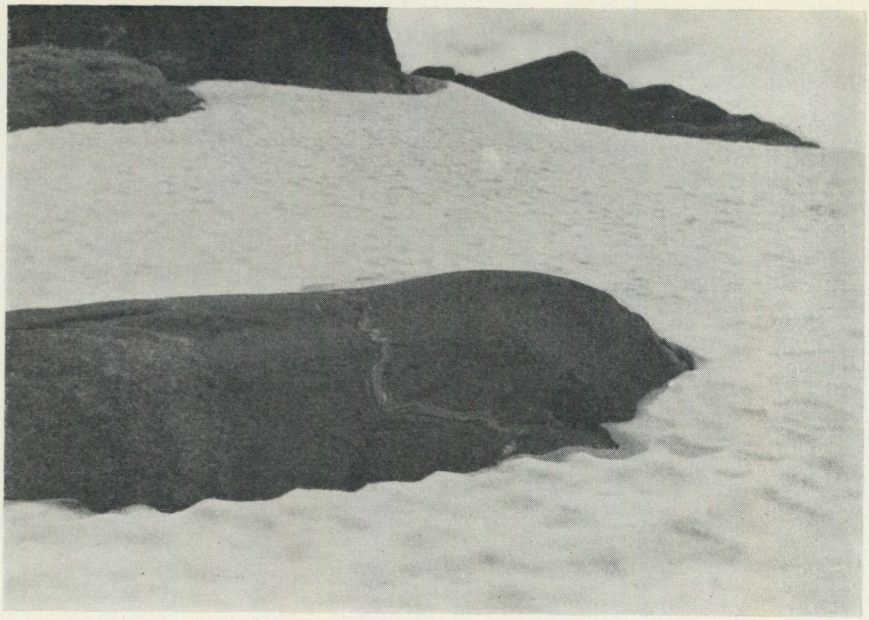


Abb. 22. Gebänderte arkosische Serie östlich von R. r. 242, weiche, plastische Faltung zeigend. Photo G. Kautsky.

verschiedene Korngrösse und zeigen teilweise deutliche Bänderung in verschieden grobe Lagen (Abb. 22, 23, 24). In ihrem jetzigen metamorphen Zustand enthalten sie reichlich Biotit, der zum Teil auch primär sein kann, sowie als wichtigste Mineralneubildungen Epidot und Muskowit. Auch Granatporphyroblasten sind vorhanden. Stark detailgefaltet liegen die Horizonte im Grossen regelmässig, mit ca. 25° Ostfallen. Die Serie wird reichlich von Pegmatitgängen durchsetzt, die keinerlei Anzeichen von Pressungsbeanspruchung aufweisen. Häufig haben sich in der Serie auch kleine pegmatitische Knollen und Schlieren gebildet. Die Art des Vorkommens der Pegmatite kann m. E. so gedeutet werden, dass sie an Ort und Stelle durch eine Art »Ausschwitzung» aus den metamorphen Arkosen entstanden sind. Die häufig auftretenden »S»-förmigen Zugrisse im Gestein, die senkrecht zur Bewegungsrichtung liegen, sind ebenfalls häufig mit Pegmatitmaterial, oder einer dunkelgrünen, weichen Chloritmasse ausgefüllt. Oft bestehen die Ränder der Zugrisse aus Quarz und rötlichem Kalifeldspat, während in der Mitte die weiche, dunkelgrüne, feinschuppige Chloritmasse liegt (Abb. 59). Die pegmatitischen Ausscheidungen enthalten Quarz und rötlichen Kalifeldspat. Neben den Pegmatiten kommen auch reichlich Quarzgänge und Quarzschlieren, sowie aplitische Gänge vor. Die Zugrisse sind offenbar während der Überschiebung der grossen Sevedecke über den Akkajaurekomplex entstanden. Ihre Ausfüllung mit pegmatitischem Material muss nach dieser Überschiebung erfolgt sein. Die pegmatitische Phase ist in dieser Gegend jünger als die Überschiebung der grossen Sevedecke.

Abb. 23. Gebänderte arkosische Serie östlich von R. r. 242. Die Bänder von verschiedener Korngrösse zeigen Spitzfaltung. Photo G. Kautsky.

Die grauen, kristallinen, arkosenartigen Gesteine enthalten Einlagerungen sehr heller, feinkörniger Gesteine von ungefähr gleicher petrographischer Zusammensetzung. Ferner finden sich Einlagerungen von teilweise recht kalkigen, stark verfältelten, granatführenden Glimmerschiefern, die sich abgesehen von der Verfältelung hauptsächlich durch den reichlichen Gehalt an Biotit und hellem Glimmer von den Arkosen unterscheiden. In den gebänderten Sandsteinen von arkosenartiger Zusammensetzung sind an einigen Stellen Andeutungen von Sedimentationszyklen zu sehen. Die gröbsten Sedimente, die sich von Mikroklingraniten nicht unterscheiden lassen, liegen in den einzelnen Sedimentationszyklen zuunterst. Gegen oben nimmt die Korngrösse ab (Abb. 84). Die Feldverhältnisse lassen m. E. eine Deutung der arkosischen Serie als intrusiver Granit, wie von Foslie (1941, 1942) vorgeschlagen wurde, nicht zu.

Innerhalb der kristallinen Arkosen liegen in der Niederung östlich von R.r. 242 mächtige Grünsteine. Die Grünsteine sind in diesem Profil ungefähr 300 m mächtig, fehlen jedoch vollständig in einem mehrere Kilometer weiter nördlich begangenen Profil. Oberhalb der gegen Süden unter einem Gletscher verschwindenden Grünsteine folgen helle Quarzite mit geringerem Feldspatgehalt, sowie helle, granatführende Glimmerschiefer. Innerhalb dieser Glimmerschiefer treten auch kalkige Lager auf. Ca. 1 km weiter nördlich wurde dieselbe Quarzit-Glimmerschieferserie angetroffen. Dort liegt sie jedoch nicht direkt über den

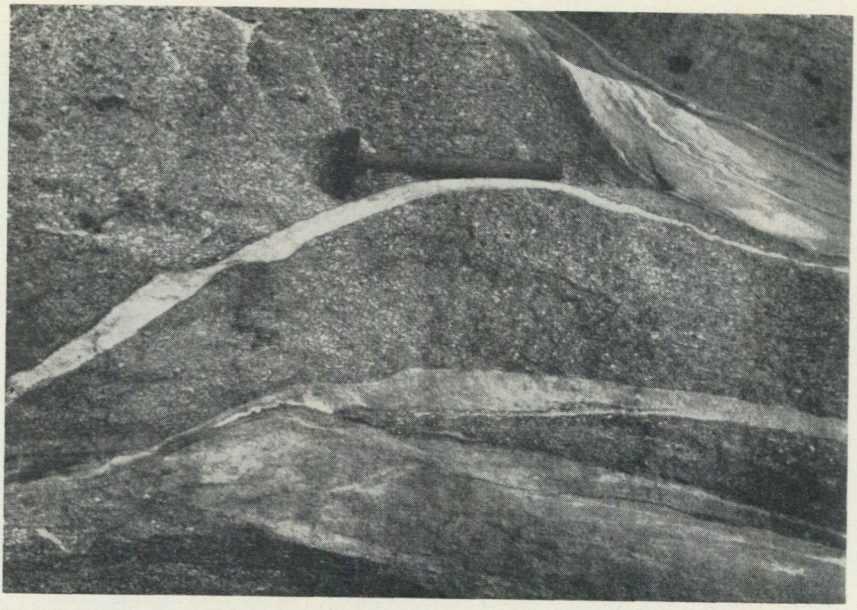


Abb. 24. Detail aus der gebänderten, arkosischen Serie östlich von R. r. 242. Rechts oben und im unteren Teil des Bildes feinkörnige, gut gebänderte Partien der Serie. Im zentralen Teil grobe Mikroklingranitarkosen, die unter dem Hammer von einem jüngeren, aplitischen Gang (weiss) durchsetzt werden. An den Grenzen zwischen den feinkörnigen, gebänderten Partien und den groben Granitarkosen haben scheinbar Bewegungen stattgefunden, da die Bänderung der feinen Teile durch die groben Arkosen teilweise schief abgeschnitten wird. Die Grenzen der verschiedenen Bänder sind scharf und vollständig umkristallisiert. Photo G. Kautsky.

Grünsteinen, sondern sie wird von diesen durch mächtige arkosische Gesteine getrennt. Diese Lagerungsverhältnisse zeigen, dass die Grünsteine diskordant zur sedimentären Lagerfolge auftreten. Sie werden als intrusiv betrachtet.

Südöstlich von R.r. 242 werden die Glimmerschiefer von grauen Kalkmarmoren überlagert, welche mit Graphitphylliten wechsellagern. Sie sind zwischen 10 und 30 m mächtig. Diese Kalkmarmore mit begleitenden Graphitphylliten lassen sich durch das ganze Gebiet westlich des Virijaure und Vastenjaure verfolgen. Weiter nördlich wurden sie von Foslie (Kartenblatt Linnajavrre, 1942) bei P. 924, nordwestlich der Hurreluokte des Vastenjaure beobachtet. Der Kalkmarmor entspricht m. E. dem Titirkalk.

Direkt östlich von R.r. 242 liegen unter dem Kalkmarmor graue, feldspatreiche (sowohl saurer Plagioklas als auch Mikroklin kommen in grösseren Körnern vor) Gesteine, die mit granatführenden, recht kalkigen Glimmerschiefern wechsellagern. Die arkosischen Gesteine und Granatglimmerschiefer können als verschiedene Fazies des gleichen stratigraphischen Horizontes aufgefasst werden, da sie sich im Streichen ersetzen. Beide Faziestypen sind gebändert. Noch weiter nördlich, ca. 3 km nordwestlich des Rakkokjaure, fehlen die Glimmerschiefer im Liegenden des Kalkes. An ihrer Stelle befinden sich ausschliesslich arkosenartige Gesteine, die reichlich pegmatitische Schlieren

Abb. 25. Quarzdurchtränkte, verfältelte Granatglimmerschiefer aus dem Hangenden des Titirkalkes östlich von R. r. 242. Photo G. Kautsky.

und geringmächtige Pegmatitgänge enthalten. Die Serie ist hier über 100 m mächtig. Unter dem Kalkmarmor mit eingelagertem Graphitphyllit liegt nordwestlich des Rakkokjaure ein 5 m mächtiges Grünsteinlager des gleichen Typus wie östlich von R.r. 242.

Oberhalb des Titirkalkes folgen gleichförmige, quarzdurchtränkte Granatglimmerschiefer, die reichlich von Quarzschlieren durchsetzt und auch längs der Schichtflächen durch sekundären Quarz aufgeblättert sind (Abb. 25). Sie enthalten im Dünnschliff hauptsächlich stark granulierten Quarz und Biotit. Daneben kommen an Feldspat etwas Oligoklas und Mikroklin vor. Heller Glimmer spielt manchmal eine grössere Rolle. Bemerkenswert ist, dass oberhalb des Titirkalkes keine pegmatitischen Ausscheidungen mehr beobachtet wurden. »Psammitische» Lagen kommen an mehreren Stellen in den Granatglimmerschiefern vor. Ca. 3,5 km südöstlich von R.r. 242 werden die Granatglimmerschiefer von einem ca. 20 m mächtigen Agglomerat oder Konglomerat überlagert, das grosse äussere Ähnlichkeiten mit den Vulkaniten am Stuorab Titir östlich des Virijaure aufweist (vergl. S. 41). Das Gestein enthält jedoch westlich des Virijaure bedeutend mehr Quarz als am Stuorab Titir und wird deswegen als Tuffit oder saurer Tuff gedeutet. Weiter nördlich wurde es in derselben stratigraphischen Position nicht wiedergefunden. Auf ihm liegen kalkige Glimmerschiefer von sehr charakteristischem Aussehen, die ein mächtiges, NO—SW streichendes Schichtpaket bilden. Dadurch, dass der Kalk fleckenförmig auftritt und leichter als die kalkärmeren Teile verwittert, bekommt die

der Verwitterung ausgesetzte Oberfläche des Gesteins ein rauhes Aussehen mit kleinen, bis 1 cm tiefen, dicht aneinanderliegenden Schlitzen, die die Verschieferungsebene markieren. In den kalkigen Gesteinen liegen um den Rakkokjaure und auch weiter nördlich zahlreiche kleine Grünsteinmassive, die aus gebänderten Amphiboliten von »Sevetypus» bestehen. Auch die Grünsteine östlich von R.r. 242 gehören diesem Typus an.

An der Mündung des Rakkokjokk in den Virijaure und auch weiter nördlich folgen auf die kalkige Glimmerschieferserie mit scharfer Grenze äusserst grobe, kristalline Mikroklingranitarkosen, die mit etwas feinkörnigeren Sandsteinen von arkosenartiger Zusammensetzung wechsellagern. Die Serie ist vom gleichen Typus wie die stratigraphisch am tiefsten liegenden Sedimente der Pieskedecke im Gebiet zwischen Salojaure und Vaisaluokte oder die Sandsteine um die Staloluokte. Konglomerate wurden jedoch nicht beobachtet. Grosse Mikroklinperthite und Plagioklase kommen häufig vor. Die Arkosen scheinen bedeutend jünger als die Sandsteine um die Staloluokte zu sein. Sie liegen nämlich hoch über dem Titirkalk, während die Sandsteine um die Staloluokte in das Liegende des Titirkalkes gestellt werden müssen. Der Dünnschliff einer mikroklinreichen Arkose von der Mündung des Rakkokjokk enthält hauptsächlich Mikroklin und Quarz, die teilweise in grossen Körnern vorliegen. Daneben sind Epidot, Klinozoisit, eisenreicher, stark pleochroitischer Biotit, Albit und Granat vorhanden. Die metamorphen Arkosen wechsellagern mit quarzigen Granatglimmerschiefern und mehr »sandsteinartigen» Horizonten von geringerem Feldspatgehalt. Westnordwestlich der Mündung des Rakkokjokk in den Virijaure wurde an einer Stelle auch ein ungefähr 1 m mächtiges Graphitphyllitband 100 m weit in den arkosischen Gesteinen begangen. Die sedimentäre Natur dieser groben, mikroklinreichen Arkosen von granitischer Zusammensetzung und dem Aussehen eines gepressten Granites kann nicht in Zweifel gestellt werden, da sie pelitische, teilweise graphitische Horizonte als Einlagerungen enthalten.

Nördlich des Rakkokjokk ändert die arkosische Serie an der Südflanke des dort liegenden Berges ihren Charakter. Sie wird bedeutend feinkörniger. Der Mikroklin verschwindet, so dass an Feldspat Plagioklas dominiert. Es treten hier in mehreren Horizonten Pseudokonglomerate (Abb. 26) auf, die dem auf S. 45 beschriebenen und auf Abb. 16 abgebildeten Pseudokonglomerat in der Arasluokte des Virijaure gleichen. Die Sandsteine nördlich der Mündung des Rakkokjokk können stratigraphisch direkt mit den Psammiten um die Arasluokte und wahrscheinlich auch mit den eintönigen Psammiten am Ausfluss des Virijaure verglichen werden. Echte Konglomerate kommen westlich des Virijaure scheinbar nicht vor. Inwieweit in den psammitischen Gesteinen westlich des Virijaure ausser dem oben erwähnten Agglomerat auch Einmengungen saurer Tuffe oder Tuffite vorkommen, konnte nicht entschieden werden. Basische Effusiva fehlen.

Über den psammitischen Gesteinen an der Mündung des Rakkokjokk und nördlich davon liegen sowohl im Süden als auch im Norden pelitische Gesteine in Form von Granatglimmerschiefern und Hornblendegarbenschiefern, die

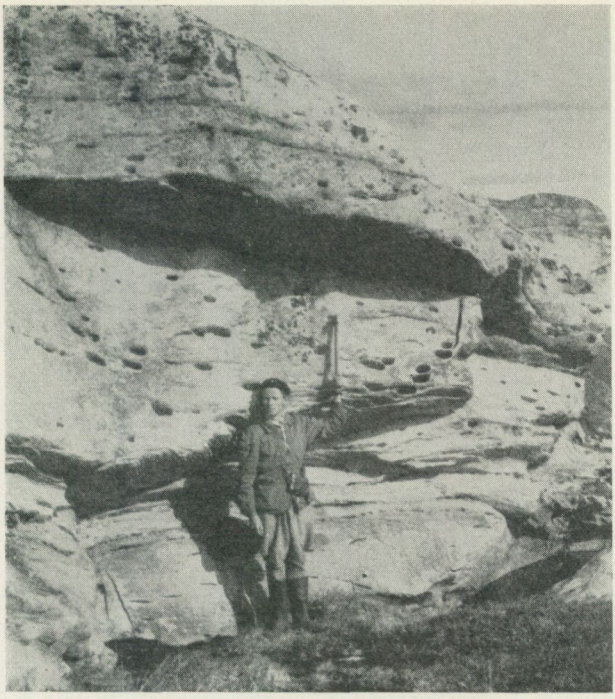


Abb. 26. Pseudokonglomerat in den metamorphen Psammiten nördlich des Rakkokjokk. Die »Gerölle» haben an verschiedenen Stellen verschiedene Grösse und sind verschieden lang ausgezogen. Beachte die »Gerölle» links von der Hose und den Stiefeln des Mannes. Sie sind so schmal, dass sie nur dünne Schlitze bilden. Photo G. Kautsky.

reichlich sandige und kalkige Einlagerungen enthalten. Auch rötliche Kalkglimmerschiefer sind nicht selten. Reine Kalke wurden nicht beobachtet.

Zwischen Virijaure und Vastenjaure folgen über den Psammiten der Konglomerat-Sandsteinserie Garbenschiefer eines milderen Typus. Injizierter Quarz fehlt in dieser zum Teil graphithaltigen Schieferserie. Der Kalkgehalt der Garbenschiefer ist oft bedeutend und bewirkt eine rötliche Verfärbung dieser Schiefer an den angewitterten Oberflächen. Die Serie lässt sich gegen Osten über den Ausfluss des Virijaure direkt in den Südabfall des Allakvare verfolgen, wo die Gesteine noch bedeutend weniger metamorph sind. Innerhalb der Schiefer treten zahlreiche kleine und grössere Massive intrusiver Grünsteine auf, die auf der Karte ausgeschieden wurden. Effusiva konnten dagegen nicht nachgewiesen werden.

Folgt man der Grenze der Vastendecke weiter gegen Norden, so verschwinden die über den Psammiten an der Rakkokjokkmündung liegenden Garbenschiefer und Glimmerschiefer. Die Grünsteine der Vastendecke liegen direkt auf den z. T. etwas kalkigen Sandsteinen mit Pseudokonglomeraten, die auch auf dem Berg nördlich der Mündung des Rakkokjokk anstehen. Wie an vielen

anderen Stellen im untersuchten Gebiet liegt auch hier die Vastendecke deutlich diskordant auf den Gesteinen der Pieskedecke.

Die Lagerungsverhältnisse zwischen der Hurreluokte des Vastenjaure und der norwegischen Grenze konnten nur in grossen Zügen geklärt werden. Längs eines hier begangenen Profils wurde die gleiche Lagerfolge wie weiter südlich angetroffen. Die Orientierungsmöglichkeiten waren durch ungünstiges Wetter jedoch so beeinträchtigt, dass die Gesteinsgrenzen auf der Karte nur ungefähr eingetragen werden konnten.

Auch westlich der Allebluokte des Virijaure liegt auf der psammitischen Serie an der Mündung des Rakkokjokk eine pelitische Serie mit Garbenschiefern und Glimmerschiefern. Sie enthält zahlreiche intrusive Grünsteinskörper. Die Gesteine sind meist etwas kalkig und durch die Metamorphose stark verändert. Ihr ursprüngliches Aussehen ist schwer zu rekonstruieren. Einige bei R.r. 241 eingesammelte Handstücke wurden im Dünnschliff untersucht. Quarz und Biotit dominieren in ihnen. Daneben sind Oligoklas und Karbonat reichlich vertreten. Eine Probe enthielt beträchtliche Mengen Graphit. An Mineralneubildungen sind hauptsächlich Biotit, Zoisit und Epidot vorhanden. Allen hier anstehenden Gesteinen verleihen die überall auftretenden, grossen Amphibolnadeln ein besonderes Gepräge. Durch die Art der Umwandlung bedingt, werden direkte Vergleiche mit stratigraphisch entsprechenden Schichtgliedern der benachbarten Gebiete, deren Gesteine einer anderen metamorphen Fazies angehören, beinahe unmöglich gemacht. Die Hornblendenadeln zeigen Siebstrukturen und sind teilweise etwas biotitumgewandelt. Stellenweise hat sich auch etwas Chlorit neugebildet. Die extremen Garbenschiefer gehen ohne scharfe Grenze in Amphibolite über, die hauptsächlich aus Hornblende, Oligoklas und Biotit bestehen. Ein Dünnschliff zeigte, dass auch Epidot, etwas Quarz, Zirkon, Titanit und Erz vorkommen. Es ist möglich, dass ein Teil dieser Gesteine als Vulkanite gedeutet werden kann.

Weiter östlich kommen zwischen dem Raddejaure und der Allebluokte Garbenschiefer von anderem Aussehen vor. In ihnen verhindern die neugebildeten Hornblenden nicht mehr das Erkennen der ursprünglichen Beschaffenheit der Gesteine. Die kalkigen Glieder sind an den angewitterten Flächen rötlich verfärbt. Die Serie lässt sich hier direkt mit den Garbenschiefern nördlich des Virijaure vergleichen. Über den Garbenschiefern liegen südlich des Rakkokjokk Grünsteine und Kalke der Vastendecke.

Ein Blick auf die Karte zeigt, dass sich das Gebiet westlich der Seen Virijaure und Vastenjaure der Lagerfolge nach an das Gebiet nordöstlich des Virijaure anschliesst. Längs der Landbrücke zwischen den beiden grossen Seen setzt die oberste pelitische Serie von dem einen Gebiet unverändert in das andere fort. Die tieferen, psammitischen Schichtglieder werden nur durch die Achsendepression der Virijaureantiklinale in der Mitte des Virijaure voneinander getrennt. Wie gezeigt wurde, lassen sich viele Gesteinstypen wiedererkennen, obwohl der Metamorphosgrad der Gesteine im Westen höher als im Osten ist.

b.) Vastendecke.

Über den Gesteinen der Pieskedecke liegt eine Schubmasse, in der spilitische, effusive und intrusive Grünsteine dominieren. Daneben kommen mächtige Kalkmarmore, verschiedene Glimmerschiefer und Phyllite, sandige Sedimente und sedimentäre Serpentinkonglomerate vor. In den Kalkmarmoren liegen Granitmassive und Gänge, die aus hellen Natrongraniten bestehen. Da der grosse See Vastenjaure im Gebiet dieser Schubmasse liegt, wird sie im Folgenden als Vastendecke beschrieben.

Eine stratigraphische Gliederung der Gesteine dieser Decke stösst auf Schwierigkeiten, da einerseits die Sedimente von den intrusiven Grünsteinen teilweise durchwoben und stark verändert sind, anderseits Überfaltungen und Ausquetschungen von Horizonten innerhalb der Decke in grossem Masstab vorkommen. Man kann nur aussagen, dass die tieferen Teile der Decke im untersuchten Gebiet aus z. T. psammitischen Phylliten bestehen, in denen mächtige, effusive und intrusive, stark zoisit- und epidotumgewandelte, saussuritisierte Grünsteine liegen. Die effusiven und intrusiven Grünsteine stehen sich genetisch sehr nahe und sind schwer auseinanderzuhalten. Sie gehören derselben vulkanischen Phase an. Die oberen Teile der Decke werden von den mächtigen Kalkmarmoren eingenommen. Zwischen den Grünsteinen und den Kalkmarmoren und auch innerhalb der Kalkmarmore liegen Serpentinkuppen, die stellenweise sedimentäre Serpentinkonglomerate enthalten.

Im Folgenden werden die Gesteine der Vastendecke von Süden gegen Norden beschrieben.

Das Gebiet zwischen Sulitelma und Ålmajalosjägna.

Effusive Grünsteinserie.

Um die Hochgebirgsmassive des Sulitelma und Ålmajalosjägna ziehen, zwischen den Gesteinen der Pieskedecke im Liegenden und denen der Gasakdecke im Hangenden, die Gesteinsserien der Vastendecke in einem geschwungenen Doppelbogen hin.

Das südlichste Profil durch die Decke wurde im Gebiet der Karte längs des Ostkammes des schwedischen Sulitelmagipfels (Punkt 1877) begangen. Ungefähr 1 km südöstlich des Buchstaben »a» im Namen Sulitelm*a* der Karte werden die kalkigen Phyllite der Pieskedecke von verschieferten, grünlichen Gesteinen mit hohem Plagioklasgehalt überlagert. Teilweise liegen einzelne, grössere, stark zersetzte Plagioklase in einer Grundmasse, die hauptsächlich aus Karbonat, feinschuppigem Chlorit, hellem Glimmer, Quarz und Plagioklas besteht. Diese Gesteine wurden als Tuffite, als Sedimente mit Einmengung von vulkanischem Material gedeutet. Daneben treten Grünsteine auf, die aus grösseren, stark zersetzten Plagioklasen bestehen, die in einer feinkörnigen, hauptsächlich aus Chlorit, etwas hellem Glimmer, Epidot, Zoisit und Titanit bestehenden Grundmasse eingebettet liegen. Gegen oben folgen ca. 20 m mächtige, nur schwach umgewandelte Kalksandsteinschiefer. Sie bestehen

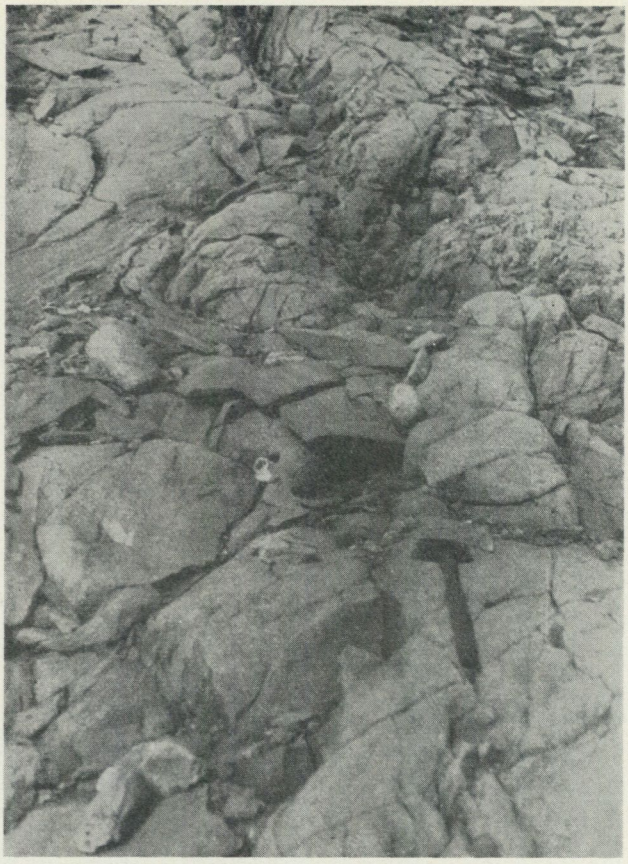


Abb. 27. Fliesstrukturen in spilitischen, effusiven Grünsteinen der Vastendecke vom Ostgrat des Sulitelma unmittelbar südlich des Buchstaben »a» in Sulitelm*a* auf der Karte. Photo G. Kautsky.

hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas und Karbonat. An Mineralneubildungen sind heller Glimmer, etwas Zoisit und etwas Chlorit vorhanden. Daneben kommt noch Titanit vor.

Der Kalksandsteinschiefer wird von effusiven Grünsteinen mit teilweise gut erhaltenen Fliesstrukturen überlagert (Abb. 27). Die Effusiva variieren stark in der Farbe von erbsengrün bis zu einem stumpfen dunkelgrün. Teilweise sind sie dicht, teilweise amphibolitisch, teils porphyritisch. Die Effusiva bestehen im Dünnschliff aus leistenförmigen, zersetzten Plagioklasen (Oligoklas mit 15 % An) und Hornblende. Daneben treten Epidot und Titanit in grösseren Mengen auf. Die Hornblende ist oft zu einem grossen Teil in Chlorit umgewandelt. Die Präparate zeigen ophitische Strukturen (Abb. 28). Die Effusivserie ist in dem begangenen Profil mehrere hundert Meter mächtig. Neben den Lavagesteinen enthält sie auch tuffitische Glieder, Chloritschiefer, die vielleicht zum Teil ebenfalls als Tuffite gedeutet werden können, sowie Phyllite.

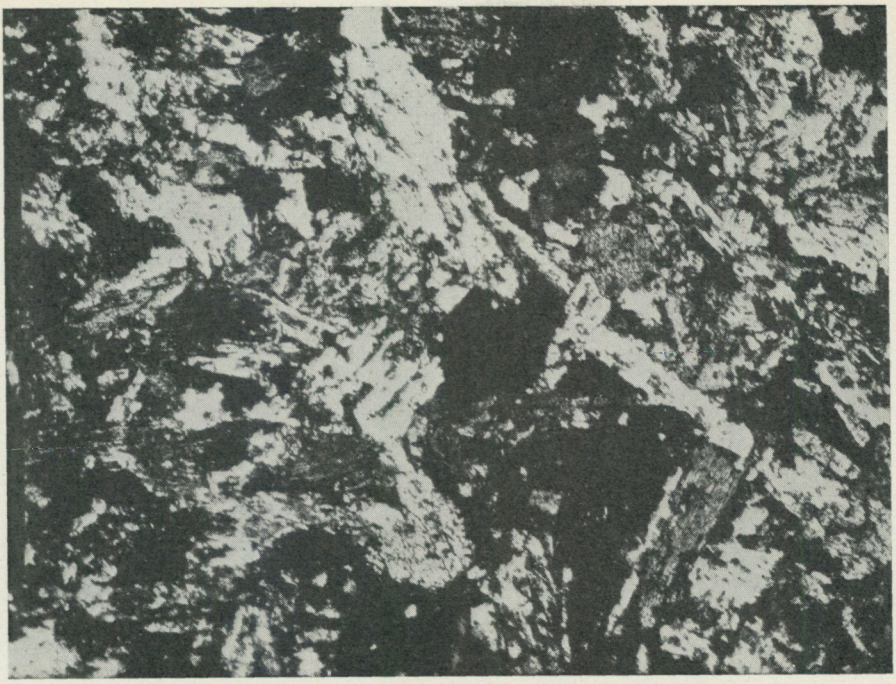


Abb. 28. Mikrophoto des effusiven Grünsteines der Vastendecke unmittelbar südlich des Buchstaben »a» in Sulitelma auf der Karte. Der Grünstein zeigt ophitische Strukturen. Grosse Leisten aus saurem Plagioklas (weiss) und etwas dunklere Hornblendeleisten sind zu sehen. Zwischen den Leisten liegt Epidot (dunkelgraue Körner im oberen Teil der Abbildung). 30 × vergrössert. Gekreuzte Nicols. Photo C. Larsson.

Auch ein 10 m mächtiger Quarzithorizont wurde beobachtet. Die Grünsteine treten in der Serie in mehreren Niveaus auf. Auf der Karte wurde die Serie nicht gegliedert. Nach einem aus Grünsteinen und Phylliten aufgebauten Vorgipfel folgen längs des Profils karbonatische Gesteine, die am Grat schlecht aufgeschlossen sind. Die gegen Nordosten lotrecht abfallende Wand wird jedoch aus mächtigen, vertikal stehenden, weissen und grauen Kalkmarmoren von Pieskekalktypus aufgebaut, die das Hangende der effusiven Grünsteinserie bilden. Am Nordabfall des oben erwähnten Vorgipfels liegen an der Grenze zwischen der effusiven Grünsteinserie und dem Kalkmarmor stark tektonisierte Peridotite, die eine Art Feinbänderung zeigen. Bänder, die ausschliesslich aus Serpentin und feinem, opaken Staub (Erzminerale) zusammengesetzt sind, wechsellagern mit hauptsächlich aus Olivin bestehenden Bändern, die ausserdem noch Talk, Tremolit und Karbonat enthalten. Die Olivinbänder enthalten keinen opaken Staub (Abb. 29).

Im Schneefeld am Grat sind an einer Stelle grobe, ophitische Grünsteine aufgeschlossen, die sich im Dünnschliff als stark tektonisiert erweisen. Sie bestehen aus grossen, teilweise zonar gebauten Plagioklasen, deren Lamellen Zum Tiel undulös auslöschen. Zwischen den Plagioklasen

Abb. 29. Mikrophoto des Peridotits vom Ostgrat des Sulitelma. Olivinaggregate (dunkelgrau) werden von Serpentin (hell) durchadert. Die Serpentinadern enthalten reichlich opaken Staub (schwarz). 30 × vergrössert. Parallele Nicols. Photo C. Larsson.

liegt reichlich Klinopyroxen, der grösstenteils in Amphibol-Biotit-Chlorit umgewandelt ist. Daneben kommt auch etwas neugebildeter Glimmer vor. Andere Handstücke vom gleichen Aufschluss enthalten ausser grossen, etwas zoisit-biotitumgewandelten Plagioklasen mit zum Teil zonarem Bau, hauptsächlich braunen Biotit und unter gekreuzten Nicols dunkelblauen Chlorit. Der Chlorit führt reichlich Einschlüsse von Titanit und ist das Endprodukt einer Umwandlungsreihe von Amphibol über Biotit zu Chlorit. Die Chloritblättchen enthalten als Einschlüsse teilweise auch Epidot. Daneben kommt im Dünnschliff noch Quarz, Apatit und Erz vor. Der Plagioklas ist, nach der Lichtbrechung im Verhältnis zu Quarz und Kanadabalsam bestimmt, ein Oligoklas mit ca. 25 % An.

Am Südosthang des grossen, nordwestlich vom Schneefelde liegenden Berges stehen Effusiva mit Agglomeratstrukturen an. Die Gerölle bestehen aus Quarz, Plagioklas, Pyroxen, Karbonat, Biotit und Erz. Die Zwischenmasse enthält ausser Plagioklas, Quarz und braunem Biotit, etwas Mikroklin?, sowie Cordierit. Der Dünnschliff zeigt reichliches Vorkommen von Klinopyroxen, sowie Hypersthen mit Siebstrukturen. Neben dem Pyroxen tritt Hornblende auf, die wahrscheinlich ein Umwandlungsprodukt des Pyroxens ist. In geringeren Mengen wurden auch Zirkon und Erz beobachtet. Noch weiter gegen Nordwesten folgen feinkörnige und grobkörnige Olivingabbros,

Abb. 30. Mikrophoto von tektonisiertem, effusiven Grünstein der Vastendecke aus dem Kaisseketstjåkko. Das Gestein ist ophitisch. Die Plagioklasleisten sind weiss und die Hornblenden grau. Die den Grünstein durchsetzenden Harnische (schwarze, diagonale Linie von links unten nach rechts oben) bestehen ausschliesslich aus Zoisit. Sie werden ihrerseits von jüngeren Bewegungsflächen ohne Zoisit (schwarze, gerade Linie von links oben nach rechts unten) verworfen.
24 × vergrössert. Gekreuzte Nicols. Photo C. Larsson.

die die höchsten Spitzen des Sulitelmamassives aufbauen. Sie sind in der Effusivserie intrusiv.

Die Grünsteine des Felsens im Schneefeld und die Grünsteine mit Effusivstrukturen auf dem Berg nordwestlich davon gehören nicht mehr zur Vastendecke, deren effusive Grünsteine nirgends im untersuchten Gebiet Pyroxen enthalten, sondern bereits zur nächstfolgenden, höher liegenden Schubmasse, der Gasakdecke, die weiter nördlich ähnliche agglomeratische Grünsteine in nahem Feldverband mit gneisigen hochmetamorphen Gesteinen enthält. Zur Gasakdecke gehört auch der oben erwähnte Olivingabbro in den höchsten Sulitelmagipfeln. Die Grenze zwischen den beiden Schubmassen ist im begangenen Profil durch das oben erwähnte Schneefeld verdeckt.

Südöstlich des oben beschriebenen Profils kommen nach Th. Vogts Kartenskizzen (Th. Vogt 1927) im Metjerpakte amphibolitische Grünsteine vor, die höchstwahrscheinlich zur Effusivserie der Vastendecke gerechnet werden müssen. Weiter gegen Westen lassen sich diese Amphibolite und Porphyrite an Hand von Sjögrens Karte (1900), auf der sie vom Olivingabbro der höchsten Spitzen des Sulitelmamassives getrennt ausgeschieden sind, als breites Band nach Norwegen in das Hangende der Kieserzlagerstätten von Sulitelma verfolgen.

Abb. 31. Verschiedenkörnige, effusive und intrusive Grünsteine der Porphyrit-Amphibolitserie durchsetzen einander. Vastendecke am Kaisseketstjåkko. Photo G. Kautsky.

Mit Hilfe des vorhandenen alten Materials konnte nicht entschieden werden, ob der oberste Teil der von Sjögren in Norwegen ausgeschiedenen Porphyrit-Amphibolitserie nicht mehr zur Vastendecke, sondern bereits zur Gasakdecke gehört, die ebenfalls Effusiva enthält. Die Effusiva der Gasakdecke haben jedoch eine etwas andere Zusammensetzung als jene der Vastendecke. Persönlich hatte ich leider keine Gelegenheit diesen Teil der Serie im Sulitelmagebiet zu untersuchen. Es muss betont werden, dass der massige Olivingabbro, der die höchsten Spitzen des Sulitelmamassives aufbaut, in keinem genetischen Verhältnis zu den amphibolitischen und porphyritischen, effusiven, spilitischen Grünsteinen im Hangenden des Grubengebietes steht. Diese beiden so verschiedenen Gesteinstypen liegen in verschiedenen Schubmassen.

Die effusiven Grünsteine der Vastendecke wurden vom Ostkamm des Sulitelmamassives gegen Norden zum Kaisseketstjåkko verfolgt. Dort wird die Basis der Vastendecke von tektonisierten Grünsteinen mit ophitischen Strukturen gebildet. Im Dünnschliff besteht das Gestein hauptsächlich aus Hornblende mit Siebstrukturen, sowie kräftig zoisitumgewandeltem Plagioklas mit 10—15 % An. Daneben kommen reichlich Titanit, etwas Klinozoisit und heller Glimmer vor. Die Sprünge in dem tektonisch brecciierten Gestein sind mit feinkörnigem Zoisit verheilt. Auch die mit Zoisit ausgefüllten Sprünge werden ihrerseits durch Gleitflächen verworfen (Abb. 30). In den weniger

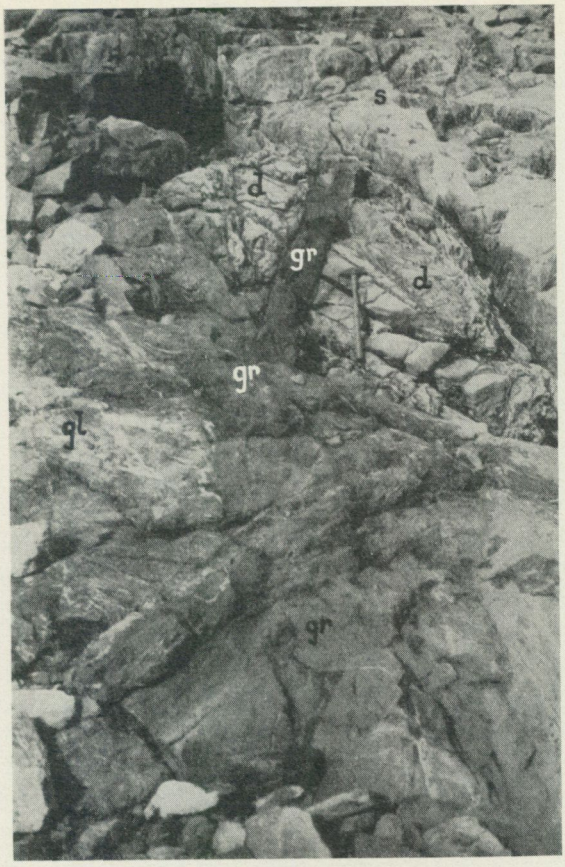


Abb. 32. Grünsteine der Vastendecke durchsetzen Sedimente am Kaisseketstjåkko. Links im Bild werden sandige Glimmerschiefer mit Quarzadern (hellgrau, gl) durch zentral im Bilde liegende Grünsteine (dunkel, gr) scharf abgeschnitten. Im oberen Teil des Bildes durchsetzt ein Grünsteingang (dunkel, gr) eine Dolomitlinse (hell, d; der Hammer liegt auf ihr), die von in der rechten, oberen Ecke liegenden Sedimenten (hell, s) durch eine Kluft getrennt wird. Photo G. Kautsky.

tektonisierten, oberen Partien der Schubmasse treten verschiedene Grünsteinstypen auf. Es handelt sich meist um Porphyrite und Amphibolite. Sie haben verschiedene Farbschattierungen, verschiedene Korngrösse und durchsetzen sich gegenseitig (Abb. 31). Die Feldspäte sind durchgehend etwas zoisitumgewandelt. Innerhalb der Grünsteine liegen etwas Dolomit und Glimmerschiefer. Die Sedimente werden durch Grünsteingänge im Streichen teilweise scharf abgeschnitten, bzw. von ihnen durchsetzt (Abb. 32). Gleichartige Verhältnisse wurden in derselben Serie im Nordteil der Karte genauer untersucht und werden weiter unten beschrieben (vergl. S. 85, Abb. 40, 41). In den Grünsteinen dieses Teiles der Karte wurden keine eindeutigen Effusivstrukturen beobachtet.

Beim Kaisseketstjåkko biegt das Grünsteinband mit scharfem Knick gegen Norden um. Gleichzeitig verbreitert es sich wesentlich. Dem Typus nach bleiben

sich die Grünsteine jedoch gleich. Nördlich des östlichen Staddajaure wurde der Grünstein in der Südwand des Staddatjåkko genauer untersucht. Dort sieht man deutlich, dass die Verbreiterung des Grünsteinbandes durch eine grosszügige Faltung und Überfaltung hervorgerufen wird (Abb. 33). Das Grünsteinband nimmt innerhalb der Schubmasse der Vastendecke nun auch

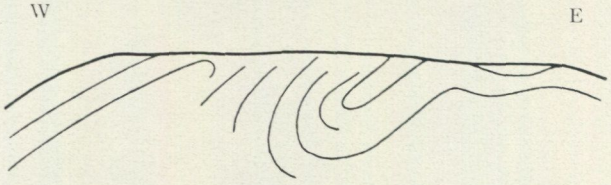
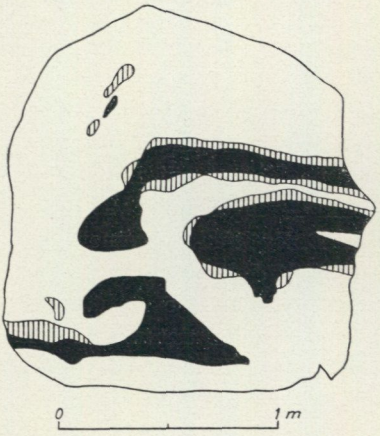


Abb. 33. Skizze der Strukturen in der Südwand des Staddatjåkko. Der Grünstein des Porphyrit-Amphibolitzuges ist durch Faltung verbreitert. Länge des Profils ca. 2,3 km.

eine andere Lage ein. Während die effusiven Grünsteine weiter südlich die Basis der Schubmasse bilden, liegen sie nun ungefähr in der Mitte der Schubmasse. Längs des Staddatjåkko hat eine grossartige Überfaltung in der Vastendecke stattgefunden. Über der Schubfläche gegen die unterlagernde Pieskedecke liegen die stratigraphisch höchsten Glieder der Vastendecke in verkehrter Lagerfolge.

Längs des Staddajaure wurden an mehreren Stellen in den Grünsteinen Fliesstrukturen und auch Agglomerate beobachtet. Kleinere Dolomitlinsen werden von Grünsteingängen durchzogen, die breite Reaktionsränder gegen den Dolomit zeigen (Abb. 34). Dies deutet auf den intrusiven Charakter eines Teiles der Grünsteine hin, die aus verschiedenen Amphiboliten und Porphyriten mit zoisitumgewandelten Plagioklasen bestehen. Sie werden als mit den spilitischen Grünsteinen ungefähr altersgleiche Diabasgänge gedeutet. Die Intrusiva und Effusiva stehen sich ihrer Zusammensetzung nach recht nahe.



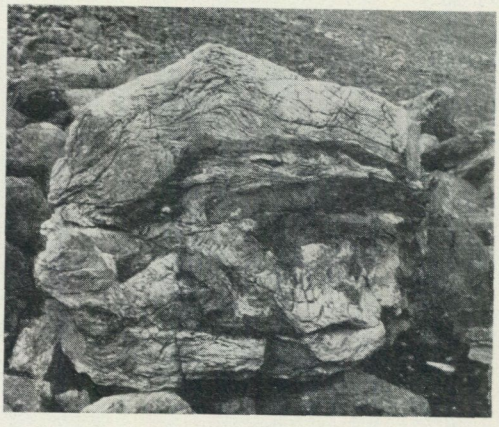


Abb. 34. Dolomitblock, der von intrusiven Grünsteinen durchzogen wird. Der Dolomit zeigt an den Kontakten einen breiten Reaktionsrand. In der Vastendecke südlich der Buchstaben »re» in Staddajau*re*. Photo G. Kautsky.

Nördlich des Staddatjåkko zieht der Grünsteinzug östlich des Ålmajalosjägna über die Berge Metjer, Tokivare und Kaissotsnjuonje gegen Norden, um später gegen Nordwesten und schliesslich, nördlich des Ålmajalosjägna, in einem weiten Bogen gegen Westen umzubiegen und nach Norwegen hinein fortzusetzen. Der Grünsteinzug enthält hier reichlich Einlagerungen von Glimmerschiefern, kalkigen Gesteinen und Chloritschiefern. Teilweise besteht er jedoch ausschliesslich aus Amphiboliten und Porphyriten. Deutliche Effusivstrukturen wurden in ihm auf dieser Strecke nur noch auf der Halbinsel nördlich der Sirkasluokte beobachtet. Dem Typus nach sind jedoch alle diese Grünsteine einander so ähnlich, dass man m. E. den ganzen Grünsteinzug als genetisch zusammengehörend betrachten muss. Es handelt sich wohl um eine im Wesentlichen effusive, spilitische Grünsteinserie mit stellenweise zwischengelagerten Sedimenten.

In den Sedimenten des Porphyrit-Amphibolitzuges wurden zwischen Metjer und Kappajaure kleine Massive eines eigentümlichen, beinahe weissen, groben Gesteins beobachtet, welches ohne Zweifel ein Tiefengestein ist. Im Dünnschliff besteht dieses Gestein hauptsächlich aus grossen, stark zersetzten Plagioklasen und farblosem Chlorit. Daneben kommen etwas Muskowit, Karbonat und Titanit vor. Das stark veränderte Gestein dürfte ursprünglich ein Gabbro, eventuell auch ein Anorthosit? gewesen sein.

Kalkmarmore.

Im Hangenden des Porphyrit-Amphibolitzuges und von diesem teilweise durch Phyllite und Glimmerschiefer getrennt, treten in der Vastendecke mächtige Kalkmarmore auf, die stellenweise auch als Kalkglimmerschiefer ausgebildet sind. Es handelt sich meist um körnige, grauweisse, weisse oder auch etwas rötliche Kalkmarmore, die dem Pieskekalk der Pieskedecke gleichen. Im Tale am Ostabhang des Ålmajalosjägna (südlich des Tokiljokk) sowie in der Nähe von R.r. 240D wurden rötliche Kalkmarmore mit grösseren Mengen von grünem Chromglimmer angetroffen. Dieser Typus wird in Norwegen steinindustriell als Leifsaetmarmor bezeichnet. Rötliche Kalkglimmerschiefer wurden östlich von R.r. 240D zusammen mit dem körnigen Kalkmarmor beobachtet. Die südlichsten Fundpunkte des Kalkmarmors der Vastendecke liegen in der Nordwand des Ostgrates des Sulitelmamassives unmittelbar nördlich vom Buchstaben »m» von Sulitel*m*a auf der Karte. Der Kalkmarmor steht dort saiger und ist stark tektonisch ausgequetscht und verfaltet. Gegen Nordosten geht er, bei einem grossen auf der Karte nicht eingezeichneten See, langsam in rötliche Kalkglimmerschiefer über, um dann unter zerpressten Konglomeratgneisen der überlagernden Gasakdecke zu verschwinden. Der saiger stehende Kalkmarmor ist in der Steilwand ca. 50 m mächtig. Sein Verschwinden gegen Nordosten wird durch Ausquetschung in dem stark tektonisierten Gebiet erklärt. Gegen Südwesten konnte der Kalkhorizont wegen Gletscherbedeckung nicht weiter verfolgt werden. Südlich des westlichsten Staddajaure kommt der Kalkmarmor wieder in grösseren Mächtigkeiten unter

den hangenden Konglomeratgneisen der Gasakdecke zum Vorschein. Eine Abschätzung seiner Mächtigkeit ist jedoch wegen der lebhaften Tektonik mit Ausquetschungen, Überfaltungen usw. nicht möglich. Nördlich des Staddajaure nehmen der Kalkmarmor, in ihm liegende Kalkphyllite und unreine Kalke, sowie eingefaltete Deckschollen der überlagernden Gasakdecke ein grosses Areal ein. Der Kalk liegt hier bedeutend flacher, teilweise sogar horizontal.

Bis zur Mündung des Tokiljokk lässt sich der Kalkmarmor in ungefähr gleicher Ausbildung verfolgen. Dort wird er etwas schmäler. Nördlich des Tokiljokk wurde er nicht mehr als zusammenhängender Horizont wiedergefunden. Die überlagernde Gasakdecke liegt dort direkt auf verschiedenen Schiefern und Phylliten oder auf Grünsteinen. Der Kalkmarmor zwischen Staddajaure und Tokiljokk ist teilweise unrein. Er enthält kleinere Phyllitеinlagerungen und zahlreiche Serpentinkuppen. Ausserdem wird er von hellen Natrongraniten durchsetzt. Bei R.r. 240D kommt der Kalkmarmor wieder in grosser Mächtigkeit direkt unter den Gesteinen der überschobenen Gasakdecke zum Vorschein.

Auch östlich des effusiven Porphyrit-Amphibolitzuges befinden sich mächtige Kalkmarmore vom selben Typus wie die oben beschriebenen. Sie liegen diskordant auf den Sedimentserien der Pieskedecke, von denen sie durch die Schubfläche der Vastendecke getrennt werden. Die Kalkmarmore sind häufig grau gefärbt und enthalten Einlagerungen von Graphitphylliten, bzw. werden sie von solchen überlagert. Am mächtigsten ist dieser Kalkmarmorzug westlich des Kappajaure (ca. 80 m), an der Mündung des Tokiljokk och südlich des Raddejaure. Gegen Süden nimmt seine Mächtigkeit ab. Er verschwindet in dieser Richtung westlich vom Jägnafo. Auch östlich des Metjer (südlich des Tokiljokk) ist er stellenweise sehr schmal. M. E. gehört dieser Kalkmarmor zum gleichen stratigraphischen Horizont wie der Kalkmarmor westlich des Porphyrit-Amphibolitzuges. Der Kalkmarmor nimmt durch eine Überfaltung seine jetzige abnorme Lage in der Schubmasse der Vastendecke ein.

Ein Profil durch die Vastendecke längs des Stalojokk und der Südseite des Sårjusjaure zeigt folgende Lagerfolge: An der Überschiebungsgrenze im Stalojokk liegen schwarze, graphitische und glänzende Phyllite der Pieskedecke, die während der Überschiebung als Schmiermittel gedient haben. Sie sind stark tektonisiert. Es ist möglich, dass auch ein Teil der in dieser schmalen Zone anstehenden Gesteine von der Vastendecke herstammt. Die auf diesem schmalen, graphitführenden Schichtpaket liegenden mächtigen, grauen Kalkmarmore gehören bereits mit Sicherheit zur Vastendecke. Zwischen den einzelnen massigen Kalkmarmorbänken kommen Einlagerungen von Graphitphyllit vor. Der Kalkmarmor wird von mächtigen, mit glänzenden Phylliten wechsellagernden Graphitphylliten überlagert. Ungefähr 1 km östlich des Sårjusjaure liegen über den Phylliten Grünsteine des Porphyrit-Amphibolitzuges. Zwischen den Grünsteinen liegt im begangenen Profil ein grösseres Dolomitmassiv, welches auch auf der Karte ausgeschieden wurde. Der Porphyrit-Amphibolitzug ist z. T. grünschieferartig ausgebildet. Westlich von ihm folgen

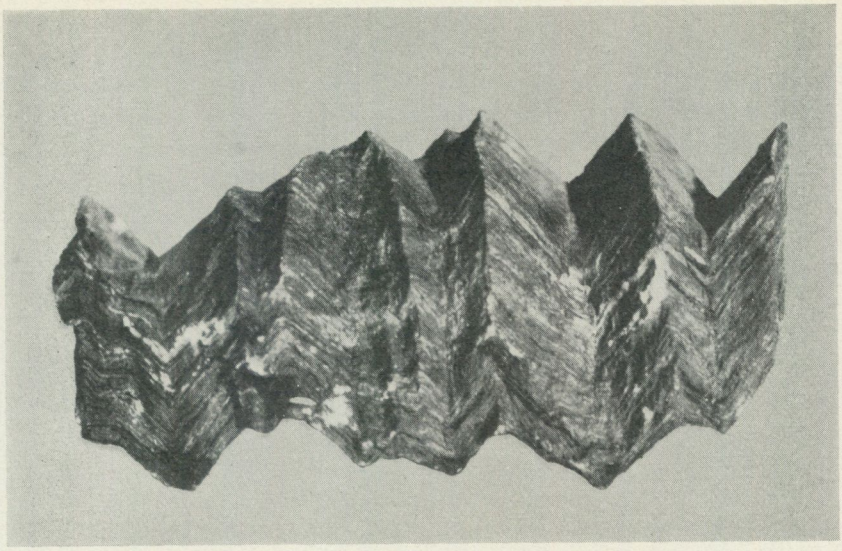


Abb. 35. Zerknitterter Phyllit der Vastendecke vom Staddatjåkko. 2/3 nat. Gr. Photo C. Larsson.

wieder glänzende Phyllite und Graphitphyllite, die miteinander wechsellagern. In der Serie sind auch schmale Kalk- und Dolomithorizonte vorhanden. Ca. 2 km westlich vom Ausfluss des Sårjusjaure liegt in der Phyllitserie Grünschiefer, der eine grosse Serpentinkuppe enthält. Dann folgen an der Reichsgrenze wieder mächtige Kalke, die von Gesteinen der Gasakdecke überlagert werden. Wie aus dem Profil hervorgeht, ist vom zentralen Porphyrit-Amphibolitzug sowohl gegen Westen als auch gegen Osten dieselbe Lagerfolge, mit zuerst Phylliten und weiter aussen Kalkmarmoren, vorhanden (vergl. Tafel VIII, Profil XI). Die östlich des Grünsteinzuges befindliche Lagerfolge wird als invertiert aufgefasst.

Eine kleine Deckscholle der Vastendecke befindet sich 5 km südöstlich der Staloluokte auf P. 1369. Dort liegen über Jägnafotuffiten der Pieskedecke mächtige, graue Kalkmarmore der Vastendecke, die von Schiefern überlagert werden. Auch hier werden die Kalkmarmore durch dünne Graphitphyllitlagen etwas gegliedert. Das Vorkommen hat wahrscheinlich längs des Südostgrates des Kerkevare grössere Ausdehnung gegen Südosten. In dieser Richtung wurden jedoch keine weiteren Untersuchungen ausgeführt.

Ausser den mächtigen Kalkmarmoren im obersten Teil der Decke kommen in vielen Horizonten kleine, kalkige Einlagerungen vor, die auf der Karte meist nicht ausgeschieden wurden. Grössere Bedeutung erlangt nur ein breiter, rötlich angewitterter Dolomitstock, der östlich des Ausflusses des Stalojokk aus dem Sårjusjaure ansteht und sich von der Umgebung morphologisch markant abhebt. Sowohl gegen Norden als auch gegen Süden keilt dieser Dolomitstock rasch aus. Ähnliche Dolomitvorkommen, jedoch von bedeutend kleineren

Ausmassen, sind innerhalb des Porphyrit-Amphibolitzuges und besonders an dessen Grenzen an mehreren Stellen beobachtet worden.

Die ursprünglich sandigen und tonigen Sedimente sind im Allgemeinen nur schwach umgewandelt. Sie liegen meistens als Phyllite mit Neubildungen von Chlorit und Muskowit vor, sind jedoch tektonisch stark mitgenommen, zerknittert und gefaltet (Abb. 35). Südlich des Tokiljokk sind die Sedimente zum Teil etwas höher metamorph. Sie sind hier als Knotenglimmerschiefer mit Neubildung von Granat ausgebildet. Auch bei der Sirkasluokte findet sich in den Sedimenten neugebildeter Granat.

Serpentine und weisse Natrongranite.

Die mächtigen Kalkmarmore der Vastendecke enthalten reichlich Intrusionen von Serpentinen und weissen Natrongraniten. Dadurch unterscheiden sie sich wesentlich von den mächtigen Kalkmarmoren der Pieskedecke, in denen im untersuchten Gebiet solche Einlagerungen fehlen.

Während die Serpentine kuppenförmig auftreten, scharf von den Kalken getrennt sind und sich auch morphologisch von den umgebenden Kalkmarmoren gut abheben, bilden die weissen Natrongranite unregelmässig geformte Massive und auch Gänge, die sich morphologisch nur schwer gegen die umgebenden Kalkmarmore abgrenzen lassen. An den Kontakten kommen manchmal Hybride zwischen Granit und Kalkmarmor vor und die grösseren Granitmassive enthalten oft viel Kalkspat, von dem angenommen werden muss, dass er aus dem umgebenden Kalkmarmor herstammt.

Zwischen den Serpentinen und Natrongraniten scheinen gewisse genetische Zusammenhänge zu bestehen. Die beiden petrographisch so verschiedenen Gesteine kommen in engem Feldverband vor. Dies gilt auch für die Salodecke, deren Kalkmarmore ebenfalls Natrongranite zusammen mit Serpentinen enthalten. Dort wo in den Kalkmarmoren Serpentine fehlen, treten auch keine weissen Natrongranite auf. Zwischen Vastenjaure und Salojaure wurden in der Vastendecke am Svartetjåkko und Njuonjes Serpentine in direktem Kontakt mit weissen Graniten vorgefunden. Im Njuonjes wurde ein Natrongranitgang beobachtet, der den Basit, aus dem der Berg aufgebaut ist, durchsetzt (vergl. S. 83).

Serpentinkuppen kommen bisweilen auch ausserhalb des eigentlichen Kalkmarmors in Sedimenten innerhalb des Porphyrit-Amphibolitzuges und in den anderen Sedimenten der Vastendecke vor. Sie grenzen überall zumindest an einer Seite an ein Sediment, sind also niemals auf allen Seiten von Amphiboliten umgeben.

Die südlichste Serpentinkuppe im kartierten Gebiet liegt auf dem Ostgrat des Sulitelma (vergl. S. 69). Sie unterscheidet sich in mehrfacher Beziehung von den weiter nördlich anschliessenden Serpentinkuppen. Als einzige Serpentinkuppe enthält sie Partien, die beinahe ausschliesslich aus Olivin bestehen. Daneben kommen nur noch etwas Talk, Tremolit und Kalkspat vor. Diese Minerale sind an einigen Punkten angereichert. Die Olivinmasse wird von Serpentin durchadert, der reichlich feinen, opaken Staub enthält (Abb. 29).

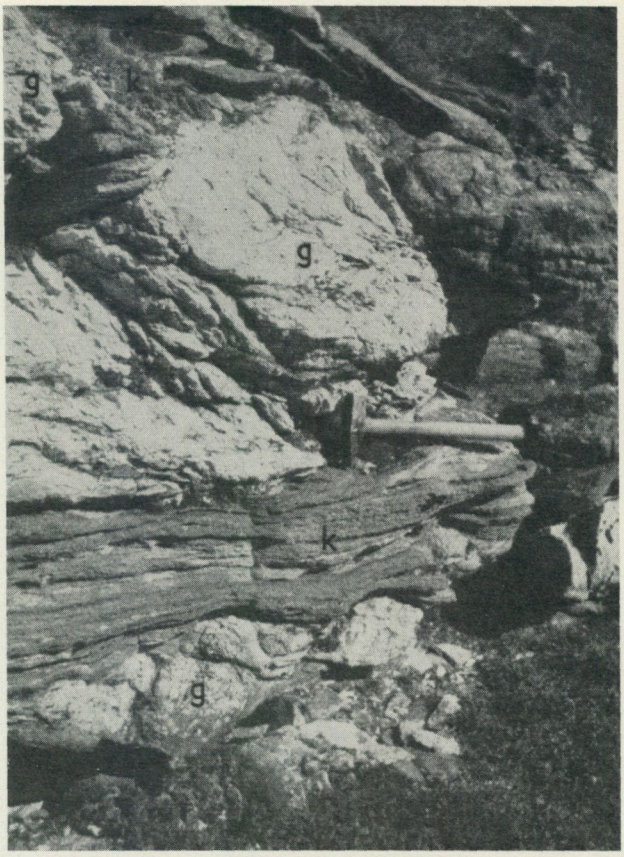


Abb. 36. Natrongranitintrusionen (weiss, g) in körnigem Kalkmarmor (grau, k) südlich des Raddejaure. Die Hammerspitze zeigt auf die Gesteinsgrenze. Der Natrongranit ist deutlich von Ruschelzonen durchzogen und tektonisch beansprucht. Im unteren Teil des Bildes liegen kleinere Granitknollen in den Kalkmarmoren. Sie können als ein tektonisch zerteilter Granitgang aufgefasst werden. Auch im obersten Teil des Bildes ist etwas Kalkmarmor vorhanden. Photo G. Kautsky.

Olivin und Serpentin wechsellagern teilweise auch in feinen Bändern. Die olivinreichen Bänder enthalten keinen opaken Staub.

Das nächste Serpentinvorkommen gegen Norden ist sehr klein und besteht aus mehreren, nur meterlangen Serpentinlinsen, die im Bach zwischen westlichem und östlichem Staddajaure anstehen. Nordwestlich des westlichen Staddajaure liegen in dem grossen Kalkmarmorgebiet mehrere grössere Serpentinkuppen, die fast ausschliesslich aus Serpentin bestehen. In kleinen Adern kommen ausserdem etwas heller Glimmer und Kalkspat vor. Südlich des Sårjusjaure liegt eine grosse Serpentinkuppe in grünschieferartigen, teilweise recht kalkigen Glimmerschiefern. Die Kuppe besteht aus Antigorit, etwas Karbonat und Erz. In Adern tritt Chrysotil auf.

Nördlich des Sårjusjaure liegen zahlreiche Serpentinkuppen verschiedener Grössenordnung sowohl in den Kalken als auch innerhalb des effusiven Grün-

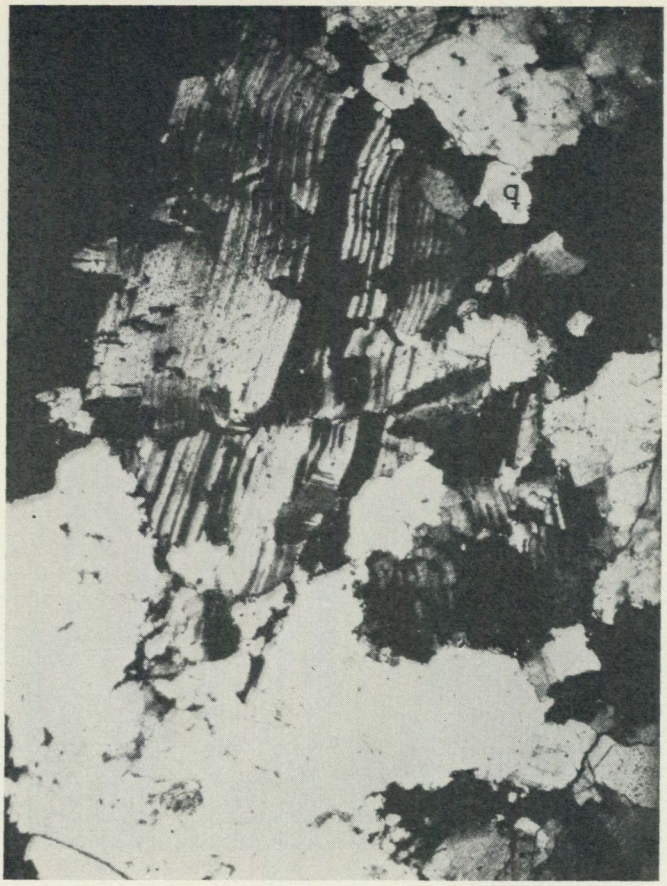


Abb. 37. Mikrophoto von stark kataklastischem Natrongranit aus dem Gebiet zwischen Raddejaure und Sirkasluokte. Die Zwillingslamellen des grossen Albits sind stark deformiert. Quartz (2) ist in einzelnen, kleinen Körnern vorhanden. 25 × vergrössert. Gekreuzte Nicols. Photo C. Larsson.

steinbandes. Mehrere Serpentinkuppen zeigen deutliche Konglomeratstrukturen, die weiter unten in einem eigenen Abschnitt beschrieben werden. Die Serpentinkuppen lassen sich bei R.r. 240D nach Norwegen hineinverfolgen. Manche Serpentinvorkommen liegen direkt an der Überschiebungsfläche zwischen der Vastendecke und den in diese eingefalteten Resten der überlagernden Gasakdecke. Diese Vorkommen sind im Allgemeinen nicht regelmässig kuppenförmig, sondern langausgezogen und längs der Überschiebungsflächen tektonisch verschmiert.

Die Natrongranite haben eine trondhjemitähnliche Zusammensetzung. Sie bestehen hauptsächlich aus grossen Albiten mit oft kräftig verbogenen Lamellen (Abb. 37) und Quarz. Daneben treten sparsam Muskowit und auch etwas Biotit auf. Der Quarzgehalt variiert stark. Der Granit enthielt in allen untersuchten Dünnschliffen jedoch mindestens vier mal so viel Plagioklas als Quarz. Teilweise ist der Quarzgehalt unbedeutend.

Da der Natrongranit gangförmig und in Form von kleinen Massiven den Kalkmarmor durchsetzt, konnte er auf der Karte vom Kalkmarmor nicht getrennt ausgeschieden werden. In den Kalkmarmorzügen mit allgemein vorkommenden Intrusionen von Natrongranit wurde der Kalkmarmor auf der Karte mit einer besonderen Bezeichnung versehen.

Serpentinkonglomerate.

In den Serpentinkuppen der Vastendecke kann man an zwei Stellen deutlich Konglomeratstrukturen erkennen. Es sind also hier sedimentäre Serpentinkonglomerate vorhanden.

In einem arealmässig recht begrenzten Gebiet liegen südlich des Tokiljokk zehn Serpentinkuppen, die in zwei parallelen Reihen angeordnet sind. Unter den Serpentinkörpern ist, vom Tokiljokk gerechnet, die dritte Serpentinkuppe der westlichen Reihe bemerkenswert. Sie enthält in der Nähe eines kleinen Baches ein gut erhaltenes Serpentinkonglomerat mit wohl gerundeten, ellipsoidischen Geröllen. Die Gerölle erreichen eine Grösse bis zu ca. 30 × 15 cm. Das Konglomerat ist stellenweise als feinere sedimentäre Breccie entwickelt, die kleinere, kantige Stücke enthält. Das Vorkommen weist grosse Ähnlichkeiten mit den von Kulling (1933) aus Västerbotten beschriebenen Serpentinkonglomeraten auf. Die Gerölle unterscheiden sich nur durch ihre dunklere Farbe von der Grundmasse. Petrographische Unterschiede zwischen Geröllen und Matrix konnten nicht festgestellt werden. Das andere Serpentinkonglomeratvorkommen liegt weiter südlich, zwischen den Seen Pålmats und Kappajaure. Die dort befindlichen Serpentinkuppen bestehen zumindest teilweise aus Konglomeraten, die dem oben beschriebenen Serpentinkonglomerat ähneln.

Das Gebiet zwischen Vastenjaure und Vaisaluokta.

Längs der Virijaureantiklinale ist die Vastendecke wegerodiert. Nördlich der Antiklinale treten die effusiven Grünsteine, Kalkmarmore, Serpentine und Natrongranite der Decke in derselben Ausbildung wie südlich der Virijaureantiklinale auf. Die Basis der Schubmasse besteht um den Vastenjaure aus Phylliten und Glimmerschiefern, die reichlich Amphibolite und Porphyrite mit ophitischen Strukturen enthalten. Am Berg Mola (südlich des Ostendes des Vastenjaure) sind in den Grünsteinen Effusivstrukturen erkennbar. Der Feldspat der effusiven Gesteine besteht aus Plagioklas, der weniger als 20 % An enthält. Neben den effusiven Grünsteinen treten etwas anders geartete Amphibolite auf, die als umgewandelte Sedimente und Tuffite gedeutet werden. Ein solcher Amphibolit vom Gipfel des Allakvare (südlich des Vastenjaure) besteht hauptsächlich aus grossen Amphibolen mit eingesprengtem Titanit. Daneben kommen Zoisit und Epidot vor, die zwischen den Amphibolen zusammen mit kleinen, undulös auslöschenden Quarzkörnern liegen. Plagioklas war, zumindest im untersuchten Dünnschliff, nicht enthalten. In geringer Menge kommt Erz

vor. Ein in der Grünsteinserie am Gipfel des Allakvare anstehender, mikroskopisch untersuchter Glimmerschiefer besteht hauptsächlich aus feingranuliertem Quarz, Epidot und Biotit. Der Biotit ist grösstenteils in Chlorit umgewandelt. Daneben kommen in geringerer Menge Zoisit und Klinozoisit, sowie etwas Muskowit in grösseren Blättchen vor. In den höheren Horizonten der Porphyrit-Amphibolitserie tritt auch spätiger und körniger Kalkmarmor als armdicke Einlagerung auf. Am Gipfel des Allakvare treten einige kleine Natrongranitgänge auf. Aus der oben beschriebenen Serie werden alle südlich des Vastenjaure befindlichen Teile der Vastendecke aufgebaut.

Östlich des Vastenjaure liegt am Berg Låtats eine kleine Deckscholle der Vastendecke, die aus Porphyriten und Amphiboliten besteht.

Östlich von R.r. 244 ist die Porphyrit-Amphibolitserie aufgeschlossen. Sie setzt von dort nach Norwegen fort. Gegen Osten lässt sie sich mit Unterbrechungen längs des Nordufers des Vastenjaure zum Tuojepe und von dort über den Noijevare (nördlich des Salojaure), wo typische Porphyrite mit ophitischen Strukturen anstehen, zum Kåtotjåkko verfolgen. Nordöstlich davon keilen scheinbar die Grünsteine aus. Sie wurden in dem nur schlecht aufgeschlossenen Talgang des Sepirjokk nicht beobachtet. Die Porphyrit-Amphibolitserie taucht jedoch noch weiter im Nordosten, in den Bergen Sepirtjåkko, Skaite und Allak, wieder in grossen Mächtigkeiten auf. Sichere Mächtigkeitsangaben sind wegen der lebhaften Faltung der Gesteine nicht möglich. Gegen Norden wird die Serie an der Grenze des kartierten Gebietes wieder geringmächtiger. In den nördlich und östlich des Rautoåive begangenen Profilen wurde die charakteristische Porphyrit-Amphibolitserie nicht wiedergefunden. Die dort in derselben stratigraphischen Lage reichlich vorkommenden Grünsteine sind Amphibolite von weniger charakteristischem Typus. Porphyrite fehlen.

Zwischen Vastenjaure und Salojaure liegen auf der Porphyrit-Amphibolitserie mächtige Kalkmarmore, die zahlreiche kleine Massive und Gänge von weissen Natrongraniten, sowie Serpentinkuppen enthalten. Die Kalkmarmore sind körnig und von grauer oder weisser Farbe. Teilweise kommen auch rötliche Typen vor, die grünen Chromglimmer enthalten. In den oberen Teilen der Kalkmarmorserie treten zinnoberrot verwitternde Kalkglimmerschiefer auf, die eine andere Fazies des Kalkes darstellen. Sie sind besonders südlich des Rakkovardo, am Arasvare und um den Svartetjåkko weit verbreitet. Foslie (1941, 1942) hat diese Gesteinstypen ausführlich unter dem Namen »Reppischiefer» beschrieben. Sie erreichen weiter nördlich in Norwegen grössere Mächtigkeiten. Gewöhnliche Phyllite und nicht kalkige Glimmerschiefer kommen nur in sehr untergeordneter Menge vor. Die kalkigen Sedimente spielen zwischen Vastenjaure und Salojaure eine bedeutend grössere Rolle als südlich des Virijaure. Die Kalkmarmore und Reppischiefer lassen sich in nahem Verband mit der Porphyrit-Amphibolitserie als zusammenhängender Zug westlich des Sepirtjåkko in das Tal zwischen Jålle und Svaltja hinein verfolgen. Durch eine grosse Überfaltung kommt derselbe Kalkmarmor auch am Allak wieder zum Vorschein. Er ist dort in die Grünsteine einge-

Abb. 38. Aufteilung der mächtigen Kalke der Vastendecke (weiss) durch intrusive Grünsteine des Porphyrit-Amphibolitzuges (grau) am Gipfel des Allak. Die Grünsteine zwischen den Kalkmarmoren sind kräftig verklüftet. Photo G. Kautsky.

faltet. Der Kalkmarmor ist am Allak durch intrusive Grünsteine aufgeteilt (Abb. 38).

Ebenso wie südlich der Virijaureantiklinale liegen auch nördlich des Virijaure zahlreiche Serpentinkuppen in den Kalkmarmoren. Die Serpentinkuppen zeigen nur am Ostfusse des Svartetjåkko Strukturen, die eventuell als Konglomeratstrukturen gedeutet werden könnten. Wahrscheinlich handelt es sich an dieser Stelle jedoch nicht um ein sedimentäres Konglomerat. In Gegensatz zu dem südlich der Virijaureantiklinale liegenden Teil der Vastendecke treten die Serpentinkuppen zwischen Vastenjaure und Salojaure in nahem räumlichen Verband mit Amphiboliten auf. Sehr typisch für dieses Auftreten ist das Rakkovardomassiv an der norwegischen Grenze. Es besteht aus einem Kern von Granatamphibolit und Amphibolit, an dessen Grenzen gegen die umliegenden Sedimente Serpentine liegen. Auch innerhalb des Amphibolitmassives finden sich einzelne Sedimentfetzen, meist Karbonatgesteine. Derselbe Amphibolit setzt weiter gegen Osten im Berg Njuonjes fort, der morphologisch den Eindruck einer Serpentinkuppe macht, jedoch aus einem zähen basischen Grünstein mit mehreren kleineren Serpentineinlagerungen besteht. Er wird von einem weissen Granitgang durchsetzt.

Am Kontakt zwischen Kalk und Amphibolit finden sich häufig schmale, skarnartige Zonen. Skarnige Partien ohne Kalk innerhalb der Amphibolite werden als durch die Grünsteinschmelze absorbierte, kalkige Sedimentpartien aufgefasst. Diese Amphibolite sind ohne Zweifel intrusiv und stehen in nahem genetischen Verband mit den Serpentinen.

Weiter östlich erhebt sich die morphologisch markante Serpentinkuppe des Svartetjåkko. An dieser Serpentinkuppe wurden die Kontaktverhältnisse des Serpentins gegen den unterlagernden Kalkglimmerschiefer von Reppischiefertypus im Detail studiert. Die Kontakte sind am Westabhang des Berges gut aufgeschlossen (Abb. 39). Auf den weichen, rötlichen, leicht erodierbaren Kalkglimmerschiefern am Fusse des Berges liegen massige, ultrabasische Gesteine, die morphologisch eine Steilstufe bilden. Das Gestein besteht aus Talk und Serpentin und enthält reichlich bis fingernagelgrosse Karbonat-

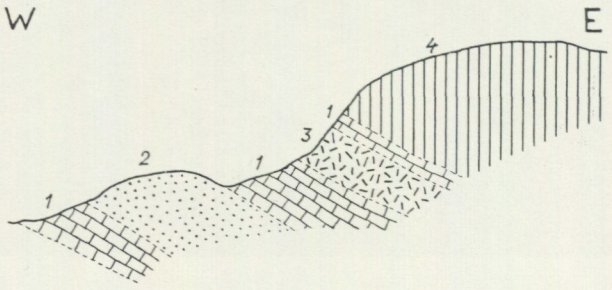


Abb. 39. Skizziertes Profil längs des Westhanges des Svartetjåkko. — 1. Rötliche Kalkglimmerschiefer. — 2. Talk-Serpentinmasse mit bis fingernagelgrossen Karbonatkörnern. — 3. Natrongranit. — 4. Dunkelgrüner Serpentin.

körner. Dieser ultrabasische »Horizont» ist ca. 10 m mächtig. Über ihm folgen wieder rötliche Kalkglimmerschiefer von gleicher Beschaffenheit wie die Kalkglimmerschiefer des Liegenden. Innerhalb dieser oberen Kalkglimmerschiefer liegt konform ein weisser Natrongranit. Die höchsten Teile des Svartetjåkko werden von dunkelgrünen Serpentinen des gewöhnlichen Typus eingenommen.

Bei Tuojepe liegen in den Amphiboliten zwei kleine Serpentinkuppen, sowie an mehreren Stellen kleine talkige Linsen mit Karbonatkörnern, die auch etwas Serpentin enthalten. Diese kleinen Linsen, die oft nur einen Meter und auch weniger im Diameter messen, wurden auf der Karte nicht ausgeschieden. Auch die teilweise intime Wechsellagerung zwischen Amphibolit und Sediment wurde auf der Karte stark vereinfacht. Nördlich des Salojaure liegen im Kåtotjåkkomassiv die nördlichsten Serpentinkuppen der Vastendecke. Der höchste Gipfel des Kåtotjåkko besteht aus Serpentin. Unmittelbar nördlich des Gipfels liegt eine weitere, etwas kleinere Serpentinkuppe, während gegen Süden hauptsächlich kleine, auf der Karte nicht ausgeschiedene Talkvorkommen in engem räumlichen Zusammenhang mit Karbonatgesteinen beobachtet wurden. Auf Svenonius' Übersichtskarte über das Salojauregebiet (1900, Taf. 6) ist ein Serpentinvorkommen bei einem kleinen Bach 2 km nördlich der Buchstaben »au» in Vastenj*au*re ausgeschieden. Da ich diesen Punkt während meiner Feldarbeit nicht besuchen konnte, habe ich Svenonius' Angabe übernommen und mit Hilfe einer Beobachtung von einem Flugzeug aus diesen Serpentin schematisch in meine Karte eingezeichnet.

Sedimente innerhalb der Porphyrit-Amphibolitserie.

Von besonderem Interesse sind die Sedimente, die innerhalb der teilweise effusiven Porphyrit-Amphibolitserie liegen. Diese Sedimente und ihre Kontakte gegen die Grünsteine wurden im Einzelnen im Gebiet des Sepirtjåkko (zwischen Salojaure und Vaisaluokta) untersucht. Es handelt sich hauptsächlich um verschiedene grünliche Schiefer, die meist recht feinkörnig sind. Im Dünnschliff besteht ein typischer grüner Schiefer vom Sepirtjåkko aus olivgrünem, eisenreichen, stark pleochroitischen Biotit, der zum grössten Teil in Chlorit umgewandelt ist, Chlorit und Epidot. Daneben kommt feingranulierter Quarz mit undulöser Auslöschung zum Teil in zusammenhängenden Bändern vor. Erz tritt accessorisch auf. Ausser den Grünschiefern und Chloritschiefern kommen, besonders in direktem Kontakt mit den Grünsteinen, Granatglimmerschiefer vor, die grosse, kristallographisch gut ausgebildete Granatporphyroblasten, Biotit, kleingranulierten Quarz und Muskowit enthalten. Ausserdem treten in ihnen etwas Zoisit und Chlorit auf. Ein dritter, gewöhnlich vorkommender Sedimenttypus ist ein feinkörniger, grauer Glimmerschiefer. Er besteht im Dünnschliff hauptsächlich aus kleingranuliertem Quarz, Serizit, feinblättrigem Muskowit, stark chloritumgewandeltem Biotit, sowie Epidot. Bituminöse schwarze Schiefer wurden zwischen Sepirtjåkko und Allak beobachtet. Alle Sedimente innerhalb des Porphyrit-Amphibolitzuges enthalten in reichlichem Masse kleine, konform zu den Schichtflächen liegende Quarzgänge und Quarzschlieren.

Ebenso wie im Kaisseketstjåkko (vergl. S. 73) werden die oben beschriebenen Sedimente von Epidotamphiboliten in allen Richtungen durchsetzt. Die Kontakte sind teilweise gut aufgeschlossen (Abb. 40, 41). Da auch die innerhalb der Sedimentserie konform liegenden Quarzgänge und Quarzschlieren von den Grünsteinen scharf abgeschnitten werden, kann man annehmen, dass die intrusiven Grünsteine wesentlich jünger als die Sedimentserie sind, die ja schon vor den Grünsteinintrusionen quarzdurchtränkt war. Eine neue Generation von Quarzgängen durchsetzt sowohl die Grünsteine als auch die Sedimente. Die beiden Generationen von Quarzgängen konnten nur an den Kontakten zwischen Grünsteingängen und Sedimenten auseinandergehalten werden.

c.) Salodecke.

Auf den Gesteinen der Vastendecke liegt im nördlichen Teil des untersuchten Gebietes mit flacher Lagerung eine Amphibolglimmerschieferserie von recht eintöniger Beschaffenheit. Diese Serie wird ihrerseits von mächtigen Kalkmarmoren und rötlichen Kalkglimmerschiefern überlagert, die zahlreiche Serpentinkuppen, Serpentinkonglomerate und weisse Natrongranite enthalten. Zusammen mit den Serpentinkuppen, und deutlich in nahem genetischen Zusammenhang mit ihnen, treten Amphibolite auf. Die mächtigen Kalkmarmore mit ihren Natrongranit- und Serpentineinlagerungen sind den gleichartige Einlagerungen enthaltenden Kalkmarmoren der Vastendecke äusserst ähnlich.

Abb. 40. Sepirtjåkko. Stark verfältelte und quarzdurchtränkte Sedimente der Vastendecke werden von Grünsteinen diskordant abgeschnitten. Der Hammer liegt auf den Sedimenten. Photo G. Kautsky.

Porphyrite oder Amphibolite, die eventuell als Effusiva gedeutet werden könnten, fehlen vollkommen. In der Salodecke besteht das Liegende der Kalkmarmore aus einer eintönigen Glimmerschieferserie, in der Grünsteine beinahe vollständig fehlen. Im Gegensatz dazu enthält die Vastendecke im Liegenden der Kalkmarmore die mächtige Porphyrit-Amphibolitserie.

Man kann die Gesteine der Salodecke in zwei stratigraphische Abteilungen gliedern, die sich scharf gegeneinander abgrenzen lassen, nämlich in eine untere Amphibolglimmerschieferserie und eine obere Kalkmarmorserie.

Amphibolglimmerschieferserie.

Tiefe Teile der Serie sind im Ruonnasprofil nordwestlich des Stupirjaure erhalten (vergl. Profil I und VI). Die im Westteil der Decke recht hochmeta-

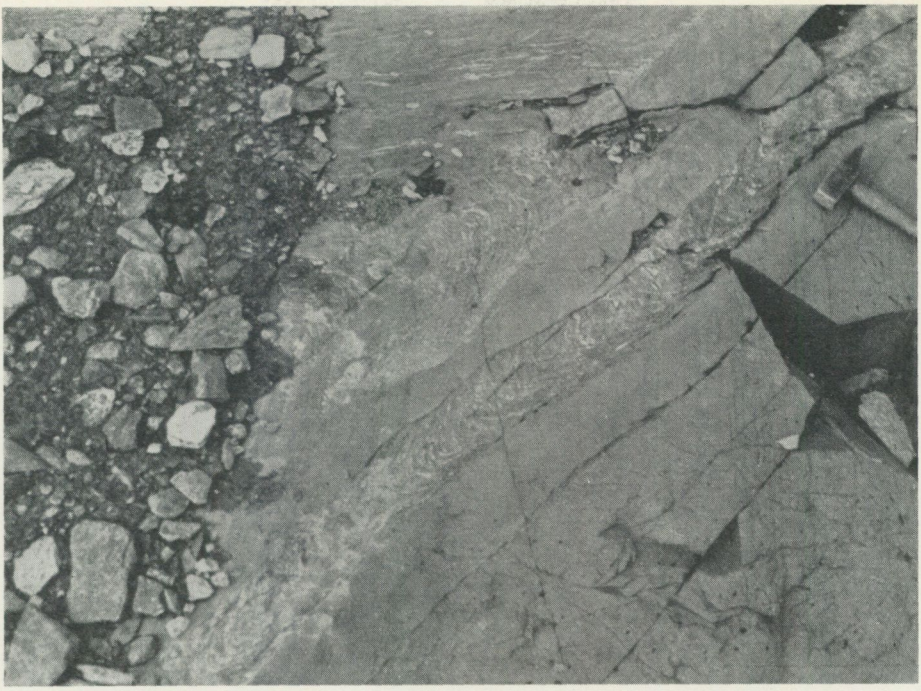


Abb. 41. Sepirtjåkko. Stark verfältelte Sedimentserie mit kleinen, konform liegenden Quarzadern, die die Schichtung markieren (linker und zentraler Teil des Bildes), wird von Grünsteinen gangförmig durchdrungen und diskordant abgeschnitten. Der Hammer liegt auf Grünstein. Photo G. Kautsky.

morphen Glimmerschiefer (Granatglimmerschiefer) liegen dort auf grauen Biotitgneisen, die ein stark verschiefertes, saures Eruptiv oder auch ein metamorpher Sandstein von arkosenartiger Zusammensetzung sein können. Unter dem Mikroskop besteht der Gneis hauptsächlich aus Quarz, olivgrünem, eisenreichen Biotit in grossen Blättchen, sowie grossen Oligoklasen mit poikilitischen Einschlüssen. Daneben kommen Epidot, Zoisit und Klinozoisit in kleinen Körnern, besonders als Einschlüsse in den Oligoklasen vor. Etwas Chlorit ist erwähnenswert. Das Gestein ist stark gepresst und tektonisiert. Über dem Gneis liegt in dem begangenen Profil ein schmales Band eines feinkörnigen Gesteins von kräftig grüner Farbe. Es besteht hauptsächlich aus Quarz und Chlorit, während Biotit, heller Glimmer, Zoisit, Klinozoisit, Epidot, Titanit und Erz stark zurücktreten. Höher oben in der Lagerfolge folgt dann die normale, graue oder rötliche Granatamphibolglimmerschieferserie, die in dem begangenen Profil recht kalkig ist. Amphibolporphyroblasten, sowie stecknadel- bis erbsengrosse Granaten, die oft zerbrochen sind, liegen in einer überwiegend aus Quarz und wechselnden Mengen Plagioklas (meist Oligoklas) bestehenden Grundmasse. Immer kommt, meistens in groben Blättchen, Biotit und in kleineren Blättchen Muskowit vor. Chlorit ist sparsam vertreten. Meist ist er deutlich ein Umwandlungsprodukt des Biotits. Der Karbonatgehalt wechselt

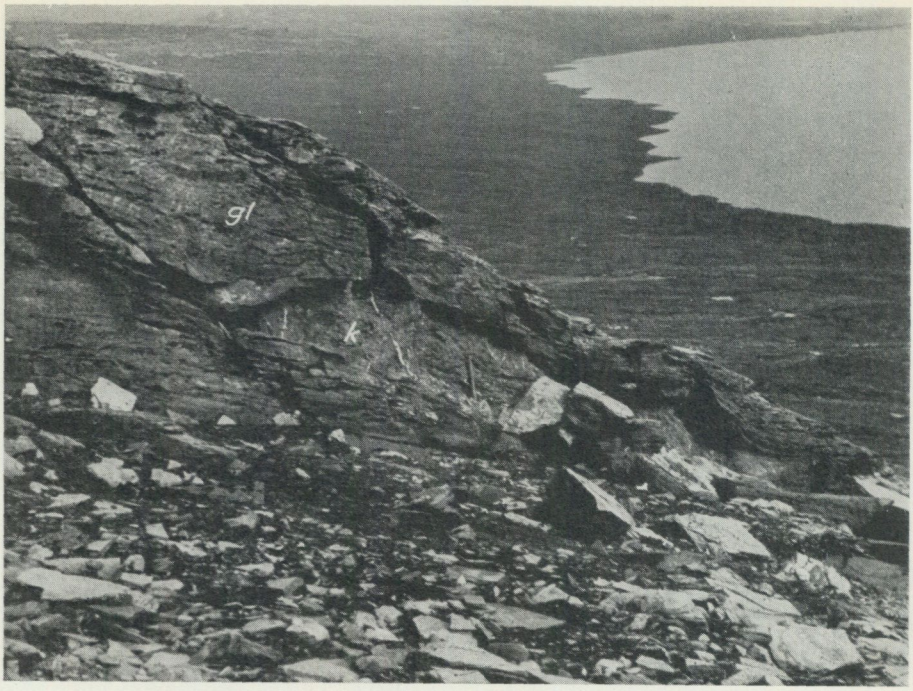


Abb. 42. Spätige, rötliche Kalkmarmore (k) als Einlagerung in kalkigen Granatglimmerschiefern (gl) am Osthang des Ruonnas. Im Hintergrund der Stupirjaure. Die Kalkmarmore liegen in der Mitte des kleinen Absatzes (Hammer). Sie verwittern schneller als die Granatglimmerschiefer. Photo G. Kautsky.

stark. Als Übergemengteil tritt stets Turmalin, oft in reichlichen Mengen, auf. Nach dem Mineralbestand zu schliessen, kann es sich bei den Granatglimmerschiefern ursprünglich um eine etwas kalkige Sandsteinserie gehandelt haben. An mehreren Stellen ist die Serie so kalkig und dolomitisch, dass die Gesteine als unreine Kalke und Dolomite bezeichnet werden können. Weisse, spätige Kalke mit etwas rötlichem Stich trifft man an mehreren Stellen als kleine Einlagerungen in der Serie an (Abb. 42). Diese kleinen Kalk- und Dolomiteinlagerungen haben, besonders in den oberen Teilen der Serie, teilweise zu Granatskarnbildung Anlass gegeben. Auch gröbere Glimmerschiefertypen mit hohem Quarzgehalt, die durch Neubildung von Granat, grossen, schlecht eingeregelten Amphibolnadeln und Biotit gekennzeichnet werden, kommen in den unteren Teilen der Serie in grösserer Ausdehnung vor. Die stark sandigen, kalkigen Gesteine mit Amphibol- und Biotitneubildungen dominieren im Pass zwischen Ruonnas und Gautoåive. Sie wechsellagern dort mit kalkigen Glimmerschiefern, die durchgehend Granat enthalten. Nach oben zu wird diese Serie immer kalkiger, so dass »reppischieferähnliche» Gesteine entstehen. Diese enthalten keinen Granat mehr.

Im Pass tritt über den oben beschriebenen Gesteinen ein ca. 10 m mächtiges Band eines stark gestörten, schwarzgrauen Schiefers mit alaunschieferartigen

Partien auf. Dieser schwarze Schiefer ist ein sehr wichtiger stratigraphischer Horizont, da er durch den ganzen Nordteil der Salodecke in derselben Ausbildung verfolgt werden kann. Stellenweise ist er nur einige Meter mächtig. In ihm liegen an mehreren Stellen grosse Quarzgänge mit kräftigen Schwefelkies- und Kupferkiesimprägnationen. Der schwarze Schiefer gliedert die Amphibolglimmerschieferserie in eine obere und eine untere Abteilung. Im schwarzen Schiefer liegt zwischen Gautoåive und Stupirjaure eine kleine Serpentinkuppe. Der Serpentin enthält reichlich Chromit und muss als Umwandlungsprodukt eines ultrabasischen Gesteins betrachtet werden. Dieses Serpentinvorkommen ist bemerkenswert, da sonst nirgends in einem so tiefen stratigraphischen Niveau der Salodecke Serpentinkörper angetroffen wurden.

Oberhalb des Alaunschieferhorizontes folgen mächtige, Amphibolnadeln und Biotit führende, psammitische Gesteine in massiger Ausbildung, die von Granatamphibolglimmerschiefern mit erbsengrossen Granaten überlagert werden. Die Grenze zwischen den obersten Granatamphibolglimmerschiefern und der hangenden, kalkigen Gesteinsserie mit Kalkmarmoren und Kalkglimmerschiefern von Reppischiefertypus ist scharf.

Weiter nördlich hat die Amphibolglimmerschieferserie im Gebiet um den Nuortas Rättsjaure und Kalpik ungefähr dieselbe Zusammensetzung wie im Ruonnasprofil. Die untersten Gneise fehlen jedoch am Rättsjaure. In diesem Profil ist der Alaunschieferhorizont mit seinen schwefelkiesimprägnierten Quarzgängen besonders charakteristisch ausgebildet. Er gliedert die Amphibolglimmerschieferserie in zwei Abteilungen. Aus dem Rautoåive, im nördlichsten Teil der Karte, wo die Schichten flach liegen, schneidet der Alaunschieferhorizont eine Kalotte heraus. Unter den Alaunschiefern liegen auf der Nordseite des Berges Granatglimmerschiefer mit etwas Amphibol, der jedoch makroskopisch nicht so stark wie gewöhnlich hervortritt. Am Südostabfall des Rautoåive liegt unter dem Alaunschieferhorizont, der hier nur ca. 3 m mächtig ist, eine gebänderte Granatglimmerschieferserie, in der bis zu 5 m mächtige, reine Dolomit- und Kalkbänke eingeschaltet sind. Auch Bänder von unreinen Dolomiten kommen vor. Gegen unten nimmt der Kalkgehalt in der Serie ab. Über dem Alaunschieferhorizont sind schön geschichtete, psammitische Granatglimmerschiefer mit stecknadelknopfgrossen Granaten aufgeschlossen. Auch sie enthalten, obwohl in bedeutend geringerer Menge, Dolomitlagen und Kalkeinlagerungen.

Am Jålle, einem im Nordteil der Karte, 10 km westlich von Vaisaluokta liegenden Berg, besteht die Basis der Salodecke aus stark quarzitischen Gesteinen, die von Glimmerschiefern überlagert werden, die charakteristische, grosse, schwarze Amphibolnadeln enthalten. Diese quarzitischen Gesteine verschwinden im Streichen rasch sowohl gegen Norden als auch gegen Süden. Vielleicht sind sie das Liegende der Amphibolglimmerschieferserie. Wahrscheinlicher erscheint mir jedoch die Deutung dieser quarzitischen Sedimente als lokale fazielle Abweichung vom normalen Typus, der ebenfalls oft recht quarzitisch sein kann.

Zwischen Sepirjokk und Salojaure, sowie südlich der Linie Salojaure-Numir-

jaure, herrschen die charakteristischen Amphibolglimmerschiefer vor. Mehr quarzitische Typen treten hier vollkommen zurück. In diesem Teil der Karte wurde der schmale Alaunschieferhorizont innerhalb der Amphibolglimmerschieferserie nicht ausgeschieden. Dies beruht teils auf den schlechten Aufschlüssen im breiten Talgang des Sepirjokk, teils auch darauf, dass dieses Gebiet kartiert wurde, bevor die regionale stratigraphische Bedeutung dieses Alaunschiefers erkannt worden war. Es ist möglich, dass der Alaunschieferhorizont auch in diesem Teil der Amphibolglimmerschieferserie vorhanden ist.

Zwischen Numirjaure und Vetjerjaure, nahe der norwegischen Grenze, liegen in den Amphibolglimmerschiefern mächtige Kalkmarmore und Dolomite mit zwischengelagerten Garbenschiefern. Die Kalke wurden nur beim Wasserfall beobachtet, den der Fluss zwischen Vetjerjaure und Numirjaure bildet, und scheinen im Streichen auszukeilen. Bemerkenswert ist das beinahe vollständige Fehlen von Grünsteinen in der Amphibolglimmerschieferserie.

Kalkmarmorserie.

Ebenso wie in der Vastendecke, bestehen auch in der Salodecke die stratigraphisch höheren Teile aus stark kalkigen, rötlichen Glimmerschiefern, die in reichlichem Masse mächtige Kalkmarmorbänke enthalten. Die kalkige Serie ist kräftig gefaltet. Deswegen ist ihre Mächtigkeit nur schwer abzuschätzen. Aus diesem Grund sind auch die stratigraphischen Lagerungsverhältnisse zwischen den rötlichen Kalkglimmerschiefern (Reppischiefern) und den Kalkmarmoren schwer zu deuten. Es scheint sich um zwei verschiedene Fazies zu handeln, die sich auf kurze Entfernung ersetzen können. Die Grenze der Kalkmarmorserie gegen die unterlagernde Amphibolglimmerschieferserie ist scharf.

Bezeichnend für die kräftige Faltung innerhalb der Kalkmarmorserie sind eingefaltete Fetzen hochmetamorpher, teilweise gneisiger Glimmerschiefer mit neugebildeten Oligoklasen. Sie stehen nördlich des Stupirjaure an und gehören zur überlagernden Gasakdecke. Sie wurden auf der Karte besonders ausgeschieden.

Nördlich des R. r. 245 A streicht von der norwegischen Grenze ein 1 km breiter Zug von Kalkmarmoren gegen Osten zum Stupirjaure. Die Kalkmarmore sind von Pieskekalktypus, meist weiss mit grauem Stich, oder sie weisen rötliche Farbtöne auf. An mehreren Stellen wurden in ihnen Einlagerungen von rosafarbenen Kalkmarmoren beobachtet, die grünen Glimmer enthalten (Leifsaetmarmor). Die massigen Kalkmarmorbänke werden durch verschieferte Kalke und teilweise auch durch Kalkglimmerschiefer von Reppischiefertypus aufgeteilt. Wo die massigen Kalkmarmore aus tektonischen Ursachen anschwellen, treten Karsterscheinungen in Form von kleinen Dolinen und unterirdischen kleinen Wasserläufen auf.

Nördlich des Stuopik stehen hauptsächlich flach liegende, rötliche Reppischiefer an der Basis der kalkigen Serien an. Über ihnen folgt ein ca. 40 m mächtiger, massiger Kalkmarmor, der wieder von rötlichen Reppischiefern

überlagert wird. In den Reppischiefern liegen einige kleinere Kalkmarmorbänke und -linsen. Da die Schichten um den Stuopik so gut wie horizontal liegen, entspricht dieses Profil noch am ehesten den primären Lagerungsverhältnissen. Der Gipfel des Stuopik besteht aus Konglomeratgneisen, hochmetamorphen Glimmerschiefern und Graphitglimmerschiefern der Gasakdecke, die die Gesteine der Salodecke flach überlagern. Innerhalb der Glimmerschiefer und Konglomeratgneise finden sich südlich des Gipfels kleine Einlagerungen von rötlichen Kalkglimmerschiefern (Typus Reppischiefer), die als Schubspäne, bzw. eingefaltete und losgerissene Teile der Salodecke innerhalb des Gesteinsverbandes der Gasakdecke gedeutet werden.

Serpentine, Natrongranite, Serpentinkonglomerate.

Innerhalb der Kalkmarmorserie und zwischen der Kalkmarmorserie und der darunterliegenden Amphibolglimmerschieferserie befinden sich zwischen Stuopik und Salojaure zahlreiche Serpentinmassive, die grosse Mächtigkeiten erreichen und morphologisch teilweise als kleinere Gebirgszüge oder markante Klippen hervortreten. Ebenso wie im nördlichen Teil der Vastendecke kommen sie in engem räumlichen Zusammenhang mit Amphiboliten vor.

Das grösste Serpentinmassiv liegt an der Grenze zwischen der Amphibolglimmerschieferserie und der Kalkmarmorserie. Dieser Serpentinzug zieht von der norwegischen Grenze bei R. r. 245 A als langgestreckter, morphologisch markant hervortretender Höhenrücken gegen OSO zum mittleren Teil des Salojaure. Der Höhenrücken ist in einzelne Kuppen geteilt, die durch tiefe Schluchten voneinander getrennt sind. Im Ostteil des Serpentinzuges sind die Serpentinkuppen etwas niedriger und hängen nicht mehr zusammen.

An der Nordseite dieses Serpentinmassives liegen Amphibolite, die sich räumlich eng an den Serpentin anschliessen. Sie finden sich bei R. r. 245 A in kleineren Mengen auch innerhalb des Serpentins. Die Amphibolite treten, im Gegensatz zu den Serpentinen, morphologisch in keiner Weise hervor.

An der Südflanke des Serpentinzuges, sowie in den Schluchten zwischen den einzelnen Serpentinkuppen, wurden an vielen Stellen zwischen Vetjerjaure und Numirjaure sedimentäre Serpentinbreccien und Serpentinkonglomerate von wahrscheinlich unterordovizischem Alter beobachtet. Die meist kantigen Fragmente variieren grössenmässig stark. Soweit beobachtet, scheinen sie jedoch selten Kopfgrösse zu überschreiten. Am häufigsten sind Konglomerate mit Fragmenten von ca. 0,5—5 cm Durchmesser, zwischen denen nur einzelne grössere Fragmente liegen. Auch die Grundmasse besteht aus Serpentin. Die Strukturen des Konglomerats sind am besten an angewitterten Oberflächen zu erkennen. Teilweise zeigt das massig ausgebildete Konglomerat Andeutung von Schichtung oder Bankung (Abb. 43). Da der massige Serpentin stark zerklüftet ist, bereitet es oft Schwierigkeiten zu unterscheiden, ob grössere Serpentinblöcke im Gestein sedimentären Ursprungs sind, oder ob sie auf Verklüftung zurückgeführt werden müssen. Die geringe oder meist vollständig fehlende Deformation der einzelnen Serpentingerölle ist ein eigentümlicher

Abb. 43. Serpentinkonglomerat im Serpentinzug nördlich des Salojaure. Im unteren Teil der Konglomeratwand sind im feineren Detritus Anzeichen von Schichtung zu erkennen. Aus G. Kautsky 1949 a.

Zug der Serpentinkonglomerate, besonders wenn man bedenkt, dass alle umliegenden Gesteine recht deutliche Zeichen tektonischer Deformation und Durcharbeitung zeigen.

Vom Salojaure kann der Serpentinzug in derselben stratigraphischen Lage gegen Nordosten zum Paikajaure verfolgt werden. Die grösste Serpentinkuppe bildet hier den Berg Åbmelvarats, der auch morphologisch sehr deutlich hervortritt. Südlich des Åbmelvarats liegt eine flache, moränbedeckte Ebene mit einigen morphologisch nicht hervortretenden Aufschlüssen von gut ausgebildeten Serpentinkonglomeraten. Die Matrix des Konglomerats ist an diesem Lokal stellenweise etwas kalkig. Ausser gut gerundeten und kantigen Serpentingeröllen wurden im Konglomerat auch einige Kalkmarmorgerölle beobachtet. Zumindest an diesem Lokal ist eine Deutung der Serpentinkonglo-

merate als tektonische Breccie, Pseudokonglomerat usw. schwer möglich. Über dem Serpentinkonglomerat liegen südwestlich des Åbmelvarats Kalkmarmore von Pieskekalktypus, die in den basalen Teilen etwas konglomeratisch ausgebildet sind. Die Konglomeratstrukturen im Kalkmarmor werden in der Streichrichtung durch Durchbewegung in Zusammenhang mit Pressung immer undeutlicher, um schliesslich gänzlich zu verschwinden.

Die kleine Serpentinkuppe 1 500 m nördlich des Åbmelvarats führt kein Serpentinkonglomerat. Eine Serpentinkuppe mit deutlichen Serpentinkonglomeraten findet sich jedoch 500 m weiter nördlich im Tal zwischen Paikajaurats und Paikajaure. Sie liegt an der Südflanke einer gut ausgebildeten, gegen Süden überkippten Antiklinale mit flach gegen Westen fallenden Faltenachsen. Die Antiklinale ist u. a. durch das weite Vorgreifen der basalen Amphibolglimmerschieferserie gegen Westen an dieser Stelle deutlich im Kartenbild zu erkennen. Die Serpentinkuppen am Nordhang des Paikas liegen am Nordschenkel dieser Antiklinale. Sie befinden sich im gleichen stratigraphischen Niveau wie die oben beschriebene, konglomeratführende Serpentinkuppe (Profil VIII). Dort, wo die Amphibolglimmerschiefer im Scheitel der Antiklinale unter die Kalkmarmorserie untertauchen, liegt eine weitere Serpentinkuppe, jedoch ohne Konglomeratstrukturen.

In der Fortsetzung des Antiklinalscheitels ziehen sich Serpentinkuppen perlschnurartig, in leicht geschwungenem Bogen gegen Westen. Dieser Serpentinkuppenbogen verläuft parallel zum Serpentinkuppenbogen zwischen R. r. 245 A und Åbmelvarats, der weiter oben beschrieben wurde. Ebenso wie in diesem zeigen sich auch hier enge räumliche Beziehungen zu Amphiboliten. Die Vorstellung ist naheliegend, dass der südliche Serpentinbogen stratigraphisch dem nördlichen Serpentinbogen entspricht, der in einer Antiklinalstruktur mitten im Kalkmarmor zum Vorschein kommt. Darauf deutet vor allem der Umstand hin, dass die beiden Serpentinkuppengürtel im Osten zwischen Paikajaurats und Paikajaure zusammenhängen. Die Detailtektonik innerhalb der Kalkmarmorserie und die Faltenachsenbeobachtungen sprechen dafür, dass sich die Serpentinkuppen zumindest im Westteil des nördlichen Serpentinkuppenbogens im Verhältnis zu den umgebenden Kalkmarmoren selbständig in den Antiklinalstrukturen bewegt haben. Sie nehmen nicht mehr den ursprünglichen Platz in der Kalkmarmorserie ein.

Eine Untersuchung der Serpentinkontakte des nördlichen Bogens zeigt durchgehend, dass an ihnen Bewegung stattgefunden hat. Ruschelzonen, verschmierter Serpentin und Harnische sind allgemein zu beobachten. Solche Erscheinungen sind im südlichen Serpentinkuppengürtel, zumindest dort wo Serpentinkonglomerate vorkommen, nicht oder nur in bedeutend geringerem Masse festgestellt worden. Die Kontakte gegen die liegenden Amphibolglimmerschiefer sind jedoch auch im südlichen Bogen immer sekundär.

Im nördlichen Serpentinkuppenbogen ist das vollständige Fehlen von Serpentinkonglomeraten bemerkenswert. Es wird angenommen, dass die ursprünglich auch hier vorhandenen Konglomeratstrukturen durch die stärkere Tektonisierung dieser Serpentine verlorengegangen sind. Zerstörung von

Serpentinkonglomeraten durch Druck ist aus dem Trondheimgebiet beschrieben (Öyen 1930).

Ausser den beiden oben beschriebenen Serpentinkuppenbögen wurden in der Salodecke nur zwei abseits liegende Serpentinkuppen beobachtet. Die eine liegt in den Amphibolglimmerschiefern und wurde schon weiter oben erwähnt (S. 89). Die andere liegt in direktem Kontakt mit in der Salodecke eingefalteten Gesteinen der überlagernden Gasakdecke. Dieses Serpentinvorkommen ist recht klein und der Serpentin kommt zusammen mit Amphiboliten vor. Wie zu erwarten, sind an der Deckengrenze die geologischen Verhältnisse etwas unklar. Die Gesteine sind stark gestört und tektonisch brecciert. Die rötlichen Reppischiefer der Kalkmarmorserie, in denen der Serpentin liegt, sind schlierig verfaltet. Kleinere Graphitglimmerschieferpartien der überlagernden Gasakdecke sind in die Reppischiefer eingeschuppt.

Alle Serpentine der Salodecke sind reich an Chromit, der meist als Körner oder kleinere, amöbenartig geformte Körper mit Auswüchsen vorkommt. Zwischen Numirjaure und Vetjerjaure und bei R. r. 245 A kommen auch walnuss- bis apfelsinengrosse, regelmässig gebaute Chromitkugeln vor, die bei flüchtiger Betrachtung Konglomeratgeröllen ähneln.

Innerhalb der Kalkmarmore finden sich, ebenso wie in der Vastendecke, zahlreiche Massive, Lager und Gänge von weissen Natrongraniten. Die Granitintrusionen sind hauptsächlich an die massigen Kalkmarmore gebunden. In den rötlichen Kalkglimmerschiefern sind sie bedeutend seltener. Der Natrongranit ist auch in der Salodecke sehr stark kataklastisch. Die grossen Albite zeigen tektonisch deformierte Zwillingslamellierung (Abb. 37).

Wie bereits bei der Beschreibung der Vastendecke erwähnt (S. 78), ist ein offenbarer Feldzusammenhang im Auftreten der weissen Natrongranite und der Serpentinkuppen vorhanden. Natrongranit findet sich nur in unmittelbarer Nähe der Serpentinkuppen. In den Kalkmarmorpartien, in denen keine Serpentinkuppen auftreten, zum Beispiel nördlich des Stuopik, wurden auch keine Natrongranite beobachtet. Dies ist von grosser Bedeutung für die zeitliche Einstufung der Intrusion der Natrongranite. Die Serpentine sind offenbar frühe Intrusionen in den kaledonischen Geosynklinalsedimenten, da sie in tiefen Teilen der Sedimentserie von Serpentinkonglomeraten, die als alter Verwitterungsschutt der Serpentine zu deuten sind, überlagert werden. Die Serpentinkonglomerate haben sich wahrscheinlich bereits im unteren Ordovizium, in den Etagen 3 c β und 3 c γ gebildet (G. Kautsky 1949 a). Da die Natrongranite mit den Serpentinen genetisch scheinbar irgendwie zusammenhängen — sie sind in den Decken räumlich aneinander gebunden — wird angenommen, dass die weissen Natrongranite der Vastendecke und der Salodecke ebenfalls unterordovizisches Alter besitzen. Sie sind vor der tektonischen Phase, die durch das Serpentinkonglomerat angezeigt wird, also vor der Etage 3 c β, in die Kalkmarmore intrudiert. Es muss im untersuchten Gebiet mit unterordovizischen Intrusionen von weissen, trondhjemitartigen Natrongraniten gerechnet werden. Ähnliche, trondhjemitartige, plagioklasreiche Granite, die als Gerölle in einem mächtigen polymikten Konglomerat auf Stord im Bergens-

gebiet gefunden wurden, wurden von Th. Vogt (1929, 1945) beschrieben. Das polymikte Konglomerat auf Stord kann stratigraphisch höchstwahrscheinlich mit dem regional auftretenden, polymikten Konglomerat im oberen Ordovizium parallelisiert werden. Aus polymikten Konglomeraten im Gronggebiet, die dieselbe stratigraphische Stellung besitzen, beschreibt Foslie (1924, S. 64) Trondhjemitgerölle (Protogingranit).

In meinem Untersuchungsgebiet wurden in den Konglomeraten keine Gerölle des weissen, intrusiven Natrongranits gefunden. Es wurde auch nirgends beobachtet, dass der Natrongranit die Serpentinkonglomerate der Vastendecke oder Salodecke durchsetzt. In den Gesteinen der Konglomerat-Sandsteinserie fehlen intrusive Natrongranite. Als Gerölle kommen archäische Natronsyenite von gänzlich anderem Typus vor.

d.) Gasakdecke.

Die obersten Teile der Vastendecke und Salodecke werden von Deckschollen mit hochmetamorphen Gesteinen überlagert, die als Reste einer einst zusammenhängenden Schubmasse aufgefasst werden. Der Metamorphosgrad der Gesteine dieser Schubmasse ist bedeutend höher als jener der Gesteine der unmittelbar darunterliegenden Vasten- und Salodecke. Ich nenne diese Schubmasse Gasakdecke, nach einem grösseren See, der nördlich des Ålmajalosjägna in den hochmetamorphen Gesteinen liegt.

Man kann drei Deckschollengebiete unterscheiden, die als Reste der Gasakdecke zu betrachten sind. Das südlichste umfasst die Hochgebirgsmassive des Sulitelma und Ålmajalosjägna. Das mittlere liegt zwischen Vastenjaure und Salojaure und zieht von R. r. 244 einige Kilometer gegen Osten. Das nördlichste Deckschollengebiet ist in der Synklinale um den Stupirjaure und Stuopik vorhanden. Kleine Reste der Gasakdecke sind häufig durch Einfaltung und Einschuppung in den Gesteinsserien der unterlagernden Schubmassen erhalten.

Ihrem Gesteinsinhalt nach zeigen die einzelnen Deckschollen der Gasakdecke grosse Übereinstimmung. Zwei Gesteinstypen sind besonders charakteristisch und zwar in erster Linie unsortierte polymikte Konglomerate mit psammitischer Matrix, die jetzt in hochmetamorphem, teilweise gneisigen Zustand, u. a. mit Neubildungen von grossen Oligoklasen, Disthen, Granat und Biotit vorliegen. Als zweites charakteristisches Gestein kommen zusammen mit diesen Konglomeratgneisen und teilweise mit ihnen wechsellagernd, mächtige, harte, schwarze, rostige Graphitglimmerschiefer vor. Neben diesen beiden typischen Gliedern der Schubmasse sind weniger typische graue Glimmerschiefer mit neugebildetem Staurolith, Granat, Amphibol und Biotit allgemein verbreitet. Untergeordnet kommen auch Kalkmarmor und Dolomit, sowie weisser Quarzit vor. An Eruptiven sind saure und intermediäre Effusiva, sowie intrusive Grünsteine von gabbroidem und olivingabbroidem Typus vorhanden. Weiter kommen Gänge eines jungen Turmalingranits und Reste von archäischen Grundgebirgsgraniten vor.

An der Grenze gegen die liegenden Schubmassen sind die hochmetamorphen

Gesteine der Gasakdecke ausgewalzt und die ursprünglichen Züge der Gesteine sind grösstenteils zerstört. Deswegen und wegen des höheren Metamorphosgrades können die Gesteine der Gasakdecke im Allgemeinen recht sicher von jenen der liegenden Decken abgegrenzt werden. Ca. 10 m vom Überschiebungskontakt entfernt, liegen die Gesteine oft schon in so gut erhaltenem Zustand vor, dass es möglich wird ihre ursprüngliche Natur zu erkennen.

Die oberen Teile der Schubmasse sind kaum gepresst und Stengligkeit fehlt vollkommen. Dem Aussehen der Gesteine und der tektonischen Lage nach sind Ähnlichkeiten mit den Jotundecken im südlichen Norwegen vorhanden (Dietrichson 1950; Strand 1951), die ebenfalls zu einem Grossteil aus hochmetamorphen, jedoch nur wenig gepressten Gesteinen bestehen. Nach einer freundlichen, mündlichen Mitteilung von Statsgeolog ST. SKJESETH ist auch im Gebiet des Svartisen eine hochmetamorphe Schubmasse mit Gesteinen vorhanden, die denen der Gasakdecke ähnlich sind. Alle oben erwähnten Schubmassen bilden die höchsten tektonischen Einheiten in den Gebieten, in denen sie auftreten.

Deckschollen im Sulitelma-Ålmajalosjägnagebiet.

Die ursprüngliche Lagerfolge und die Gesteinsfolge der Gasakdecke können am Besten im Gebiet des Ålmajalosjägna studiert werden, wo die grösste Deckscholle des untersuchten Gebietes vorhanden ist. Eine Analyse der Gesteinsfolge deutet dort auf einen recht komplizierten Bau der Decke hin. Durch die bedeutenden Differentialbewegungen während der kaledonischen Gebirgsbildung und durch die kräftige Regionalmetamorphose in der Gasakdecke sind die primären Züge teilweise verwischt worden, so dass sie gegenwärtig nur schwer rekonstruiert werden können.

Die Deckscholle des Ålmajalosjägna wurde in mehreren Profilen überquert. In einem Profil von der Deckengrenze am Ufer des Sårjusjaure zum höchsten Punkt des Ålmajalosjägna an der norwegischen Grenze wurden folgende Gesteinsglieder angetroffen: Die zu tiefst anstehenden Gesteine der Gasakdecke bestehen aus flach gegen Westen einfallenden, zerpressten Konglomeraten, in denen die Konglomeratstrukturen kaum noch zu erkennen sind, sowie aus hochmetamorphen Psammiten mit u. a. Oligoklas- und Granatneubildungen. Unter ihnen liegen von Natrongraniten durchsetzte, mächtige Kalkmarmore der Vastendecke. In den tiefsten Gliedern der Gasakdecke ist es schwer zu entscheiden, was in den zerpressten Konglomeraten als Gerölle und was als Zwischenmasse anzusehen ist. Höher oben in der Lagerfolge wechsellagern die Konglomerathorizonte mit schmalen Graphitglimmerschieferhorizonten. In den den Graphitglimmerschiefern zwischengelagerten Konglomeratlagen ist die Metamorphose etwas geringer und die Konglomeratstrukturen sind deutlicher zu erkennen, da die Pressung des Gesteins und der Gerölle durch die schützende Wirkung des Graphitglimmerschiefers bedeutend geringer ist. Hier erkennt man, dass das Konglomerat stark polymikt ist. Neben verschiedenen Graniten treten Grünsteine und verschiedene quarzreiche Sedimente als Gerölle auf. Die Grösse

der Gerölle wechselt von Grus über Eigrösse zu Kopfgrösse. In den tiefsten Niveaus des Konglomerates sind die Gerölle meist gut gerundet. Richtig kantige Fragmente sind dort seltener. Das Gestein kann am Besten als »Konglomeratschiefer» bezeichnet werden. Weiter oben im Profil (gegen Nordwesten) werden die Konglomeratlagen gröber und die zwischengelagerten Graphitglimmerschieferhorizonte seltener. In diesen gröberen Konglomeraten herrschen die Granitgerölle vor, während die anderen Gerölle mengenmässig zurücktreten. Die Gerölle sind bedeutend schlechter gerundet als in den tieferen Horizonten. Noch höher oben in der Konglomeratserie fehlen Graphitglimmerschiefer vollkommen. Das Konglomerat wird immer gröber und mehr monomikt, die Fragmente immer kantiger. Die obersten Teile des Konglomerats sind als grobe, monomikte Granitbreccie mit mehrere Kubikmeter grossen Fragmenten ausgebildet. Auch die Matrix besteht ausschliesslich aus Granitgrus desselben Granits wie in den Riesenblöcken. In den höchsten Horizonten bekommt man den Eindruck, dass es sich um kein Konglomerat mehr, sondern um einen stark verwitterten und verklüfteten Granit handelt, der durch spätere tektonische Ereignisse zerkleinert wurde. Einzelne Fragmente erreichen solche Dimensionen, dass ihre Grösse im Felde nicht mehr bestimmt werden konnte. Die obersten Horizonte des Konglomerates stellen ohne Zweifel eine beinahe *in situ* liegende Verwitterungsbreccie dar. Eventuell sind auch Teile des Granitgrundgebirges in den allerobersten Teilen des Konglomerats erhalten.

Es ist offenbar, dass die oben geschilderte, flach liegende Konglomeratserie eine verkehrte Lagerfolge darstellt. Jene Teile, die jetzt in der Serie am höchsten liegen, haben ursprünglich die granitische Unterlage der sie jetzt unterlagernden, groben, monomikten Granitbreccien gebildet. Je tiefer man in der jetzigen Lagerfolge kommt, desto kleiner und besser gerundet werden die Gerölle, desto zahlreicher treten Graphitglimmerschiefereinlagerungen auf und desto polymikter wird das Konglomerat. Die Serie ist mindestens 200 m mächtig.

Oberhalb der groben Granitbreccien folgt im Profil mit scharfer Grenze eine bunte, feinkörnige Sandsteinserie von ca. 100 m Mächtigkeit. Die Serie besteht aus metamorphen, grauen, quarzreichen Sandsteinen mit Schmitzen, Einlagerungen und schmalen, nicht aushaltenden Horizonten rotorange oder bräunlich verwitternder, sandiger Dolomite. Darauf folgt ein 80 m mächtiger Graphitglimmerschiefer, der wieder durch bunte Sandsteine überlagert wird, die den Sandsteinen im Liegenden des Graphitglimmerschiefers gleichen.

Auf dieser psammitischen Abteilung folgt eine ungefähr 200 m mächtige Effusivserie. Sie beginnt mit agglomeratführenden, sauren und intermediären Tuffen. Diese werden von Lavagesteinen mit deutlichen Fliesstrukturen überlagert, die mit Agglomeraten wechsellagern. Als oberstes Glied der Lagerfolge liegen mit scharfer Grenze auf den Effusiven Staurolithgranatglimmerschiefer, die die Gipfelpartie des Ålmajalosjägna bilden.

Es hat den Anschein, dass die oberhalb der groben Granitbreccie liegende Gesteinsserie sich in normaler Lagerfolge befindet. Dies bedeutet, dass oberhalb der groben Granitbreccien eine kräftige Winkeldiskordanz innerhalb der

Gasakdecke vorhanden ist. Die liegende Konglomeratserie ist nämlich, wie erwähnt, deutlich invertiert.

Die starke Störung in der Lagerfolge der Decke kann auf verschiedene Weise erklärt werden. Nach der Ablagerung der groben Breccien und der Konglomerate kann durch tektonische Ereignisse der Gesteinskomplex gefaltet und teilweise invertiert worden sein. Auf diesem invertierten, schon stark abgetragenen Gesteinskomplex wurden später die in normaler Lagerfolge befindlichen, höheren Schichtglieder sedimentiert. In diesem Fall ist mit einer kräftigen tektonischen Phase während der Ablagerung der Gesteine der Gasakdecke zu rechnen.

Ebenso wahrscheinlich erscheint jedoch auch die Vorstellung, dass die groben Granitbreccien und Konglomerate einen invertierten tektonischen Keil darstellen, der als harte Masse, während einer späten tektonischen Phase, in die weicheren, hangenden Gesteine eingedrungen ist. Diese Art der Tektonik, dass ganze Lagerfolgen in andere, weichere Lagerfolgen hineingepresst werden und sie scharf, ohne sichtbare Störungen abschneiden, ist ein tektonischer Zug, der häufig am östlichen Gebirgsrand in den Sedimenten der Hyolithuszone zu beobachten ist. In dem durch mehrere hundert Bohrlöcher geologisch gut bekannten Grubengebiet von Laisvall und Björnide sind solche Erscheinungen recht gewöhnlich (unveröffentlichtes Material des Boliden-AB).

Längs des ganzen Ostabfalles des Ålmajalosjägna werden die basalen Teile der Gasakdecke aus hochmetamorphen Konglomeraten und Psammiten aufgebaut, die teilweise kleine Graphitglimmerschieferhorizonte enthalten. Auch die Zwischenmasse der Konglomerate ist oft graphithaltig. Die stark verschieferten Teile des Konglomerates zeigen Neubildungen von Oligoklas, Granat und Biotit, teilweise auch Disthen und Staurolith. Dank der umgebenden Graphitschiefer sind Teile des Konglomerates strukturell überraschend gut erhalten. Auch der Metamorphosgrad ist in diesen Teilen meist etwas geringer als in anderen, weniger geschützten Teilen derselben Serie. Oft fehlt Neubildung von Oligoklas, und die Gesteine werden durch Neubildung von Granat und Biotit gekennzeichnet.

In den wenig deformierten Vorkommen sind die grobklastischen Bildungen recht mannigfaltig. Übereinander, nur durch ein Graphitglimmerschieferband getrennt, liegen Konglomeratlagen mit gut gerundeten Geröllen von stark polymikter Zusammensetzung, die Granit, Grünsteine und verschiedenartige metamorphe Sedimente enthalten, sowie gut sortierte Granitkonglomerate, in denen nur untergeordnet Grünsteingerölle und Sedimentgerölle vertreten sind. Auch die Matrix dieser Konglomerate besteht aus Detritus desselben Granits. In anderen Horizonten findet man extrem unsortierte, stark polymikte Breccien, in denen die oben beschriebenen Granite in untergeordneter Menge neben verschiedenen Grünsteinen und metamorphen Sedimenten vorkommen. Diese Breccien, die deutlich sedimentär sind, kommen auch mit Graphitglimmerschiefermatrix vor.

Die Fragmente der Breccien sind teilweise mehrere Kubikmeter gross und unregelmässig kantig geformt. Zwischen den Riesenstücken liegen Partien mit

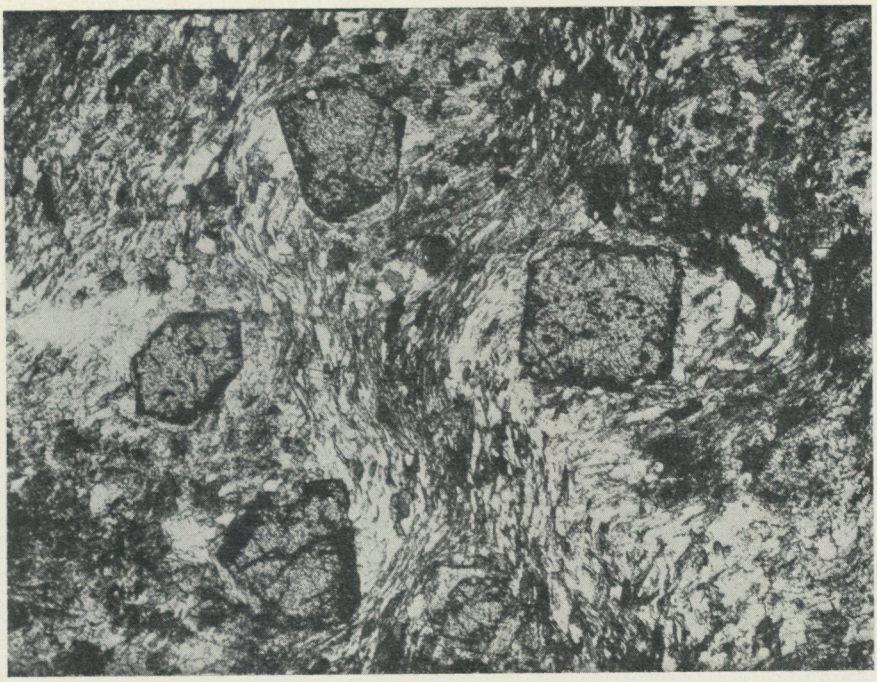


Abb. 44. Mikrophoto von granatführendem Graphitglimmerschiefer der Gasakdecke aus dem Ålmajalosjägna. An den Rändern und längs Sprüngen in Chlorit und Glimmer umgewandelter Granat liegt in einer feinkörnigen Zwischenmasse, die reich an Biotit (grau), Quarz (weiss) und Graphit (schwarz) ist. 30 × vergr. Parallele Nicols. Photo C. Larsson.

kleineren Fragmenten und gut gerundeten Geröllen. Die riesigen Fragmente sind wegen ihrer Grösse oft nur aus einem gewissen Abstand als Fragmente zu erkennen. Eine nähere Untersuchung dieser Schichten mit polymikten, unregelmässigen, kantigen Fragmenten zeigte, dass an vielen Stellen in ihnen auch ein Anteil gut gerundeter Gerölle vorhanden ist. Die Serie gleicht in vielen Beziehungen den von Aleva (1950, S. 56—60) aus den Kaledoniden in Västerbotten beschriebenen und abgebildeten »gneisigen Fragmentgesteinen». Auch der Metamorphosgrad der Gesteine in Västerbotten ist im Grossen und Ganzen derselbe wie in der Konglomeratserie am Ålmajalosjägna, wenn man von den ausnahmsweise niedrig metamorphen Gesteinspartien im untersuchten Gebiet absieht.

Am Ostabfall des Ålmajalosjägna (nördlich des letzten »a» in Ålmajalosjägn*a*) befindet sich unter den Geröllen der dort auftretenden Konglomerate ein grosser Prozentsatz eines weissen, basischen Gesteins, welches beinahe ausschliesslich aus grossen, stark poikilitischen und umgewandelten Individuen eines sauren Plagioklases (ca. 10 % An), der reichlich kleine Epidoteinschlüsse enthält, sowie farblosem Glimmer besteht. Das Gestein, das ursprünglich keine dunklen Gemengteile enthalten zu haben scheint, wird als umgewandelter Anorthosit aufgefasst. Ein Teil dieser Konglomerate und Breccien besteht

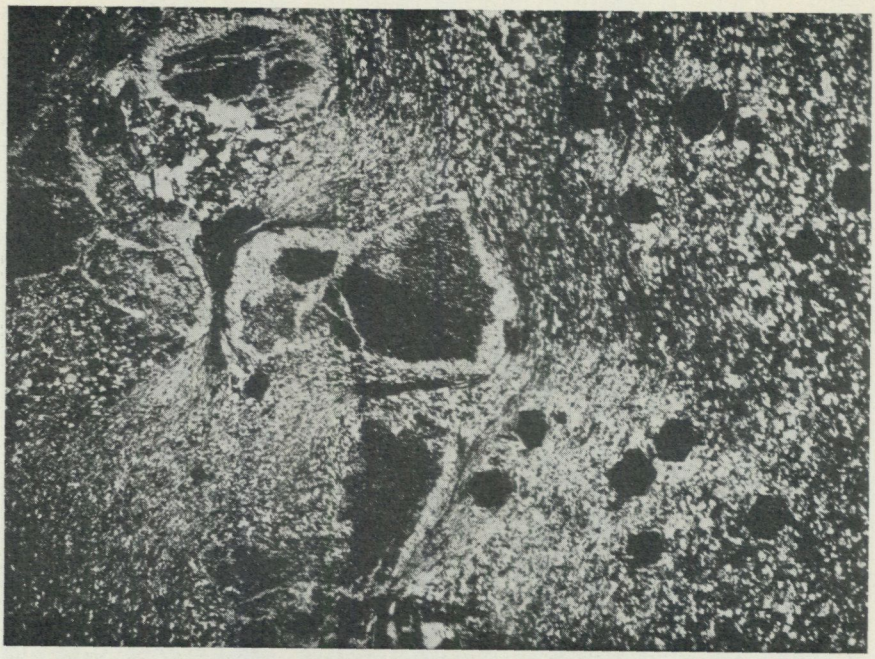


Abb. 45. Mikrophoto von Staurolithgranatglimmerschiefer vom Ålmajalosjägna. Grosse, stark umgewandelte Staurolithe, teilweise mit Zwillingsbildung, liegen in einer an Glimmer und Quarz reichen, feinkörnigen Grundmasse, die reichlich Granat (schwarz) enthält. Um die grossen Staurolith- und Granatporphyroblasten ist besonders viel Glimmer angereichert, der Wirbel bildet. 10 × vergr. Gekreuzte Nicols. Photo C. Larsson.

ausschliesslich aus Anorthosit in riesigen, kantigen Stücken, die durch Detritus desselben Gesteins verkittet sind. Es handelt sich anscheinend um eine alte Verwitterungsbreccie derselben Art wie die Granitverwitterungsbreccie am Südabfall des Ålmajalosjägna (vergl. S. 97). An diesem Lokal hat das archäische Grundgebirge scheinbar aus Anorthositen bestanden, während es unter den Granitbreccien aus Mikroklingranit aufgebaut war.

Ein dem Anorthosit makroskopisch ähnliches, weisses Gestein kommt in der Vastendecke als Intrusivkörper in engem räumlichen Verband mit den Serpentinkuppen südlich von Punkt 1111 (Metjer) am Ostabfall des Ålmajalosjägna vor. Mikroskopisch zeigt dieses Gestein jedoch eine etwas abweichende Zusammensetzung, da Reste von Hornblende in ihm zu erkennen sind. An Glimmermineralen enthält es ausschliesslich Chlorit. Auch dieses Gestein führt viel entkalkten Plagioklas, doch bedeutend weniger als der Anorthosit in der Gasakdecke. Das Gestein wird als ein ehemaliger Gabbro gedeutet.

Am Ostabfall des Ålmajalosjägna finden sich in der Gasakdecke auch recht feinsandige, etwas kalkige Sedimente, die teilweise eine rötliche Verwitterungsrinde besitzen. Mikroskopisch bestehen diese Gesteine hauptsächlich aus kleingranuliertem Quarz, kleinen, gut geregelten Biotitblättchen, sowie Karbonat. Ein Dünnschliff enthielt ausserdem kleine, oft Siebstrukturen zeigende Gra-

Abb. 46. Detailbild der Staurolithgranatglimmerschiefer (Abb. 45) vom Ålmajalosjägna. Der obere Teil des Bildes wird durch einen stark umgewandelten Staurolith eingenommen. Der Staurolithkristall (schwarz) ist am Rande und teilweise auch längs Breccierungszonen in eine feinschuppige, hauptsächlich aus Sericit, Biotit und Chlorit bestehende Glimmermasse umgewandelt (grau). In der glimmerreichen, Wirbelstrukturen zeigenden Mineralmasse ausserhalb des Stauroliths liegt im Zentrum des Bildes ein Granat. 30 × vergr. Parallele Nicols. Photo C. Larsson.

naten, etwas Klinozoisit, Zirkon und Apatit. Muskowit und Chlorit kommen in einzelnen grossen, nicht geregelten Blättchen vor. Das Gestein wird zur bunten Sandsteinserie mit Dolomitlinsen am Südabfall des Ålmajalosjägna gerechnet. Höhere Gesteinsglieder sind am Ostabfall des Ålmajalosjägna durch einen grossen Plateaugletscher verdeckt.

Östlich des Gasakjaure stehen die nord—südstreichenden Gesteine vertikal. Südöstlich davon finden sich Staurolithgranatglimmerschiefer, die offenbar demselben Horizont wie die Staurolithgranatglimmerschiefer am Gipfel des Ålmajalosjägna angehören. Diese Gesteine sind als pelitische Sedimente in hochmetamorphem Zustand zu betrachten. Die grösseren Mineralkörner (Staurolith und Granat) liegen in Glimmerwirbeln. Vor allem der Staurolith mit seinen typischen Zwillingen ist beinahe gänzlich in eine feinschuppige Glimmermasse umgewandelt (Abb. 45 und 46). Nach der Bildung des Stauroliths und Granats ist das Gestein kräftig durchbewegt und diaphtoretisch umgewandelt worden.

Östlich der Staurolithgranatglimmerschiefer südlich des Gasakjaure wurde in dem mächtigen, auf der Karte morphologisch nicht so stark wie in der Natur hervortretenden Gebirgsmassiv des Sirkastjåkko dieselbe Effusiv-

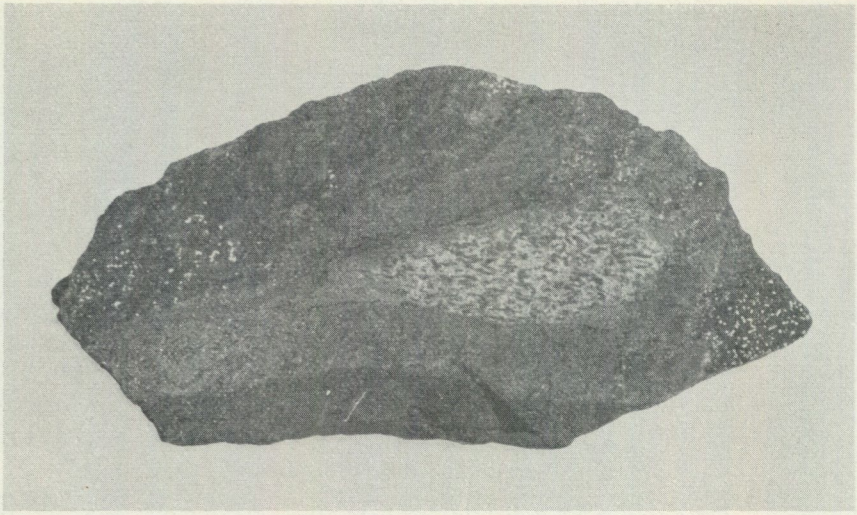


Abb. 47. Agglomerat der Gasakdecke vom Nordostpfeiler des Ålmajalosjägnamassives. Das gröbere Strukturen zeigende Effusivfragment ist kräftig deformiert. Es zeigt auf der linken Seite keine scharfe Grenze gegen die feinkörnige Grundmasse. 2/3 nat. Grösse. Photo C. Larsson.

serie angetroffen, die aus dem Profil südlich des Ålmajalosjägna beschrieben wurde. Sie besteht hier zu einem grossen Teil aus Agglomeraten. Die Fragmente zeigen meistens etwas gröbere Strukturen als die Zwischenmasse. Sie sind langausgezogen und stark ausgefranst, so dass sie manchmal auf einer Seite keine scharfe Grenze gegen die Zwischenmasse haben (Abb. 47). Im Dünnschliff besteht die Zwischenmasse des Agglomerates aus einer feinen Grundmasse von Plagioklas und Quarz. Gut geregelter, eisenreicher Biotit, der teilweise chloritumgewandelt ist, kommt reichlich vor. Daneben treten Granat mit Siebstrukturen, Zirkon, heller Glimmer, etwas Klinozoisit und viel Erz auf. Das Effusivband wurde gegen Norden über den Tokiljokk zum Sirkasvare verfolgt, wo es schmäler wird. Nördlich des Gasakjaure wurde es in anderen Profilen nicht wiedergefunden. Es ist wahrscheinlich, dass die Effusiva gegen Norden bis zur Deckengrenze fortsetzen. Östlich der Effusiva stehen längs des Tokiljokk hochmetamorphe Psammite an, die teilweise auch Konglomeratstrukturen zeigen. Auch schwarze Glimmerschiefer wurden beobachtet.

Von der Sirkasluokte des Virijaure wurde ein Profil gegen Südwesten zum Gasakjaure und längs dessen Nordwestseite zur norwegischen Grenze begangen. In diesem Profil wurden keine Effusiva angetroffen. Von der Sirkasluokte bis zur Nordbucht des Gasakjaure stehen sehr einförmige Knotenglimmerschiefer an, die OW streichen und durchgehend flach gegen Süden fallen. Die Knotenglimmerschiefer entsprechen stratigraphisch wahrscheinlich den Staurolithgranatglimmerschiefern weiter im Süden, die ebenfalls sehr einförmig sind. Staurolith wurde in diesen Glimmerschiefern jedoch nicht beobachtet. Die Knoten bestehen aus Granat.

Am Westende der obengenannten Nordbucht des Gasakjaure liegt über den Knotenglimmerschiefern ein stark ausgewalztes, polymiktes Konglomerat mit reichlich Granat- und Amphibolneubildungen in der Matrix. Die Gerölle des Konglomerates sind teilweise kopfgross, meistens jedoch kleiner. Die Matrix des Konglomerates ist besonders in den tieferen Teilen etwas kalkig und enthält reichlich grosse, schwarze Amphibolnadeln. Über dem Konglomerat, das ca. 15 m mächtig ist, liegen ungefähr 2 m mächtige, metamorphe Sandsteine ohne Konglomeratstrukturen. Sie gehen gegen oben in einen groben, weissen, stark umgewandelten Kalkmarmor über, der ebenfalls ungefähr 2 m mächtig ist. Auf dem Kalkmarmor folgt ein Glimmerschieferband, welches seinerseits von 5 m mächtigen, grünlichen Kalkmarmoren mit viel neugebildetem Amphibol überlagert wird. Dieser Kalk enthält Zwischenlagen, die neben etwas Karbonat hauptsächlich aus groben, schwarzen Amphibolnadeln bestehen. Der Kalk ist weiss oder grau gefärbt und wird von einem 1 m mächtigen Graphitglimmerschiefer überlagert.

Oberhalb des Graphitglimmerschiefers folgen weisse, granatführende Quarzite und etwas kalkige, grünliche Amphibolgranatglimmerschiefer, die mit den Quarziten wechsellagern. Den stratigraphisch höchsten Teil der erhaltenen Lagerfolge bildet ein mindestens 6 m mächtiger Granatglimmerquarzit.

Die Gesteine um den Gasakjaure sind die stratigraphisch höchsten, auf schwedischem Gebiet aufgeschlossenen Teile der Gasakdecke. Die ganze Gegend um den See herum bildet nämlich eine NS streichende Synklinale, die sich gegen Süden vertieft. Das polymikte Konglomerat am Nordende des Gasakjaure liegt stratigraphisch bedeutend höher als die polymikten Konglomerate am Südabfall und Ostabfall des Ålmajalosjägna.

Nördlich und westlich des Gasakjaure fehlen auf der schwedischen Seite der Grenze in den tieferen Teilen der Decke Konglomerate. Es stehen hauptsächlich Knotenglimmerschiefer und etwas quarzitische Gesteine an, die untergeordnet stärker psammitische Einlagerungen enthalten. Die Serie ist hier recht einförmig. Die Glimmerschiefer der Gasakdecke lassen sich in diesem Teil der Karte von den liegenden Phylliten und Glimmerschiefern der Vastendecke im Feld schwerer abgrenzen, da die Überschiebungsfläche zwischen den beiden Schubmassen gefaltet ist und sich die Gesteinsserien der beiden Decken in diesem Teilgebiet stellenweise ähnlich werden.

Zwischen dem Sårjusjaure und dem Staddajaure befinden sich drei isolierte Deckschollenreste der Gasakdecke, die in die Gesteine der unterliegenden Vastendecke eingefaltet sind (Profile IX, XI, XIII). Die Vorkommen bestehen aus Oligoklasgneisen (Abb. 48). Im Dünnschliff finden sich in den besser erhaltenen Gneisen grosse, neugebildete Oligoklase mit reichlich poikilitischen Einschlüssen, sowie eisenreicher, stark pleochroitischer Biotit, der in grösseren Flecken in der quarzreichen Grundmasse angereichert ist. Reichlich treten auch Quarz und stellenweise Muskowit auf. Bemerkenswert ist das häufige Vorkommen von Turmalin. Chlorit ist in den untersuchten Dünnschliffen ein Umwandlungsprodukt des Biotits. Minerale der Epidotgruppe treten sparsam auf. Ein Dünnschliff enthielt Granat. An der Grenze gegen die unterliegenden

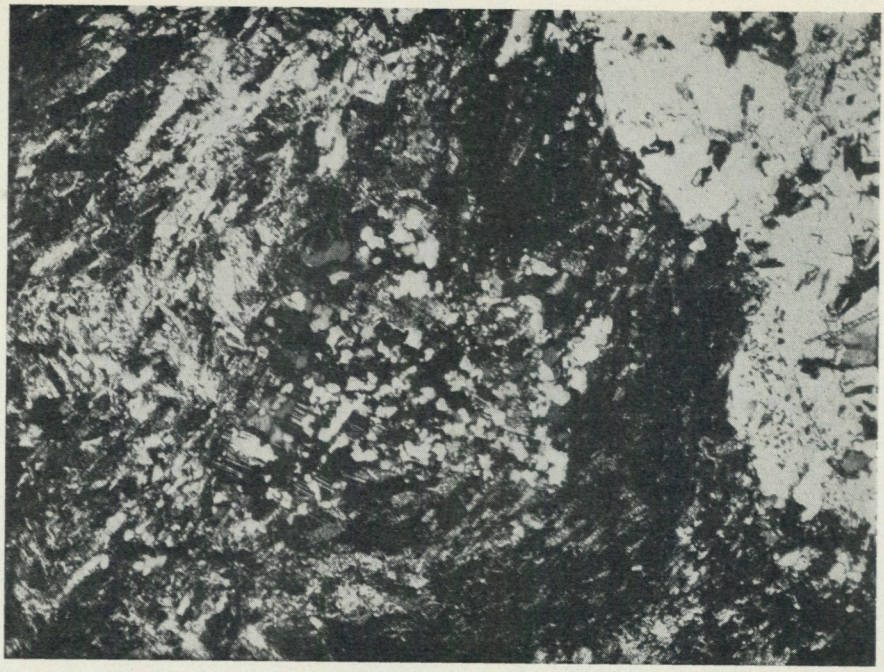


Abb. 48. Mikrophoto von Oligoklasgneis der Gasakdecke vom Staddajaure. Neugebildete, stark poikilitische Oligoklase in glimmerreicher Grundmasse. Der zentral im Bild befindliche Oligoklas mit reichlich eingeschlossenen Quarzkörnern zeigt Zwillingslamellierung. Rechts im Bild ein grosser, stark poikilitischer Oligoklas (hell). 25 × vergr. Gekreuzte Nicols.
Photo C. Larsson.

Kalkmarmore der Vastendecke sind die Oligoklasgneise überall stark mylonitisiert und verquetscht und die Oligoklasporphyroblasten zertrümmert. Die westlichste der Deckschollen enthält ausser den Gneisen auch einen zähen, anscheinend recht basischen Grünstein, der den auf der norwegischen Seite der Grenze liegenden »Hammeren» aufbaut. Dieser Grünstein zeigt gewisse Ähnlichkeiten mit Randbildungen des Sulitelmagabbros, ist aber zum Unterschied von diesen stark gepresst.

In einem Profil, das ca. 1 km südlich des Staddajaure von Osten gegen Westen durch die tiefsten Teile der Gasakdecke begangen wurde, wurden folgende Gesteine angetroffen: Auf Kalkmarmoren und Phylliten der Vastendecke liegen steil gegen Westen fallende, saure Effusiva, die morphologisch markante, kuppelartige, kleine Berge bilden (Abb. 100). Sie werden von Agglomeraten, Tuffen und Tuffiten überlagert. Massige, grüne Gesteine in höheren stratigraphischen Niveaus wurden als intermediäre Lavagesteine aufgefasst.

Ein in dieser Zone weiter südlich eingesammelter agglomeratischer Tuff besteht im Dünnschliff hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas, Klinopyroxen und braunem Biotit, die zusammen eine relativ feinkörnige Masse bilden. In dieser Grundmasse liegen einzelne, grössere Hypersthene mit Siebstrukturen, etwas Cordierit und Amphibol. Als Übergemengteil treten Erz und Zirkon auf.

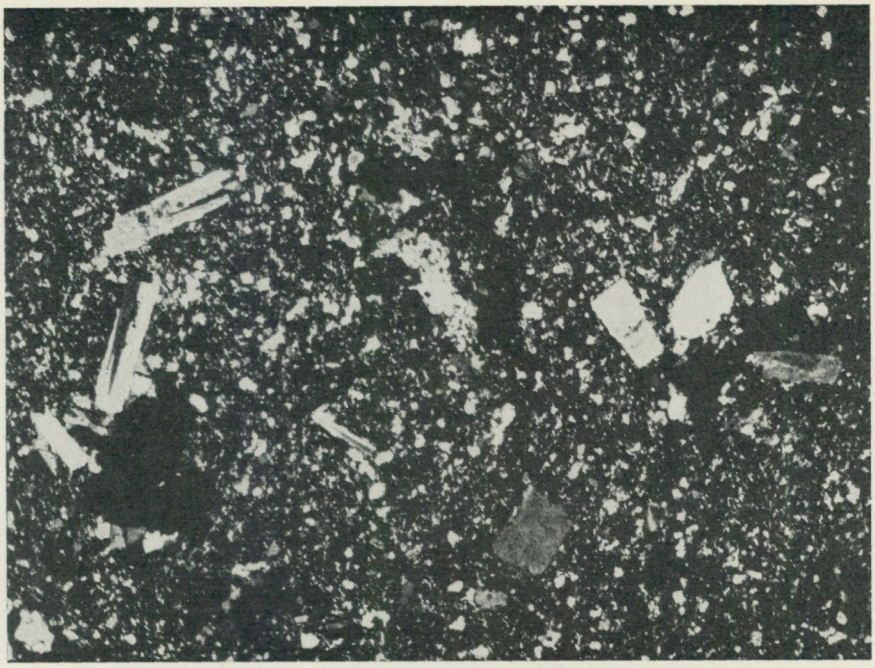


Abb. 49. Mikrophoto eines sauren Effusivgesteins der Gasakdecke. Grössere, leistenförmige Plagioklaskörner und ein Quarzkorn (das gerundete weisse Korn im rechten Teil des Bildes) liegen in einer feinkörnigen, aus Quarz und Plagioklas bestehenden Grundmasse. 30 × vergr. Gekreuzte Nicols. Photo C. Larsson.

Die Gerölle bestehen aus einer Pyroxenmasse, in der Quarz, etwas Plagioklas, Karbonat, Biotit und Erz eingesprengt sind. Ein anderes Agglomerat zeigt eine Zwischenmasse, die aus einem biotitreichen und einem biotitarmen Teil besteht. Der biotitreiche Teil enthält braunen Biotit, grosse Plagioklasleisten, mehr untergeordnet Quarz, Epidot und Zoisit in Körnern und Nadeln, sowie Erz. Im biotitarmen Teil finden sich hauptsächlich grosse leistenförmige Plagioklase, kleine Amphibolnadeln und Chlorit?, sowie kleinere Plagioklase. Quarz tritt untergeordnet auf. Biotit kommt nur nahe der Grenze zum biotitreichen Teil vor. Das Gestein ist ophitisch struiert. Ein Geröll in dieser Zwischenmasse besteht fast ausschliesslich aus grossen Pyroxenen (Diopsid) in einer kleinnadeligen Amphibol-Chloritgrundmasse. Daneben kommen noch etwas Plagioklas, Quarz und Karbonat vor.

Auf den grünen Effusiven liegt ein hartes, graues, glasiges Gestein mit weisser Verwitterungsrinde. In einer dichten, recht feinkörnigen Grundmasse, die aus Quarz, Plagioklas und reichlich Erz besteht, liegen einzelne, grosse Plagioklas- (Oligoklas) und Quarzkörner in kristallographisch gut ausgebildeten Individuen. Daneben treten im Dünnschliff heller Glimmer (wahrscheinlich Muskowit), sowie ungleich verteilt etwas Karbonat auf (Abb. 49). Das Gestein ist ca. 50 m mächtig und wird als ein saures Effusiv aufgefasst. Es tritt durch seine Härte im Gelände morphologisch hervor.

Abb. 50. Kontakt zwischen grüner, agglomeratischer Lava mit erhaltenen Blasenräumen und geschichteten Tuffen der Gasakdecke im Gebiet südlich des Staddajaure. Der überlagernde, agglomeratische Grünstein greift tief in die zersprungene Oberfläche des Tuffhorizontes ein und bewahrt auf diese Weise die alte Oberfläche des Tuffhorizontes. 1/2 nat. Grösse.
Photo C. Larsson.

Das saure, harte, glasige Gestein wird gegen oben stark brecciös. Es handelt sich scheinbar um eine sedimentäre Breccie, da sie gegen oben polymikt wird und u. a. Gerölle verschiedener grüner Effusiva enthält. Es folgen feinkörnige, massige, grüne Effusiva von grosser Mächtigkeit und saurer Zusammensetzung, die stellenweise Linsen polymikter Konglomerate enthalten. Sie werden von Gängen gröberer Gesteine von ungefähr derselben Zusammensetzung durchsetzt. Auf dieser recht mächtigen, sauren Effusivserie liegen grünliche, sehr feinkörnige Gesteine, die aus Quarz, Plagioklas, Biotit und Zoisit bestehen und einzelne gröbere, amphibol- und quarzreiche Horizonte enthalten. Das Gestein ist teilweise schwach gebändert und wird als Tuffit aufgefasst. In der Serie sind Tuffe eingelagert, die geschichtete Agglomerathorizonte enthalten. Die

Tuffe bestehen im Dünnschliff aus einer feinkörnigen, einförmigen Masse, die hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas und eisenreichem Biotit besteht. Daneben kommen einzelne Pyroxenkörner vor, die über Hornblende in Biotit umgewandelt sind. Solche Uralitisierungsvorgänge sind in den Effusiven der Gasakdecke recht allgemein zu beobachten. Die Oberflächen einzelner Tuffhorizonte waren nach der Ablagerung von Spalten durchzogen und zersprungen (eventuell Trockenrisse?). An einer Stelle wurde ein agglomeratischer Lavastrom beobachtet, der einen solchen Tuff überlagert, dessen Spalten ausfüllt und die Form der Oberfläche des Tuffs auf diese Weise bewahrt (Abb. 50).

Stratigraphisch höhere Teile der Serie sind südlich des Staddajaure nicht erhalten, da die Effusivserie im Westen durch die Intrusion des Sulitelmagabbros abgeschnitten wird. Der Kontakt zwischen dem grobkörnigen Sulitelmagabbro und der Effusivserie ist scharf und schneidet diskordant über die Lagerfolge der Effusivserie. Der Gabbro ist offenbar jünger als die Effusivserie.

Weiter südlich, bei den Buchstaben »Kais» in *Kais*seketstjåkko, dringt die Gasakdecke weit gegen Osten vor. Sie besteht hier aus stark zerpressten, mylonitisierten Konglomeraten und Psammiten, in denen auch Glimmerschiefer enthalten sind. Die Gesteine sind stark durchbewegt und schwer zu deuten. Südlich des obigen Vorkommens sind als freistehender Rest der Gasakdecke Gesteine von psammitischer Zusammensetzung in den Phylliten der Vastendecke eingeklemmt.

Wie bereits früher erwähnt (S. 70), stehen auf dem Ostgrat des Sulitelma, in Kontakt mit dem Olivingabbro, agglomeratische Tuffite und Tuffe an, die den oben beschriebenen Gesteinen südlich des Staddajaure gleichen. Sie verschwinden im Streichen gegen Südwesten unter den Gletschern des Sulitelma. Blockstudien in den Endmoränen der Gletscher ergaben, dass in ihrem Einzugsgebiet grössere Mengen von gneisigen Konglomeraten der Gasakdecke anstehen müssen. Kubikmetergrosse Blöcke solcher vergneister Konglomerate bilden einen bedeutenden Anteil der Moränblöcke der Gletscher nördlich des Labba. Das Vorkommen scheint jedoch nicht zu Tage zu treten.

Die höchsten Gipfel des Sulitelmamassives werden von groben und feineren Olivingabbros aufgebaut, die vollständig ungepresst sind und mit deutlichen Intrusivkontakten in der Effusivserie der Gasakdecke liegen. Ihre Petrographie wird von Th. Vogt (1927) beschrieben. Die von ihm beschriebenen Umwandlungstypen, die er als Randfazies des Gabbros auffasst, gehören jedoch bereits zum grössten Teil zu den Effusivserien der Gasakdecke und der Vastendecke. Dies gilt vor allem für die gepressten Typen. Nach meinen Erfahrungen von der schwedischen Seite der Grenze wirkt der Sulitelmagabbro vollständig ungepresst. Auch bei meinen Orientierungsexkursionen im norwegischen Teil des Sulitelmamassives habe ich nirgends intrusive Olivingabbros mit Pressungserscheinungen angetroffen.

Die Abgrenzung der Hauptgesteinstypen innerhalb der Gasakdecke um den Sulitelma und den Ålmajalosjägna konnte auf der Karte nur recht summarisch erfolgen, da dieses Hochgebirgsgebiet teils stark mit Gletschern bedeckt ist, teils für eine bessere Gliederung nicht genügend begangen werden konnte. Aus

der Karte gehen jedoch gewisse Hauptzüge hervor. Die mächtige Effusivserie streicht ungefähr in NS-Richtung. Sie folgt nicht der Deckengrenze, durch die sie im Süden und höchstwahrscheinlich auch im Norden diskordant abgeschnitten wird. Dies deutet darauf hin, dass die basalen Teile dieser Decke recht verschiedenen stratigraphischen Horizonten zugehören. Die Gleitfläche der Decke schneidet die Schichtfolge in der Decke schief ab. Ein weiterer, wegen seiner Deutungsmöglichkeiten intressanter Zug im Aufbau der Decke ist die verkehrte Lagerfolge in den Granitkonglomeraten südlich des Ålmajalosjägna. Detailkartierungen müssen hier die von mir ausgeführte, übersichtliche Begehung ergänzen.

Deckscholle zwischen Vastenjaure und Salojaure.

Nördlich des Vastenjaure liegen auf kalkigen Sedimenten der Vastendecke am Berg Hurrivare hochmetamorphe Granatglimmerschiefer mit u. a. daumennagelgrossen Granatporphyroblasten, sowie neugebildeten Oligoklasen. Im Dünnschliff besteht das Gestein aus einer feingranulierten Grundmasse, die hauptsächlich aus undulös auslöschenden, zertrümmerten und längs der Verschieferungsebene gestreckten Quarzkörnern und etwas Plagioklas besteht. Daneben kommen in dieser Grundmasse noch etwas Apatit, Karbonat und Turmalin vor. An Neubildungen treten grosse, nicht sichtbar tektonisierte Granaten und grosse Oligoklase auf. Die Oligoklase zeigen in ihrem Innern noch deutlich die ursprünglichen Pressungsstrukturen des Gesteins mit gestreckten Quarzkörnern (Abb. 51). Muskowit kommt reichlich, Chlorit, Epidot und Zoisit sparsam vor. Da sich die Granatglimmerschiefer dem Metamorphosgrad und dem Aussehen nach von den liegenden kalkigen Gesteinen stark unterscheiden, wurden sie als eine Deckscholle der Gasakdecke aufgefasst, deren Gesteinen sie mineralparagenetisch ähnlich sind.

Während der Feldbegehungen konnten diese Gesteine und ihre Kontakte nur flüchtig untersucht werden. Ihre Abgrenzung gegen Osten ist auf der geologischen Karte nur ungefähr angegeben.

Deckschollen um den Stuopik und Stupirjaure.

Um den östlichen Teil des Stupirjaure stehen Oligoklasgranatamphibolglimmergneise an, die stellenweise relikte Konglomeratstrukturen zeigen. Sonst scheinen diese jedoch durch die starke Verschieferung und Durchbewegung in der Hauptmasse des Gesteins zerstört zu sein. Die psammitischen und psephitischen Gneise kommen in intimem Verband mit schwarzen, harten Graphitglimmerschiefern vor. Die hochmetamorphe Serie ist auf komplizierte Weise in bedeutend weniger metamorphe, unterliegende Kalkmarmore und Kalkglimmerschiefer der Salodecke eingefaltet. Die gneisigen, zerpressten Konglomerate haben oft eine extrem granat-amphibolreiche Zwischenmasse. Daneben kommen vielfach feine, grünliche Quarzite, stellenweise auch mit graublauen Farbtönen vor, die vielleicht teilweise als Tuffe und Tuffite gedeutet werden könnten.

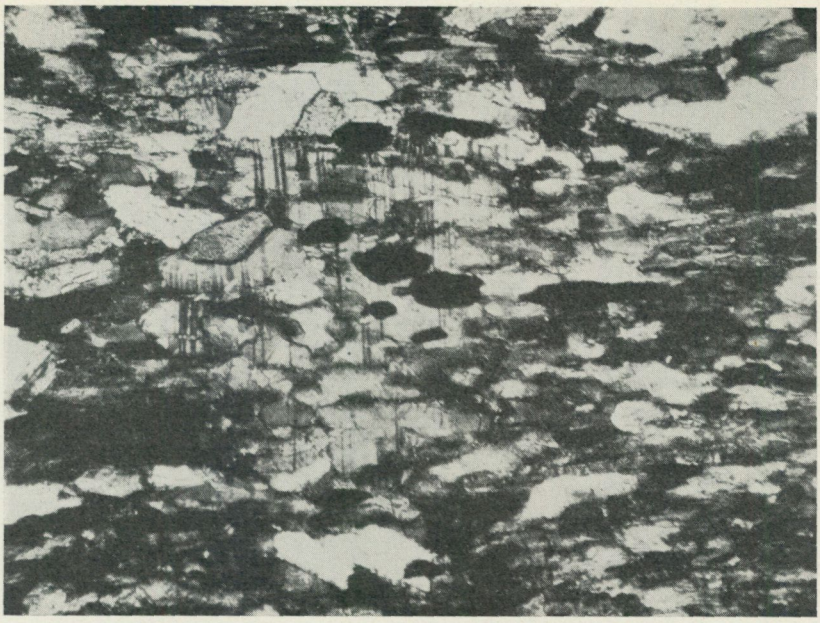


Abb. 51. Mikrophoto von Granatglimmerschiefer mit neugebildeten Oligoklasen der Gasakdecke vom Hurrivare. Der grosse neugebildete Plagioklas mit Zwillingslamellierung in der Mitte des Bildes zeigt noch wie ein »Schatten» die vor seiner Bildung vorhandenen Strukturen der stark gestreckten Quarzkörner, die auch ausserhalb des Plagioklases zu erkennen sind. 66 × vergr. Gekreuzte Nicols. Photo C. Larsson.

Kulling (1947 b, S. 482) erwähnt vom Gipfel des Paikas, südlich des Stuopik, eine schmale Einlagerung von agglomeratischem Grünstein, der in schwarzen Stuopikschiefern liegt. Er markiert den von der Gasakdecke am Sulitelma bekannten Vulkanismus, der sich auch dort hauptsächlich durch Agglomerate und Tuffite zu erkennen gibt. Mit dem Låtatsvulkanismus in der Pieskedecke kann dieses Agglomerat der Gasakdecke natürlich nicht direkt korreliert werden.

Ebenso wie im Sulitelma-Ålmajalosjägnagebiet sind die gneisigen Konglomerate und Psammite an der Basis der Gasakdecke besonders stark verschiefert und zerstört. Die gleiche Serie baut mit flacher Lagerung den Gipfel des Stuopik auf. Zuunterst liegen hier (nördlich des Paikas) stark verschliffene, gneisige Konglomerate und Psammite des gleichen Typus wie um den Sulitelma. Sie werden von verschieden ausgebildeten Glimmerschiefern überlagert. Kleinere, schwächer metamorphe Kalkglimmerschiefervorkommen innerhalb der hochmetamorphen Serie werden als Schubspäne der Salodecke gedeutet, die während der Überschiebung in den Deckenverband der Gasakdecke aufgenommen wurden. Nahe dem Gipfel des Stuopik sind Gänge, Linsen und Drusen von Rauchquarz häufig anzutreffen, die prachtvoll entwickelte Disthenkristalle, sowie etwas Granat enthalten.

Nördlich des Vetjerjaure (südwestlich des Stupirjaure) ist ein schmaler

Plagioklasgneisstreifen zwischen dem mächtigen Serpentinzug bei R. r. 245 A und den darüber liegenden Kalkmarmoren eingequetscht. Die Gneise gleichen denen der Gasakdecke im Sulitelmagebiet.

Granitintrusionen.

Im engeren Sulitelmagebiet kommt ein schwach bräunlichgrau gefärbter, mikroklinführender Turmalingranit in mehrere Meter breiten Gängen innerhalb der Gasakdecke vor. Er ist von der norwegischen Seite der Grenze von Sjögren (1900, S. 454) beschrieben. Der Granit ist ungepresst, enthält reichlich Turmalin und seine Gänge schneiden die gneisigen Glimmerschiefer diskordant ab. Neben diesem Granit finden sich in den gneisigen Gebieten Linsen und schmale Gänge von hellem, pegmatitischen Material. Sie liegen meistens in den Schichtflächen. Häufig durchsetzen sie zusammen mit Quarzadern die Gesteinsmasse, die durch sie längs der Schichtflächen aufgeblättert wird. Pegmatitische Schlieren und Gänge in der Gasakdecke sind nicht nur auf das engere Sulitelmagebiet beschränkt. Sie wurden auch zwischen Vastenjaure und Salojaure sowie im Deckschollengebiet um den Stuopik beobachtet.

Im Grubengebiet von Sulitelma kommt auf der norwegischen Seite der Grenze der sogenannte Furulundgranit vor, der in der Gasakdecke liegt. Er wurde von O. Nordenskjöld (1895) und Th. Vogt (1927, S. 155 ff., 249 ff.) beschrieben. Es handelt sich um einen stark gepressten, hellen Mikroklingranit, der gewisse Ähnlichkeiten mit den archäischen Graniten längs der norwegischen Grenze, sowie mit dem Tysfjordgranit aufweist. Andere, in den Amphiboliten unter dem Furulundgranit liegende weisse Granite, die von Nordenskjöld und Th. Vogt zusammen mit dem Furulundgranit beschrieben werden, sind Natrongranite ohne Mikroklin. Sie liegen nicht in der Gasakdecke sondern in der unterlagernden Vastendecke.

Während die Granite der Vastendecke deutlich intrusiv sind, erscheint mir dies für den Furulundgranit nicht so sicher. Meine eigenen Beobachtungen reichen jedoch nicht aus, die Stellung dieses Granites zu diskutieren.

Ein weiterer Granit in der Gasakdecke, dessen Altersstellung diskutierbar ist, steht in Norwegen nördlich des Småsårjusvandet am Südende des Blåmansisen an. Dieser Granit wurde wegen seines Aussehens von Sjögren (1900, Karte) als »archäischer Granit?» ausgeschieden, obwohl er auf allen Seiten von als kaledonisch aufgefassten Sedimenten umgeben ist. Leider konnte ich dieses Granitvorkommen nicht persönlich besuchen.

e.) Gesteinsserien zwischen dem Akkajaurekomplex und der Salodecke längs der norwegischen Grenze.

Zwischen der Salodecke und dem Akkajaurekomplex liegen längs der norwegischen Grenze tektonisch stark beanspruchte Gesteine, die in den tektonischen Bauplan des Gebietes teilweise nur schwer einzuordnen sind. Ein

grosser Teil dieser Gesteine repräsentiert höchstwahrscheinlich ausgepresste Teile der Vastendecke. Andere Gesteine können m. E. den basalen Teilen der Pieskedecke zugeteilt werden, während wieder andere ihrem Ursprung nach nicht identifizierbar sind.

Nach den Überschiebungen waren die Gesteine dieser Zone einer kräftigen Regionalmetamorphose ausgesetzt, die homogenisierend gewirkt hat. Ursprüngliche Unterschiede im Metamorphosgrad wurden dabei verwischt und die Bewegungsflächen durch Umkristallisation getarnt. Die verschiedenen Gesteinstypen und der Bau dieser Zone wurden am eingehendsten in einem Profil über den Ruonnas (nordwestlich des Stupirjaure, zwischen R. r. 246 und R. r. 247) studiert. Die tieferen Teile der Salodecke bestehen dort aus kalkigen, psammitischen Gesteinen, die durch reichliche Neubildung von Granat und Amphibol charakterisiert sind. Diese Serie ist teilweise so stark umgewandelt und von Quarzadern durchsetzt, dass sie einen gneisigen Eindruck macht. Den Psammiten sind dünne, unreine Kalke und Dolomite eingelagert, die oft recht viel Granat enthalten. Die Mächtigkeit dieser Einlagerungen wechselt stark, was tektonisch bedingt ist. Den tiefsten Teil der Serie bilden Biotitgneise, die als ein verschiefertes Grundgebirgseruptiv gedeutet werden können (vergl. S. 87). Die Gneise bilden die Basis der Salodecke. Unter diesen Gneisen liegt ein einige Meter mächtiges, weisses, quarzitisches Lager, das im Grossen eine Z-förmige Faltung erkennen lässt. Seine tektonische und stratigraphische Stellung ist unbekannt.

Das quarzitische Lager wird von unverfälteltem, grobspätigen Kalk unterlagert, der an einigen Stellen in Fetzen am Kontakt zum Quarzit auftritt. Darunter liegt eine ca. 50 m mächtige, gut erhaltene, rötlich gefärbte Kalkglimmerschieferserie von Reppischiefertypus. Der Kalkgehalt der Kalkglimmerschieferserie nimmt gegen unten ab. In ihrem Liegenden folgen stark verfältelte Glimmergneise von massigem Gepräge, die ungefähr 50 m mächtig sind. Die Serie unter dem quarzitischen Lager wird, vor allem wegen der Ähnlichkeit ihrer Kalkglimmerschiefer mit denen der Vastendecke, sowie wegen der tektonischen Lage unter der Salodecke, als ein Rest der Vastendecke aufgefasst, der längs der norwegischen Grenze zum Vorschein kommt. Die Kalkglimmerschiefer wurden weit gegen Nordosten verfolgt. Sie sind auf der Karte ausgeschieden.

Unterhalb der massigen Glimmergneise liegen einige Meter mächtige, schwarze Granatgraphitglimmerschiefer, die stark tektonisiert sind und hauptsächlich aus Quarz, grösseren, zertrümmerten Oligoklasen und Graphit bestehen. An Neubildungen dominieren grössere Biotitblättchen und eine feinschuppige Masse hellen Glimmers, der um die grösseren Mineralkörner (vor allem Oligoklas und Granat) Wirbel bildet. Der Granat enthält Einschlüsse von Graphit (Abb. 52). Die Granatgraphitglimmerschiefer liegen direkt auf Granitmylonit, der aus grossen Mikroklinperthiten, Mikroklin, Albit und Quarz besteht. Mehr untergeordnet tritt eisenreicher Biotit, Epidot, Chlorit und Titanit auf. Der dem Typus nach den Mikroklingraniten des Akkajaurekomplexes und den basalen Graniten der Pieskedecke entsprechende Granit enthält mehrere

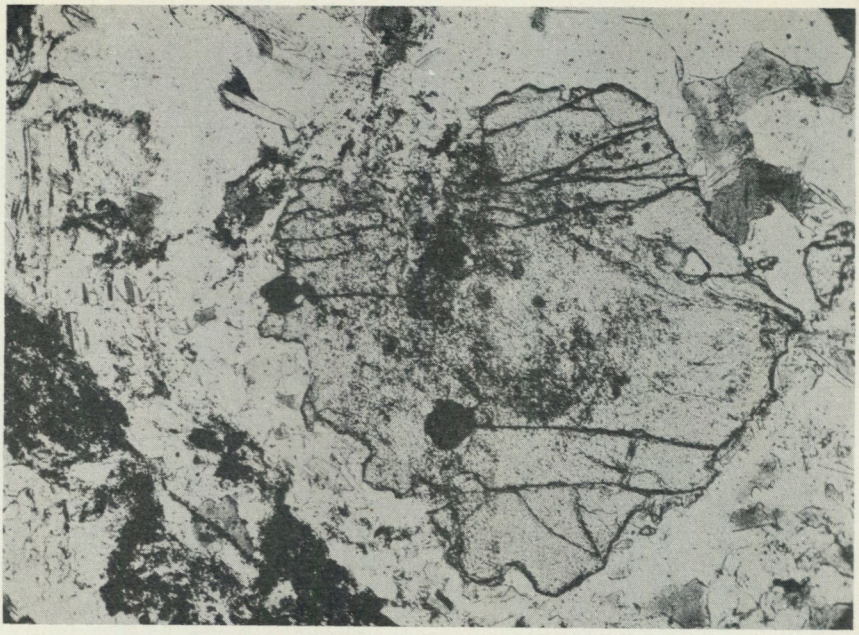


Abb. 52. Mikrophoto von granatführenden Graphitglimmerschiefern vom Ruonnas aus basalen Teilen der grossen Sevedecke. Der zentral im Bild liegende, korrodierte Granat enthält drei Erzkörner (grössere schwarze Flecken im linken Teil des Granats) und feinverteilten Graphit (schwarz). Links unten im Bild ein graphitreicher Teil der Zwischenmasse. Der Granat liegt in einer feingranulierten Grundmasse, die aus Quarz, Feldspat (weiss) und Biotit (grau und beinahe weiss) besteht. 66 × vergr. Parallele Nicols. Photo C. Larsson.

verschieferte Partien. Inwieweit der Kontakt zwischen Mikroklingranit und Graphitgranatglimmerschiefer normal ist, konnte im Feld nicht entschieden werden. Doch haben mit Sicherheit gewisse Bewegungen längs der Kontaktfläche stattgefunden. Die tektonische Stellung des Graphitgranatglimmerschiefers und des Mikroklingranitmylonites konnte nicht geklärt werden.

Im Liegenden des Mikroklingranitmylonites befindet sich eine feldspatquarzitische Serie, deren Sedimente recht viel Mikroklin und Albit, sowie etwas Muskowit enthalten. Sie liegt auf massigen, quarz- und feldspatreichen, feinkörnigen, mylonitisierten Gesteinen, die als metamorphe Arkosensandsteine oder auch Granitmylonite gedeutet werden können. Es handelt sich wahrscheinlich um den Rest basaler Teile der Pieskedecke. Diese Decke führt an der Basis eine mächtige Feldspatquarzit-Quarzitserie, die eine arkosenartige Zusammensetzung hat. Für diese Deutung spricht auch die räumliche Lage der Gesteine unterhalb der Salodecke und der Vastendecke.

Noch tiefer folgen die Gesteine des Akkajaurekomplexes, die aus archäischen Granitmyloniten und Sedimenten von Hyolithuszonetypus bestehen. Auf der Karte wurden die Lagerungsverhältnisse nördlich des Ruonnas schematisch dargestellt.

Westlich des Alemus Rättsjaure befinden sich in dem von mir begangenen

Rättsjaureprofil, über den Gesteinen des Akkajaurekomplexes, feinkörnige, gneisige Granitmylonite von ca. 10 m Mächtigkeit. Gegen oben gehen sie unmerklich in kristalline und mylonitisierte Arkosensandsteine über, die durch reichlich vorkommenden Mikroklin zart rosa gefärbt sind. Höher oben folgen gröbere, kristalline Arkosensandsteine mit viel Mikroklin. Sie sind oft gebändert und enthalten in ihrem obersten Teil dünne, nur einige Centimeter mächtige Glimmerschiefereinlagerungen. Auch diese Glimmerschiefer enthalten reichlich grössere Mikroklinkörner, etwas Albit und Quarz, sowie viel eisenreichen Biotit. Von den kristallinen Arkosensandsteinen unterscheidet sich der Glimmerschiefer nur durch den bedeutend höheren Biotitgehalt. Die Serie wird als ein Rest der Pieskedecke aufgefasst.

Über den kristallinen Arkosensandsteinen folgen, von diesen morphologisch markant getrennt, eine Steilwand bildende, kleinverfältelte Granatglimmerschiefer mit reichlich Dolomit- und Kalkmarmoreinlagerungen. In dem von mir begangenen Profil enthält die Serie auch Amphibolite, die mengenmässig jedoch nicht stark hervortreten. Die Serie wird, analog dem Ruonnasprofil, zur Vastendecke gerechnet. Höhere Teile der Lagerfolge wurden an dieser Stelle nicht untersucht.

Weiter nördlich, am Westabfall des Rautoåive, finden wir dieselben Gesteinsserien über dem Akkajaurekomplex. Die Trennung der Granitmylonite des Akkajaurekomplexes von denjenigen der grossen Sevedecke bereitet hier Schwierigkeiten, da Sedimente von Hyolithuszonetypus in den höheren Teilen des Akkajaurekomplexes fehlen und dadurch Granitmylonite der grossen Sevedecke direkt auf Granitmyloniten des Akkajaurekomplexes zu liegen kommen.

Auch am Nordabfall des Rautoåive wurde ein Profil mit ähnlicher Gesteinsfolge begangen. An der Basis der grossen Sevedecke befinden sich dort teilweise recht grobe, etwas verschieferte Mikroklingranite, die gegen oben unmerklich in kristalline Arkosensandsteine übergehen. Die kristallinen Arkosensandsteine unterscheiden sich strukturell nur wenig von den Mikroklingraniten. Sie haben auch die gleiche Zusammensetzung. Die Feldbeobachtungen veranlassen mich sie als Arkosen zu deuten. Sie zeigen nämlich, im Gegensatz zu den Graniten, schwache Bänderung und Einlagerungen von dünnen Glimmerschieferhorizonten. Südlich des letzten Buchstaben »k» im Namen Marjikjok*k*, liegt in den Arkosen ein 50 cm mächtiges Lager eines kristallinen, verschieferten Kalksandsteins. Gegen oben gehen die Arkosensandsteine in feinkörnigere Sandsteine mit teilweise gut ausgeprägter Bänderung über (Abb. 53). Die Sandsteine sind ca. 30 m mächtig, während die darunterliegenden Granitmylonite und Arkosensandsteine über 100 m mächtig sind. Da grosse Ähnlichkeiten mit den basalen Teilen der Pieskedecke bei Vaisaluokta vorhanden sind, wird die Serie als basaler Teil dieser Decke gedeutet. Die gut gebänderten Sandsteine werden von Granatglimmerschiefern überlagert. Inwieweit die Glimmerschiefer zur Pieskedecke oder eventuell schon zur Vastendecke gerechnet werden müssen, konnte in diesem Profil nicht festgestellt werden. Oberhalb der nicht besonders mächtigen Glimmerschiefer folgen rötliche Dolomit- und Kalkglimmerschiefer von Reppischiefertypus, die teilweise kräftig

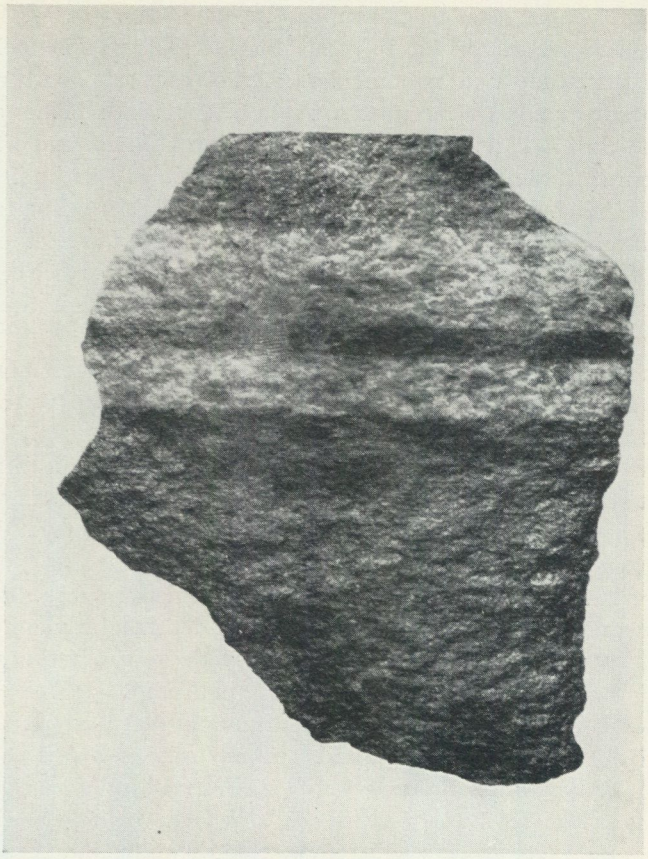


Abb. 53. Gebänderter Feldspatquarzit aus basalen Teilen der Pieskedecke vom Nordabfall des Rautoåive. Die hellen Bänder sind stark quarzitisch. Photo C. Larsson.

verfältelt sind. Ihnen sind Zoisitamphibolite und Epidotamphibolite eingelagert. Diese Gesteine führen bisweilen als Übergemengteil Titanit, der in Streifen angereichert auftritt (Abb. 54). Die Amphibolite enthalten teilweise recht viel Quarz, der in kleinen, undulös auslöschenden Körnern vorkommt. Die Kalkglimmerschiefer mit den Amphiboliten entsprechen den Kalkglimmerschiefern im Ruonnasprofil, die als der Vastendecke zugehörig betrachtet wurden. Oberhalb der Amphibolite folgen wieder Granatglimmerschiefer und Glimmerschiefer, die an der Basis verfältelt sind und massig wirken. Sie bauen die Hauptwand des Rautoåive auf und werden als basaler Teil der Salodecke gedeutet (Abb. 55, 56).

Deutliche tektonische Kontakte an den Deckengrenzen fehlen in diesem Gebiet mit starker Verschieferung. Die Unterscheidung der einzelnen Decken wurde daher auf Grund von petrographischen Gleichheiten und Ähnlichkeiten mit anderen Gebieten vorgenommen, in denen klarere Verhältnisse herrschen. Bemerkenswert ist, dass die Gesteine mit geringem Biotitgehalt noch recht

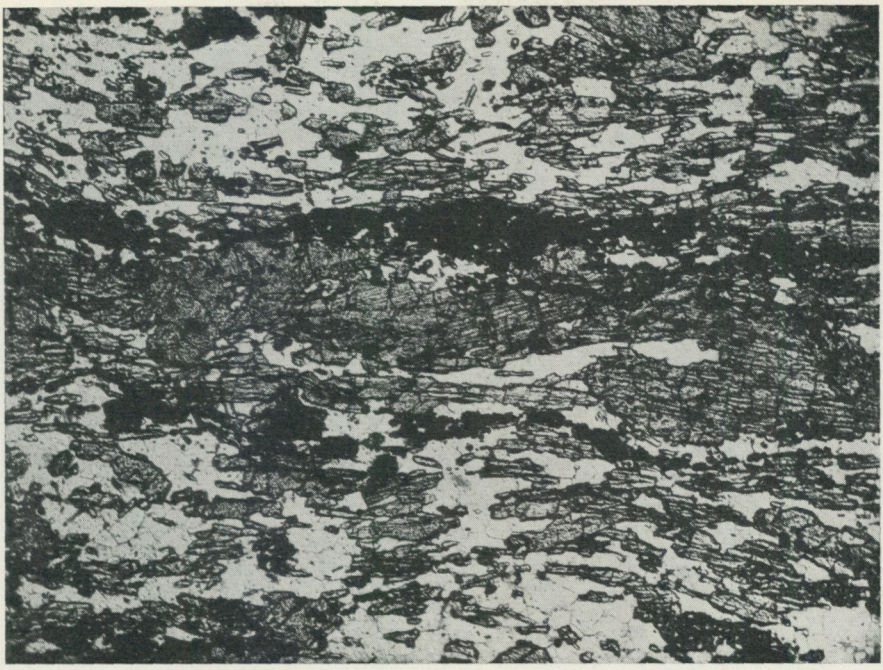


Abb. 54. Mikrophoto von verschiefertem, quarzführenden Amphibolit. Titanithorizonte (schwarz) liegen in Hornblende (grau) und Quarz (weiss). 30 × vergr. Parallele Nicols. Photo C. Larsson.

deutlich ursprüngliche Züge, wie Bänderung, Schichtung usw. zeigen, während die stark glimmerhaltigen Gesteine meist sehr stark gefältelt und auf andere Weise tektonisch deformiert sind. Die stratigraphische Stellung der glimmerreichen Gesteine ist deswegen im Detail meist unsicher.

Gesteinsglieder von unbekannter stratigraphischer und tektonischer Stellung, die zwischen dem Akkajaurekomplex und der grossen Sevedecke westlich des Virijaure vorkommen, werden auf S. 59 beschrieben.

Die stratigraphische Stellung der Lagerfolgen in der grossen Sevedecke.

Wie in der Beschreibung der Lagerfolgen in verschiedenen Schubmassen der grossen Sevedecke des untersuchten Gebietes gezeigt werden konnte, lassen sich Gesteinskomplexe und Horizonte in verschiedenen tektonischen Einheiten im Allgemeinen stratigraphisch parallelisieren (vergl. Tabelle Abb. 94). Mit Rücksicht auf die spärlichen Fossilfunde, die im untersuchten Gebiet und den anschliessenden Gebieten gemacht wurden, ist es dagegen bedeutend schwerer, die Lagerfolgen in das allgemeine stratigraphische System einzuordnen. Um eine solche Einordnung einigermassen zufriedenstellend durchführen zu können, ist es notwendig, die Verhältnisse in einem möglichst ausgedehnten Gebiet, am Besten dem ganzen westlichen Kambrosilur, miteinander zu vergleichen,

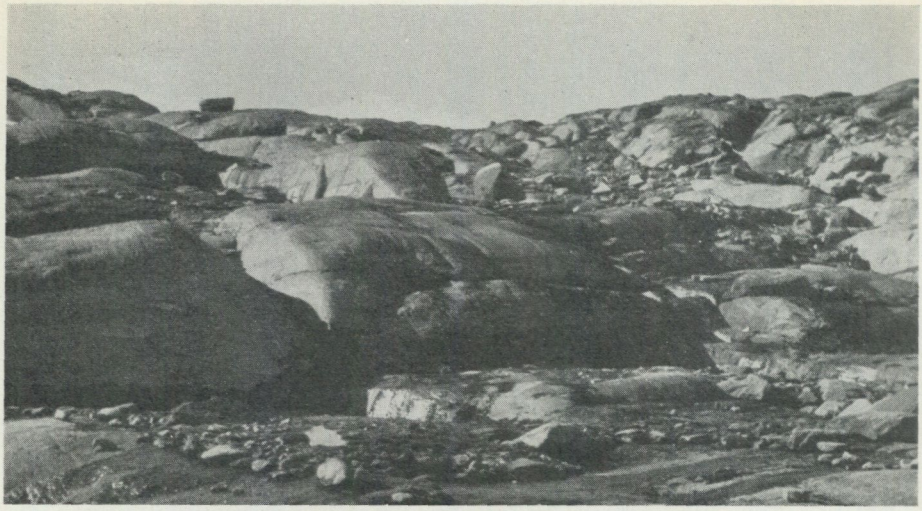


Abb. 55. Gebänderte, stark verfältelte Granatglimmerschiefer vom Nordabfall des Rautoåive. Das Gestein wirkt massig. In linken Teil des Bildes ist die flache Lagerung sichtbar. Photo G. Kautsky.

um stratigraphische Anhaltspunkte zu bekommen. Bei solchen regionalen Betrachtungen zeigt es sich, dass gut definierbare Konglomerate und Effusiva in weit auseinanderliegenden Teilen des westlichen Kambrosilurs in gleicher Reihenfolge auftreten. Durch die in gewissen Gebieten gemachten Fossilfunde können diese typischen Horizonte im Allgemeinen datiert werden (vergl. G. Kautsky 1949 a). Einige der typischen Konglomerate, die in verschiedenen Gebieten des westlichen Kambrosilurs vorkommen, treten auch im untersuchten Gebiet oder in seiner Nähe auf. Dadurch ist ein Rohbau für stratigraphische Vergleiche mit anderen Gebieten des westlichen Kambrosilurs und für die Einordnung der Lagerfolgen in das allgemeine stratigraphische System vorhanden.

Eine solche Einordnung der Gesteine von Teilen des von mir untersuchten Gebietes wurde von Kulling (1947 a, 1947 b, 1948) in mehreren Aufsätzen versucht. Er hat hauptsächlich die Gesteine im Nordteil des Gebietes mit früher von ihm kartierten Teilen Västerbottens (Kulling 1933) und dem Ikisjauregebiet (Kulling 1941) stratigraphisch verglichen. Kullings Vergleiche stützen sich auf die petrographischen Ähnlichkeiten mehrerer Horizonte und auf Fossilfunde.

Die von Kulling im Frühjahr 1947 (Kulling 1947 a, S. 132—134) ausgeführten stratigraphischen Vergleiche führten zum Ergebnis, dass die Gesteinsserien im Salojauregebiet hauptsächlich ordovizisches Alter hätten und silurische Gesteine eine äusserst untergeordnete Rolle spielen. Die fossilführenden Gesteine östlich des Vastenjaure wurden in die unteren Abteilungen des Ordoviziums gestellt. Die Pillowlaven südlich des Låtats (Låtatsvulkanismus) wurden mit der mittelordovizischen Mesketserie in Västerbotten parallelisiert.

In einem späteren Aufsatz wird von Kulling (1947 b) die fossilführende

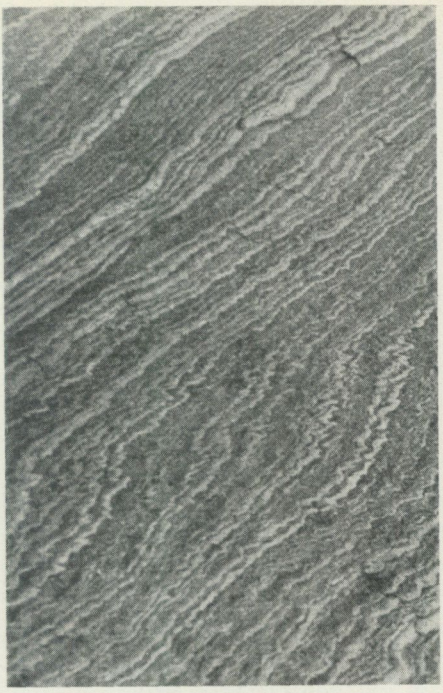


Abb. 56. Nahbild des Granatglimmerschiefers auf Abb. 55. Die kräftige Verfältelung ist deutlich sichtbar. Die untere Bildkante ist ungefähr 15 cm breit. Photo G. Kautsky.

Serie östlich des Vastenjaure, auf Grund weiterer Fossilfunde (hauptsächlich *Halysites*) und auf Grund von Vergleichen mit der Lagerfolge des Björkvattnet-Virisengebietes, in das Silur gestellt. Die obersten Teile der Lagerfolge südöstlich der Låtats werden mit der nach Kulling (1933) stratigraphisch bereits recht hoch im Silur liegenden Lövfjällserie in Västerbotten korreliert. Die obersten fossilführenden Schichten mit *Halysites* im Gebiet östlich des Vastenjaure werden in die untersten Teile dieser Serie gestellt. Unterhalb der zur Lövfjällserie gestellten Gesteine glaubt Kulling die Lagerfolgen der Brokenserie, Slätdalserie und der Vojtjaserie von der Basis des Silurs im Björkvattnet-Virisengebiet wiederzuerkennen. Wie bereits oben ausgeführt (S. 46—55) gehören die von Kulling als silurisch angesehenen Gesteinsserien zur oberordovizischen Laotakserie, einem Teil der Konglomerat-Sandsteinserie.

Aus dem Gebiet nördlich des Salojaure werden von ihm die verschiedenen Gesteinstypen angeführt. Die mächtigen schwarzen Schiefer der Gasakdecke am Stuopik werden Stuopikschiefer genannt und in das Mittelordovizium gestellt. Auch die anderen Gesteine werden als ordovizisch angesehen. Die Effusivgesteine werden wie vorher mit dem mittelordovizischen Mesketvulkanismus in Västerbotten parallelisiert und ein dünnes Grünsteinagglomerat in der Lagerfolge der Gasakdecke des Paikas wird stratigraphisch mit den Effusivgesteinen des Låtats verknüpft, die in der Pieskedecke liegen.

1948 wird von Kulling (1948, S. 666) der Pieskekalk des Sulitelmagebietes mit Hilfe von Svenonius' Karte (1916) über den Rovejaure mit den Kalken des weiter östlich liegenden Tarrekaissegebietes verknüpft. Es wird angenommen, dass die Låtatseffusiva stratigraphisch bedeutend höher als der Pieskekalk liegen, da zwischen den beiden Horizonten eine sedimentäre Lagerfolge von bedeutender Mächtigkeit liegt, für die normale Lagerung angenommen wird.

Kullings stratigraphische Korrelationen werden teilweise auch durch meine Untersuchungen unterbaut. Der grösste Teil seiner stratigraphischen Vergleiche baut jedoch auf der m. E. unrichtigen Grundvoraussetzung, dass die Lagerfolgen des Gebietes um den Salojaure und östlich des Vastenjaure normal sind, während, wie meine Untersuchungen zeigen, die von Kulling miteinander verglichenen Lagerfolgen vier verschiedenen Schubmassen angehören.

Pieskedecke.

In der Lagerfolge der Pieskedecke hat man als hauptsächliche Stütze für stratigraphische Vergleiche spärliche Fossilfunde. Sie wurden durchgehend in kalkigen, teilweise kräftig umkristallisierten Sedimenten gemacht, so dass in den meisten Fällen nur das Genus bestimmt werden konnte. Die Fossilfundplätze liegen südlich und östlich des Vastenjaure, wo von Kulling und mir Halysitesstöcke gefunden wurden, sowie an der norwegischen Grenze südlich des Sulitelmamassives, wo von Th. Vogt Bryozoenkolonien gefunden wurden, die nach der Art als *Dianulithes petropolitanus* DYBOWSKY bestimmt wurden. Dazu kommt ein drittes Gebiet an der Südgrenze der Karte (Ikisjaure-Mavasjauregebiet), in dem Kulling (1941) mehrere Halysitesstöcke und eine *Columnaria vacua* FOERSTE in einem Horizont und höher oben in derselben Lagerfolge, über einem Quarzitkonglomerat, einen korallenführenden Mergelschiefer gefunden hat.

Die Fossilfundplätze östlich des Vastenjaure, am Sulitelma und das tiefere fossilführende Lager im Ikisjauregebiet liegen in ungefähr demselben stratigraphischen Niveau, nämlich in der von mir Laotakserie benannten Gesteinsserie, die reichlich intermediäre und saure Effusiva führt. Während der Kartierung wurde der direkte Feldzusammenhang zwischen den Fossilfundplätzen im Sulitelmagebiet und östlich des Vastenjaure hergestellt. Die Fossillokale im Ikisjauregebiet lassen sich nach Kullings Beschreibungen und meinen Exkursionen im Mavasjauregebiet mit Sicherheit demselben Gesteinskomplex zuordnen.

Keiner der Fossilfunde reicht aus, um das Alter der Schichten exakt festzulegen. Die Halysitesstöcke deuten jedoch darauf hin, dass die fossilführenden Schichten mit grösster Wahrscheinlichkeit in das obere Ordovizium oder in das Silur gestellt werden müssen. *Halysites* beginnt nämlich in den oberen Teilen des unteren Ordoviziums und kommt erst im oberen Ordovizium und hauptsächlich im Silur häufig vor. Die Bryozoe *Dianulithes petropolitanus* deutet nach Th. Vogt (1927) auf ein etwas höheres Alter oder Mittelordovizium (Trenton) hin. Dieses Fossil oder zumindest morphologisch fast gleiche Fos-

silien[1] werden jedoch nach Th. Vogts (1927, S. 188 ff.) Literaturstudien auch aus oberordovizischen Faunen erwähnt. Dagegen ist diese Art nicht aus dem Silur bekannt.

Da die *Halysites* führenden Gesteine östlich des Vastenjaure und im Ikisjauregebiet, nach dem Vorkommen des Genus *Halysites*, kaum älter als oberordovizisch sein können, während die *Dianulithes* führenden Gesteine im Sulitelmagebiet nicht jünger als Ordovizium sein können, alle diese Gesteine jedoch in ungefähr demselben stratigraphischen Horizont, mit Sicherheit jedoch innerhalb derselben Serie liegen, ist ein oberordovizisches Alter der fossilführenden Teile der Konglomerat-Sandsteinserie äusserst wahrscheinlich. Für diese stratigraphische Einordnung der fossilführenden Teile der Konglomerat-Sandsteinserie spricht auch, wie bereits an anderer Stelle hervorgehoben wurde (vergl. S. 52), das Vorkommen von typischem Vojtjakonglomerat o b e r h a l b der Halysitesstöcke enthaltenden Fossilfundplätze im Ikisjauregebiet. Das Vojtjakonglomerat wird allgemein in die Etage 5 b des Oslogebietes (Dalmanitinastufe) gestellt.

Diese Einordnung der Konglomerat-Sandsteinserie in das allgemeine stratigraphische System wird in allen drei fossilführenden Gebieten durch das Auftreten von sauren und intermediären Effusiven unterbaut, die mit den fossilführenden Horizonten wechsellagern oder in ihrer unmittelbaren Nähe vorkommen. Die Altersstellung der Konglomerat-Sandsteinserie stimmt weiter sehr gut mit den stratigraphischen Altersstellungen überein, die für die Lagerfolgen anderer fossilführender Gebiete im westlichen Kambrosilur angenommen wurden. Es zeigt sich, dass polymikte Konglomerate und Sandsteine mit zwischengelagerten schwarzen Schiefern, Dolomitlinsen und kalkigen Gesteinsgliedern typisch für das obere Ordovizium grosser Teile des westlichen Kambrosilurs sind (vergl. Kulling 1947 b; G. Kautsky 1949 a). Die oberordovizischen Gesteine enthalten auch in anderen Gebieten oft intermediäre und saure Vulkanite.

Östlich des Virijaure wurde die Konglomerat-Sandsteinserie in zwei Abteilungen gegliedert, die durch den Titirkalk voneinander getrennt sind. Die untere Abteilung wird aus Granitkonglomeraten und Psammiten (Staloserie) aufgebaut, während die obere Abteilung aus mehr pelitischen Sedimenten besteht, denen intermediäre und saure Effusiva zwischengelagert sind (Laotakserie). Im Gebiet westlich des Virijaure kommen lokal auch grobe Mikroklingranitarkosen in der oberen Abteilung vor. Alle Fossilfunde wurden in der Laotakserie gemacht, die die Effusiva enthält.

Wie im tektonischen Teil gezeigt wird (vergl. S. 139 ff.), muss vor der Ablagerung der Granitkonglomerate in der Konglomerat-Sandsteinserie mit Faltungen gerechnet werden. Untersucht man regional, wann im westlichen Kambrosilur in den einzelnen, besser bekannten Gebieten tektonische Bewe-

[1] *Dianulithes petropolitanus* Dyb. wurde in Gebieten mit gutem Erhaltungzustand der Fossile (östliches Kambrosilur) häufig mit einem von Pander beschriebenen *Dianulithes* verwechselt. Panders Art ist Dybowskys Art äusserlich beinahe gleich. Sie ist z. B. aus dem Tretaspisschiefer (Etage 4 c) von Ringerike bekannt. Eine Unterscheidung der beiden Arten ist meines Erachtens in den umkristallisierten Fossilresten aus dem Sulitelmagebiet nur schwer möglich.

gungen vor dem Oberordovizium nachgewiesen werden konnten, so sieht man, dass an der Grenze zwischen mittlerem und oberen Ordovizium in Skandinavien tektonische Ereignisse stattgefunden haben, die zur Bildung eines starken Reliefs führten (Th. Vogt 1945; G. Kautsky 1949 a). In den meisten Gebieten des westlichen Kambrosilurs sind nach dieser tektonischen Phase mächtige polymikte Konglomerate mit u. a. Tiefengesteinsgeröllen abgelagert worden (Moberg-, Volla- und Gillikskonglomerat). Diese tektonische Phase ist als »Eknephase» bezeichnet worden. Th. Vogt (1945, S. 522) ist geneigt, diese orogene Phase zwischen mittlerem und oberen Ordovizium mit der takonischen Faltung in Nordamerika in zeitliche Beziehungen zu setzen. Die Lücke in der Lagerfolge, die durch diese Phase verursacht ist, liegt unter der Etage 4 c des Oslogebietes, oder zwischen den Graptolithzonen mit *Dicranograptus clingani* und *Pleurograptus linearis*. M. E. lassen diese in anderen Gebieten des westlichen Kambrosilurs gewonnenen Ergebnisse es berechtigt erscheinen, auch die kräftige tektonische Phase vor der Ablagerung der Konglomerat-Sandsteinserie im Sulitelma-Salojauregebiet an die Grenze zwischen mittlerem und oberen Ordovizium zu stellen. Die ganze Konglomerat-Sandsteinserie wird in das obere Ordovizium eingeordnet.

Im Mavasjauregebiet, unmittelbar südlich des aufgenommenen Gebietes, folgt über der dort nur verhältnismässig geringmächtig entwickelten Konglomerat-Sandsteinserie mit ihren rasch wechselnden Gesteinen ein prachtvoll entwickeltes, stark gepresstes Quarzitkonglomerat, das Kulling (1941) auch aus dem Ikisjauregebiet beschrieben hat. Dieses sehr charakteristische Quarzitkonglomerat mit seinen ausgezeichnet sortierten, extrem gut gerundeten, eiförmigen Geröllen findet sich an vielen Stellen im westlichen Kambrosilur wieder (Vojtja-, Lyngesteinkonglomerat usw.) und wird heute allgemein an die Basis der Etage 5 b gestellt. Es kann als einer der gesichersten stratigraphischen Horizonte im westlichen Kambrosilur betrachtet werden. Der Fund dieses charakteristischen Konglomerats oberhalb der Konglomerat-Sandsteinserie unterbaut die zeitliche Datierung dieser Serie als oberordovizisch.

Um Missverständnisse bei der Korrelation der stratigraphischen Einteilung von Ordovizium und Silur in Norwegen und Schweden mit der englischen Einteilung zu vermeiden, möchte ich im Folgenden auf die Stellung der Etage 5 b (= Schichten mit *Dalmanitina mucronata*) in der englischen Stratigraphie aufmerksam machen. Diese Schichten wurden bisher allgemein an die Basis des Silurs gestellt (vergl. u. a. Troedsson & Roswall 1926). Vergleiche zwischen englischen Typprofilen von der Grenze Ordovizium-Silur und gleichartigen Profilen aus dem westlichen und östlichen Kambrosilur in Schweden zeigen gewisse Ähnlichkeiten in der Aufeinanderfolge charakteristischer Horizonte. Es zeigt sich, dass *Tretaspis* und oberordovizische Graptolithen enthaltende Gesteine in den englischen Typprofilen von graptolithfreien Schichten (Shelly facies) überlagert werden, die u. a. *Dalmanitina mucronata* führen. Über ihnen folgen Graptolithschiefer mit *Glyptograptus persculptus*, die in England als die basalen Schichten des Silurs aufgefasst werden. Die *Dalmanitina mucronata* enthaltenden Gesteine ohne Graptolithen werden in das obere Ashgillian

gestellt. Sowohl unterhalb als auch oberhalb der Schichten mit *Dalmanitina mucronata* befinden sich Lücken in den englischen Profilen. Dasselbe ist auch in Schweden der Fall. Während man in Grossbritannien die Grenze zwischen Ordovizium und Silur in die Lücke oberhalb der Schichten mit *Dalmanitina mucronata* legt, wurde diese Grenze in Schweden bisher in eine Lücke unterhalb dieser Schichten gelegt. Im westlichen Kambrosilur kommen im Björkvattnet-Virisengebiet zwei grobklastische Horizonte (Vojtjakonglomerat und Brokenquarzit) in der Nähe der Grenze zwischen Ordovizium und Silur vor. Sie werden durch einen fossilführenden Kalk (Slätdalskalk) voneinander getrennt (Kulling 1933). Die Fauna des Slätdalskalkes wurde in die Etage 5 b des Oslogebietes gestellt, die stratigraphisch den Dalmanitinaschichten entspricht. Auch in anderen Gebieten des westlichen und östlichen Kambrosilurs sind in Skandinavien ähnliche Lagerungsverhältnisse vorhanden. Sowohl Vojtjakonglomerat als Brokenquarzit werden als Transgressionsbildungen betrachtet. Infolge der zeitlichen Nähe transgrediert manchmal der Brokenquarzit oder ihm entsprechende Schichten direkt über Ordovizium, während dem Vojtjakonglomerat entsprechende Schichten entweder niemals vorhanden waren, oder bereits vor Ablagerung des Brokenquarzits wieder abgetragen worden sind. In diesen Fällen ist über den ordovizischen Schichten nur e i n e Transgressionslagerfolge erhalten. Aus obigen Erwägungen habe ich in einer Übersicht der stratigraphischen Grundzüge im westlichen Kambrosilur (G. Kautsky 1949 a, Korrelationstabelle) die Grenze zwischen Ashgillian (Ordovizium) und Llandoverian (Silur) an die Basis der Etage 6 des Oslogebietes gelegt. Die durch die zahlreichen Fossilfunde im westlichen Kambrosilur wichtig gewordene Etage 5 b (Vojtjakonglomerat und Slätdalskalk) muss nach diesem Vergleich mit den obersten Teilen des Ashgillian (oberes Ordovizium) in England korreliert werden. Jones (1949) vergleicht die schwedische Einteilung des östlichen Kambrosilurs mit der englischen Einteilung an der Grenze Ordovizium-Silur. Er findet, dass die Dalmanitinaschichten in Schweden den Gesteinen des oberen Ashgillian in England entsprechen.[1]

Auf der Südseite des Sulitelma liegen, ebenso wie östlich des Virijaure, auf den unteren, psammitischen Gliedern der Konglomerat-Sandsteinserie saure Tuffite (Jägnafotuffit), die mit pelitischen Sedimenten wechsellagern (Laotakserie). Die pelitischen Sedimente bestehen aus schwarzen und grünlichen Schiefern, schwarzen, fossilführenden Kalken, sowie rötlich verwitternden Dolomiten. Die Serie muss, wie oben gezeigt wurde, in das obere Ordovizium gestellt werden. Die Jägnafotuffite enthaltende Serie wird von grünen Schiefern und braunen Biotitschiefern überlagert, die von Th. Vogt (1927) zu den Furulundschiefern des Grubengebietes gerechnet werden. Sie sind das höchste Glied der Pieskedecke im Gebiet nördlich des Pieskejaure. Diese Schiefer sind offenbar jünger als die Effusiva enthaltende Lagerfolge. Sie sind jedoch älter als das Quarzitkonglomerat der Etage 5 b (Vojtjakonglomerat). Auch sie werden deswegen in das obere Ordovizium gestellt.

[1] Dieselbe Ansicht wurde neuerdings in einem Vortrag von Fil. Lic. V. Jaanusson vertreten.

Unterhalb der Konglomerat-Sandsteinserie liegt der mächtige Pieskekalk. Er ist also älter als die Konglomerat-Sandsteinserie. Sein Alter ist besonders von Kulling (1941) und G. Kautsky (1949 a) diskutiert worden. Nach regionalen Vergleichen mit anderen Gebieten des westlichen Kambrosilurs ist ein unterordovizisches Alter am wahrscheinlichsten. Darauf deuten auch die stratigraphischen Verhältnisse in der Vastendecke und der Salodecke hin, wo gleichartige mächtige Kalkmarmore zusammen mit Serpentinkonglomeraten vorkommen, für die ein unterordovizisches Alter angenommen wird. Diese Altersstellung stimmt gut mit den Auffassungen Kullings (1941) überein. Es wird vermutet, dass zwischen dem Pieskekalk und der Konglomerat-Sandsteinserie eine grössere Lücke vorhanden ist. Der Umfang dieser Lücke kann im Sulitelma-Salojauregebiet jedoch nicht ermittelt werden.

Für die unterhalb der Pieskekalkserie liegende mächtige Quarzitserie (Juronquarzit) wird von F. Kautsky (1949), der diese Serie und ihre Kontakte gegen die archäische Unterlage im Ikisjauregebiet genauer untersucht hat, ein im Wesentlichen kambrisches Alter angenommen. Der Pieskekalk überlagert den Juronquarzit konkordant und an der Grenze sind Übergänge zwischen den beiden Sedimentserien vorhanden. Tiefere Teile des Juronquarzits können auch eokambrisch sein.

Die in der Pieskedecke vorhandenen Granite werden alle als archäisch aufgefasst. Es handelt sich durchgehend um mikroklinreiche Granite und Syenite an der Basis der Sedimentserie, die nach ihrer Mineralzusammensetzung den im norrbottnischen archäischen Grundgebirge ausserhalb der Kaledoniden auftretenden sauren Tiefengesteinen ähnlich sind. Sie sind in ihren obersten Teilen tief verwittert. Sie sind deutlich älter als die Juronquarzitserie, von der sie im Ikisjauregebiet normal überlagert werden.

Die Beschaffenheit der Kontakte zwischen den archäischen Grundgebirgsgraniten und der diese überlagernden Juronquarzitserie + Pieskekalkserie lassen das Gedankenexperiment als unmöglich erscheinen, den Juronquarzit und den Pieskekalk als archäische Sedimente aufzufassen. Ein Gedanke, der nach den Kartierungsergebnissen im norwegischen Finnmarken in Nordnorwegen naheliegend erscheint (vergl. O. Holtedahl 1932; Zenzén in Foslie 1933; Asklund 1946, S. 243—246), wo mächtige, niedrigmetamorphe Kalke und effusive Grünsteine von archäischem Alter unter Tilliten und den kambrosilurischen Schichtserien auftreten.

Vastendecke.

In der Vastendecke kommen, ebenso wie in der Pieskedecke, mächtige Kalkmarmore vor, die jedoch zum Unterschied von denen der Pieskedecke reichlich intrusive Natrongranite und Serpentinkuppen enthalten. Ein stratigraphisch wichtiges Gesteinsglied der Vastendecke sind Serpentinkonglomerate. Die Kalkmarmorserie enthält Einlagerungen von Glimmerschiefern. Teilweise liegt die Serie in etwas anderer fazieller Ausbildung als rötlicher Kalkglimmerschiefer vor. Die Kalkmarmore bilden das stratigraphisch höchste Glied in der Lagerfolge der Vastendecke.

Unterhalb der kalkigen Abteilung liegen mächtige, spilitische, saussuritisierte Grünsteine, die als Porphyrite und Amphibolite ausgebildet sind. Die Grünsteine sind teilweise intrusiv. Innerhalb der Grünsteinserie treten verschiedene Glimmerschiefer, dunkle Schiefer, Kalke und Dolomite, sowie auch psammitische Gesteinstypen auf. Teilweise liegen auch zwischen den Kalkmarmoren und den effusiven Grünsteinen Phyllite. Fossilfunde fehlen und zeitlich sicher bestimmbare stratigraphische Horizonte sind nicht vorhanden. Durch Überfaltungen ist die Lagerfolge zum Teil invertiert.

Von grosser stratigraphischer Bedeutung für die richtige Einordnung der Gesteine der Vastendecke in das allgemeine stratigraphische System sind die Serpentinkonglomerate. Diese treten recht allgemein im westlichen Kambrosilur auf. Nach Zusammenstellungen ihres Auftretens in anderen Lagerfolgen des westlichen Kambrosilurs (Kulling 1933, G. Kautsky 1949 a) scheinen sie unterordovizisch zu sein. Nach Fossilfunden im Gebiet von Otta werden sie in die Etagen 3 c β und 3 c γ des Oslogebietes gestellt. Das Vorkommen der Serpentinkonglomerate in den Kalkmarmoren der Vastendecke lässt ein unterordovizisches Alter dieser Kalkmarmore als wahrscheinlich erscheinen. Die Kalkmarmore würden damit stratigraphisch dem Pieskekalk der Pieskedecke entsprechen.

Die mächtigen effusiven Grünsteine in den unteren Teilen der Vastendecke sind nach diesem Vergleich ebenfalls unterordovizisch oder älter. Untersucht man die Lagerfolgen des westlichen Kambrosilurs regional, so treten effusive Grünsteine hauptsächlich in zwei verschiedenen stratigraphischen Niveaus auf (G. Kautsky 1949 a). Nämlich einerseits im Unterordovizium (Arenig), von wo mächtige effusive Grünsteine mit Pillowlavastrukturen zusammen mit Kalken aus dem Trondheimgebiet (Stören Grünstein, Th. Vogt 1945; Bymarksgrünstein, Carstens 1920, 1924) und aus Schottland (Ballantraeserie; »Untere Serie» nach Peach & Horne 1930) beschrieben worden sind. Andererseits auch im Mittel- und Oberordovizium, von wo aus Västerbotten (Mesketserie, Kulling 1933) und dem Trondheimgebiet (Th. Vogt 1946) Vulkanite von oft bedeutend saurer Zusammensetzung als jene der unterordovizischen Vulkanite bekannt sind. Die Vulkanite der Vastendecke müssen, auf Grund ihrer Lage unter den Serpentinkonglomeraten, zum unterordovizischen Vulkanismus gerechnet werden.

Salodecke.

Auch in dieser Decke treten, wie in der Vastendecke, mächtige Kalkmarmore auf, die teilweise durch Kalkglimmerschiefer ersetzt werden. In der kalkigen Serie sind zahlreiche Intrusionen weisser Natrongranite und Serpentinkuppen bemerkenswert. Letztere zeigen teilweise Konglomeratstrukturen. Die Kalkmarmore gleichen vollkommen jenen der Vastendecke und auch die in ihnen vorkommenden Intrusiva sind gleichartig. Die Kalkmarmore der beiden Decken können m. E. stratigraphisch direkt miteinander korreliert werden. Das gleiche gilt von den Serpentinkonglomeraten. Es ist jedoch möglich, dass im Salojauregebiet grössere Kalkmarmormengen oberhalb des Serpentinkonglo-

merates vorkommen. Da die Serpentinkörper in den plastischen Kalkmarmoren fast überall nachweisbar Bewegungen ausgeführt haben, ist es schwierig, den ursprünglichen Platz der Serpentinkörper und der Serpentinkonglomerate innerhalb der mächtigen Kalke mit Sicherheit anzugeben. Zusammen mit den Serpentinen treten häufig Amphibolite auf, denen jedoch Strukturen fehlen, aus denen geschlossen werden könnte, dass es sich um ehemalige Effusiva handelt. Porphyrite, die für die Effusivserie der Vastendecke so typisch sind, fehlen vollkommen.

Unterhalb der kalkigen Serie liegen eintönige, teilweise kalkige Glimmerschiefer von grösserer Mächtigkeit, die durch einen schmalen, aber aushaltenden Horizont schwarzer Graphitphyllite in eine obere und eine untere Abteilung gegliedert werden. Diese Serie enthält, abgesehen von einer einzelnen Serpentinkuppe, keinerlei Grünsteine. Sie ist wahrscheinlich älter als die kalkreiche Serie. Entweder entspricht sie stratigraphisch den Sedimenten, die den unterordovizischen Vulkaniten zwischengelagert sind, oder der tiefer liegenden Juronquarzitserie. Möglicherweise liegt die ganze Salodecke mit verkehrter Lagerfolge. In diesem Fall wären die Glimmerschiefer jünger als die Kalkmarmore.

Gasakdecke.

Die tieferen Teile der Gasakdecke bestehen aus gneisigen Konglomeraten, die mit schwarzen, graphithaltigen Glimmerschiefern wechsellagern. Die Gesteinsserie hat, wenn man von den Unterschieden im Grad der Metamorphose absieht, sehr grosse Ähnlichkeiten mit dem Virijaurekonglomerat der Konglomerat-Sandsteinserie in der Pieskedecke. Die teilweise gneisige Konglomeratserie wird von einer metamorphen, mächtigen, bunten Sandsteinserie mit Dolomiteinlagerungen überlagert, die durch einen dicken Graphitglimmerschieferhorizont in eine obere und eine untere Abteilung gegliedert wird. Darauf folgen intermediäre und saure Effusiva in Form von Laven, Agglomeraten, Tuffen und Tuffiten. Die Effusivserie wird schliesslich von monotonen Staurolithgranatglimmerschiefern überlagert. In ihnen kommen nördlich des Gasakjaure spärliche, polymikte Konglomerate vor. Die höchsten Teile der Lagerfolge dieser Decke bestehen aus Glimmerschiefern mit zwei Kalkhorizonten, die von hellen Quarziten überlagert werden.

Die ganze Lagerfolge weist grosse Ähnlichkeiten mit der Lagerfolge in der Konglomerat-Sandsteinserie der Pieskedecke auf, die in eine untere psammitische (Staloserie) und eine obere Abteilung mit mehr pelitischen Gesteinen (Laotakserie) gegliedert werden kann. Die Laotakserie enthält neben bunten Schiefern mit reichlichen Dolomiteinlagerungen mächtige Einlagerungen intermediärer und saurer Effusiva. In den Sedimenten, die den Effusivhorizonten zwischengelagert sind, wurden die Fossilfunde östlich des Vastenjaure, im Sulitelmagebiet und Ikisjauregebiet gemacht.

Die Ähnlichkeiten der Lagerfolgen in den beiden Decken sind so bedeutend, dass sie stratigraphisch miteinander parallelisiert werden können. Die hoch-

metamorphen Konglomerate in den tieferen Teilen der Gasakdecke werden in die unteren Teile des oberen Ordoviziums gestellt. Die bunte Sandsteinserie mit Dolomiteinlagerungen entspricht höchstwahrscheinlich der bunten Phyllitserie mit Dolomiteinlagerungen von gleichem Typus zwischen den Effusiven der Pieskedecke. Die Effusiva beider Decken zeigen recht ähnliche Zusammensetzung. Beide variieren zwischen intermediär und sauer.

Die mächtigen Staurolithgranatglimmerschiefer der Gasakdecke lassen sich jedoch nicht ohne weiteres mit Gesteinen der Pieskedecke parallelisieren. Dasselbe gilt für die über ihnen liegenden Glimmerschiefer mit Kalkeinlagerungen und die als höchstes Glied in der Lagerfolge erhaltenen hellen Quarzite. Diese Teile entsprechen scheinbar bereits recht hohen stratigraphischen Horizonten, die im Sulitelma-Salojauregebiet nicht mehr in der Gesteinsfolge der Pieskedecke erhalten zu sein scheinen. Hier sind Vergleiche mit südlicheren Gebieten notwendig, in denen die Lagerfolge der Pieskedecke vollständiger ist. Weiter südlich pflegt im westlichen Kambrosilur ein charakteristisches Quarzitkonglomerat mit gut gerundeten, grösseren Quarzitgeröllen aufzutreten (Vojtjakonglomerat). Es wird an manchen Stellen auch durch helle Quarzite ersetzt (P. Quensel 1922). Stratigraphisch wird dieses Quarzitkonglomerat bzw. Quarzit an die Basis der Etage 5 b des Oslogebietes gestellt. Es ist möglich, dass der helle Quarzit, der das oberste Glied der Gasakdecke im untersuchten Gebiet darstellt, dem Quarzit der Etage 5 b entspricht. Konglomeratstrukturen wurden in ihm in der Gasakdecke jedoch nicht beobachtet. Diese Korrelation würde bedeuten, dass die unter diesem Quarzit liegenden Glimmerschiefer mit Kalkeinlagerungen und die noch tiefer liegenden Staurolithgranatglimmerschiefer in das obere Ordovizium einzuordnen sind.

Die mikroklinreichen Granite, die in den tieferen Teilen der Gasakdecke in kleineren Partien erhalten sind und die ihrer Zusammensetzung nach mit den Granitgeröllen in den tieferen Teilen der Decke übereinstimmen, gehören offenbar dem Grundgebirge der in der Decke vorkommenden Sedimentserie an. Sie werden als archäisch betrachtet. Turmalinreiche Granite durchsetzen die Lagerfolge der Gasakdecke in kleinen Gängen. Sie sind jünger als die Sedimentserie der Decke.

Die ultrabasischen Intrusiva, die im untersuchten Gebiet (Sulitelmagabbro) und weiter nördlich (Norite) eine recht bedeutende Rolle spielen, müssen, wie aus ihren Kontakten hervorgeht, jünger als die Effusivserie der Gasakdecke sein.

Tektonik.

Von örtlichen Störungen abgesehen, fallen die Schichten im ganzen untersuchten Gebiet meist zwischen 10° und 40° ein. Steht man auf einem Berggipfel mit guter Aussicht und lässt den Blick über das Gebiet schweifen, so bekommt man unbedingt den Eindruck, dass die Lagerung der Schichten im Grossen regelmässig ist. Die Ausbisse einzelner, morphologisch hervortretender Schichtglieder können mit dem Feldstecher in derselben regelmässigen Weise

viele Kilometer weit verfolgt werden. Das betrachtete Schichtglied lässt eine weiche, flachwellige Faltung in Antiklinalen und Synklinalen erkennen. Diese flache, zumindest bei übersichtlicher Betrachtung regelmässige Lagerung der Schichten ist der Hauptgrund, warum die Geologen, die vor mir dieses ausgedehnte Gebiet bereisten und untersuchten, eine normale Lagerfolge annahmen, in der die untersten Schichtglieder als ältest und die obersten Schichtglieder als jüngst angesehen wurden. Beobachtungen, die gegen eine solche Annahme sprechen (z. B. das Auftreten hochmetamorpher, gneisiger Glimmerschiefer oberhalb von niedrigmetamorphen, fossilführenden Phylliten), wurden meist durch Kontaktmetamorphose erklärt, die auf die überall im Gebiet reichlich vorhandenen Grünsteine zurückgeführt, oder auf andere »statische» Weise gedeutet wurde.

Die Deutung des Baues als scheinbar regelmässig und unkompliziert konnte aufrechterhalten werden, solange nur sehr übersichtliche, spärliche Begehungen ausgeführt worden waren. Mehr ins Einzelne gehende Untersuchungen grösserer Gebiete, sowie das Verfolgen einzelner Horizonte im Streichen über grössere Entfernungen, stellen den kartierenden Geologen jedoch vor eine Vielfalt komplizierter Probleme. Sie können auf zufriedenstellende Art nur durch die Annahme eines grossartigen Deckenbaues gelöst werden. Diese tektonische Deutung, die eine regionalgeologische Auflösung des Gebietes ermöglicht, wird durch Detailbeobachtungen auf beste Weise unterbaut. Sie erklärt auch viele sonst unverständliche geologische Züge in den anschliessenden schwedischen und norwegischen Gebieten.

Das untersuchte Gebiet wirkt deshalb so regelmässig und tektonisch einfach gebaut, weil die Überschiebungen von so bedeutender Grössenordnung sind, dass die verschiedenen Schubmassen erst bei regionaler Betrachtung klar als solche zu erkennen sind. Ausserdem haben junge Bewegungen, die erst nach den Überschiebungen stattgefunden haben und durch die die übereinanderliegenden Gesteinsfolgen in allen Decken kräftig gefaltet wurden, wesentlich dazu beigetragen, den vorher vorhandenen Deckenbau undeutlich zu machen. Durch eine nach den Überschiebungen stattgefundene Metamorphose wurden die Schubflächen durch Umkristallisation und Mineralneubildung maskiert.

Wie bereits auf S. 19 erwähnt, lassen sich die Gesteine der grossen Sevedecke in vier verschiedene Schubmassen gliedern, die sich gut gegeneinander abgrenzen lassen. Die Gesteine der einzelnen Schubmassen unterscheiden sich ihrer Gesteinsparagenese und teilweise auch ihrem Metamorphosgrad nach deutlich voneinander.

Der Bau des Gebietes wird durch 16 Profile (Tafel VI, VII, VIII, IX) verdeutlicht. Die Profile sind im Masstab 1 : 100 000 gezeichnet. Ihre Höhenskala wurde im Verhältnis 1 : 2 überhöht. Auf Profil XV und XVI wurde trotz starker Überhöhung das Einfallen der Schichten naturgetreu gezeichnet, um ein verzerrtes Bild zu vermeiden und das Profil anschaulich zu machen. Aus diesem Grund sind die Antiklinalen und Synklinalen westlich der norwegischen Grenze nicht genügend überhöht.

Abb. 57. Flexurartige Faltung in Granatamphibolglimmerschiefern der Pieskedecke am Åiveketjetjåkko. Photo G. Kautsky.

Der Bau der Pieskedecke.

Die Gesteine dieser Decke lassen sich stratigraphisch gut gliedern. Als Hauptleithorizont wurde der Pieskekalk, eine mächtige Kalkserie verwendet, die eine untere quarzitische Serie, den Juronquarzit, von einer oberen Konglomerat-Sandsteinserie scheidet. Der obere Teil der Konglomerat-Sandsteinserie besteht aus pelitischen Gesteinen, die in mehreren Horizonten intermediäre und saure Laven, Tuffe and Tuffite enthalten. Nach der Ausbreitung auf der Karte zu schliessen, zeigen zumindest die unteren Horizonte eine regelmässige Lagerung. Im Einzelnen kommen, besonders in den kalkigen und sandigen Sedimenten, oft Spitzfalten, kleine Flexuren und Z-Falten vor (Abb. 57, 58), die grosstektonisch jedoch nur in wenigen Fällen eine Rolle spielen.

Nördlich des Pieskejaure durchspiessen Teile des liegenden Juronquarzits im Utse Varvek den hangenden Pieskekalk, der dadurch an dieser Stelle eine Verbreiterung erfährt (Tafel VIII, Profil XIV).

Der tektonische Bau des Gebietes südlich des Sulitelma, in dem die Fossilfunde gemacht wurden, ist besonders von Holmquist (1900, S. 153—157) und Th. Vogt (1927, S. 51—67) diskutiert worden. Dabei wurden voneinander abweichende Ansichten über die Lage der fossilführenden Kalke in den Graphit-

Abb. 58. Spitzfalten in der Konglomerat-Sandsteinserie südlich des Mavasjaure. Photo G. Kautsky.

schiefern im Verhältnis zu den Jägnafotuffiten (»Chloritgranulit») vorgebracht (vergl. auch S. 205 ff.). Holmquist kam durch seine regionalen Aufnahmen in der weiteren Umgebung des Sulitelmamassives zu der Auffassung, dass der schwarze Schiefer mit den fossilführenden Kalken stratigraphisch unterhalb der Jägnafotuffite liegt. Denn es kommt sowohl längs des ganzen Jägnafo nördlich des fossilführenden Gebietes, als auch weiter südlich, im Gebiet zwischen Ikisjaure und Mavasjaure, ein mächtiger Graphitphyllit unter typischen Jägnafotuffiten (»Chloritgranulit») vor. Die abweichenden Verhältnisse im fossilführenden Gebiet, in dem mehrere Jägnafotuffithorizonte auftreten, zwischen denen die fossilführenden Gesteine liegen, werden durch tektonische Störungen erklärt. Th. Vogt kommt in seiner Monographie zur entgegengesetzten Auffassung. Er nimmt an, dass alle fossilführenden Kalke und die mit ihnen zusammen vorkommenden Graphitphyllite das stratigraphische Hangende der Jägnafotuffite bilden, hält es jedoch für möglich, dass eventuell auch stratigraphisch tiefer liegende Graphitphyllite, ohne fossilführende Kalkeinlagerungen, im Liegenden des Jägnafotuffites vorkommen könnten. Die oftmalige Wechsellagerung zwischen fossilführenden Kalken und Jägnafotuffiten im fossilführenden Gebiet werden auch von ihm durch tektonische Störungen, hauptsächlich durch eine kräftige Isoklinalfaltung erklärt.

Meine eigenen Untersuchungen lassen es als wahrscheinlich erscheinen, dass die Lagerung im fossilführenden Gebiet normal ist (vergl. S. 27 ff.). Die fossilführenden Gesteine liegen zwischen den Tuffithorizonten. Sowohl fossilführende Kalke als auch Graphitphyllite und Tuffite kommen in verschiedenen stratigraphischen Horizonten vor.

Die nördlichen Teile der Pieskedecke haben einen regelmässigen Bau mit

Abb. 59. Tensionsrisse in der Konglomerat-Sandsteinserie westlich des Virijaure. Sie liegen ungefähr senkrecht zur Stengligkeit des Gesteins und auch senkrecht zur Bewegungsrichtung der grossen Sevedecke über ihre Unterlage. Die Risse sind durch pegmatitisches Material (lichte Ränder) an den Seiten ausgefüllt, während in ihrer Mitte ein dunkelgrüner Kern aus weichem, feinschuppigen Chlorit vorhanden ist. Photo G. Kautsky.

flachen Antiklinalen und Synklinalen. Im nördlichsten Teil des untersuchten Gebietes ist die Pieskedecke nur in geringer Mächtigkeit erhalten. Juronquarzit und Pieskekalk fehlen hier und auf basalen Mikroklingraniten liegt mit normalem tektonischen Kontakt unmittelbar die Konglomerat-Sandsteinserie.

Längs der norwegischen Grenze nördlich des Virijaure sind alle Decken bedeutend dünner als östlich davon. Diese geringere Dicke der Decken ist in diesem Gebiet wahrscheinlich auf die starke Pressung mit Auspressung von Horizonten zurückzuführen. Während der Überschiebung der grossen Sevedecke über die Unterlage haben sich in den tieferen Teilen der Gesteine der Pieskedecke westlich des Virijaure und Vastenjaure Zugrisse gebildet (Abb. 59). Sie liegen in NNO—SSW Richtung, also senkrecht zur Bewegungsrichtung der grossen Sevedecke. Sie sind teilweise von pegmatitischem Material ausgefüllt.

Der Bau der Vastendecke.

Nördlich des Virijaure ist diese Schubmasse relativ einfach gebaut und ihre Stratigraphie gut auflösbar. Es zeigt sich dort, dass die tiefste Serie aus effusiven Porphyriten, sowie effusiven und intrusiven Amphiboliten besteht, denen in geringem Ausmasse Sedimente, meist Glimmerschiefer und Dolomite, zwischen-

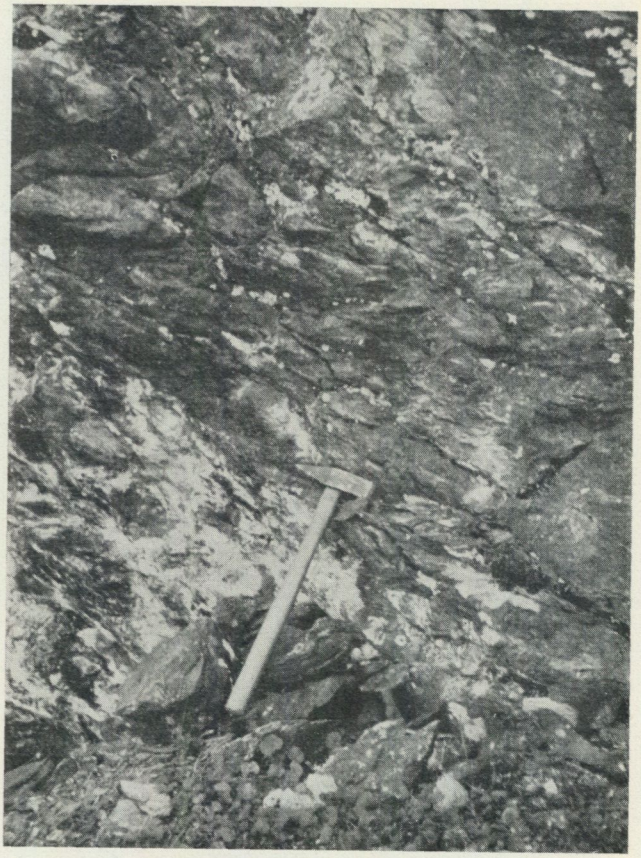


Abb. 60. Graphitphyllit in der Überschiebungsfläche der Vastendecke über die Pieskedecke am Metjer. Der Graphitphyllit hat während der Überschiebung als Schmiere gedient. Er ist vollkommen tektonisiert und alle ursprünglichen Strukturen sind in ihm verloren gegangen. Er zeigt jetzt eine eigentümliche knollenförmige Struktur. Die härteren Minerale sind in den Knollen angereichert, zwischen denen beinahe reiner Graphit liegt. Photo G. Kautsky.

gelagert sind. Darüber liegt eine mächtige Abteilung von Kalkmarmoren, Kalkphylliten und etwas zurücktretend Glimmerschiefern und Phylliten, die reichlich Serpentinkuppen enthalten. Serpentine kommen auch in den Sedimenten innerhalb der spilitischen Porphyrit-Amphibolitserie vor.

Um die Hochgebirgsmassive des Sulitelma und Ålmajalosjägna, die aus hochmetamorphen Gesteinen einer höheren Schubmasse bestehen, haben die Gesteine der Vastendecke steile Strukturen. Besonders die oberen Teile der Decke, die aus Kalken, Glimmerschiefern und Phylliten bestehen, sind isoklinal zusammengefaltet. Die stratigraphisch tiefer liegenden, saussuritisierten Grünsteine sind, durch das Material bedingt, bedeutend weniger gefaltet. Um den Staddajaure verbreitert sich der sonst basal in der Decke liegende Grünstein. In seinem Liegenden beginnen dort plötzlich Glimmerschiefer und mächtige

Abb. 61. Gebänderte Psammite der Konglomerat-Sandsteinserie vom Staddatjåkko knapp unter der Schubfläche der Vastendecke. Das Gestein ist in Richtung des ausgestreckten Armes stark verschiefert. Die Verschieferung verläuft parallel zur Überschiebungsfläche der Vastendecke und schneidet schief über die sedimentäre Bänderung des Gesteins. Photo G. Kautsky.

Kalke aufzutreten. In der lotrechten Südwand des Staddatjåkko sieht man direkt aufgeschlossen, dass diese Verbreiterung des Grünsteinbandes auf eine grosszügige Überfaltung zurückzuführen ist (Abb. 33). Die unter (östlich) dem Grünstein liegenden Sedimente sind sein stratigraphisches Hangende, das in verkehrter Lagerfolge vorliegt (vergl. Tafel VIII, Profil XI). Diese Überfaltung lässt sich gegen Norden bis zur norwegischen Grenze bei R. r. 240 D verfolgen. Südlich des Kaisseketstjåkko ist von dieser Struktur nichts mehr zu sehen, Der Deckenrand biegt hier scharf gegen Südwesten um, und die Basis der Vastendecke besteht weiter gegen Südwesten wieder aus saussuritisierten Grünsteinen, die sich im Hangenden der Sulitelmaerze weit gegen Westen verfolgen lassen.

Die Faltenachsen liegen im ganzen untersuchten Gebiet der Vastendecke durchgehend flach. Desgleichen wurde nirgends steile Stengligkeit beobachtet.

Nördlich des Virijaure liegen die Gesteine der Vastendecke bedeutend flacher als im Sulitelma-Ålmajalosjägnagebiet. Auch die Überfaltung der Decke gegen Osten und Norden ist nördlich des Virijaure nicht mehr vorhanden. Längs des Vastenjaure ist die Decke jedoch längs einer bogenförmigen Antiklinale flexurartig gegen Süden überkippt. Diese überkippte Antiklinale (Vastenjaureantiklinale) ist auch im Akkajaurekomplex und im Tysfjordgranit deutlich sichtbar (vergl. Tafel V). Sie hat sich in einer späten tektonischen Phase gebildet. Längs der norwegischen Grenze nördlich des Stupirjaure und nördlich des Rautoåive ist die Vastendecke recht dünn. Sie ist dort scheinbar mehr oder weniger ausgequetscht.

Die Überschiebungsfläche zwischen Pieskedecke und Vastendecke.

Diese Überschiebungsfläche wurde am genauesten südlich des Virijaure untersucht. Nördlich des Pieskejaure liegen Grünsteine der Vastendecke auf bräunlichen Schiefern der Pieskedecke. Die obersten Schiefer der Pieskedecke sind von zahlreichen, glänzenden Ruschelzonen durchsetzt, die ungefähr parallel zur Schichtung liegen. Dadurch zeigt der Schiefer kleinbucklige, etwas gewellte Schichtflächen. Die Tektonisierung ist am stärksten knapp unter dem Grünstein der Vastendecke. Auch der Grünstein ist am Kontakt tektonisch brecciiert und von Ruschelzonen durchsetzt. Seine Sprünge sind mit Zoisit verheilt (Abb. 30). Der Grünstein der Vastendecke hat hier dasselbe Streichen und Fallen wie die Gesteine der Pieskedecke.

Zwischen Kaisseketstjåkko und Metjer besteht die Basis der Vastendecke aus Kalkmarmor, der diskordant auf der Lagerfolge der Pieskedecke liegt (Tafel I, Abb. 95). Die obersten Teile der Pieskedecke sind auch hier stark tektonisiert, während der Kalkmarmor nur im Kleinen oft Z-Faltung zeigt. Als Ganzes betrachtet, liegt er sehr regelmässig. In der Überschiebungsfläche treten Hartschiefer auf. Dort bilden die Graphitphyllite eine Schmiere mit »knollenförmigen» Strukturen (Abb. 60).

Knapp unter der Überschiebungsfläche sind die Gesteine stark verschiefert, wobei die Verschieferung oft die sedimentäre Lagerung unter einem Winkel schneidet (Abb. 61). Dies ist besonders deutlich in den etwas gebänderten Gesteinen der Konglomerat-Sandsteinserie zu sehen. Da die Gesteine parallel der Überschiebungsfläche der Vastendecke verschiefert sind, wird diese Verschieferung in dieselbe tektonische Phase wie die Überschiebung der Vastendecke über die Pieskedecke gestellt. Wie schon aus dem Kartenbild hervorgeht, verläuft die Überschiebungsgrenze winkeldiskordant zur Lagerfolge der Pieskedecke. Diese Diskordanz ist auch oft direkt zu beobachten (Tafel I, Abb. 95).

Beim Kaisseketstjåkko liegt der Kalkmarmor auf denselben braunen Schiefern, auf denen weiter südwestlich die Grünsteine liegen. Gegen Norden liegt er jedoch auf immer älteren stratigraphischen Horizonten der Pieskedecke, zunächst auf dem Jägnafotuffit, dann auf den diesen unterlagernden Graphitschiefern und schliesslich, westlich des Kappaluobal, unmittelbar auf tieferen Teilen der Konglomerat-Sandsteinserie. Diese bestehen hier aus Granitkonglomerate führenden Schichten, die stratigraphisch tiefer als der Titirkalk liegen. Kleine Fetzen von Graphitschiefern, die offenbar aus ihrem normalen Gesteinsverband herausgerissen sind, treten noch manchmal in der Überschiebungsfläche auf. Nördlich des Kappaluobal liegt der Kalk an der Basis der Vastendecke zunächst wieder auf Graphitschiefern und dann, längs des Kappajaure, auf Jägnafotuffit. Beim Metjer überlagert die Vastendecke die unter dem Jägnafotuffit liegenden Schiefer, um an der Tokiljokkmündung wieder unmittelbar auf tiefen, konglomeratführenden Teilen der Konglomerat-Sandsteinserie zu liegen. Weiter westlich überlagert die Vastendecke bis zur norwegischen Grenze Glimmerschiefer, die höheren Horizonten der Konglomerat-Sandsteinserie angehören.

Nordwestlich des Vastenjaure liegt die Decke wieder mit deutlicher Winkeldiskordanz auf der Pieskedecke, da sie von Westen gegen Osten auf immer jüngeren Schichten ruht. Die Lagerungsverhältnisse sind auf der Übersichtskarte gut zu erkennen. Die Diskordanz ist hier jedoch nicht so bedeutend wie südlich des Virijaure, da die Vastendecke nur verschiedenen Horizonten des über dem Titirkalk liegenden Teiles der Konglomerat-Sandsteinserie aufliegt.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Vastendecke auf stratigraphisch recht verschiedenen Horizonten der Konglomerat-Sandsteinserie liegt. Die oben beschriebene Art der Auflagerung der Vastendecke auf die Pieskedecke lässt vermuten, dass vor der Überschiebung die Gesteine der Pieskedecke bereits schwach gefaltet und eventuell auch teilweise etwas abgetragen waren.

Nördlich des Virijaure liegen die Grünsteine der Vastendecke durchgehend auf Glimmerschiefern und Phylliten. Diskordante Auflagerung wurde nirgends festgestellt. Die Pieskedecke konnte in diesem Gebiet von mir jedoch nicht so ins Einzelne gehend stratigraphisch gegliedert werden wie südlich des Virijaure. Es liegen auch hier schwache Diskordanzen durchaus im Bereich der Möglichkeit. Die Tektonisierung an der Grenze der beiden Decken ist nördlich des Virijaure bedeutend schwächer als südlich des Virijaure. Die Effusivstrukturen der Grünsteine in der Vastendecke sind nahe der Überschiebungsfläche gut erhalten. Stark ausgebildete Ruschelzonen sieht man selten. Die Überschiebungsgrenzen sind in diesem Gebiet mit bedeutend schwächer accentuierter Morphologie nur selten aufgeschlossen. Die Gesteinsserien der beiden Decken sind jedoch leicht auseinanderzuhalten, da grosse fazielle Unterschiede vorhanden sind. Dem Metamorphosgrad nach sind sich die Gesteinsserien der beiden Decken jedoch recht ähnlich.

In den oberen Teilen der Pieskedecke finden sich häufig kleinere Amphibolitkörper und Amphibolitlagergänge. Sie unterscheiden sich nur unbedeutend von in der Vastendecke vorkommenden Amphiboliten. Nirgends wurden Porphyrite von dem in den Grünsteinen der Vastendecke so gewöhnlichen Typus angetroffen, der als effusiv angesehen wird. Die sauren Effusiva der Pieskedecke unterscheiden sich äusserlich recht stark von den bedeutend basischeren Effusiven der Vastendecke. Während die effusiven Porphyrite und Amphibolite der Vastendecke durchgehend reich an Amphibol sind und deswegen kräftig grüne Farbtöne zeigen, ist Amphibol ein in den Effusiven der Pieskedecke seltener vorkommendes Mineral. Die Effusiva der Pieskedecke sind auch zum Teil porphyritisch. Sie sind jedoch grau gefärbt. Grüne Farbtöne treten nur in den chloritreichen Gliedern dieser Effusiva, z. B. im Jägnafotuffit auf. Häufig haben die Effusiva der Pieskedecke im Handstück das Aussehen eines etwas metamorphen Sandsteins. Die wahre Natur des Gesteins ist meist nur durch den Feldzusammenhang, Fliesstrukturen, Agglomerate und Pillowlavastrukturen zu erkennen. Verwechslungen zwischen den Effusiven der beiden Decken sind wegen des verschiedenartigen Aussehens in den von mir untersuchten Gebieten kaum möglich.

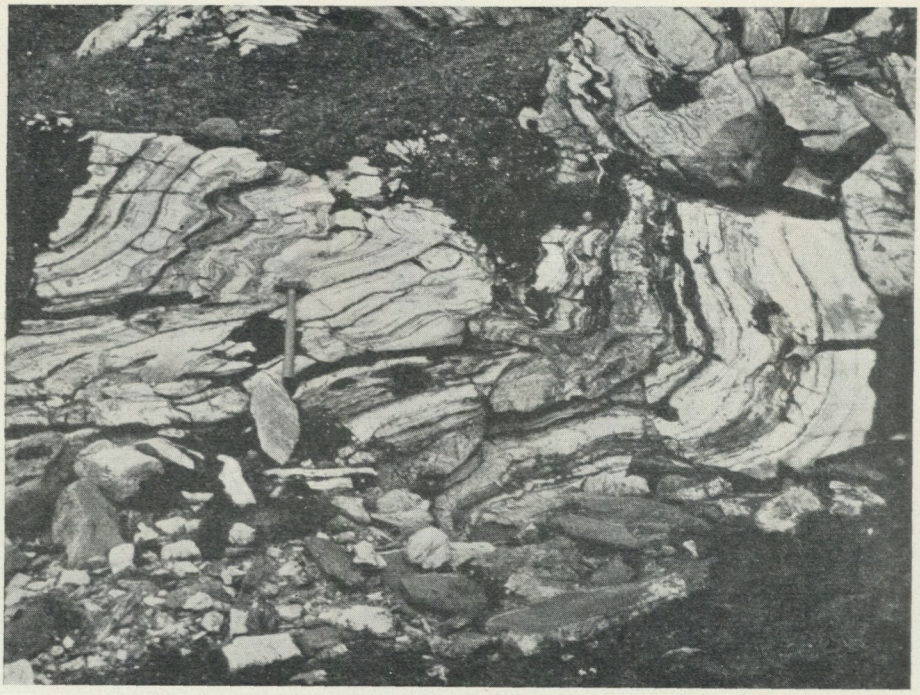


Abb. 62. Gefältelter Kalkmarmor der Salodecke aus dem Gebiet zwischen Stuopik und Gautoåive. Photo G. Kautsky.

Der Bau der Salodecke.

Im Nordteil des untersuchten Gebietes liegt über der Vastendecke die Salodecke. Diese Decke enthält ebenso wie die Vastendecke mächtige Kalkmarmore mit reichlich eingelagerten Serpentinkuppen und Amphiboliten, die zusammen mit den Serpentinen vorkommen. Effusive Porphyrite von dem in der Vastendecke so reichlich vorhandenen Typus fehlen. In den Kalkmarmoren treten aber die gleichen hellen Natrongranite wie in der Vastendecke auf. Während die Kalkmarmorserie in der Vastendecke von mächtigen effusiven und intrusiven Grünsteinen unterlagert wird, liegen unter den Kalkmarmoren der Salodecke mächtige Glimmerschiefer mit einzelnen grossen Amphibolnadeln, in denen Grünsteine beinahe vollständig zu fehlen scheinen. Dies ist der wesentlichste Unterschied zwischen den Gesteinsserien der beiden Decken.

Die Schichten in der Salodecke liegen im Allgemeinen flach. In der Nähe der grossen Serpentinmassive sind sie jedoch oft steilgestellt und isoklinal zusammengefaltet. Diese Steilstellung hat nur lokale Bedeutung. Zwischen den mächtigen Eruptivmassiven, die aus Serpentin + Amphibolit bestehen, und den umgebenden Sedimenten, meist Kalkmarmoren, haben deutlich Bewegungen stattgefunden. Sie werden auf das verschiedene Verhalten von Kalk und Grünstein während der Überschiebungen, auf inkompetente Faltung zurückgeführt.

Abb. 63. Mächtige, gut gebankte, flach liegende Kalkmarmore (hell) der Salodecke nördlich des Salojaure. Im linken Teil der Abbildung eine Serpentinkuppe (dunkel, s).
Photo G. Kautsky.

An einer solchen sekundären Bewegungsfläche ist nördlich des Vetjerjaure ein schmaler Streifen von Oligoklasgneisen der höher liegenden Gasakdecke eingeklemmt (vergl. Tafel VI, Profil I). Das deutet darauf hin, dass diese Störungen teilweise bedeutenden Umfang gehabt haben.

Ebenso wie in der Vastendecke nördlich des Virijaure treten auch in der Salodecke mehrere bogenförmig in OW—Richtung verlaufende, gegen Süden überkippte Antiklinalen auf. Die Überfaltungen gegen Süden sind teilweise isoklinal. Die Faltenachsen liegen durchgehend sehr flach. Im Gebiet nördlich des Stupirjaure sind besonders in den Kalkmarmoren Fältelungen verschiedener Grössenordnungen sehr gewöhnlich, die auch in den gebänderten Glimmerschiefern zu bemerken sind (Abb. 62).

Die Überschiebungsfläche zwischen Salodecke und Vastendecke.

Dass die basalen Glimmerschiefer der Salodecke mit Amphibolporphyroblasten anormal auf den Kalken und Kalkglimmerschiefern der Vastendecke liegen, ist nur im Gebiet westlich des Salojaure zu beobachten, da dort die Überlagerung teilweise diskordant ist. Ruschelzonen und Störungen, die die Überschiebungsfläche der beiden Decken markieren könnten, wurden auf schwedischem Gebiet nirgends beobachtet. Im Gegenteil, im Gebiet nordöstlich des Salojaure stösst es auf Schwierigkeiten die beiden Decken einwandfrei gegeneinander abzugrenzen, da sich die Gesteinstypen der Glimmerschiefer in den beiden Schubmassen dort recht ähnlich werden und Störungen fehlen.

Südwestlich des Salojaure ist die Grenze zwischen den dort kalkarmen Amphibolglimmerschiefern der Salodecke und den milderen Kalkglimmerschiefern und Kalken der Vastendecke deutlicher. Hier überdecken die Amphibolglimmerschiefer diskordant den Nordostzipfel des mächtigen Serpentin-Amphibolitmassives am Rakkovardo und die dieses Massiv umgebende Kalkglimmerschieferserie (vergl. Karte). Ganz an der norwegischen Grenze, bei R. r. 245, wird die Deckengrenze wieder etwas undeutlicher, da die Glimmerschiefer der Salodecke dort kalkige Einlagerungen enthalten. Eventuell kann es sich auch um kleinere Fetzen der kalkigen Serie der Vastendecke handeln, die in die untersten Partien der Salodecke knapp über der Hauptüberschiebungsfläche eingebacken sind.

Foslie (1942, S. 72—75, Fig. 12) hat die Grenze zwischen den Kalkglimmerschiefern der Vastendecke und den Amphibolglimmerschiefern der Salodecke in Norwegen von R. r. 245 weiter gegen Nordwesten verfolgt. Die Grenze ist dort sehr scharf und wird morphologisch durch einen kleinen Steilabfall markiert. Auf einer kleinen Skizze zeigt Foslie (1942, Fig. 12), wie die Amphibolglimmerschiefer diskordant auf den Gesteinen der Vastendecke liegen. Gegen Westen liegen sie auf immer älteren Schichtgliedern. Die Lagerungsverhältnisse werden an dieser Stelle auch von Foslie durch eine Überschiebung der Amphibolglimmerschiefer über die im Süden liegenden Sedimente gedeutet.

Nördlich des Stupirjaure an der norwegischen Grenze und nördlich des Rautoåive ist die Abgrenzung der Salodecke von der Vastendecke recht unsicher. Da die Gesteinsserien aller Decken in diesen Gebieten nur schwer auseinanderzuhalten sind und sie ausserdem stark tektonisiert und durch Ausquetschung geringmächtig sind, kann über eventuell anormale Lagerung nichts ausgesagt werden. Die Grenze zwischen den beiden Decken wurde dort über kalkige Granatglimmerschiefer mit Amphiboliten gelegt, die zur Vastendecke gestellt werden. Sie werden von kaum kalkigen Granatglimmerschiefern überlagert, in denen in den begangenen Profilen keine Amphibolite gesehen wurden.

Der Bau der Gasakdecke.

Die Gasakdecke besteht durchgehend aus recht hochmetamorphen Gesteinen, die durch Neubildungen von Granat, Oligoklas, Staurolith, Disthen und Biotit gekennzeichnet werden. Die Decke enthält hauptsächlich Konglomerate, stark psammitische Sedimente, Graphitglimmerschiefer, sowie graue oder braune, pelitische Staurolithgranatglimmerschiefer. Kalke und Dolomite kommen nur in untergeordneter Menge vor. An Vulkaniten treten agglomeratische, saure Effusiva, sowie deren Tuffe und Tuffite auf. Serpentine scheinen zu fehlen. Die extremst basische Intrusion in der Decke ist der Sulitelmagabbro. Nördlich des Virijaure ist die Gasakdecke nur in Form von Deckschollen und von in die unterlagernden Schubmassen eingefalteten Resten erhalten. Südlich des Virijaure bildet sie ein grösseres, zusammenhängendes Gebiet.

Um den Sulitelma und Ålmajalosjägna ist die Lagerfolge der Decke am vollständigsten erhalten. Die tiefsten Glieder der Lagerfolge in der Decke sind

invertiert (vergl. S. 97). Das älteste Glied besteht aus Mikroklingraniten, die als archäisches Grundgebirge betrachtet werden. Darauf folgt eine mächtige Konglomeratabteilung, die durch Graphitglimmerschiefer aufgeteilt wird. Auf der invertierten Lagerfolge liegen bunte Psammite mit rötlichen, dolomitreichen Einlagerungen. Auch sie enthalten Graphitglimmerschiefer. Dann kommen mächtige intermediäre und saure Effusiva, die von Staurolithglimmerschiefern überlagert werden. Die obersten Teile der Glimmerschiefer führen kalkige Einlagerungen. Sie werden von hellen Quarziten überlagert, die das höchste stratigraphische Glied der Decke bilden.

Die Basis der Decke besteht aus verschiedenen stratigraphischen Horizonten. Im engeren Sulitelmagebiet liegen dort meist Effusiva. Um den Ålmajalosjägna besteht sie aus den zuunterst in der Lagerfolge liegenden Konglomeraten und nördlich des Tokiljokk wird die Basis der Decke von einer mächtigen Granatglimmerschieferserie gebildet, die eine etwas weniger metamorphe Ausbildung der Staurolithgranatglimmerschiefer im Hangenden der Effusiva darstellt. Beim Studium der Karte erhält man den Eindruck, dass die Gesteine der Decke schon vor den Überschiebungen eine Faltung mit Faltenachsen in NS-Richtung durchgemacht haben. Die Schubfläche der Gasakdecke schneidet diese Faltung diskordant ab. Dadurch liegen an verschiedenen Stellen der Schubfläche verschiedene stratigraphische Horizonte der Lagerfolge. Auch in den oberen Teilen der Decke, die um den Gasakjaure anstehen, verlaufen die Strukturen in ungefähr NS-Richtung. Besonders bemerkenswert ist eine Synklinale, die zwischen R. r. 240 B und R. r. 240 C in NS-Richtung streicht. In ihr stehen die stratigraphisch höchsten Glieder der Gasakdecke an. Die Faltenachse dieser Synklinale fällt gegen Süden.

Obwohl die Gesteine der Gasakdecke den höchsten Metamorphosgrad besitzen, ist in ihnen selten eine ausgesprochene Stengligkeit zu bemerken. Auch die Gerölle der Konglomerate sind nur selten in einer bestimmten Richtung stärker deformiert (Abb. 64). Kräftigere Deformationen sind hauptsächlich an der Deckengrenze gegen die Unterlage vorhanden. Sie sind auf den Schub der Gasakdecke zurückzuführen.

In tektonischer Hinsicht ist der bedeutend höhere Metamorphosgrad der Gesteine der Gasakdecke im Verhältnis zu den tiefer liegenden Decken bemerkenswert. Diesen Unterschied im Metamorphosgrad möchte ich durch die ursprünglich verschiedene Lage der jetzt aufeinandergestapelten Decken in der kaledonischen Geosynklinale erklären. Die Gasakdecke, die jetzt die oberste der übereinanderliegenden Decken darstellt, lag ursprünglich in der Geosynklinale am weitesten im Nordwesten, also deren zentralen Teilen am nächsten. Ihre Gesteine nahmen eine solche Position innerhalb der Geosynklinale ein, dass sie vor oder während des Deckenschubes stärker als die ursprünglich weiter im Südosten befindlichen Gesteine der tiefer liegenden Decken metamorphosiert wurden. Letztere wurden von der kräftig metamorphosierenden Phase, denen die Gesteine der Gasakdecke ausgesetzt waren, gar nicht oder nur unbedeutend betroffen.

Wie ein Vergleich mit den westlich an mein Untersuchungsgebiet angren-

Abb. 64. Beinahe ungepresste, sedimentäre Granitbreccie in der Gasakdecke nördlich des Sårjusjaure. Photo G. Kautsky.

zenden norwegischen Gebieten zeigt, entspricht dort der von Foslie (1941) beschriebene »Giccegneis» den Gesteinen der Gasakdecke (vergl. S. 208 ff.). Der Giccegneis enthält reichlich mikroklinreiche Pegmatitschlieren und kleine Gänge, die den einförmigen Granatglimmerschiefer, aus dem die »Grundmasse» des Gneises besteht, durchsaften und durchsetzen. In dem aus Glimmerschiefern bestehenden Liegenden des Gneises fehlen pegmatitische Einlagerungen oben beschriebener Art vollständig. Ich nehme an, dass der Giccegneis von den mikroklinreichen Pegmatiten schon vor oder während der Deckenbewegungen durchsaftet wurde. Die Gesteine der Gasakdecke befanden sich anscheinend vor den Deckenbewegungen in einem Teil der Geosynklinale, in dem bereits zu diesem tektonisch frühen Zeitpunkt die Gesteine innerhalb einer »Migmatitfront» lagen. Wie auf S. 191 ff. gezeigt wird, haben die Gesteine des Gebietes längs der norwegischen Grenze viel später — nach den Überschiebungen — eine ähnliche, jedoch bedeutend schwächere metamorphe Phase durchgemacht.

Die Schubfläche der Gasakdecke.

Die Gasakdecke liegt diskordant auf ihrer Unterlage. Während sie im nördlichsten Teil des Gebietes, um den Stuopik, die Kalkmarmore der Salodecke überlagert, liegt sie nördlich des Vastenjaure und im Sulitelmagebiet auf Kalkmarmoren der Vastendecke. Aus dem Ikisjauregebiet südlich des Sulitelma hat ferner F. Kautsky (1949, S. 213) vom Stuor Jervas eine Deckscholle hochmeta-

morpher Staurolithglimmerschiefer über niedriger metamorphen Phylliten und Glimmerschiefern beschrieben. Die Staurolithglimmerschiefer gehören, wie meine regionalen Untersuchungen in diesem Gebiet zeigen, zur Gasakdecke, während die liegenden Phyllite wahrscheinlich der Vastendecke angehören, da sie reichlich Grünsteine enthalten. Kalkmarmore wurden hier in der Vastendecke nicht beobachtet. In diesem Gebiet liegt also die Gasakdecke wahrscheinlich auf den tieferen Horizonten der Vastendecke. Auch im Einzelnen liegen die Gesteine der Gasakdecke diskordant auf verschiedenen Horizonten ihrer Unterlage. Dies geht deutlich aus der Gesteinsverteilung auf der Übersichtskarte östlich des Ålmajalosjägna und Sulitelma hervor.

Durch detaillierte Untersuchungen konnte festgestellt werden, dass die Gasakdecke im untersuchten Gebiet überall auf komplizierte Weise in die Gesteine der liegenden Decken eingefaltet ist. Östlich vom Sulitelma-Ålmajalosjägnamassiv bildet die Überschiebungsfläche flach gegen Osten überkippte isoklinale Falten, die weiter nördlich gegen Nordosten und dann gegen Norden überkippt sind. Auf den steilstehenden, isoklinal zusammengefalteten Kalkmarmoren der Vastendecke liegt die Gasakdecke stellenweise flach und bildet lokal bedeutende Winkeldiskordanzen. Nördlich des Virijaure sind die isoklinalen Falten der Überschiebungsfläche der Gasakdecke flach gegen Süden überkippt (Tafel III, Abb. 99).

An der Überschiebungsgrenze sind die Gesteine der Gasakdecke sehr stark zerpresst und die primären Strukturen zerstört. Dies ist besonders deutlich an den Konglomeraten sichtbar. Erst einige Meter über der Überschiebungsfläche können die Konglomerate als solche identifiziert werden. Gut erhalten sind sie in den tiefsten Teilen der Decke meist nur an solchen Stellen, an denen sie mit Graphitglimmerschiefern wechsellagern.

Anzeichen von takonischer? Faltung.

In der Pieskedecke ist eine im nördlichen Teil des untersuchten Gebietes unter den Gesteinen der Konglomerat-Sandsteinserie vorhandene, grosse stratigraphische Lücke bemerkenswert.

Im südlichen Teil des untersuchten Gebietes befindet sich unter der Konglomerat-Sandsteinserie der mehrere hundert Meter mächtige Pieskekalk, der seinerseits von dem ebenfalls mehrere hundert Meter mächtigen Juronquarzit unterlagert wird. Nach F. Kautsky (1949) wurde der Juronquarzit im Ikisjauregebiet auf archäischem Grundgebirge sedimentiert, das dort aus Mikroklingranit und Granatgneis besteht. Im nördlichen Teil meines Untersuchungsgebietes wird hingegen der archäische Mikroklingranit mit normalem Kontakt von der Konglomerat-Sandsteinserie überlagert. Sowohl der Juronquarzit als auch der Pieskekalk fehlen zwischen Salojaure und Vaisaluokta (vergl. Tafel V, S. 129). In den dazwischen liegenden Gebieten ist die archäische Unterlage der Sedimente der Pieskedecke nicht aufgeschlossen.

In jenen Gebieten, in denen Juronquarzit und Pieskekalk fehlen, kann nicht eindeutig ausgesagt werden, ob diese Serien einmal vorhanden waren und

schon vor der Ablagerung der Konglomerat-Sandsteinserie wieder abgetragen worden sind, oder ob dort Land war, das erst später, zur Zeit der Ablagerung der Konglomerat-Sandsteinserie, überflutet wurde. Diese Frage ist für regionale Vergleiche innerhalb der Kaledoniden sehr bedeutungsvoll.

Untereinander gleichartige Züge in den Lagerfolgen mehrerer, weit voneinander entfernt liegender Gebiete des westlichen Kambrosilurs wurden von mir (G. Kautsky 1949 a) zusammengestellt. Auffallend ist in der Zusammenstellung u. a. das Auftreten eines polymikten Konglomerats mit Tiefengesteinsgeröllen (Gillikskonglomerat, Vollakonglomerat, Mobergkonglomerat) an einem bestimmten Platz in den verglichenen Lagerfolgen. Nach den ausgeführten stratigraphischen Vergleichen liegt es oberhalb einer markanten Lücke zwischen den Etagen 4 b δ und 4 c der Stratigraphie des Oslogebietes. Das Konglomerat ist deutlich auf eine stärkere orogene Phase zwischen mittlerem und oberen Ordovizium zurückzuführen, während welcher ein kräftiges Relief entstand. In Norwegen wird diese tektonische Phase als Eknephase bezeichnet. Sie wurde von Th. Vogt (1945, S. 522) mit der takonischen Faltung in Nordamerika in zeitliche Beziehung gesetzt. Wie vergleichende stratigraphische Studien zeigen (vergl. S. 119 ff.), entsprechen das Virijaurekonglomerat und die mit ihm zusammen auftretenden Sandsteine den polymikten Konglomeraten, die in den meisten Lagerfolgen des westlichen Kambrosilurs vorkommen.

Anscheinend ist auch die Überschiebung der Salodecke auf die Vastendecke in dieser tektonischen Phase erfolgt (vergl. S. 183 ff.). Darauf deutet u. a. hin, dass die Gasakdecke teilweise auf den Gesteinen der Salodecke, teilweise aber auch direkt auf der Vastendecke liegt. Die Salodecke war offenbar vor der Überschiebung der Gasakdecke bereits grösstenteils wieder abgetragen, so dass zur Zeit dieser Überschiebung nur noch Reste der Salodecke über der Vastendecke erhalten waren. Die takonischen? Bewegungen unter der Etage 4 c waren im nördlichen Skandinavien recht bedeutend und haben den inneren Bau der grossen Sevedecke stark beeinflusst. Meine eigenen Untersuchungen in Västerbotten (nicht veröffentlicht) lassen vermuten, dass takonische Bewegungen und Faltungen auch in Västerbotten für den Bau des westlichen Kambrosilurs eine wichtige Rolle spielen.

Neuerdings wurde von N. Marklund (1952 a) die Lagerfolge des Sarvasgebietes beschrieben, die Ähnlichkeiten mit der Lagerfolge der Pieskedecke aufweist. Nach ihm liegen oberhalb eines 200 m mächtigen Kalkmarmors (Jullegaformation), der von Du Rietz (1949) mit dem Pieskekalk parallelisiert wird, ca. 80 m mächtige Sandsteine mit Konglomerateinlagerungen (Tjakkikformation). Die Sandsteine enthalten reichlich blaue Quarzkörner, sowie Gerölle grosser Schachbrettalbite von in archäischen Gesteinen gewöhnlich auftretendem Typus. Mikroklin scheint nach Marklund vorhanden gewesen zu sein, ist aber jetzt in Serizit umgewandelt. Diese Serie zeigt Ähnlichkeiten mit den tieferen Teilen der Konglomerat-Sandsteinserie meines Untersuchungsgebietes. Nach Marklund ist die Tjakkikserie deutlich eine transgressive Bildung, da die Schachbrettalbitgerölle aus archäischen Gesteinen herstammen müssen. Solche Albite wurden von ihm in den unterlagernden

kambro-ordovizischen Serien nirgends beobachtet. Diese Annahme stimmt gut mit den Verhältnissen in meinem Untersuchungsgebiet überein, wo ja die zeitlich vergleichbare Konglomerat-Sandsteinserie direkt auf archäischem Grundgebirge liegt. Die tektonische Phase an der Grenze zwischen mittlerem und oberen Ordovizium ist deutlich auch im Sarvasgebiet nachweisbar.

Die Forschungsergebnisse in anderen Gebieten des westlichen Kambrosilurs lassen es zu, die Lücke im nördlichen Teil der Pieskedecke auf tektonische Bewegungen kurz vor der Ablagerung der Konglomerat-Sandsteinserie zurückzuführen. Diese tektonischen Bewegungen schufen ein kräftiges Relief. Teile des Gebietes wurden dabei trockengelegt. Der unterste Teil der Konglomerat-Sandsteinserie besteht stellenweise aus dem Verwitterungsschutt der trockengelegten Partien. Grösstenteils wurde das erodierte Material jedoch durch Flüsse transportiert und in Becken zum Teil marin abgelagert (Wechsellagerung zwischen Konglomeratlagen und Graphitschiefern). Diese Vorstellung stimmt gut mit den Vorstellungen Th. Vogts (1945, S. 520 u. 521), Kullings (1947 b, S. 483) und Marklunds (1952 a, S. 376) überein, die annehmen, dass stratigraphisch vergleichbare Konglomerate teils durch schnell fliessende Flüsse transportiert und auf Ebenen abgelagert wurden (Th. Vogt), teils dass stratigraphisch etwas höher liegende Bildungen als lagunäre Ablagerungen aufzufassen sind.

Die Untersuchung der Gerölle des polymikten Vollakonglomerates im Trondheimgebiet (Th. Vogt 1945) ergab, dass dieses Konglomerat Gerölle der in seinem Liegenden befindlichen kambrosilurischen Horizonte (Kalkgerölle mit Krinoidstielen und verschiedene Vulkanite) sowie Granitfragmente des archäischen Grundgebirges enthält. In meinem eigenen Untersuchungsgebiet kommen im Virijaurekonglomerat hauptsächlich archäische Grundgebirgsgranite und mit guten Gründen (vergl. S. 35—37) als archäisch angesehene Schiefer vor. Die Herstammung daneben auftretender Gerölle von quarzitischer Zusammensetzung konnte nicht ermittelt werden. Es ist ohne weiteres möglich, dass ein Teil der als Gerölle vorkommenden Gesteine kambro-ordovizisch ist. Dies kann in meinem Untersuchungsgebiet jedoch nicht bewiesen werden. Hauptsächlich auf Th. Vogts Beobachtungen über die Gerölle des Vollakonglomerates gestützt, möchte ich annehmen, dass der Juronquarzit und der Pieskekalk wahrscheinlich auch im nördlichen Teil des von mir untersuchten Gebietes ursprünglich abgelagert worden waren, nach der orogenen Phase unter der Etage 4 c jedoch der Erosion zum Opfer fielen. Diese Vorstellung stimmt gut mit dem Sedimentationstypus des Pieskekalkes überein, der m. E. kaum in unmittelbarer Nähe einer Landmasse mit kräftigem Relief abgelagert worden sein kann. Unter solchen Verhältnissen müsste man grobklastische Einlagerungen innerhalb des Pieskekalkes erwarten.

Ähnliche Verhältnisse wie in der Pieskedecke herrschen auch in der Gasakdecke. Die tiefsten Gesteinsglieder dieser Decke bestehen aus groben, beinahe *in situ* liegenden Granitbreccien, die als Verwitterungsschutt archäischer Granite aufgefasst werden. Wahrscheinlich ist auch die Granitunterlage erhalten. Die Granitbreccien stehen nicht in normalem Verband mit den überlagernden

Gesteinen, die mit dem oberen Teil der Konglomerat-Sandsteinserie der Pieskedecke stratigraphisch parallelisiert werden (vergl. S. 96 ff., 124 ff.). Die grosse Ähnlichkeit der Granitbreccien der Gasakdecke mit jenen der Konglomerat-Sandsteinserie der Pieskedecke und die Ähnlichkeiten der Lagerfolgen in den beiden Decken berechtigen jedoch zum Schlussatz, dass die groben Verwitterungsbreccien der Gasakdecke ungefähr gleichzeitig mit den unteren Teilen der Konglomerat-Sandsteinserie entstanden sind. Daraus folgt, dass auch in der Gasakdecke, ebenso wie in der Pieskedecke, mit der Konglomerat-Sandsteinserie gleichaltrige Gesteine direkt auf dem archäischen Grundgebirge liegen. In der Gasakdecke des untersuchten Gebietes fehlen dem Pieskekalk und Juronquarzit zeitlich vergleichbare Horizonte.

Anzeichen von silurischer Faltung vor dem Deckenbau.

Neben der oben beschriebenen Faltung an der Grenze zwischen mittlerem und oberen Ordovizium muss sowohl die Pieskedecke als auch die Gasakdecke zu einem späteren Zeitpunkt, jedoch vor den Deckenüberschiebungen, eine weitere Faltung durchgemacht haben.

In der Pieskedecke wird diese Faltung durch die Art der Auflagerung der höherliegenden Vastendecke angezeigt. Die Vastendecke liegt nämlich auf recht verschiedenen stratigraphischen Horizonten der Pieskedecke, wie auf S. 132 ff. dargelegt wurde. Dies geht auch deutlich aus der Übersichtskarte hervor. Die Oberfläche der Pieskedecke wies anscheinend vor der Überschiebung der Vastendecke ein deutliches Relief auf, und die obersten Teile der Decke waren vermutlich vor der Überschiebung teilweise schon wieder abgetragen. Am weitesten im Süden, im Mavasjauregebiet, ist in der Lagerfolge der Pieskedecke das Quarzitkonglomerat der Etage 5 b (Vojtjakonglomerat) erhalten. Im Ikisjauregebiet, unmittelbar südlich des Mavasjauregebietes, wird dieses Konglomerat nach Kulling (1941) sogar noch von fossilführenden Mergelschiefern überlagert. Weiter nördlich sind in meinem Untersuchungsgebiet so hohe stratigraphische Horizonte in der Pieskedecke nicht mehr vorhanden. Dort liegt die Vastendecke auf verschiedenen stratigraphischen Horizonten der Konglomerat-Sandsteinserie, die durch die Schubfläche teilweise scharf und diskordant abgeschnitten werden. Die Verhältnisse um den Kappaluobal und nordwestlich des Vastenjaure deuten darauf hin, dass die Faltenachsen vor der Überschiebung der Vastendecke ungefähr ein ost-westliches Streichen hatten. Es scheint sich um eine schwachwellige Faltung gehandelt zu haben. Zur Zeit der Überschiebung der Vastendecke war das Gebiet wieder eingeebnet, so dass verschiedene stratigraphische Horizonte der Pieskedecke zu Tage traten. Irgendwelche Sedimente, die sich nach dieser Faltung gebildet haben könnten, wurden nicht beobachtet.

Die Verhältnisse an der Überschiebungsfläche der Gasakdecke lassen vermuten, dass auch die Gesteine dieser Decke vor den Überschiebungen bereits eine Faltung durchgemacht haben, deren Faltenachsen in NS-Richtung verliefen. Wie aus der Übersichtskarte hervorgeht und beschrieben wurde (S. 137),

schneidet die Schubfläche der Gasakdecke die Lagerfolge in der Decke diskordant ab. Dies hat zur Folge, dass verschiedene Gesteinshorizonte die Basis der Decke bilden. Man bekommt den Eindruck, dass die Gesteine bereits in NS-Richtung gefaltet waren, als sich die Decke längs einer Fläche, die die Falten abschnitt, vom Untergrund loslöste und auf weiter im Südosten befindliche Gesteinskomplexe geschoben wurde.

Vergleicht man die silurische Faltung in der Gasakdecke mit der in der Pieskedecke, so zeigen sich gemeinsame Züge, aber auch tiefgreifende Unterschiede. Die Faltung ist in den beiden Decken ungefähr gleichzeitig erfolgt. Sie hat deutlich vor den Deckenbewegungen stattgefunden. Weiters kann auf Grund der stratigraphischen Untersuchungen ausgesagt werden, dass auch Schichten der Etage 5 b von dieser Faltung ergriffen worden sind (Vojtjakonglomerat im Ikisjauregebiet in der Pieskedecke und als gleichaltrig gedeutete Quarzite in der Gasakdecke westlich des Gasakjaure). Das bedeutet, dass die Faltung irgendwann *nach* der Ablagerung der Gesteine der Etage 5 b, aber *vor* den Überschiebungen erfolgt sein muss.

Wesentlich verschieden ist die Faltungsrichtung in den beiden Schubmassen. Während die Verteilung der unter der Schubfläche der Vastendecke vorkommenden Gesteine der Pieskedecke auf Faltenachsen in OW-Richtung hindeutet, geht aus der Verteilung der Gesteine in der Gasakdecke recht deutlich eine Faltung nach Faltenachsen in NS-Richtung hervor. Die Faltungsrichtungen in den beiden Schubmassen stehen also ungefähr senkrecht zu einander. Es wird angenommen, dass diese Faltung ungefähr gleichzeitig mit der vor den Überschiebungen erfolgten, kräftigen Metamorphose der Gesteine der Gasakdecke entstanden ist.

Beziehungen zwischen Vulkanismus und Tektonik.

Wie aus den Beschreibungen der Gesteinsserien in der grossen Sevedecke und aus Abb. 94 hervorgeht, wurden in zwei verschiedenen stratigraphischen Positionen Vulkanite angetroffen. Ausserdem tritt in der Gasakdecke der junge, seiner Altersstellung nach jedoch nicht sicher einstufbare Sulitelmagabbro auf. Die älteste nachweisbare vulkanische Tätigkeit im untersuchten Gebiet hat im unteren Ordovizium stattgefunden. Vulkanite dieses Alters sind in der Vastendecke in grosser Mächtigkeit vorhanden (Porphyrit-Amphibolitserie). Sie bestehen grösstenteils aus spilitischen Lavagesteinen, die mit Sedimenten (dolomitlinsenführende Glimmerschieferserie) wechsellagern. Diabasartige, intrusive Gänge überqueren sowohl die Sedimente als auch die Vulkanite. Auch Lagergänge kommen vor. Die Intrusiva sind jedoch an den mächtigen Effusivzug gebunden. Charakteristisch sind Serpentinkuppen, die in der Vastendecke in nahem räumlichen Zusammenhang mit dem spilitischen Vulkanismus auftreten.

Der andere im Untersuchungsgebiet nachweisbare Vulkanismus wird in das obere Ordovizium gestellt. Er ist sowohl in der Pieskedecke als auch in der Gasakdecke vorhanden. Die Vulkanite dieser Periode sind bedeutend saurer

als die Vulkanite des unterordovizischen Vulkanismus. Sie bestehen aus intermediären und sauren Laven, Tuffen und Tuffiten, wobei Glieder mit rhyolitischer Zusammensetzung dominieren. Charakteristisch sind Agglomerate und Pillowlaven. Serpentine fehlen in diesen Vulkaniten.

Ähnliche Verhältnisse wie im Sulitelma-Salojauregebiet herrschen auch in den Gesteinsserien der meisten anderen Orogene. Abgesehen von gewissen Gesteinsparagenesen, die in vielen Orogenen ungefähr gleichartig sind, sind in den meisten Orogenen auch recht ähnliche Beziehungen zwischen Vulkanismus und Tektonik vorhanden. Eine Beschreibung dieser Beziehungen wurde von Turner & Verhoogen (1951, S. 201—257) gegeben. Nach ihnen zeigt der Vulkanismus orogener Zonen folgende Entwicklung:

1. Eruption von überwiegend basischen (spilitischen) Laven in der geosynklinalen Phase des tektonischen Zyklus.

2. Injektion ultrabasischer und basischer Gesteine während der ersten Faltungsphasen. Die Intrusion der ultrabasischen Gesteine geschieht teilweise auch gleichzeitig mit der Eruption der spilitischen Laven.

3. Entstehung granodioritischer und granitischer Batholite während und nach der Hauptfaltungsphase.

4. Oberflächenergüsse von Basalten, Andesiten und Rhyoliten während und nach der Hebung der gefalteten Gesteine. Diese letzte Phase ist deutlich durch eine längere Zeitspanne von der Hauptfaltungsphase und den Granitintrusionen getrennt.

Der unterordovizische Vulkanismus des Sulitelma-Salojauregebietes mit seinen spilitischen, basischen Laven, in denen kleine Serpentinkörper stecken, kann offenbar mit den Abschnitten 1 und 2 bei Turner & Verhoogen verglichen werden. Dieser Vulkanismus ist älter als die aus den Kaledoniden bekannten orogenen Bewegungen. Sehr bald nach der Intrusion der Serpentine (vielleicht auch in Zusammenhang mit ihr) haben jedoch die ersten Bewegungen stattgefunden. Die Serpentine wurden freigelegt und es bildeten sich die sedimentären Serpentinkonglomerate. Diese älteste, regional erkennbare tektonische Phase im Ordovizium der skandinavischen Kaledoniden wurde »Trondheimphase» genannt (Holtedahl 1920; G. Kautsky 1949 a, Beilage 1). Sie wird in die Etage 3 b des Oslogebietes gestellt.

Der oberordovizische Vulkanismus mit seinen intermediären und sauren Laven und Tuffen entspricht offenbar dem Abschnitt 4 bei Turner & Verhoogen. Die oberordovizischen Vulkanite haben sich in einer tektonisch ruhigen Zeit abgesetzt. Von der kräftigen orogenen Phase an der Grenze zwischen mittlerem und oberen Ordovizium sind sie deutlich zeitlich getrennt, da dazwischen die ganze Staloserie und der Titirkalk abgesetzt wurde.

Bei Anwendung von Turner & Verhoogen's Schema in meinem Untersuchungsgebiet wäre zwischen Unterordovizium und Oberordovizium eine tektonische Hauptphase zu erwarten. Diese tektonische Phase ist auch tatsächlich vorhanden. Es ist dies die Eknephase (unter der Etage 4 c des Oslogebietes), die mit der takonischen Orogenese in Nordamerika korreliert wird.

Während dieser tektonischen Phase haben im Untersuchungsgebiet nicht nur Faltungen sondern auch Überschiebungen stattgefunden (Schub der Salodecke auf die Vastendecke). Granitintrusionen, die zeitlich mit dieser tektonischen Phase in Verbindung gesetzt werden können, fehlen jedoch im untersuchten Gebiet.

10—532098. *S. G. U. Ser. C, N:o 528. Kautsky*

II. TEIL

Akkajaurekomplex.

Im Gebiet der Karte nehmen Gesteine des Akkajaurekomplexes hauptsächlich die nördlichsten Teile und einen schmalen Streifen längs der norwegischen Grenze ein. Auch westlich des Vastenjaure stehen in kleinen Vorkommen an der norwegischen Grenze in der Virijaureantiklinale Gesteine des Akkajaurekomplexes an.

Der Akkajaurekomplex besteht aus archäischen Grundgebirgsgraniten mit aufgelagerten Sedimenten des östlichen Kambrosilur, die in ganz Norrbotten von sogenanntem Hyolithuszonetypus sind. Diese Sedimente wurden ausserhalb der kaledonischen Geosynklinale oder in ihren marginalen Teilen auf den archäischen Gesteinen des östlichen Kratogens der Kaledoniden abgelagert. Sie sind verhältnismässig spät, erst durch die Überschiebung der grossen Sevedecke, in den kaledonischen Bau miteinbezogen worden.

Die Gesteine sind überall sehr stark tektonisch gestört. Die Granite sind teilweise zu Myloniten zermahlen, oder sie haben ein gneisiges Aussehen bekommen. Primäre Kontakte sind an den Grenzen ungleichartiger Gesteine selten zu sehen. An solchen Gesteinsgrenzen muss im Allgemeinen mit Bewegungen gerechnet werden. Die Lagerung der Gesteinsserien ist durchgehend flach, teilweise beinahe horizontal. Trotz der starken Durchbewegung, die sich in den glimmerreicheren Gesteinen deutlich durch ein Gewirr von kleinen und kleinsten Rutschflächen und Harnischen zu erkennen gibt, ist die ursprüngliche Lagerfolge überraschend gut erhalten. Sie ist fast überall deutlich erkennbar. Die feineren ursprünglichen Strukturelemente sind jedoch meistens zerstört.

Der Metamorphosgrad im Akkajaurekomplex ist, im Vergleich zur Metamorphose der Gesteine der grossen Sevedecke, verhältnismässig niedrig. Eine Ausnahme bildet nur das Gebiet an der norwegischen Grenze, in dem der Metamorphosgrad in den beiden tektonischen Grosseinheiten ungefähr der gleiche ist. An Mineralneubildungen dominieren Biotit und Muskowit. Der braune, kräftig pleochroitische Biotit kommt hauptsächlich an Bewegungsflächen vor, während der Muskowit mehr allgemein im Gestein auftritt und bedeutend schlechter geregelt ist. Neugebildeter Granat oder Amphibol wurden nirgends beobachtet. In den Granit- und Syenitmyloniten hat oft eine kräftige Neubildung von Epidot stattgefunden.

Ein besonders typisches Kennzeichen der glimmerreichen Sedimente im Akkajaurekomplex ist die allgemeine Durchtränkung mit sekundärem Quarz, der alle Hohlräume ausfüllt. Besonders die Glimmerschiefer, die kleingefältelt und von zahlreichen Gleitflächen durchsetzt sind, haben durch die Quarzdurchtränkung ein eigentümliches Aussehen bekommen. Der Quarz bildet Linsen aller Grössenordnungen und dringt an vielen Stellen längs der Schichtflächen in das Gestein ein, das dadurch aufgespalten wird und kleine Quarzlamellen enthält. Da die Glimmerschiefer z. T. scheinbar schon ursprünglich einen bedeutenden Gehalt an Quarz besessen haben, wirken sie nach der Durchsaftung mit sekundärem Quarz recht »psammitisch». Die neugebildeten Glimmer sind durchgehend kleinblättrig und der sekundäre Quarz ist zuckerkörnig. Dadurch unterscheidet er sich von den Quarzlinsen mit sekundärem Quarz in der grossen Sevedecke, die häufig aus recht grossen Quarzindividuen aufgebaut sind.

Die Glimmerschiefer von Hyolithuszonetypus verwittern immer etwas bräunlich oder rötlich. Dadurch sind sie im Gelände schon auf grössere Entfernung zu erkennen. Auch sehr schmale Bänder dieser Glimmerschiefer können kaum übersehen werden.

Die Glimmerschiefer des Akkajaurekomplexes unterscheiden sich durch die oben angeführten Kennzeichen, sowie dadurch dass sie niemals Granat, Amphibol oder strahlige Mineralneubildungen und auch keine grossen Glimmerblättchen führen, schon im Feld eindeutig von den Glimmerschiefern der grossen Sevedecke. Die letzteren enthalten in den tieferen Teilen fast durchgehend neugebildete Amphibolnadeln, Glimmerporphyroblasten und Granat. Ein weiterer wesentlicher Unterschied zwischen den Glimmerschiefern in den beiden tektonischen Grosseinheiten besteht darin, dass die schief zur Lagerung auftretenden kleinen und kleinsten Gleitflächen (Abb. 65), die die charakteristische Brecciierung der Glimmerschiefer des Akkajaurekomplexes verursachen, in den Gesteinen der grossen Sevedecke fehlen.

Der mengenmässig grösste Anteil der Gesteine des Akkajaurekomplexes besteht aus grob- bis mittelkörnigen Mikroklingraniten, vergneisten Mikroklingraniten, Syeniten, Syenitmyloniten und Gesteinen mikroklingranitischer Zusammensetzung, die auf Grund der Feldbeobachtungen grösstenteils als kristalline, verschieferte Mikroklingranitarkosen aufgefasst werden. Daneben kommen in geringerer Ausdehnung auch basische, quarzfreie, teilweise verschieferte Eruptiva vor. Neben den Gesteinen mikroklingranitischer und syenitischer Zusammensetzung und den basischen Eruptiven treten in Sedimentplatten weisse, glasige Quarzite, weisse und schwach bräunliche Quarzite mit zuckerkörnigem Gefüge, blaugraue Quarzite, sowie Glimmerschiefer und Graphitphyllite auf. Kalk wurde nur an einigen Stellen in unbedeutenden Mengen festgestellt. Im untersuchten Gebiet sind die Sedimente so gut wie karbonatfrei.

Zwischen den Eruptiven bilden die Sedimente schmale Platten, die sich oft ohne Unterbrechung viele Kilometer weit verfolgen lassen. Häufig findet man mehrere, flach liegende, durch Granite voneinander getrennte Sedimentplatten in ein und demselben Profil. Die Sedimentplatten haben immer die gleiche

Lagerfolge. Zuunterst liegen Mikroklingranitarkosen, die sich von den unterliegenden Mikroklingranitgneisen nicht deutlich abgrenzen lassen. Sie sind jedoch nicht in allen Profilen vorhanden. Dann folgen weisse Quarzite, die durch schmale Glimmerschieferbänkchen manchmal in mehrere Horizonte aufgeteilt werden. In den oberen Teilen der weissen Quarzite kommen oft bläuliche Quarzittypen vor. Auf ihnen liegen Glimmerschiefer und Graphitphyllite, die fast immer mächtiger als die liegende Quarzitserie sind. Sie bilden den obersten Teil der Sedimentplatten. Über ihnen befinden sich mit tektonischem Kontakt meist wieder Granite, die ihrerseits von Sedimenten normal überlagert werden, usw.

Die Sedimente enthalten nirgends Grünsteine. Alle im Akkajaurekomplex angetroffenen Grünsteine liegen in den Mikroklingraniten und Mikroklingranitgneisen, die als dem archäischen Grundgebirge zugehörig betrachtet werden müssen. Da kein Grünstein die Sedimente durchsetzt, müssen die Grünsteine älter als die Sedimente sein.

Im Gebiet der Karte sind keine Fossilfunde gemacht worden, die die Sedimente des Akkajaurekomplexes datieren. Es wurden auch keine anderen Beobachtungen gemacht, die innerhalb dieses Gebietes einen Anhaltspunkt für das Alter der Sedimente geben. Um eine Vorstellung über die geologische und stratigraphische Stellung dieser Sedimentgesteine im untersuchten Gebiet zu erlangen, wurde längs des Stora Lulevatten ein Profil gegen Osten bis zum Gebirgsrand begangen, das weiter unten beschrieben wird. Da die Gesteinsserien recht flach, beinahe horizontal liegen, bereitete es keine Schwierigkeiten, die Eruptiva und die ihnen zwischengelagerten Sedimente gegen Osten in dem gut aufgeschlossenen U-Tal des Stora Lulevatten zu verfolgen, dessen Steilwände ausgezeichnete, zusammenhängende Aufschlüsse darbieten. Gegen Osten nimmt längs des Tales der Metamorphosgrad der Sedimente ab, desgleichen die Durchtränkung mit Quarz. Die Lagerfolge der oben angeführten Gesteinstypen bleibt in den Sedimentplatten jedoch die gleiche. Am Gebirgsrand entspricht den Sedimenten des untersuchten Gebietes die Hyolithuszone, die in ungefähr gleicher Ausbildung längs des ganzen östlichen Randes der nördlichen Kaledoniden als dünnes Band verfolgbar ist. Auch die von Svenonius (1900, S. 294 ff., sowie Karte) erwähnte Karnilazone, eine parallel zur Hyolithuszone verlaufende Sedimentzone, die von dieser durch mächtige, mylonitisierte Granite und Granitgneise getrennt wird, hat die gleiche Gesteinsfolge. In der Hyolithuszone des Gebirgsrandes sind zahlreiche Fossilfunde gemacht worden, die ein kambrisches Alter der Schieferabteilung anzeigen.

Die tektonische Durcharbeitung der Mikroklingranitgneise ändert sich stark von Westen nach Osten längs des begangenen Profils. Im Westen fehlen in den Mikroklingranitgneisen Rutschflächen und Harnische fast ganz. Das Gestein ist dort zwar stark zermahlen, jedoch nach der Tektonisierung kräftig umkristallisiert und macht daher einen relativ gleichförmigen, mehr oder weniger verschieferten, gneisigen Eindruck. Im Osten, am Gebirgsrand, sind die Granitmylonite über den Sedimenten von Hyolithuszonetypus von zahl-

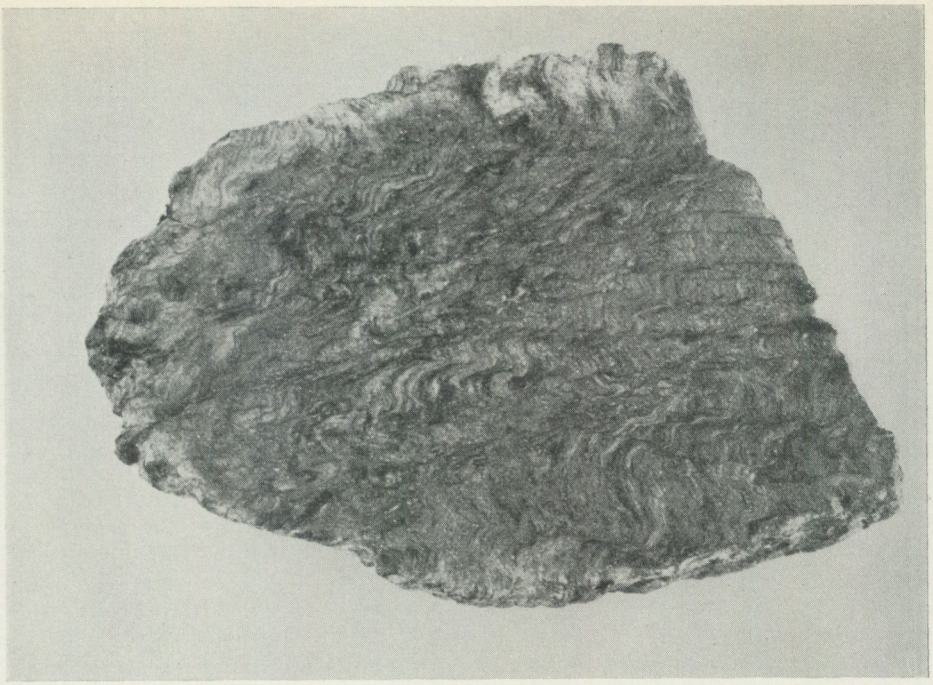


Abb. 65. Angeschliffene Bruchfläche eines Glimmerschiefers von Hyolithuszonetypus aus dem Akkajaurekomplex bei Vaisaluokta. Das gut gebänderte Gestein ist zerknüllt und von Bewegungsflächen durchsetzt. Nat. Grösse. Photo G. Kautsky.

reichen grösseren, kleineren und kleinsten Rutschflächen durchsetzt, die das Gestein brecciieren und mylonitisieren.

Am Ostrand der Kaledoniden, im Bereich der Hyolithuszone und Karnilazone, können die Lagerungsverhältnisse viel leichter gedeutet werden als in meinem Untersuchungsgebiet, da am Gebirgsrand die an der norwegischen Grenze herrschende Regionalmetamorphose (Neubildung von Biotit) recht schwach ist (Neubildung von Sericit und Chlorit) oder überhaupt fehlt. Dadurch sind alle primären Züge besser erhalten.

Am Gebirgsrand liegen die Sedimente der Hyolithuszone mit Sedimentationskontakt auf autochthonem, archäischen Grundgebirge, das entweder aus Grundgebirgsgneisen, Graniten, Porphyren oder Grundgebirgssedimenten besteht. Die oberhalb der Hyolithuszone liegenden Granitmylonite sind überschobene Grundgebirgsgranite, die auf ihrem Rücken die Karnilazone tragen, welche ein stratigraphisches Äquivalent der Hyolithuszone ist. Hyolithuszone und Karnilazone haben im Grossen und Ganzen die gleiche Lagerfolge. Auch die Sedimente der Karnilazone sind den darunter liegenden Graniten normal aufgelagert. Oberhalb der Karnilazone folgen wieder Granitmylonite, die als über die Karnilazone überschoben betrachtet werden müssen, da die Gesteine nur ganz schwach gegen WNW einfallen. Die Kontakte zwischen den

Abb. 66. Rippelmarken in violettem Sjöfallsandstein aus dem Gebiet südlich von Saltoluokta. Photo G. Kautsky.

Abb. 67. Trockenrisse in Sjöfallsandstein aus dem Gebiet südlich von Saltoluokta. Photo G. Kautsky.

Sedimenten und den überschobenen Graniten sind im Allgemeinen recht scharf. Unterhalb der Granitmylonite liegen am Gebirgsrand meist recht dunkle, graphithaltige Schiefer, die an der Überschiebungsfläche verschmiert sind.

Von den Verhältnissen am Gebirgsrand ausgehend, wo die Überlagerung von Granitmyloniten über Sedimente der Hyolithuszone von allen modernen Forschern als Überschiebung der Granitmylonite über die Sedimente erklärt wird, deute ich die analogen Verhältnisse weiter im Westen auf gleiche Weise (vergl. u. a. die Literatur über das Grubengebiet von Laisvall und Björnide, wo die Lagerungsverhältnisse und die Tektonik durch detailkartierte Aufschlüsse und zahlreiche Bohrlöcher bekannt geworden sind. F. Kautsky 1940, 1945; Ljungner 1943, 1950; Grip 1950; Marklund 1950). In dem von mir untersuchten Gebiet haben die Sedimente weiter im Westen bis in kleine Einzelheiten die gleiche Stratigraphie, die gleichen Gesteinstypen und ungefähr die gleichen Mächtigkeiten wie am östlichen Rand der Kaledoniden. Dies ist wohl durch die gleichförmige Peneplanisierung des Grundgebirgsuntergrundes bedingt. Auch die Granite sind sowohl im Westen als auch im Osten vom gleichen Typus (Mikroklingranit und Mikroklinperthitgranit). Unterschiede bestehen nur im Metamorphosgrad und teilweise in der Struktur der Gesteine, wobei wohl Struktur und Metamorphosgrad voneinander abhängen. Ferner sind an der Grenze zwischen den Sedimenten und den über diese geschobenen Graniten im Westen seltener Beobachtungen zu machen, die direkt darauf hindeuten, dass der Granit dort über die unterliegenden Sedimente geschoben ist. Solche Beobachtungen wurden jedoch in vielen Profilen gemacht. Es handelt sich meist um stark gestörte kleine Fetzen von stratigraphisch tief liegenden Horizonten der Sedimentserie, die zwischen den überschobenen Graniten und den höchsten Teilen der Sedimentserie eingeklemmt sind.

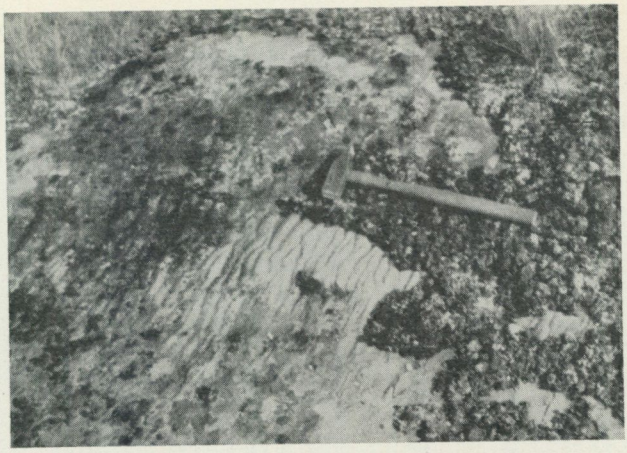


Abb. 68. Rippelmarken aus den tieferen Teilen des weissen Quarzits an der Basis der Hyolithuszone im Gebiet zwischen Situojaure und Saltoluokta. Photo G. Kautsky.

Profil längs des Stora Lulevatten zwischen dem Ostrand der Kaledoniden und der norwegischen Grenze.

Für die richtige Einordnung der Gesteine des Akkajaurekomplexes in den Bauplan der Kaledoniden in Norrbotten war es von grosser Bedeutung, diese Gesteine unter der grossen Sevedecke über die Kartengrenze hinaus gegen Osten zu verfolgen. In dem tiefen Trogtal des Stora Lulevatten konnte ein durchgehend aufgeschlossenes Profil in den Gesteinen des Akkajaurekomplexes von Vaisaluokta im Gebiet meiner Karte bis zum St. Sjöfallet am Ostrand der Kaledoniden begangen werden. Die höchsten Gipfel zu beiden Seiten des Tales werden von der flach über den Gesteinen des Akkajaurekomplexes liegenden grossen Sevedecke eingenommen. Das Profil (Tafel IX, Profile XV, XVI) wird im Folgenden von Osten gegen Westen beschrieben.

Die autochthone Hyolithuszone.

Am Ostrande der Kaledoniden besteht die autochthone Hyolithuszone aus einer basalen Quarzitabteilung und einer darüberliegenden Tonschieferabteilung, die im Allgemeinen ungefähr doppelt so mächtig wie der liegende Quarzit ist. Die ganze Sedimentserie ist gewöhnlich zwischen 40 m und 120 m mächtig. Die Hyolithuszone wurde längs des Gebirgsrandes zwischen Situojaure und St. Sjöfallet untersucht.

Im Liegenden der Hyolithuszone finden sich dort strukturell gut erhaltene weisse Quarzite und Feldspatquarzite, sowie rötliche und lilafarbene Feldspatquarzite mit Konglomerateinlagerungen. Sie sind kaum metamorph oder deformiert und zeigen primäre Strukturen wie Rippelmarken, Trockenrisse und Kreuzschichtung (Abb. 66, 67). Die Sedimente, die ohne Winkeldiskordanz unter den Sedimenten der Hyolithuszone liegen, gleichen den Sparagmiten am

Ostrande der Kaledoniden in südlicheren Gebieten. Die weissen Quarzite sind als Snavvaserie, die violetten und roten Feldspatquarzite als Sjöfallsandstein in der Literatur beschrieben. Auf Grund der regionalen Untersuchungen der letzten Jahre im Archäikum Norrbottens werden Snavvaserie und Sjöfallsandstein von Ödman (1947, S. 8—13) zum archäischen Grundgebirge gerechnet. Die Gesteine liegen unter der Hyolithuszone recht flach und fallen im Allgemeinen schwach gegen Nordwesten ein. Einige Kilometer südlich des Situojaure liegen unter eokambrischen Tilliten an der Basis der Hyolithuszone steil stehende kristalline Sedimente des Archäikums (G. Kautsky 1949 b, S. 595 ff.). Noch weiter südlich liegt die Hyolithuszone in grosser Ausdehnung auf archäischen Tiefengesteinen (Graniten, Syeniten). Auch nördlich vom St. Sjöfallet liegen, nach einer freundlichen Mitteilung von Statsgeolog T. Eriksson, unter den Gesteinen der Hyolithuszone häufig Granite und Syenite, neben Porphyren, Grünsteinen und sedimentären Gesteinen des Archäikums.

Zwischen Situojaure und St. Sjöfallet sind der Snavvaserie und dem Sjöfallsandstein weisse Quarzite und Sandsteine der Hyolithuszone aufgelagert. In den tieferen Teilen des weissen Quarzites der Hyolithuszone treten Diagonalschichtung, Rippelmarken und intraformationelle Konglomerate vom gleichen Typus wie in der Snavvaserie und der Sjöfallserie auf (Abb. 68). Wo weisser Quarzit der Hyolithuszone auf weissem Snavvaquarzit liegt, ist eine Grenzziehung, trotz deutlicher Bänderung und Bankung, zwischen den beiden Serien unmöglich. Dort, wo der lilafarbene Sjöfallsandstein unter der Hyolithuszone liegt, ist die Grenzziehung dagegen recht einfach, da die Gesteine der Hyolithuszone im St. Sjöfallgebiet niemals lila- oder violettgefärbt sind. Über dem Sjöfallsandstein enthalten die basalen Konglomerate der Hyolithuszone manchmal Gerölle des lilafarbenen Sjöfallsandsteines. Während die basalen Quarzite der Hyolithuszone mit Konglomeraten, Kreuzschichtung und Rippelmarken meist makroskopisch deutlich erkennbare Quarzkörner enthalten, sind die oberen Teile der weissen Quarzitserie oft glasig entwickelt. Diese glasigen Quarzite sind massig, aber gut gebankt. Zwischen den weissen Quarzitbänken liegen stellenweise dünne Tonschiefereinlagerungen. In den oberen Teilen der weissen Quarzite und über ihnen liegen bläuliche oder graublau gefärbte Quarzite, die nur einige Meter mächtig sind. Auch sie sind häufig glasig und bilden durch ihre Farbe einen guten Leithorizont für die Sedimente der Hyolithuszone. Über dem bläulichen Quarzit liegt ein nur einige Centimeter mächtiges Schieferkonglomerat, das kantige und schwach gerundete, unregelmässige Schieferfragmente in einer Matrix von blauem Quarzit zeigt (Abb. 69). Das Schieferkonglomerat wurde von mir nur an einer einzigen Stelle, im Bette eines kleinen Baches nordöstlich des Ausutsvagge (nordöstlich des Situojaure) beobachtet. Es ist so dünn, dass es leicht übersehen werden kann. Sobald das Gestein stärker gepresst ist, wird das Konglomerat scheinbar zerstört. Die blaue Farbe des Quarzites ist durch feinverteilten Graphit hervorgerufen. Oberhalb der Quarzitabteilung der Hyolithuszone liegt die Tonschieferabteilung, die aus verschiedenen dunklen, teilweise graphithaltigen Tonschiefern und zu oberst Alaunschiefern besteht. Quarzite sind in ihr recht selten

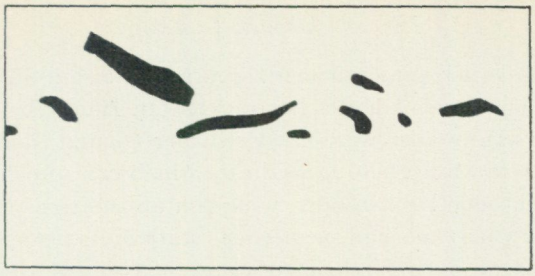


Abb. 69. Im Profil betrachtetes Schieferkonglomerat an der Grenze zwischen blauem Quarzit und Schiefer in der Hyolithuszone östlich des Ausutsvagge. Die Matrix besteht aus blauem Quarzit. Nat. Grösse.

und niemals als Horizonte entwickelt. Sie treten nur als lokale Einlagerungen auf.

Die oben beschriebene Lagerfolge in der Hyolithuszone zwischen Situojaure und St. Sjöfallet ist regional in der Hyolithuszone verbreitet. Sie ist z. B. aus dem 150 km weiter südlich gelegenen Grubengebiet von Laisvall beschrieben (F. Kautsky 1940, 1945; Ljungner 1943, 1950; Grip 1950). Sie stimmt auch dort in allen Einzelheiten mit der Lagerfolge zwischen Situojaure und St. Sjöfallet überein. Fossilfunde im Laisvallgebiet zeigen, dass die Schieferserie im Wesentlichen unterkambrisch ist. Das charakteristische Schieferkonglomerat zwischen dem blauen Quarzit und der Schieferserie wird dort als Basalkonglomerat des Kambriums aufgefasst und die basale Quarzitserie wird zum Eokambrium gestellt (F. Kautsky 1945). Über der teilweise schwach sandigen unterkambrischen Schieferserie liegen schwarze Alaunschiefer, in denen im Allgemeinen die Überschiebungen verlaufen und die daher oft mehr oder weniger zerstört sind. Nach von Nils Marklund am Hornavan gemachten Fossilfunden, die u. a. aus zahlreichen Resten von *Agnostus* (bestimmt von F. Kautsky) bestehen, sind diese Alaunschiefer mittelkambrisch. Diese Altersstellung der verschiedenen Glieder der Hyolithuszone stimmt gut mit dem weiter südlich von Asklund (1938) angenommenen Alter der verschiedenen Horizonte der Hyolithuszone überein, deren tiefere Glieder dort in ungefähr derselben Weise wie in Laisvall ausgebildet sind.

Nördlich des Stora Sjöfallet ändern die Gesteine der basalen Quarzitserie der Hyolithuszone ihre Zusammensetzung. Grössere Mengen von Dolomit treten hier, teils zusammen mit den weissen Quarziten, teils unter ihnen auf. Die oberen Teile der Hyolithuszone haben jedoch auch weiter nördlich ungefähr die gleiche Zusammensetzung wie im untersuchten Gebiet. Bisher sind an zahlreichen Punkten in der autochthonen Hyolithuszone Norrbottens Fossilfunde gemacht worden, die alle auf ein kambrisches Alter der Schieferserie hindeuten. Unterhalb der weissen Quarzite, die den untersten durchgehenden Horizont der Hyolithuszone darstellen, liegt im untersuchten Gebiet, am Gebirgsrand und auch weiter nördlich und südlich, stellenweise eine geringmächtige Schieferserie mit Einlagerungen von blauen Quarziten, die an ihrer Basis Tillite enthält (G. Kautsky 1949 b, S. 595 ff.; Kulling 1951).

Die allochthonen Gesteine.

Die obersten Teile der autochthonen Hyolithuszone sind oft kräftig gestört, die Tonschiefer von kleinen Gleitflächen durchsetzt. Häufig befindet sich oberhalb der Schieferserie wieder weisser oder blauer Quarzit, der seinerseits von Schiefern überlagert wird. Diese Quarzite oberhalb der autochthonen Schiefer sind als parautochthone Decken oder Schuppen aufzufassen. Im Gegensatz zu den autochthonen Quarziten sind sie meistens stark mylonitisiert. Die Lagerung in diesen parautochthonen Decken ist unregelmässig. Meistens sind jedoch auch hier die Gesteine stratigraphisch gliederbar. Die parautochthonen Decken, welche ausschliesslich aus Gesteinen der Hyolithuszone bestehen, können grössere Ausdehnung erreichen. Hierzu gehört z. B. die von Kulling (1951, S. 32—34) aus dem Kanisvaratsch nördlich des St. Sjöfallet beschriebene parautochthone Quarzitdecke.

In den parautochthonen Decken kommen jedoch ausser Sedimenten der Hyolithuszone manchmal auch andere Sedimente vor. An einer Stelle in der beinahe lotrechten Nordwand des Lul. Kirkao (0,2 km östlich des »o» in Lul. Kirka*o* westlich von Saltoluokta auf der Generalstabskarte 1 : 200 000) zeigte mir Fil. mag. Erkki Viluksela an der Basis einer kleinen parautochthonen Decke von weissen Hyolithuszonequarziten, hoch über den tiefsten Teilen der autochthonen Hyolithuszone, einen Rest von stark lilafarbenem Sjöfallsandstein. Dieser »Sandstein» ist dort kräftig mylonitisiert und von zahlreichen Harnischen und Ruschelzonen durchsetzt. Er wird von weissen Quarziten überlagert, die jedoch nur geringe Mächtigkeit haben. Darüber folgen überschobene Granitmylonite. Da der lilafarbene Sjöfallsandstein am Gebirgsrand nur eine sehr begrenzte Ausdehnung hat, kann die oben beschriebene Decke nicht weit transportiert sein. Ihr parautochthoner Charakter muss als erwiesen angesehen werden.

Oberhalb der Decke mit Sjöfallsandstein folgen mehrere Decken von Hyolithuszonesedimenten mit mylonitisierten Graniten an der Basis. Svenonius (1900, S. 294—305) hat einige Profile durch das Gebiet beschrieben, in denen er von mehreren verschieferten Granit- und Quarziteinlagerungen in den Hyolithusschiefern spricht. Auf seiner Übersichtskarte sind die geologischen Verhältnisse jedoch nur schematisch dargestellt. Da Svenonius die Granite als Intrusionen in der Hyolithuszone auffasste, muss die Kombination seiner Observationen, in der sich diese Auffassung abspiegelt, nach den neuen Gesichtspunkten revidiert werden. Selbst habe ich die von Svenonius beschriebenen Profile südlich und westlich des St. Sjöfallet nicht begangen. Nordwestlich des St. Sjöfallet werden autochthone Teile der Hyolithuszone und parautochthone Decken mit Hyolithuszonesedimenten von mächtigen überschobenen Granitmyloniten überlagert, die auf ihrem Rücken wieder ein mächtiges Lager von Hyolithuszonesedimenten tragen. Diese, sich schon von weitem von den liegenden und hangenden Granitmyloniten scharf abhebende Sedimentplatte ist teilweise über 100 m mächtig. Sie verläuft über die Hochfläche des Nieras und wurde von Svenonius unter dem Namen Karnilazone

beschrieben. Die Karnilazone liegt über hundert Meter über den autochthonen und parautochthonen Hyolithuszonesedimenten am St. Sjöfallet. Die Sedimente dieser Zone gleichen vollständig den Sedimenten der autochthonen Hyolithuszone am Gebirgsrand. Dolomite scheinen in ihr nicht vorzukommen. Ebenso wie in der autochthonen Hyolithuszone besteht auch die Karnilazone aus weissen, teilweise glasigen Quarziten an der Basis, die von blaugrauen Quarziten und mächtigen Tonschiefern überlagert werden. Der Grad der Metamorphose und die Tektonisierung der Gesteine sind jedoch etwas grösser als am Gebirgsrand. Diese Sedimentplatte fällt südlich des Karnilapakte flach gegen Südwesten ein und sinkt ungefähr in der Mitte des Suorvajaure unter den Wasserspiegel des Sees. Zum Unterschied von der Hyolithuszone, in der Ke blauen Quarzite geringmächtig sind, erreichen die blauen Quarzite in der diarnilazone nördlich von Suorva bedeutende Mächtigkeiten.

In einem kleinen Bach unmittelbar östlich des Vakotavare westlich von Suorva stehen wieder Sedimente von Hyolithuszonetypus an, welche schwach gegen Westen fallen und von den Sedimenten vom Hyolithuszonetypus der Karnilazone durch Granitmylonite getrennt werden. In dem durch diese Zone gelegten Profil liegen zuunterst stark verschieferte Syenitmylonite mit Grünsteinen. Es folgen mylonitisierte dunkle Kalke und Dolomite von ca. 2 m Mächtigkeit, in deren Hangendem mächtige, stark tektonisierte Schiefer liegen, die teilweise graphitführend sind. Sie enthalten als Mineralneubildungen etwas Chlorit und reichlich feinschuppigen Biotit. Auf ihnen liegen helle, stark gepresste, quarzige Schiefer ohne Graphit, die im Profil von einem mehrere Meter mächtigen, blaugrauen Quarzit von Hyolithuszonetypus überlagert werden. Dieser wird in dem Bachprofil seinerseits von stark gepressten und serizitumgewandelten weissen Quarziten überlagert. Zuoberst im Profil folgen über den weissen Quarziten Mylonite, die als mechanische Mischungen von Syenitmaterial und Schiefermaterial gedeutet werden. Noch höher oben liegen dann, schon etwas westlich des Baches, Granitmylonite vom gleichen Typus wie im Vakotavare.

Das oben beschriebene Profil durch die unmittelbar östlich des Vakotavare anstehende Sedimentserie von Hyolithuszonetypus wird zumindest in den oberen Teilen als verkehrte Lagerfolge der Sedimente der Hyolithuszone des Gebirgsrandes aufgefasst. Sie zeigt über dem Grundgebirge (im Profil durch Granitmylonite repräsentiert) die Lagerfolge: weisser Quarzit-blauer Quarzit--Schiefer. Die zuunterst im Profil am Vakotavare vorkommenden Dolomitmylonite scheinen, nach den am Gebirgsrand in der Hyolithuszone nördlich des Stora Lulevatten gewonnenen stratigraphischen Erfahrungen, einem sehr tiefen Horizont anzugehören. Sie sind wahrscheinlich von der zuoberst im Profil aufgeschlossenen verkehrten Lagerfolge der Sedimentserie tektonisch getrennt. Die durchgehend sehr stark tektonisierte Sedimentserie scheint hier in sich eine Überschiebungsfläche zu enthalten.

Der markante Steilabfall des Vakotavare wird von ca. 20° gegen Westen fallenden Granitmyloniten aufgebaut, welche in reichlichem Masse dichte Basite enthalten, die ebenfalls stark gepresst sind. Die Basite treten z. T. in

mächtigen Lagergängen parallel zur Verschieferung der Granitmylonite auf, teilweise verlaufen sie jedoch auch quer zur Verschieferung (Abb. 83). Sie sind nach einer freundlichen Mitteilung von Statsgeolog TRYGGVE ERIKSSON, der Teile des ausserhalb der norrbottnischen Kaledoniden liegenden Archäikums kartiert hat, sehr ähnlich den dort häufig in archäischen Graniten und Syeniten vorkommenden Basitgängen. Nach ERIKSSON scheinen die Basitgänge dort älter als die Granite zu sein, in denen sie liegen, da sie stellenweise von Granitmaterial durchsetzt werden.

Zwischen Maukojokk und Suolakajokk steht längs des Seestrandes hauptsächlich Granitmylonit an. An einer Stelle wurde in ihm ein mylonitisierter, dichter Basit beobachtet. Gegen Westen wurden diese Granitmylonite längs des Nordufers der Seen und den dem Ufer vorgelagerten kleinen Inseln, bis ca. 3 km westlich des Suolakajokk verfolgt. Die Verschieferung der Granite liegt hier ungefähr horizontal. Am nördlichen Seeufer befindet sich ca. 1 100 m östlich der Mündung des Suolakajokk eine schon von weitem auffallende, rostige Klippe. Es liegen dort in rötlichen, feinen Granitmyloniten mit weisser Verwitterungsrinde, in denen vielleicht auch etwas auf mechanische Weise eingemischter, sedimentärer, weisser Quarzit enthalten ist, mehrere Schieferfetzen eingeklemmt. Es handelt sich um vollständig ausgequetschte Reste sedimentärer Schiefer, die teilweise nur als feiner Film in den Granitmyloniten erhalten sind (Abb. 70). Am Kontakt zwischen Schiefer und Granitmylonit befindet sich meistens eine kleine Kluft. Es sieht so aus, als ob der Schiefer intrusiv in den Granitmyloniten stecken würde. Dies ist darauf zurückzuführen, dass der Schiefer bedeutend plastischer als der Granitmylonit ist und sich deshalb bei starker tektonischer Beanspruchung wie ein intrusives Gestein gegenüber den starren Granitmyloniten verhält. In den obersten Teilen der autochthonen Hyolithuszone sieht man manchmal, dass der über den unterkambrischen Schiefern liegende mittelkambrische, plastische Alaunschiefer gangförmig in die überschobenen Granitmylonite der daraufliegenden Decke eingequetscht ist.

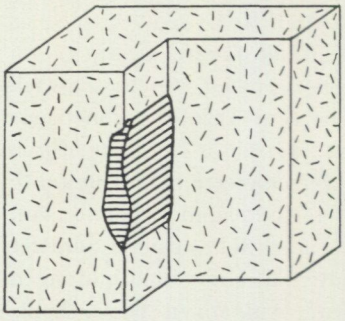


Abb. 70. »Intrusive» Schieferfetzen in Granitmyloniten. Der Schiefer ist bedeutend plastischer als der Granitmylonit und wird bei starker tektonischer Beanspruchung in den Granitmylonit hineingepresst. 1/5 nat. Grösse.

Westlich des oben beschriebenen Aufschlusses mit »intrusiven» Schiefern in Granitmyloniten beginnt die Verschieferung der Granit- und Syenitmylonite schwach gegen Osten zu fallen und ca. 5 km westlich des Aufschlusses kommt eine schmale Sedimentplatte unter den Eruptivmyloniten zum Vorschein. Es handelt sich um weisse Quarzite, blaue Quarzite und Phyllite mit neugebildetem Biotit, sowie um schwarze Alaunschiefer. Wir haben dieselbe Sedimentserie wie in der Hyolithuszone, der Karnilazone und der Sedimentserie unmittelbar östlich des Vakotavare vor uns. Der Metamorphosgrad ist jedoch etwas höher als dort. Neugebildeter Biotit kommt in grösseren Individuen vor;

ausserdem tritt neugebildeter heller Glimmer auf. Diese Sedimentplatte wurde bereits von Svenonius beschrieben, der wegen der grossen petrographischen Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Hyolithuszone und der Karnilazone sie für ein Äquivalent dieser Zonen hielt. Er schreibt[1] (1900, S. 296): »Am westlichen Ende des Suorvajaure hat sich die Schieferformation vollständig unter den Seespiegel gesenkt. Aber einige Meilen (1 Meile = 10 km) weiter gegen WNW, am oberen Ende des Alemusjaure, und noch deutlicher bei den westlich vom Alemusjaure liegenden Seen, tritt eine Serie von Bildungen auf, die augenscheinlich mit grösster Wahrscheinlichkeit als einem Teil der Hyolithuszone im Osten äquivalent aufgefasst werden kann. Vielleicht entspricht sie dem oberen Niveau der Hyolithuszone, die soeben Karnilazone genannt worden ist.»

Man kann feststellen, dass die Sedimentplatte, die weit westlich des Vakotavare unter den Eruptivmyloniten zum Vorschein kommt, der Zusammensetzung ihrer Gesteine und auch ihrer Lagerfolge nach, vollständig mit der Lagerfolge und Zusammensetzung der Gesteine der Hyolithuszone, Karnilazone usw. übereinstimmt. Man kann jedoch unmöglich sagen, welche der östlich des Vakotavare liegenden Sedimentplatten mit der westlich des Vakotavare auftauchenden Sedimentplatte zusammenhängt, oder ob diese überhaupt mit einer der östlichen, im Profil ausgeschiedenen Sedimentzonen räumlich zusammenhängt. Wie schon vorher kurz erwähnt, hat Svenonius ausser den im Profil eingezeichneten Sedimentplatten, noch an zahlreichen anderen Stellen »klastische Sedimente», teils Schiefer und teils Quarzite, zwischen den Granit- und Syenitmyloniten beobachtet, die er aber weder auf seiner Übersichtskarte ausgeschieden, noch ihrer Lage nach genauer beschrieben hat. Es ist deswegen wahrscheinlich, dass zwischen den auf meinem Profil eingezeichneten Decken mit Sedimenten von Hyolithuszonetypus, noch mehrere solcher Decken vorhanden sind, die ihre Wurzeln zwischen dem Gebirgsrand im Osten und der norwegischen Grenze haben können. Auf meinem Profil wurden nur jene Decken ausgeschieden, von deren Vorhandensein ich mich beim Begehen des Profils persönlich überzeugen konnte. Da die Ortsangaben bei Svenonius teilweise unsicher sind, beziehungsweise fehlen, konnten viele seiner Beobachtungen bei der Ausarbeitung der Profile von mir nicht berücksichtigt werden.

Wie aus Svenonius' Übersichtskarte hervorgeht, fällt die Sedimentplatte, die westlich des Vakotavare unter den Granitmyloniten zum Vorschein kommt, schwach gegen Osten ein. Sie kann, ebenso wie die Sedimentplatten östlich des Vakotavare und die Hyolithuszone, in eine untere Quarzitabteilung, die aus weissen und bläulichen Quarziten besteht, und eine obere Schieferabteilung mit grauen, sandigen Phylliten und Alaunschiefern gegliedert werden. Kalke oder Dolomite wurden in ihr nicht beobachtet. Die Sedimente liegen normal auf Granitmyloniten, die nur geringe Mächtigkeit haben. Unter diesen Granitmyloniten kommt eine weitere Sedimentplatte von anscheinend grösserer Mächtigkeit auf den Inseln ca. 10 km östlich von Vaisaluokta zum Vorschein.

[1] Übersetzt vom Verf.

Abb. 71. Kontakt zwischen blauem Quarzit und hangendem Glimmerschiefer von Hyolithuszonetypus bei Vaisaluokta. Im Quarzit ist deutlich die primäre Bänderung sichtbar. Die konkordant auf den Quarziten liegenden Glimmerschiefer zeigen kräftige Cleavage mit kleinen und kleinsten Bewegungsflächen schief zur Schichtung. Die ursprüngliche Schichtung der Glimmerschiefer ist durch die kräftige tektonische Beanspruchung des Gesteins beinahe vollständig zerstört. Photo C. Larsson.

Die Sedimente liegen dort beinahe horizontal und sind nur schwach gewellt. Es konnte hier kein zusammenhängendes Profil begangen werden. Es macht jedoch den Eindruck, als ob diese Sedimentplatte demselben Horizont wie die nördlich der Akkahütte am Seestrand anstehenden Quarzite angehören würde. Auch eine bei Vaisaluokta eingehend untersuchte, mächtige Sedimentserie gehört höchstwahrscheinlich zur selben Sedimentplatte. Bei Vaisaluokta und am Seestrand östlich davon, in der äussersten Nordostecke des von mir kartierten Gebietes, werden Granitmylonite von mächtigen weissen Quarziten überlagert, die stark tektonisiert sind. Auf den weissen Quarziten liegen blaue Quarzite, die an einem kleinen Fusspfad zwischen dem Lappenlager in Vaisaluokta und dem Lappenlager an der Mündung des Vuojat ädno mehrere Meter mächtig aufgeschlossen sind. Sie werden ihrerseits von stark mylonitisierten, graphithaltigen, ziemlich sandigen Glimmerschiefern mit reichlich neugebildetem Biotit und etwas Muskowit überlagert. Die Glimmerschiefer enthalten viel sekundären Quarz. In den höchsten Teilen der Serie folgen Alaunschiefer, die reichlich kleine Quarzlinsen enthalten. Teilweise übertrifft der neugebildete Quarz mengenmässig bedeutend den ursprünglichen Alaunschiefer. Die Serie ist trotz der starken Tektonisierung recht gut stratifiiert und die einzelnen Schichtglieder sind deutlich gegeneinander abgegrenzt. An der Grenze zwischen der

Quarzitabteilung und der Schieferabteilung haben jedoch stellenweise in geringem Ausmass Bewegungen stattgefunden (Abb. 71). Die Sedimentplatte östlich von Vaisaluokta ist ca. 80 m mächtig. Sie stimmt der Lagerfolge und den vorkommenden Gesteinstypen nach vollständig mit der autochthonen Hyolithuszone am Gebirgsrand überein, wenn von dem höheren Grad der Metamorphose im Westen abgesehen wird.

Im Tale des Stora Lulevatten, ca. 13 km östlich von Vaisaluokta, wurde das Profil geteilt. Der südliche Ast wurde über Vaisaluokta-Stuopik-Rättsjaure gelegt, um die Kontakte zwischen dem Akkajaurekomplex und der grossen Sevedecke, sowie den Bau der grossen Sevedecke im Verhältnis zu den tieferen tektonischen Einheiten anschaulich zu machen. Der nördliche Ast des Profils wurde längs des Skeddejokk und Njallojaure zum Hellemofjord in Norwegen gelegt. Das nördliche Profil hält sich bis zur norwegischen Grenze durchgehend innerhalb der Gesteine des Akkajaurekomplexes.

Der südliche Ast des Profils.

Oberhalb der Platte von Sedimenten des Hyolithuszonetypus bei Vaisaluokta folgen flach liegende, schwach gegen Süden fallende Granitmylonite und Granitgneise von ungefähr 200 m Mächtigkeit, welche die markante Nordwand des Pålnotjåkko oberhalb von Vaisaluokta aufbauen. Es sind hier verschiedene Gesteinstypen vertreten, die sich, wie die Granitmylonite zwischen den oben beschriebenen Sedimentplatten, fast alle durch einen hohen Gehalt an Mikroklin und Mikroklinperthit auszeichnen. Unmittelbar über den Sedimenten sind die Granitmylonite besonders stark zertrümmert, wodurch teilweise recht feinkörnige, granulierte Gesteine entstehen, die im Dünnschliff nur selten grössere Feldspäte zeigen (Abb. 72). Die Granitmylonite des Pålnotjåkko sind über die Sedimentserie bei Vaisaluokta geschoben. Sie enthalten vielleicht auch in sich Überschiebungsflächen.

Auf den Granitmyloniten des Pålnotjåkko liegt eine nur ungefähr 20 m mächtige Zone von weissen Quarziten, teilweise sandigen Glimmerschiefern und stark graphithaltigen Phylliten des gleichen Typus wie die Sedimente der Sedimentplatte bei Vaisaluokta. Auch hier liegen die Phyllite über den Quarziten. Gegen Norden keilt diese Sedimentzone zwischen den stark verschieferten Granitgneisen aus. Die Sedimente sind auf den liegenden Granitgneisen normal abgesetzt, während die hangenden Granitgneise bereits basalen Teilen der grossen Sevedecke zugehören.

Die über dieser höchst gelegenen Sedimentplatte von Hyolithuszonetypus liegenden Granitgneise und Granitmylonite zeigen gewisse Variationen, unterscheiden sich jedoch nicht von den unterhalb dieser Sedimentplatte befindlichen Granitgneisen und Granitmyloniten, die ebenfalls ihrem Aussehen und ihrer Zusammensetzung nach stark variieren. Beide zeichnen sich durch einen hohen Gehalt an Mikroklin, Mikroklinperthit und Albit aus. In frischem, nicht mylonitisierten Zustand können sich die Granite viel deutlicher als jetzt voneinander unterschieden haben. Ein Überschlag über den Mineralbestand der

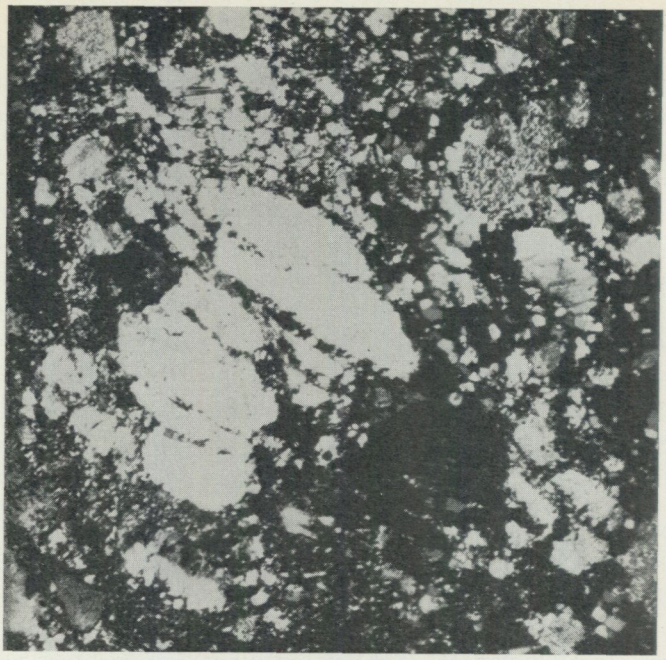


Abb. 72. Mikrophoto von Granitmylonit bei Vaisaluokta. Das Gestein ist zu einer feingranulierten Masse zermahlen, in der einzelne, grössere, zertrümmerte Feldspatbruchstücke (weiss, zentral im Bild) liegen. 30 × vergr. Gekreuzte Nicols. Photo C. Larsson.

ausserhalb der Kaledoniden in Norrbotten anstehenden archäischen Granite, Syenite und Porphyre zeigt nämlich, dass sich beinahe alle diese so verschiedenartigen Gesteine durch einen hohen Mikroklin- und Mikroklinperthitgehalt auszeichnen. Sie unterscheiden sich voneinander hauptsächlich durch das Mengenverhältnis zwischen Mikroklinperthit und Quarz, sowie durch die Strukturen der Gesteine. In den Myloniten und Granitgneisen sind die ursprünglichen Strukturen und Gesteinsgrenzen zum grössten Teil zerstört, und das Verhältnis zwischen Feldspat und Quarz wechselt stark in verschiedenen Proben. Die dunklen Mineralien und der Quarz sind fast durchgehend umkristallisiert. Es ist daher nicht unwahrscheinlich, dass die Granit- und Syenitmylonite und die Gneise in den Kaledoniden, die nunmehr einen recht einförmigen Mineralbestand aufweisen, ursprünglich grössere Unterschiede gezeigt haben können.

Die Granitgneise oberhalb der Sedimente von Hyolithuszonetypus sind nur geringmächtig. Sie liegen an der Basis der Pieskedecke, der tiefsten im untersuchten Gebiet vorhandenen Teildecke der grossen Sevedecke. Auf diesen Granitgneisen liegen mikroklinreiche, arkosenartige Sedimente in teilweise recht hochmetamorphem Zustand (Neubildung von Granat), Granitkonglomerate mit Geröllen des liegenden Granits, Glimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer, sowie saure Effusiva. Auch intrusive Grünsteine treten auf. Die Sedimentserie gehört zur Konglomerat-Sandsteinserie der Pieskedecke. Sie wurde

auf dem Profil nicht aufgeteilt. Nur der basale Granitgneis wurde ausgeschieden. Die Sedimentserie unterscheidet sich ihrer Zusammensetzung nach recht wesentlich von den Sedimenten von Hyolithuszonetypus im Akkajaurekomplex. Letztere sind im untersuchten Gebiet so gut wie kalkfrei und enthalten weder intrusive Grünsteine noch Effusiva. Auch strukturell und dem Metamorphosgrad nach sind, wie bereits erwähnt, grosse Unterschiede zwischen den Sedimentserien vorhanden.

Über die Gesteine der Pieskedecke sind mächtige effusive und intrusive Grünsteine, sowie Sedimente der Vastendecke überschoben. Alle Gesteine dieser Decke wurden auf dem Profil mit einer gemeinsamen Bezeichnung versehen. Auch die mächtigen Kalkmarmore und Glimmerschiefer der über der Vastendecke liegenden Salodecke wurden mit einer Bezeichnung ausgeschieden.

Am Gipfel des Stuopik ist der Rest einer höheren, hochmetamorphen Decke, der Gasakdecke, als Deckscholle erhalten. Während Pieskedecke, Vastendecke und Salodecke sich hinsichtlich des Metamorphosgrades nur geringfügig voneinander unterscheiden und eine relativ niedrigmetamorphe Mineralparagenese mit Neubildungen von Chlorit, Biotit, Epidot, seltener Amphibol und nur ausnahmsweise Granat aufweisen, bestehen die Gesteine der Gasakdecke grösstenteils aus Oligoklasgneisen und Granatglimmerschiefern.

Westlich des Stuopik fallen die Schichten flach gegen Osten. Dadurch kommen die Gesteine immer tieferer Teildecken in der grossen Sevedecke wieder zum Vorschein. Die Decken sind hier stark ausgepresst und auf kleinerem Raum als östlich des Stuopik zusammengedrängt. An der Basis der Pieskedecke befinden sich auch hier Granitmylonite. Die Lagerfolge der Teildecken in der grossen Sevedecke ist im Rättsjaureprofil auf S. 112 ff. beschrieben. Da auch der Akkajaurekomplex westlich des Stuopik auf engem Raum zusammengedrängt ist, konnte sein Bau auf dem Profil nur schematisch dargestellt werden. Dieser Teil des Profils ist auf Profil IV (Tafel VII) genauer gegliedert.

Unterhalb der Granitmylonite an der Basis der grossen Sevedecke liegen vollständig verfältelte und zertrümmerte, mikroklinreiche, weisse Quarzite mit reichlichen Neubildungen von Serizit an den Bewegungsflächen. Sie sind nur einige Meter mächtig und werden als Schubfetzen aufgefasst. Unter ihnen liegt ein ca. 50 m mächtiges Paket sandiger Glimmerschiefer von Hyolithuszonetypus, die ebenfalls stark tektonisiert sind. Die Glimmerschiefer enthalten reichlich sekundären Quarz. Zwischen den weissen Quarziten und dem liegenden Glimmerschiefer von Hyolithuszonetypus scheint eine Schubfläche vorhanden zu sein. Unter diesen Glimmerschiefern liegen weisse, zuckerkörnige Quarzite von einigen Metern Mächtigkeit. Gegen unten führen sie mehr und mehr Glimmer und gehen langsam in glimmerreiche Gneise von arkosenartiger Zusammensetzung und Ursprung über. Diese liegen auf Mikroklingranitgneisen von geringer Mächtigkeit. Die Sedimentserie zusammen mit den unter ihr liegenden Granitgneisen muss als eine Decke gedeutet werden. Unterhalb der basalen Granitgneise dieser Decke folgen stark rostige, graphitreiche Glimmerschiefer von Hyolithuszonetypus einer tieferen Decke, die von grauen und weissen Quarziten unterlagert werden. Die weissen Quarzite bilden die Basis

dieser Decke. Arkosen und Granitmylonite fehlen in ihr. Unter den weissen Quarziten liegen schwarze, schmierige Graphitschiefer. Sie bestehen beinahe ausschliesslich aus Graphit. Ihre Mächtigkeit wechselt auf 50 m Entfernung zwischen 0,5 m und 7 m. Sie werden von 30 m mächtigen, sandigen Glimmerschiefern von Hyolithuszonetypus unterlagert, die auf einer Quarzitserie liegen. Diese besteht zuoberst aus Schlieren und schmalen Einlagerungen von blauem Quarzit, unter dem weisser Quarzit liegt, welcher einige schmale Schieferhorizonte enthält, die sich im Streichen weit verfolgen lassen. Unter dem weissen Quarzit liegt ein grober, heller Mikroklingranit, der gegen Westen weit nach Norwegen hinein fortsetzt, wo er von Foslie (1941, 1942) unter dem Namen Tysfjordgranit beschrieben worden ist.

Die Gesteine zwischen dem Tysfjordgranit und der Schubfläche der grossen Sevedecke können in diesem Profil ohne Schwierigkeit in drei Decken desselben Baustils wie die Decken zwischen dem Ostrand der Kaledoniden und dem Vakotavare gegliedert werden. Sämtliche drei Decken werden in den oberen Teilen aus graphitreichen Glimmerschiefern und in den tieferen Teilen aus Quarziten aufgebaut. Im Gegensatz zu den Verhältnissen am Gebirgsrand im Osten sind die graphitreichen Glimmerschiefer von Hyolithuszonetypus an der norwegischen Grenze jedoch meist etwas sandig entwickelt. Sie enthalten neben Biotit, Muskowit und Quarz häufig beträchliche Mengen zertrümmerter Albit- und Kalifeldspatkörner, die offenbar Detritus der Mikroklingranite im Liegenden der Sedimente darstellen. Die Quarzite enthalten im Allgemeinen bedeutend weniger Feldspat als die Glimmerschiefer. Während die oberste Decke mit Sedimenten von Hyolithuszonetypus, ebenso wie östlich des Vakotavare, in ihren unteren Teilen Granitgneise enthält, fehlen Granitgneise an der Basis der unter ihr liegenden Decke. Die tiefsten Teile dieser Decke bestehen aus weissen Quarziten. Stratigraphisch stimmt die Lagerfolge in den drei Sedimentplatten mit jener der analog gebauten Sedimentplatten bei Vaisaluokta und am Gebirgsrand überein.

Der Tysfjordgranit.

Unterhalb der untersten Sedimentplatte von Hyolithuszonetypus liegt ein mächtiger Granit, der besonders in Norwegen grosse Flächen einnimmt. Er ist unter dem Namen Tysfjordgranit beschrieben und ist als grobflasriger Mikroklinperthitgranit gekennzeichnet. Der Granit ist nach norwegischer Nomenklatur ein sogenannter »Bunngranit», worunter verstanden wird, dass er das tiefste, aufgeschlossene Gesteinsglied ist und dass seine Unterseite nirgends entblösst ist (Rekstad 1918; Holmsen 1916; Foslie 1941, 1942; Th. Vogt 1941). Nach Foslie wechselt er nur wenig in seiner Zusammensetzung. Ausser Mikroklinperthit enthält er durchgehend Mikroklin, Albit und Quarz. An dunklen Gemengteilen finden sich eisenreicher Biotit (Lepidomelan) und kalkreiche Hornblende, die zusammen in Flecken auftreten, sowie oft etwas Epidot. Der Tysfjordgranit enthält sehr häufig Flusspat, der jedoch zumindest teilweise als sekundär aufgefasst werden muss, da Flusspat zusammen mit Erzimprägnationen auch in den Sedimenten des Akkajaurekomplexes

und der grossen Sevedecke vorkommt. Der Flusspat hängt in diesen Fällen genetisch offenbar mit den Erzimprägnationen zusammen.

In den von mir untersuchten Randgebieten des Tysfjordgranitmassives an der norwegischen Grenze treten neben dem typischen Tysfjordgranit, der den von Foslie beschriebenen Typen gleicht, auch Varianten von syenitischer Zusammensetzung in grösserer Ausdehnung auf. Makroskopisch unterscheiden sich diese in keiner Weise vom Tysfjordgranit. Sie sind grobflasrig, enthalten dunkle Flecken und haben auch die gleiche helle Farbe. Im Dünnschliff zeigt sich jedoch, dass die syenitischen Varianten keinen, oder nur sehr unbedeutend Quarz enthalten. Sie bestehen hauptsächlich aus Mikroklin, Albit und Mikroklinperthit. An dunklen Gemengteilen dominieren Hornblende und Epidot-Orthit. Daneben treten accessorisch Titanit, Biotit und Apatit auf.

Innerhalb des Tysfjordgranits von »normaler» Zusammensetzung liegen bis zu 100 m mächtige Gänge von basischen Gesteinen, Biotithornblendegneis und umkristallisiertem Biotithornblendegabbro. Nach Foslie handelt es sich ihrer Zusammensetzung nach teilweise um syenitische Gneise. Die basischen Gesteine werden stets von Granit durchsetzt, der in ihnen als Apophysen oder auch als Netzwerk von Gängen auftritt. Seltener brecciiert der Granit die basischen Einlagerungen. Die oben beschriebenen Basite im Tysfjordgranit westlich der norwegischen Grenze sind den Basiten vom Vakotavare in der Nähe des östlichen Gebirgsrandes im Allgemeinen sehr ähnlich (vergl. S. 155).

Der Tysfjordgranit ist durchgehend schwach verschiefert. Die Verschieferung verläuft in den von mir untersuchten Randgebieten überall parallel der Lagerung der Sedimentplatten von Hyolithuszonetypus des Akkajaurekomplexes und der autochthonen Sedimente, die den Tysfjordgranit normal überlagern. Nach Foslie ist die Verschieferung in einigen Partien innerhalb des ausgedehnten Verbreitungsgebietes des Tysfjordgranits stellenweise kräftiger. Die stärker verschieferten Zonen innerhalb des Tysfjordgranits liegen ebenfalls parallel zum Streichen und Fallen der die Tysfjordgranitkuppel umgebenden Sedimente.

Der Tysfjordgranit wird von mir als stark kaledonisch deformierter, im Wesentlichen autochthoner, archäischer Granit aufgefasst, der an der norwegischen Grenze in Fenstern unter den ihm normal aufgelagerten Sedimenten von Hyolithuszonetypus und den Schubmassen (Akkajaurekomplex und grosse Sevedecke) zum Vorschein kommt. Es ist ein sogenannter »Bunngranit», der die tektonisch tiefste geologische Einheit in einem recht ausgedehnten Gebiet bildet, das sich gegen Westen bis zum Atlantischen Ozean und gegen Norden bis nach Narvik erstreckt. Th. Vogt (1941) kommt auf Grund weiter nördlich gemachter Beobachtungen ebenfalls zu dem Ergebnis, dass der Tysfjordgranit ein archäischer Granit ist. Die den Tysfjordgranit an der norwegischen Grenze mit normalem sedimentären Kontakt überlagernden Sedimente von Hyolithuszonetypus (die unterste Sedimentplatte) werden daher von mir stratigraphisch und tektonisch direkt mit der Hyolithuszone am Ostrand der Kaledoniden in Beziehung gebracht und als autochthon aufgefasst.

Der norwegische Anteil des Profiles wurde nach Foslie's Kartenblatt Hellemobotn (Foslie 1942) gezeichnet. Wie das Profil zeigt, bildet der Tysfjord-

granit hier eine grosse Antiklinale (Fauskeantiklinale), deren Form nach der Verschieferung des Tysfjordgranits konstruiert wurde. Die Antiklinalkulmination liegt stark exzentrisch, weit im Westen. Im nördlichen Ast des Profils ist dieselbe Antiklinale sogar gegen Westen überkippt. In ihr ist der Tysfjordgranit über 5 000 m mächtig aufgeschlossen.

Der Westschenkel der Fauskeantiklinale fällt im südlichen Profil saiger ab. Nach Foslie's Karte liegen auf der Westseite der Antiklinale stark verschieferte Granite derselben Zusammensetzung wie der Tysfjordgranit. Weiter südlich liegt zwischen dem Tysfjordgranit und dem verschieferten Granitband eine aus Schiefern bestehende, dünne Sedimentplatte. Foslie gibt keine nähere Beschreibung dieses Schiefers. Es ist jedoch anzunehmen, dass dieser Schiefer ein autochthones Sediment von Hyolithuszonetypus oder eine Sedimentplatte des Akkajaurekomplexes darstellt. Der stark verschieferte Granit gehört entweder zum Akkajaurekomplex, was mir am wahrscheinlichsten erscheint, oder er bildet die Basis der grossen Sevedecke, zu der der Hauptteil der kalkhaltigen Sedimente in der Kjöpsvik-Grunnfjordsynklinale westlich der Fauskeantiklinale gerechnet werden muss. Eine weitergehende Gliederung der Sedimente in der Synklinale in verschiedene Deckeneinheiten ist mit Hilfe von Foslie's Karte nicht möglich. Die Sedimente wurden deswegen auf dem Profil mit einer gemeinsamen Bezeichnung versehen.

Der nördliche Ast des Profils.

Der nördliche Ast des Profils zweigt ca. 13 km östlich von Vaisaluokta vom südlichen Ast des Profils ab. Der nördliche Ast hält sich bis zur norwegischen Grenze in den Gesteinen des Akkajaurekomplexes.

Im ganzen Ostteil des Profils liegt die Verschieferung der Granitmylonite im Grossen horizontal, zeigt jedoch im Einzelnen schwache, wellblechartige Verbiegungen. Das Gebiet ist sehr schlecht aufgeschlosssen. Die höchsten Teile der früheren Inseln, die nach einer durch den Bau eines Kraftwerkes bedingten Aufdämmung des Sees über dem Wasserspiegel liegen, bestehen aus Sedimenten. Nach ihrem Streichen und Fallen zu urteilen, gehören sie zu der mächtigen bei Vaisaluokta aufgeschlossenen Sedimentplatte von Hyolithuszonetypus. Beim Rautojokk stehen charakteristische Sedimente von Hyolithuszonetypus an. Es handelt sich meist um graphithaltige Glimmerschiefer vom selben Typus wie jene des oberen Niveaus der Sedimentserie bei Vaisaluokta. Die Sedimente wurden nicht näher untersucht. Sie scheinen stark gestört zu sein. Mehr als 10 km weiter westlich treten in einer schwachen, von NNO gegen SSW verlaufenden Synklinale Granitmylonite auf. Die Beobachtungspunkte in diesem ganzen Gebiet westlich von Vaisaluokta sind jedoch recht spärlich. Das Gebiet ist sicher komplizierter gebaut als aus dem von mir gezeichneten Profil hervorgeht. Einzelne Beobachtungen deuten darauf hin, dass hier mehrere Decken aus Sedimenten von Hyolithuszonetypus mit verschieferten Granitmyloniten an der Basis vorhanden sind. Möglicherweise sind die Sedimentserien von Hyolithuszonetypus von Granitmylonitplatten durchspiesst.

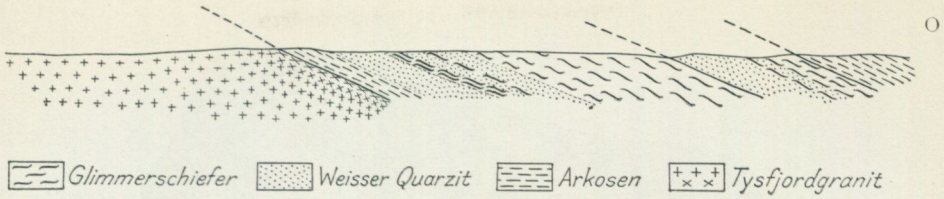


Abb. 73. Profil durch die Gesteine an der Grenze des Tysfjordgranits am Njallojaure. Länge des Profils ca. 500 m.

Die Profilstrecke zwischen Marjikjokk und der norwegischen Grenze wurde genauer kartiert. Die schwache Verschieferung des bei R. r. 249 anstehenden Tysfjordgranits wird in östlicher Richtung gegen den Kontakt mit den überlagernden Sedimenten kräftiger. Die Zunahme der Verschieferung beginnt erst ungefähr 5 m vor dem Kontakt und erreicht ihren Höhepunkt am Kontakt (Abb. 73, 74, 75). Auf den verschieferten Graniten liegen, nur etwa 20° gegen Osten fallend, metamorphe, geringmächtige, glimmerreiche Arkosensandsteine, die keine scharfe Grenze gegen den unterlagernden, verschieferten Tysfjord-

Abb. 74. Kontakt zwischen dem Tysfjordgranit und diesem aufgelagerten Sedimenten am Katamurri (nördlich des Njallojaure). Die Grenze liegt mitten in der gegen links (Westen) abfallenden Steilwand. Der Tysfjordgranit (t) ist auf dem Bild durch gegen links steil abfallende Verklüftungsflächen gekennzeichnet. Die ihm aufgelagerten Sedimente sind gebankt und fallen flach gegen rechts. Die Sedimente auf dem Bild bestehen aus Quarziten (q, hell), die morphologisch als Rippen mit kleinen Steilabfällen im Gelände hervortreten, und überlagerndem Schiefer (s, dunkel). Oberhalb der Schiefer folgen rechts oben im Bild wieder weisse Quarzite (q), die einer höheren Schuppe des Akkajaurekomplexes zugehören. Photo G. Kautsky.

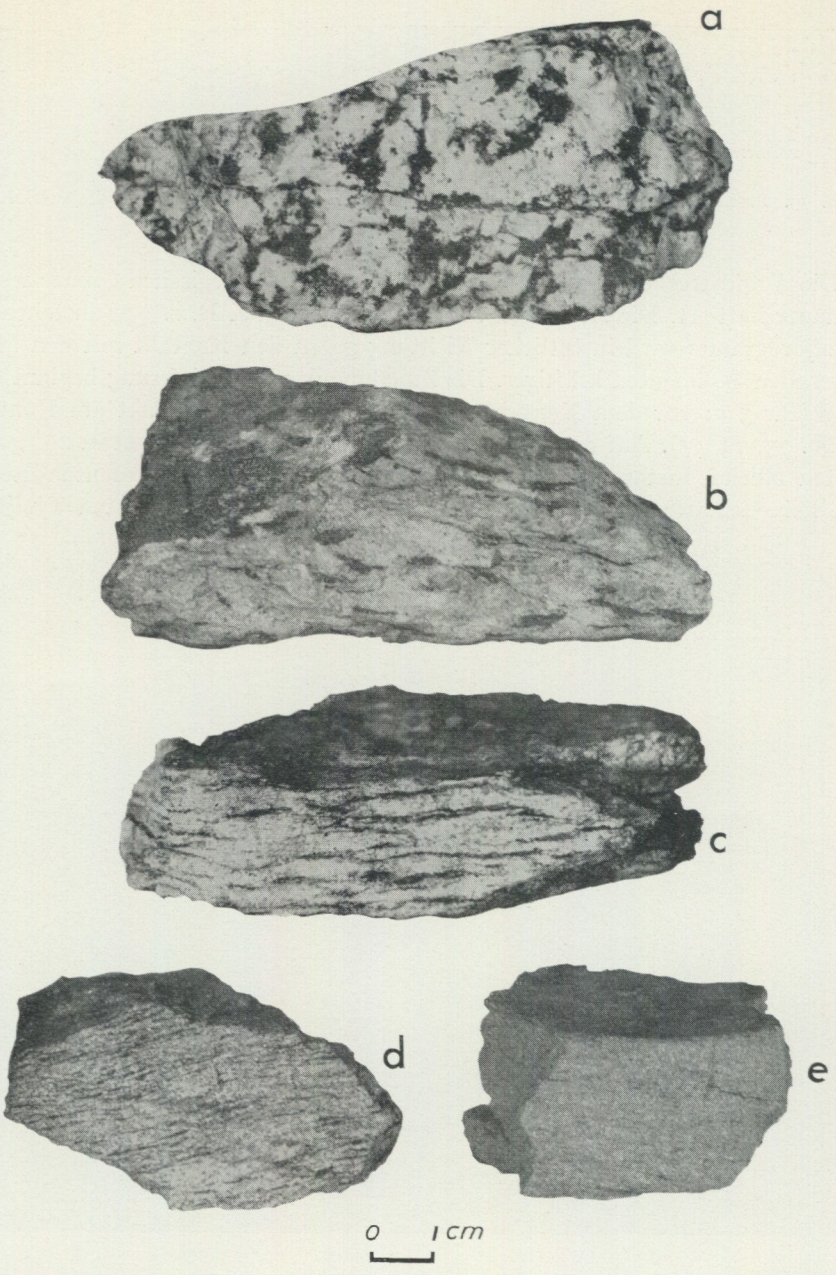


Abb. 75. Zunehmende Verschieferung des Tysfjordgranits an der Grenze gegen die ihn überlagernden Sedimente am Njallojaure. Die abgebildeten Handstücke wurden der Reihe nach auf einer Strecke von 7 m geschlagen. Beachte die zunehmende Deformation der dunklen Flecken des Granits. Die beiden letzten Handstücke sind eventuell bereits Arkosen.
Photo C. Larsson.

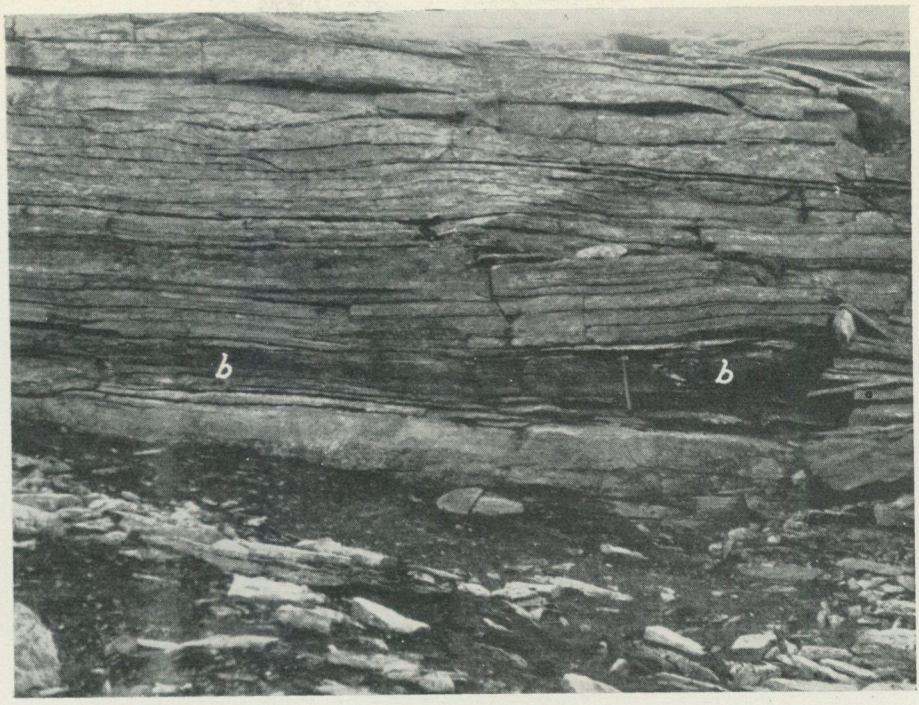


Abb. 76. Detail aus den Quarziten von Hyolithuszonetypus am Katamurri. Die weissen Quarzite sind gut gebankt und liegen flach. In ihnen liegt als Einlagerung ein dunkleres Band von bläulichgrauen Quarziten (Hammer, b). Photo G. Kautsky.

granit zeigen. Sie haben auch dieselbe Mineralzusammensetzung wie dieser. Darüber folgen mit scharfer Grenze weisse, zuckerkörnige Quarzite von Hyolithuszonetypus. Der weisse Quarzit enthält mehrere schmale Glimmerschiefereinlagerungen. Blaue Quarzite wurden in diesem Profil nur in unbedeutenden Mengen als Einlagerungen in den weissen Quarziten beobachtet. Über dem weissen Quarzit folgen ca. 20 m mächtige, rostige, stark quarzdurchtränkte Glimmerschiefer von Hyolithuszonetypus (Abb. 77). Es sind sowohl sandige Glimmerschiefer, die auch etwas Feldspat enthalten, als auch mehr pelitische, graphitreiche Typen vorhanden.

Über dieser ersten Sedimentplatte folgen wieder weisse, zuckerkörnige Quarzite, die die Basis der nächsten Decke bilden. Auch sie werden von ca. 20 m mächtigen Glimmerschiefern von Hyolithuszonetypus überlagert.

An der Basis der darüberfolgenden Sedimentplatte liegen Granitgneise und metamorphe Arkosensandsteine von geringer Mächtigkeit. Sie werden, wie in den unterliegenden Sedimentplatten, von weissen Quarziten an der Basis und darüberliegenden sandigen, feldspathaltigen Glimmerschiefern von Hyolithuszonetypus überlagert. Die Glimmerschiefer in dieser Sedimentplatte sind nur einige Meter mächtig. Längs des Marjikjokk wurden zwei weitere Wiederholungen der Sedimente von Hyolithuszonetypus beobachtet, die zwischen mächtigen

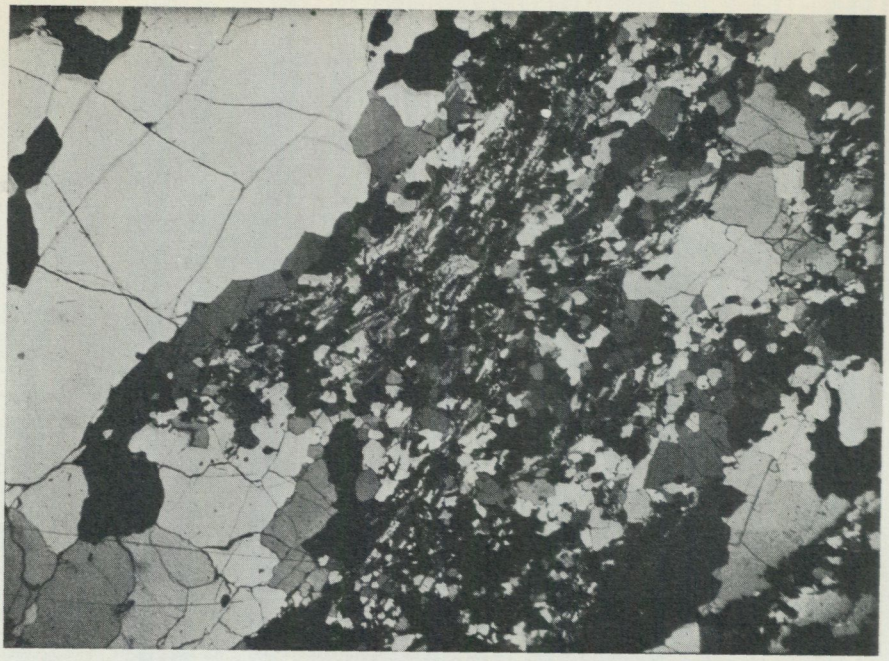


Abb. 77. Mikrophoto eines Glimmerschiefers von Hyolithuszonetypus vom Njallojaure. In der Mitte des Bildes feinkörniges, glimmer- und graphitreiches Sediment. Rechts und links im Bild sekundärer Quarz in typischen grossen Mineralkörnern mit paralleler Auslöschung mehrerer benachbarter Quarzkristalle. 9 × vergr. Gekreuzte Nicols. Photo C. Larsson.

Granitgneisen und Granitmyloniten liegen. Die Sedimente von Hyolithuszonetypus sind in diesen Sedimentplatten jedoch nur unvollkommen erhalten und die gesamte Sedimentserie ist nur einige Meter mächtig. Meist sind sandige Schiefer vorhanden. Die Gesteine liegen flach.

Der westlich von R. r. 249 anstehende Tysfjordgranit bildet eine grosse, gegen Westen überkippte Antiklinale (Fauskeantiklinale). Westlich von ihr, beim Noraldagvarre, folgt eine nur einige Kilometer breite, aber sehr tiefe, gegen Osten einfallende Synklinale (Kjöpsvik-Grunnfjordsynklinale), die weiter im Westen von einer neuen Antiklinale mit Tysfjordgranit abgelöst wird. Längs der Synklinale sind der Akkajaurekomplex und kalkige Gesteine der grossen Sevedecke in den Tysfjordgranit eingefaltet.

Ebenso wie im südlichen Ast des Profils liegen auch hier am Ostschenkel der tiefen Kjöpsvik-Grunnfjordsynklinale zwischen dem Tysfjordgranit und den kalkreichen Glimmerschiefern der grossen Sevedecke stark verschieferte Granite von Tysfjordgranittypus. Die verschieferten Granite werden zum Akkajaurekomplex gerechnet, da sie im Streichen sowohl weiter nördlich als auch südlich vom massigen Tysfjordgranit durch dünne Glimmerschieferzüge getrennt werden, die wegen ihrer Lage als Sedimentplatten von Hyolithuszonetypus gedeutet werden. Weiter nördlich befinden sich zwischen dem Tysfjordgranit und den kalkreichen Sedimenten der Synklinale mehrere Glim-

merschieferplatten, die durch Granite voneinander getrennt werden. Hier scheint der Akkajaurekomplex durch mehrere Decken vertreten zu sein.

Westlich der tiefen Kjöpsvik-Grunnfjordsynklinale am Noraldagvarre steht wieder Tysfjordgranit an, in dem weiter im Westen, schon ausserhalb des Profils, noch an mehreren Stellen kalkreiche Sedimente tief eingefaltet sind (Abb. 88).

Der Akkajaurekomplex längs der norwegischen Grenze.

Vom Rättsjaureprofil wurden die Sedimente von Hyolithuszonetypus gegen Norden über den Tjårro und weiter nördlich bis zum Njallojaure und Katamurri verfolgt. Von dort wurden sie im nördlichen Ast des Profiles längs des St. Lulevatten beschrieben. In der Südwand des Tjårro sind die Sedimentplatten teilweise ausgequetscht. Nördlich von R. r. 248 treten jedoch zahlreiche Sedimentplatten von Hyolithuszonetypus auf, die durch Granitmylonite und Granitgneise voneinander getrennt werden.

Eine der mächtigsten Sedimentplatten wurde mehrere Kilometer weit gegen Osten verfolgt, wo sie 5 km östlich von R. r. 248 scharf gegen Norden abbiegt. Die Sedimente bestehen aus stark tektonisierten, recht psammitischen Biotitglimmerschiefern. Sie zeigen rötliche Farbtöne und gleichen den sandigen Glimmerschiefern oberhalb der Quarzitserie in den Sedimentserien von Hyolithuszonetypus an anderen Lokalen. Soweit beobachtet, kommen Quarzite in dieser Sedimentplatte nur sehr untergeordnet vor. In dem oben erwähnten scharfen Knie, in dem die Sedimentserie auf der Karte gegen Norden umbiegt, treten zwischen den sandigen Schiefern und den überschobenen Granitmyloniten weisse, äusserst stark tektonisierte Gesteine von Quarzit?- oder Pegmatitcharakter auf. Südlich des oben beschriebenen Knies taucht die Sedimentplatte unter den hangenden Granitmyloniten in einem kleinen Fenster wieder auf. Die sandigen Schiefer sind dort sehr stark zerknüllt und gestört.

Zwischen dem Alemus Rättsjaure im Süden, R. r. 248 im Westen und den Glimmerschiefern der grossen Sevedecke am Westabfall des Rautoåive stehen verschiedenartige Granitmylonite, Syenitmylonite und Granitgneise an, die stark gepresst sind und flach gegen Osten einfallen. Über ihnen wurden von mir keine Sedimente von Hyolithuszonetypus beobachtet. Die direkt unter den Sedimenten der grossen Sevedecke liegenden Granitmylonite gehören sicher bereits zur grossen Sevedecke. Sie werden an die Basis einer ihrer Teildecken, der Pieskedecke, gestellt. Gegen oben gehen sie unmerklich in Arkosen und dann Sandsteine über, welche die gleiche Mineralzusammensetzung wie die liegenden Granitmylonite aufweisen. Die Arkosen sind in ihren oberen Teilen deutlich gebändert. Sie enthalten kalkige Einlagerungen und auch Einlagerungen von Glimmerschiefern. Die Gleichheiten mit der entsprechenden Serie im Gebiet zwischen Salojaure und Vaisaluokta sind offensichtlich (vergl. S. 55 ff.). Zwischen den Arkosen und Sandsteinen einerseits und den sie unterlagernden Granitmyloniten anderseits kann m. E. keine tektonische Grenze gezogen werden. Hingegen ist es ohne weiteres denkbar, dass in den

Abb. 78. Tjårro und Rautoåive von Norden gesehen. Im linken Teil der Abbildung die steile Nordwestkante des Rautoåive, die aus flach liegenden Gesteinen der grossen Sevedecke besteht. Die etwas flachere Schulter des Rautoåive, knapp über den Bäumen, besteht aus metamorphen Arkosen der Pieskedecke. Sie liegen in der Baumgrenze normal auf Mikroklingranitgneisen derselben Decke. Im Hintergrund der schneebedeckte Tjårro mit Gesteinen des Akkajaurekomplexes. Die flachen Schultern bestehen dort aus Mikroklingranitgneisen, Arkosen und Quarziten, während die kleinen, auf dem Bild deutlich zu sehenden Steilstufen die Ausbisse der weicheren Schiefer von Hyolithuszonetypus sind. Der breite, durch Moore ausgefüllte Talgang im Vordergrund liegt in Granitmyloniten des Akkajaurekomplexes. Die Überschiebungsfläche der grossen Sevedecke ist auf dem Bild durch die Bäume verdeckt. Photo G. Kautsky.

dickbankigen Granitmyloniten, die an vielen Stellen zwischen den Bänken flach liegende, tektonische Störungsflächen enthalten, bedeutende Überschiebungsflächen vorhanden sind. Morphologisch hat man den Eindruck, dass mitten durch die Granitmylonite westlich der steilen Westwand des Rautoåive eine grössere tektonische Störungsfläche verläuft, die der Schubfläche der grossen Sevedecke entsprechen könnte (Abb. 78; Tafel II). An Ort und Stelle konnte jedoch diese Grenze von mir im Feld nicht direkt nachgewiesen werden. Auf der Übersichtskarte wurde daher die Grenze zwischen dem Akkajaurekomplex und der grossen Sevedecke in diesem Gebiet willkürlich, innerhalb der Granitmylonite, ein Stück unterhalb der eindeutig zur grossen Sevedecke gehörigen Sedimente gelegt.

Im breiten Tal des Skeddejokk, nördlich des Rautoåive, stehen Granitmylonite und mylonitisierte Granitarkosen? an. Das Gebiet wurde nur übersichtlich begangen. Sedimente von Hyolithuszonetypus wurden von mir hier nicht beobachtet. Die Gesteine liegen recht tief unter den sicher zur grossen

Sevedecke gehörigen Sedimenten, die in der Nordwand des Rautoåive anstehen. Ich rechne daher diese Granitmylonite, ebenso wie den Grossteil der Granitmylonite westlich des Rautoåive, zum Akkajaurekomplex. Auch hier ist keine deutliche tektonische oder petrographische Grenze zwischen dem Akkajaurekomplex und der grossen Sevedecke vorhanden. Die Gesteine liegen flach.

Der Akkajaurekomplex wird längs der norwegischen Grenze von zahlreichen Quarzgängen durchsetzt. Diese wurden hauptsächlich südlich des Njallojaure in den beiden untersten, auf dem Tysfjordgranit liegenden Sedimentplatten von Hyolithuszonetypus studiert. Die Quarzgänge werden nur selten breiter als ein Meter. Sie liegen diskordant zur Schichtung und Verschieferung. Grössere Quarzgänge breccieren oft die Granitmylonite und die Sedimente von Hyolithuszonetypus. An der norwegischen Grenze südlich von R. r. 249 brecciert ein solcher Quarzgang stark sandigen, verfältelten und von Rutschflächen vollkommen durchsetzten Glimmerschiefer von Hyolithuszonetypus (Abb. 79). Es ist an dieser Stelle deutlich, dass der Quarzgang jünger als die Faltungen und die Tektonisierung des Glimmerschiefers ist, da die Tektonisierung innerhalb der im Quarzgang liegenden Glimmerschieferstücke der Tektonisierung der Glimmerschiefer ausserhalb des Quarzganges gleichartig ist. Der Quarzgang schneidet die Strukturen des Glimmerschiefers mit scharfer Grenze diskordant ab. Andere Quarzgänge überqueren die Grenze zwischen den Sedimentplatten und hangenden Granitmyloniten, die anderen Decken angehören. Die Quarzgänge müssen also jünger als die Überschiebungen im Akkajaurekomplex sein.

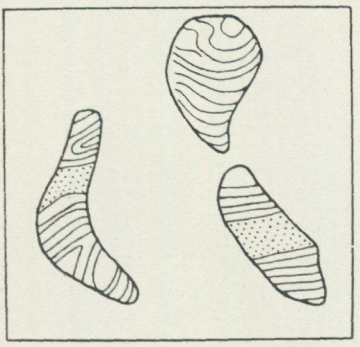


Abb. 79. Bruchstücke von verfälteltem Glimmerschiefer von Hyolithuszonetypus in einem jungen Quarzgang bei R. r. 249. Der Quarzgang ist deutlich jünger als die Faltung und Tektonisierung des Glimmerschiefers. Quarz weiss. 1/3 nat. Grösse.

Westlich der Seen Virijaure und Vastenjaure sind im Gebiet der Karte, ganz an der norwegischen Grenze, räumlich stark begrenzte Vorkommen von tektonisch und stratigraphisch schwer einstufbaren Gesteinen zwischen dem Akkajaurekomplex und der grossen Sevedecke aufgeschlossen. Sie wurden auf S. 59 und 110 ff. beschrieben.

Nördlich der Linie Vaisaluokta-Rautoåive wurde das ausserhalb der Karte liegende Gebiet nur wenig begangen. Genauer untersucht wurde nur das Nordwestende des Akkajaure (Nordwestende des Råtjajaure der Karte) und ein Profil längs des Rautojokk. Am Nordwestende des Akkajaure stehen am Südufer des Sees Granitmylonite und stark verschieferte Granite an, die an einigen Stellen längs horizontaler Faltenachsen spitzgefaltet sind (Abb. 80). Im Allgemeinen liegen die Gesteine flach, mit schwachem Südfallen. Auffallend sind in diesem Gebiet hellrot gefärbte Syenite. Das Nordufer des Sees besteht aus hellen Feldspatquarziten und weissen Quarziten, die gegen Süden unter die Granitmylonite einfallen. Sie sind stellenweise gestört und etwas verfältelt

Abb. 80. Stark verschieferter Granit mit Spitzfalten vom Nordwestende des Akkajaure. Die Faltenachsen liegen flach. Photo G. Kautsky.

und ändern auf kurze Entfernungen sowohl Streichen als Fallen. Sie werden auch am Nordufer von Granitmyloniten überlagert. Zwischen diesen Granitmyloniten und den unterlagernden Quarziten finden sich manchmal dünne, ausgequetschte Reste von Glimmerschiefern des in dieser Gegend gewöhnlichen Hyolithuszonetypus. Oberhalb der Granitmylonite folgt eine mächtige Glimmerschieferserie von Hyolithuszonetypus, die reichlich Graphit enthält und in der hauptsächlich die sandige Variante vertreten ist. Zwischen ihr und dem liegenden, verschieferten Granit sind nur unbedeutende Reste von weissem Quarzit vorhanden. Der basale Teil der Glimmerschiefer enthält Quarziteinlagerungen. Aus diesen Glimmerschiefern bestehen die Höhen zwischen dem Akkajaure und dem nördlich davon befindlichen Westende des Seggokjaure.

Das Rautojokkprofil liegt ca. 5 km nördlich von Vaisaluokta. Am Ufer der tiefen Rautojokkbucht des Råtjajaure stehen stark verfältelte Sedimente von Hyolithuszonetypus an. In der innersten Bucht (1 km nordöstlich des letzten »k» in Rautojok*k* der Karte) stehen verschieferte, schwach kalkige Arkosensandsteine mit Neubildungen von gut orientiertem, eisenreichen Biotit, Muskowit und Epidot an. Das Gestein besteht sonst hauptsächlich aus Quarz und Albit. Mikroklin wurde in einem untersuchten Dünnschliff nicht beobachtet. Oberhalb der hellen Arkosen folgt direkt die sandige Glimmerschieferserie von Hyolithuszonetypus, die den Glimmerschiefern bei Vaisaluokta ähnlich ist.

Die Glimmerschiefer bauen die Hügel nördlich des Rautojaure auf. Beim Buchstaben »t» in Rautojokk liegt über den Glimmerschiefern ein überschobener dünner Granitmylonit mit normal aufgelagerten, hellen, feldspatreichen Quarziten und Glimmerschiefern. Am Westrand des oberen Rautojaure stehen über Sandsteinen des Akkajaurekomplexes Granitmylonite an, die von einer dünnen metamorphen Sandsteinzone und Granatglimmerschiefern der grossen Sevedecke überlagert werden. Diese obersten Granitmylonite werden als basaler Teil der grossen Sevedecke aufgefasst.

Meine Beobachtungen nördlich der Linie Rautoåive-Vaisaluokta reichen natürlich nicht aus, um den Bau des Akkajaurekomplexes in diesem Gebiet auch nur einigermassen klarzulegen oder einen Begriff über die Anzahl von Decken und deren räumliche Verteilung in diesem Gebiet zu geben. Die Beobachtungen zeigen jedoch, dass das Gebiet von den gleichen Gesteinsserien wie längs der norwegischen Grenze und bei Vaisaluokta eingenommen wird, die von mir genauer untersucht und beschrieben worden sind.

Die Sedimente des Akkajaurekomplexes an der norwegischen Grenze und Beweise für die sedimentäre Natur dieser Gesteine.

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, existieren über die an mein Kartierungsgebiet angrenzenden norwegischen Gebiete geologische Karten im Masstab 1 : 100 000, die von S. Foslie aufgenommen sind. Foslie hat teilweise auch ein Stück nach Schweden hineinkartiert.

An den Rändern des einförmigen Tysfjordgranits, der einen grossen Teil der von Foslie kartierten Gebiete einnimmt, sind schmale Glimmerschieferzonen und quarzitische Zonen eingezeichnet. Sie sind durch Mikroklingranitgneis sowohl voneinander als auch von der ein Stück über dem Tysfjordgranit liegenden Grenze der grossen Glimmerschieferabteilung getrennt. Die Mikroklingranitgneisbänder haben nach Foslie die gleiche Zusammensetzung wie der Tysfjordgranit; sie sind nur bedeutend stärker verschiefert als dieser.

Foslie stellte sich vor, dass der Tysfjordgranit ein intrusiver kaledonischer Granit sei und dass die Mikroklingranitgneisbänder granitische Lagergänge in der Sedimentserie in der Nähe des »Hauptgranites» darstellen. Die »quarzitischen Zonen» wurden als eine quarzitische Randfazies der grossen Granitintrusion des Tysfjordgranits aufgefasst, während die Glimmerschiefer zwischen den Mikroklingranitgneisbändern als »Bunnglimmerschiefer» bezeichnet und als tiefste Teile der mächtigen Glimmerschieferserie über dem Tysfjordgranit gedeutet wurden. Die von mir als Arkosen gedeuteten Gesteine zwischen dem Mikroklingranit und dem weissen Quarzit wurden von Foslie zu den Graniten gerechnet, da sie denselben Mineralbestand wie diese aufweisen. Die Lagerfolge der Glimmerschiefer oberhalb des Tysfjordgranits wurde von ihm als normal aufgefasst.

Längs des tiefen Tales des Stora Lulevatten besteht ein deutlicher Feldzusammenhang einerseits zwischen der Hyolithuszone mit den sie überlagernden Decken (mylonitisierte Grundgebirgsgranite mit normal aufgelagerten

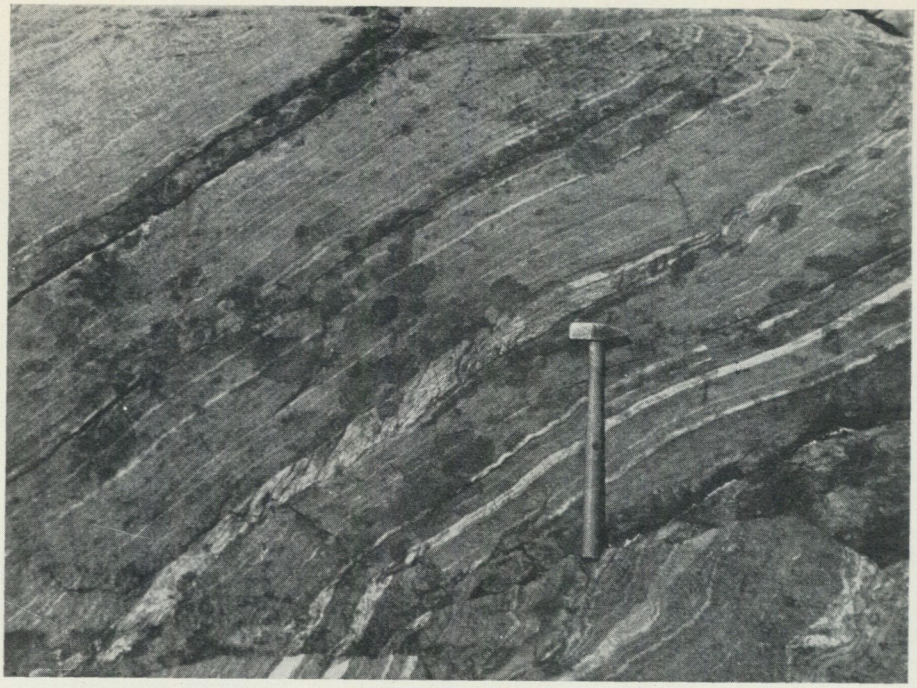


Abb. 81. Gebänderter blauer Quarzit des Akkajaurekomplexes von Vaisaluokta (Mikrobild Abb. 82). Die hellen Bänder bestehen aus weissem Quarzit bzw. Quarz. Photo G. Kautsky.

Sedimenten von Hyolithuszonetypus, z. B. die Karnilazone usw.) und andererseits den über dem Tysfjordgranit an der norwegischen Grenze liegenden Bunnglimmerschieferbändern zwischen Mikroklingranitgneisen. Darüber hinaus können noch mehrere Beweise für die Auffassung des Tysfjordgranits und der Mikroklingranitgneisbänder als archäisches Grundgebirge, sowie der »quarzitischen Zonen» am Kontakt zu den Bunnglimmerschiefern als sedimentäre Quarzite erbracht werden. Die weissen Quarzite sind an der norwegischen Grenze zum grössten Teil vollständig umkristallisiert und haben nun ein zuckerkörniges Gefüge. In selteneren Fällen enthalten sie etwas Feldspat und Glimmer und sind dann deutlich gebändert. Man kann glimmerreiche und glimmerarme Bänder unterscheiden. Einlagerungen von blauen und blaugrauen Quarziten in den obersten Teilen der weissen Quarzite zeigen ebenfalls manchmal eine Schichtung, die als primär aufgefasst werden kann (Abb. 81). Die Schichtung gibt sich durch verschiedene Farbschattierungen im blauen Quarzit zu erkennen. Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass der blaue Quarzit bedeutend feinkörniger als der weisse ist. Ferner ist im blauen Quarzit reichlich Graphit[1] als

[1] Der Graphit wurde in einer Polierprobe bestimmt. Bei Betrachtung mit starker Vergrösserung in Ölimmersion bestanden die opaken Teilchen aus Aggregaten eines bräunlichen Minerals mit starkem Reflexionspleochroismus. Wegen der Kleinheit der Mineralindividuen konnte auf diesem Wege nicht mit Sicherheit festgestellt werden, ob es sich um Graphit oder Molyb-

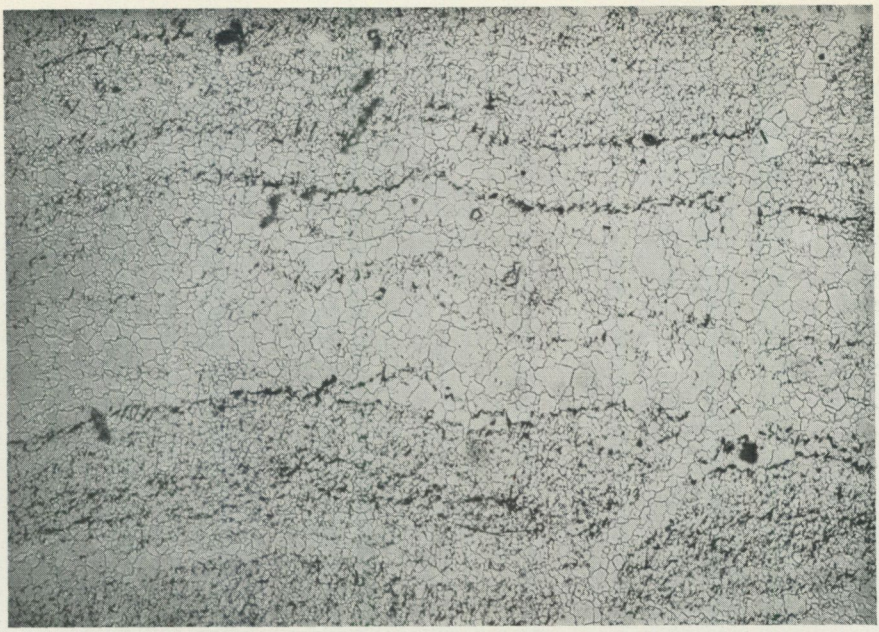


Abb. 82. Mikrophoto von gebändertem blauen Quarzit bei Vaisaluokta (Makrobild Abb. 81). Die opaken Teilchen bestehen aus Graphitaggregaten, sowie einigen wenigen Magnetkieskörnern. Die Umgrenzung der einzelnen Quarzkörner ist deutlich sichtbar. Die grobkörnigeren Quarzitbänkchen mit nur wenig Graphit sind im Handstück weiss gefärbt, während die feinkörnigen Quarzitschichten mit viel Graphit im Handstück bläulich gefärbt sind. Im rechten Teil des Bildes verläuft eine kleine weisse Quarzader mit grösseren Quarzkörnern quer über die Schichtung. 9 × vergr. Parallele Nicols. Photo C. Larsson.

feinverteilter, opaker Staub vorhanden. Bei der Untersuchung von Dünnschliffen erwies sich, dass die Intensität der blauen Farbe direkt proportional zum Graphitgehalt des blauen Quarzits ist. Die kleinen Quarzitstreifen, die am stärksten blaugefärbt sind, enthalten die grösste Graphitmenge und die schwachblauen Streifen enthalten weniger Graphit. Auch im weissen Quarzit wurden unbedeutende Graphitspuren festgestellt. Die blaue Farbe der Quarzite wird deutlich durch den Graphitgehalt hervorgerufen. In einem Dünnschliff des blauen Quarzits kommen neben Quarz und Graphit untergeordnet etwas Biotit und Magnetkies vor. Sparsam auftretender Turmalin ist an die graphitreichen Teile gebunden. Äderchen aus sekundärem, weissen Quarz überqueren die deutlich erkennbare Schichtung (Abb. 82). Der Graphitgehalt der bläulichen Quarzite über dem Tysfjordgranit ist m. E. ein starker Beweis für die sedimentäre Entstehung dieser Quarzite. Für die mit den blauen Quarziten intim verbundenen weissen Quarzite, die auch etwas Graphit enthalten, muss daher ebenfalls sedimentäre Entstehung angenommen werden.

dänglanz handelt, der in der Nähe in einem Quarzgang makroskopisch sichtbar auftritt. Die Probe wurde deswegen spektralanalytisch auf Molybdän untersucht. Die von Dozent S. Landergren freundlicherweise ausgeführte Analyse ergab ein negatives Resultat. Das feinverteilte opake Mineral in den bläulichen Quarziten ist also mit grösster Wahrscheinlichkeit Graphit.

Th. Vogt (1941, S. 198 ff. und Diskussion S. 210 ff.) beschreibt das Gebiet zwischen Narvik und dem Rombakfenster, in dem eindeutiges Grundgebirge in Form von archäischen Sedimenten und Graniten ansteht. Das Archäikum wird dort von Basalkonglomeraten der Hyolithuszone überlagert. Die Granite im Rombakfenster sind reich an Mikroklin und stimmen teilweise dem Aussehen und der Zusammensetzung nach mit dem Tysfjordgranit vollständig überein, von dem sie durch eine nur 15 km breite, mit kaledonischen Sedimenten ausgefüllte Synklinale getrennt werden. Die basalen Sedimente über dem Tysfjordgranit sind denen über dem Rombakgranit recht ähnlich. Basalkonglomerate über dem Tysfjordgranit hat Th. Vogt jedoch nicht beobachtet. Diese werden dort durch Basalquarzite ersetzt. Th. Vogt ist genötigt, den Tysfjordgranit nördlich des von mir untersuchten Gebietes als archäischen Grundgebirgsgranit aufzufassen. Diese Auffassung wird auch von Holtedahl (1944, 1952) geteilt.

Nach Foslie's Deutung des Tysfjordgranits als kaledonisches Intrusiv müssten die Bunnglimmerschiefer zwischen den Mikroklingranitgneisen als basale Bildungen der mächtigen Glimmerschieferserie aufgefasst werden. Meine Untersuchungen zeigen sehr wesentliche Unterschiede in der petrographischen Zusammensetzung, der metamorphen Fazies und dem tektonischen Stil zwischen den »Bunnglimmerschiefern« und der mächtigen Glimmerschieferabteilung mit Kalkeinlagerungen, die von mir zur grossen Sevedecke gerechnet wird. Die über den Quarziten liegenden, sandigen »Bunnglimmerschiefer« enthalten neben Glimmer immer einen grösseren Anteil Quarz, Mikroklin und Plagioklas. Besonders ihr hoher Mikroklingehalt ist oft bemerkenswert. Ihr Mineralbestand ist dem Mineralbestand der Mikroklingranitgneisbänder und dem des Tysfjordgranits recht ähnlich. Dagegen enthalten die Glimmerschiefer der grossen Sevedecke nur selten Mikroklin, und dann nur in geringen Mengen. Der Feldspat besteht dort im Allgemeinen aus Plagioklas. Mikroklinreiche Sedimente finden sich nur in den groben basalen Arkosen, Sandsteinen und Konglomeraten in der Nähe von basalen Mikroklingraniten der Decke.

Im untersuchten Gebiet enthalten die »Bunnglimmerschiefer« nirgends Granat oder Amphibol. Die Mineralneubildungen bestehen aus Biotit, Muskowit, Chlorit und manchmal Epidot. Die mächtigen Glimmerschiefer der grossen Sevedecke enthalten dagegen in den basalen Teilen recht häufig neugebildeten Granat und Amphibol, neben Epidot, Biotit, Muskowit und Chlorit. Zumindest in dem von mir untersuchten Gebiet sind die »Bunnglimmerschiefer« im Allgemeinen etwas weniger metamorph als die darüber liegende, mächtige Glimmerschieferserie der grossen Sevedecke.

Wie bereits auf S. 147 und 148 beschrieben, ist der tektonische Stil in den »Bunnglimmerschiefern« und den Glimmerschiefern der grossen Sevedecke grundverschieden. In den »Bunnglimmerschiefern« ist eine allgemeine Breccierung und Kleinfältelung festzustellen. Sie werden von zahlreichen kleinen und kleinsten Rutschflächen durchzogen, die bis in den Dünnschliff verfolgbar sind (Abb. 65). Die Glimmerschiefer der grossen Sevedecke dagegen zeigen fast niemals solche Erscheinungen. In ihnen fehlen Rutschflächen und Störungen. Die oben angeführten Unterschiede zwischen Bunnglimmerschiefern und

Glimmerschiefern der grossen Sevedecke lassen es als äusserst unwahrscheinlich erscheinen, dass diese beiden Glimmerschiefer Teile derselben im Wesentlichen ungestörten Lagerfolge sind. Eine tektonische Trennung der beiden Glimmerschiefer erscheint durch die oben beschriebenen tiefgreifenden Unterschiede zwischen den beiden Glimmerschiefern motiviert.

Ein weiterer starker Grund für die tektonische Trennung der Glimmerschiefer ist die oftmals wiederholte Lagerfolge: Mikroklingranitgneis—Mikroklingranitarkosen—weisser Quarzit—blauer Quarzit—sandiger Bunnglimmerschiefer—graphithaltiger Glimmerschiefer. Fasst man die Mikroklingranitgneisbänder als kaledonische Intrusiva auf, erscheint es schwer verständlich, dass diese immer an der Grenze zwischen Graphitglimmerschiefern im Liegenden und Feldspatquarziten mit darüberliegenden Quarziten im Hangenden, in eine ursprünglich zyklisch gebänderte Glimmerschieferserie eingedrungen sein sollten.

Wie bereits mehrfach erwähnt, soll auch hier hervorgehoben werden, dass die Lagerfolge der »Bunnglimmerschiefer» über dem Tysfjordgranit mit der Lagerfolge der Hyolithuszonesedimente am östlichen Rand der Kaledoniden identisch ist. Die basalen Quarzite der Hyolithuszone werden dort ins Eokambrium gestellt. Das unterkambrische Alter der darüberliegenden, teilweise etwas psammitischen Schieferserie ist durch zahlreiche Fossilfunde bewiesen, während in den dort am höchsten liegenden Alaunschiefern mittelkambrische Fossilien gefunden worden sind.

Tektonik.

Wie aus der Beschreibung des Profiles längs des Stora Lulevatten hervorgeht, liegen die Sedimentplatten des Akkajaurekomplexes im untersuchten Gebiet durchgehend flach. Regional betrachtet sind nur schwache Verbiegungen zu sehen. Im Einzelnen sind jedoch sowohl die Eruptiva als auch die Sedimente dieser tektonischen Einheit äusserst stark mylonitisiert und verschiefert. Dadurch sind die feineren ursprünglichen Strukturen in ihnen verlorengegangen.

Die Lagerungsverhältnisse am Ostrand der Kaledoniden — eine mehrfach wiederholte Überlagerung schwach metamorpher Sedimente durch stark mylonitisierte und verschiefeete Granite — werden heute von allen in diesen Gebieten arbeitenden Geologen durch Überschiebungen der Granite über die Sedimente gedeutet. Im Allgemeinen müssen bedeutende Schubweiten angenommen werden, da die Gesteine flach liegen und daher die über die Sedimente geschobenen Granite längs eines Profils oft weit im Anstehenden ohne Unterbrechung verfolgt werden können. Trotz der erwiesenen langen Überschiebungen sind die Schubflächen meist kaum sichtbar. In den zahlreichen Bohrlöchern, die am Gebirgsrand bei Laisvall durch Überschiebungsflächen gebohrt worden sind, sind die Schubflächen oft nur als ein einige Millimeter mächtiger Harnisch ausgebildet, der die stark breccierten, überschobenen Grundgebirgsmylonite im Hangenden von den graphithaltigen Schiefern im Liegenden trennt. Im Feld sind die Überschiebungsflächen meist nicht aufgeschlossen, sondern durch lose Ablagerungen verdeckt. Wo sie in Steilwänden

aufgeschlossen sind, sind sie im Allgemeinen sehr dünn. Der Unterschied zwischen den Schubflächen und den überall im Gestein auftretenden lokalen Harnischen, Brecciierungszonen und anderen lokalen Störungen ist unbedeutend.

Im untersuchten Gebiet an der norwegischen Grenze sind die ursprünglichen Störungslinien durch die allgemeine Umkristallisierung und Mineralneubildung noch mehr verwischt, beziehungsweise getarnt worden. Die Kontakte zwischen den liegenden Sedimenten und hangenden Granitmyloniten und Granitgneisen sind sehr selten direkt als Überschiebungskontakte zu erkennen. In den meisten Fällen liegen die Granitmylonite mit einigermassen scharfer Grenze scheinbar »normal» auf den stark verfältelten und von kleinen Harnischen durchsetzten Glimmerschiefern von Hyolithuszonetypus. Ohne Feldzusammanhang mit dem gleichartig gebauten östlichen Rand der Kaledoniden würde es schwer fallen, die Lagerung der Granite auf den Sedimenten durch Überschiebungen der Granitmylonite über die darunterliegenden Sedimente zu erklären. Berücksichtigt man nur die sichtbaren Kontakte, erschiene die Auffassung der Granite als konforme Intrusiva in der Glimmerschieferserie ebenso wahrscheinlich (Svenonius 1900; Foslie 1941, 1942). Auch dort wo die Sedimentserie des Akkajaurekomplexes verdoppelt ist, das heisst, wo auf den höchsten graphithaltigen Glimmerschiefern weisse Quarzite vom basalen Typ der Sedimentserie liegen, sind zwischen dem liegenden Glimmerschiefer und dem hangenden weissen Quarzit meist keine Kennzeichen zu sehen, die auf eine Überschiebung des weissen Quarzites über den Glimmerschiefer deuten würden. Die Sedimente sind überall in ungefähr gleicher Weise tektonisiert.

Die allgemeine Tektonisierung ist auch durchgehend in den Granitmyloniten makroskopisch und mikroskopisch zu erkennen. Die manchmal mächtigen Granitmylonite und Granitgneise unter den Sedimenten von Hyolithuszonetypus in den einzelnen Decken sind parallel zur flachen Lagerung der Sedimentplatten verschiefert. In der Verschieferungsebene haben an zahlreichen Stellen Bewegungen stattgefunden, die durch Harnische angezeigt werden. Dadurch ist eine flache Bankung in den Graniten entstanden, die morphologisch stark hervortritt und den Granitmyloniten ein charakteristisches Aussehen verleiht (Abb. 83). Inwieweit diese flachen Harnische in den Granitmyloniten grössere Verschiebungen andeuten, lässt sich nicht entscheiden. Neben der Gesteinsfolge: dünner Granitmylonit—Sediment von Hyolithuszonetypus—dünner Granitmylonit—Sediment von Hyolithuszonetypus—dünner Granitmylonit usw. kommen auch Gesteinsfolgen vor, in denen die Granitmylonite zwischen den Sedimentplatten grössere Mächtigkeiten erreichen. Weiters zeigt es sich, wenn man eine Sedimentplatte im Streichen verfolgt, dass sie oft schmäler wird, um allmählich zwischen den hangenden und liegenden Granitmyloniten auszukeilen. Nach einigen hundert Metern taucht die Sedimentplatte im selben Niveau zwischen den verschieferten Granitmyloniten wieder auf, um dann abermals zu verschwinden usw. Dieses Verschwinden der Sedimentplatten zwischen den Granitmyloniten im Streichen wird durch Ausquetschung zwischen dem hangenden überschobenen Granitmylonit und dem liegenden Granitmylonit erklärt, der das Grundgebirge der ausgequetschten Sedimente bildet.

Abb. 83. Für die Granitmylonite des Akkajaurekomplexes charakteristische, flache Bankung der Granitmylonite am Vakotavare. In den Myloniten der Steilwand findet sich auch viel Basit. Zwischen den einzelnen »Bänken» sind häufig Harnische vorhanden, die Bewegungen längs dieser Flächen anzeigen. Rechts im Bild liegen am Fusse des Berges Sedimente von Hyolithuszonetypus im Liegenden der gebankten Granitmylonite. Sie sind grösstenteils durch den am Fusse des Berges liegenden Schutt verdeckt. Photo G. Kautsky.

Die genaue Lage der Schubfläche ist dort wo die Sedimente fehlen meist nicht festzustellen, da, wie oben erwähnt, überall in den Granitmyloniten parallel zu den Schubflächen liegende Harnische vorhanden sind, die sich von den Schubflächen in keinerlei Weise unterscheiden. Ich deute die mächtigen Granitmylonite im Akkajaurekomplex als mehrere übereinandergeschobene Decken, in denen die Sedimente von Hyolithuszonetypus vollständig zerstört sind. Eine Stütze für diese Deutung bildet die Sedimentzone von Hyolithuszonetypus westlich von Vaisaluokta, die die Granitmylonite des Akkajaurekomplexes von den basalen Granitmyloniten der Pieskedecke trennt. Diese Sedimentzone keilt gegen Norden aus (vergl. Karte). Im ganzen Gebiet um den Rautoåive kann daher die Grenze zwischen dem Akkajaurekomplex und der grossen Sevedecke nicht sicher gezogen werden. Man kann nur mit Sicherheit aussagen, dass die unter den Granitarkosen der Pieskedecke liegenden Granitmylonite zur grossen Sevedecke gehören. Wo jedoch innerhalb dieser gebankten Granitmylonite, die von zahlreichen, zur Bankung parallel verlaufenden Ruschelzonen durchsetzt sind, die Grenze zwischen dem Akkajaurekomplex und der grossen Sevedecke verläuft, kann nicht genau ermittelt werden.

Die ursprünglichen, steilen Strukturen der archäischen Granite an der Basis der Decken des Akkajaurekomplexes sind von der kaledonischen Tektonik überprägt und vollständig verlorengegangen. Auch der Tysfjordgranit zeigt im untersuchten Gebiet nur die kaledonische Tektonik, während die archäischen, steilen Strukturen verlorengegangen sind.

Betrachtet man von der gegenüberliegenden Talseite eine Steilwand im Tal des Akkajaure, in der mehrere Decken des Akkajaurekomplexes aufgeschlossen sind, so fallen zahlreiche, die Sedimente und Mylonite schief überschneidende Linien auf, die etwas steiler als die Gesteinsgrenzen gegen Westen einfallen. Es handelt sich um eine Verschieferung, die — besonders in den östlichen Teilen in der Nähe des Gebirgsrandes — über die parallel zu den Gesteinsgrenzen verlaufende Verschieferung überwiegen kann. An der norwegischen Grenze ist die schief zu den Gesteinsgrenzen verlaufende Verschieferung kaum mehr zu bemerken. Dort überwiegt die andere Verschieferung.

In den Quarziten und auch in den extrem verschieferten Granitmyloniten sind häufig gut ausgebildete Gleitstriemen zu beobachten. Messungen wurden hauptsächlich in der Nähe von Vaisaluokta in den weissen Quarziten ausgeführt. Die Gleitstriemen lagen dort durchgehend zwischen N 55° W und N 65° W. Sie zeigen die Bewegungsrichtung an. Am Marjikjokk verlaufen die Gleitstriemen in N 65° W. In der Richtung der Gleitstriemen hat auch eine starke Streckung des Gesteins stattgefunden. Die Beobachtungen zeigen, dass die Bewegungen im Akkajaurekomplex im untersuchten Gebiet ungefähr von Nordwest gegen Südost erfolgt sind, was der allgemeinen Bewegungsrichtung der grossen Sevedecke in den nordskandinavischen Kaledoniden entspricht.

Der Deckenbau des Akkajaurekomplexes scheint mit dem Vortreiben der grossen Sevedecke von Nordwesten gegen Südosten zusammenzuhängen. Während der Überschiebung der grossen Sevedecke über das autochthone archäische Grundgebirge, das von einer dünnen Sedimentdecke aus Gesteinen von Hyolithuszonetypus bedeckt war, wurden die obersten Teile des basalen Komplexes teilweise abgeschürft und von der sich gegen Ostsüdost bewegenden grossen Sevedecke mitgeschleppt. Die Sedimente von Hyolithuszonetypus wurden, meist mit Teilen des archäischen Grundgebirges an der Basis, deckenförmig übereinandergeschoben.

Der Kontakt des Tysfjordgranits mit den überlagernden Sedimenten von Hyolithuszonetypus.

In den meisten Profilen erhielt ich den Eindruck, dass ein normaler Kontakt zwischen dem nur schwach gepressten Tysfjordgranit und den überlagernden Sedimenten von Hyolithuszonetypus vorhanden ist. Die basalen Arkosen und Quarzite über dem Granit sind deutlich geschichtet und lassen nur schwache Pressung erkennen. Die darüber liegenden Glimmerschiefer sind dagegen immer stark verfältelt, zerknüllt und von Rutschflächen durchzogen. Darüber folgen dann Granitmylonite, stark verschieferte Granite oder Sedimente der nächsten Decke.

In manchen Profilen sind jedoch die obersten Teile des schwach verschieferten Tysfjordgranits, die direkt unter den Sedimenten von Hyolithuszonetypus liegen, sehr stark verschiefert. Dies ist u. a. am Njallojaure der Fall (vergl. S. 165, Abb. 73, 75). Ungefähr 5 m vom Kontakt gegen die hangenden Sedimente entfernt wird die Verschieferung des Tysfjordgranits allmählich stärker. Die im schwach gepressten Tysfjordgranit deutlich erkennbaren Flecken von dunklen Mineralien werden gestreckt. An der Grenze gegen die überlagernden Sedimente hat die Verschieferung des Tysfjordgranits bereits so stark zugenommen, dass die Flecken stark ausgewalzte, dünne, glimmerreiche Streifen zwischen den zertrümmerten hellen Gemengteilen bilden. Auf diesem stark ausgewalzten Tysfjordgranit folgen gepresste, helle Arkosen, die ohne scharfe Grenze auf dem Granit liegen. Es ist möglich, dass es sich teilweise um extrem ausgewalzten Tysfjordgranit handelt, der durch die Auswalzung feinkörnig geworden ist und das Aussehen eines metamorphen Sandsteins bekommen hat. Darüber liegen dann weisse, glasige Quarzite von gewöhnlichem Hyolithuszonetypus, die von graphithaltigen Glimmerschiefern überlagert werden.

An diesen Stellen muss offenbar mit Differentialbewegungen zwischen dem Tysfjordgranit und der Sedimentserie von Hyolithuszonetypus gerechnet werden, durch die die obersten Teile des Tysfjordgranits stark verschiefert worden sind. Wie bereits erwähnt, nimmt die Verschieferung gegen das Innere des Tysfjordgranits rasch ab, um schon nach einigen Metern zu vertonen.

Es scheint mir wahrscheinlich, dass diese stark verschieferten Partien der obersten Teile des grossen Tysfjordgranitmassives Narben darstellen, an denen sich nunmehr weiter östlich liegende Decken von Hyolithuszonesedimenten mit Granitmyloniten an der Basis vom Tysfjordgranitmassiv abgetrennt haben; zeigt es sich doch, dass die Granitmylonite an der Basis der Decken des Akkajaurekomplexes dieselbe Zusammensetzung wie der Tysfjordgranit haben (Foslie 1941, 1942).

III. TEIL

Die Überschiebungen im Untersuchungsgebiet und ihre Altersstellung.

Die Grenze zwischen der grossen Sevedecke und dem Akkajaurekomplex ist im Gelände an den morphologischen Strukturen meist gut erkennbar, da u. a. an dieser Grenze ein kleiner Steilabfall aufzutreten pflegt. Morphologisch bildet die grosse Sevedecke eine Grosseinheit, die sich deutlich vom Akkajaurekomplex abhebt. Aber auch innerhalb des Akkajaurekomplexes sind die einzelnen Decken morphologisch als solche zu erkennen (Abb. 78, Tafel II, Abb. 97, 98). Im Einzelnen sind die Grenzen oft schwieriger festzulegen, da die Granitmylonite und Gneise an der Basis der grossen Sevedecke den Granitmyloniten und Gneisen des Akkajaurekomplexes äusserst ähnlich sind und trennende Sedimente von Hyolithuszonetypus stellenweise fehlen. Die Granitmylonite der beiden Grosseinheiten haben petrographisch ungefähr dieselbe Variationsbreite. Die Sedimente der beiden tektonischen Einheiten sind jedoch, wie bereits weiter oben beschrieben wurde (vergl. S. 147 ff.), leicht auseinanderzuhalten. Verwechslungen sind im untersuchten Gebiet so gut wie ausgeschlossen.

Wie ich bereits in vorläufigen Mitteilungen gezeigt habe (G. Kautsky 1946, 1947), hat die Überschiebung der grossen Sevedecke über den Akkajaurekomplex gewaltige Ausmasse. Vom Gebirgsrand im Osten bis zur norwegischen Grenze im Westen, das ist ein Abstand von ca. 100 km, liegen die Glimmerschiefer und Amphibolite der grossen Sevedecke (westliches Kambrosilur) flach auf dem Akkajaurekomplex mit seinen Sedimenten von Hyolithuszonetypus, die dem östlichen Kambrosilur angehören (vergl. Tafel IX, Profil XV, XVI). Westlich der norwegischen Grenze ist die Schubfläche zwischen den beiden tektonischen Grosseinheiten stark gefaltet. An Hand der norwegischen geologischen Karten und Beschreibungen lässt sich dieser Bauplan weiter gegen Nordwesten bis zum Atlantischen Ozean verfolgen (vergl. Abb. 88). Wenn man die auf der norwegischen Seite der Grenze auftretenden Falten, durch welche die Überschiebungsfläche im Gelände stark verkürzt wird, sich ausgebügelt denkt, kommt man zu einer Mindestschubweite von ca. 250 km. Mindestens diese Strecke hat die grosse Sevedecke in den Kaledoniden des nördlichen Skandinavien über dem Akkajaurekomplex zurückgelegt. Die wirkliche Schubweite ist jedoch wahrscheinlich noch viel grösser. Die westlichsten Sedi-

mente des Akkajaurekomplexes und die östlichsten Sedimente der grossen Sevedecke zeigen nämlich tiefgreifende Unterschiede. Die tatsächliche Grösse der Überschiebung kann nicht abgeschätzt werden, da weiter westlich der Ozean keine Beobachtungen mehr zulässt. Die Berechnung der Schubweite stimmt gut mit den Annahmen Törnebohms (1896) und Asklunds (1938) in Jämtland überein, die dort eine Mindestschubweite der grossen Sevedecke von 180 km annehmen.

Die Überschiebung hat von Westnordwest gegen Ostsüdost stattgefunden. Darauf deuten Detailbeobachtungen im untersuchten Gebiet (Richtung von Gleitstriemen in der Nähe der Schubfläche im Gebiet südwestlich von Vaisaluokta) und das »allgemeine Streichen» der verschiedenen Zonen in den nordskandinavischen Kaledoniden hin. In Jämtland und Västerbotten wird mit der gleichen Überschiebungsrichtung gerechnet.

Durch diese gewaltige Überschiebung wurde der Bau der unter der Schubmasse liegenden Gesteine und der Bau der Schubmasse selbst sicherlich stark beeinflusst. Ein Teil der vorhandenen Faltungen, Flexuren und Bewegungsflächen ist wahrscheinlich auf diese Überschiebung zurückzuführen. Bereits früher vorhandene Störungen wurden reaktiviert. Im Einzelnen zu entscheiden, welche der jetzt in den verschiedenen Decken vorhandenen tektonischen Störungen durch die Überschiebung der grossen Sevedecke entstanden sind, ist jedoch äusserst schwierig. Man kann nur Vermutungen anstellen. M. E. war der Hauptteil des Deckenbaues der grossen Sevedecke bereits vor der Überschiebung dieser Grosseinheit über den Akkajaurekomplex in den wesentlichen Zügen vorhanden. Vor allem gilt dies für den Aufschub der Salodecke auf die Vastendecke, der anscheinend in einer frühen tektonischen Phase (Eknephase) erfolgt ist. Die Salodecke ist nur im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes vorhanden. Sie wird dort von der Gasakdecke überlagert und liegt selbst auf der Vastendecke. Im zentralen und südlichen Teil fehlt sie. Dort liegt die Gasakdecke unmittelbar auf der Vastendecke. Vergleiche mit den Lagerfolgen der anschliessenden Gebiete zeigen, dass Gesteine, die denen der Salodecke gleichen, in der von Foslie aufgenommenen Håfjällsmulde grosse Mächtigkeiten aufweisen. In der Pauromulde, zwischen der Håfjällsmulde und dem Untersuchungsgebiet, scheinen sie aber wieder zu fehlen. Dort liegt die Gasakdecke direkt auf der Vastendecke (vergl. S. 210 ff.). Westlich und südlich der Karte kommen keine Gesteine vor, von denen angenommen werden kann, dass sie zur Salodecke gehören.

Die oben geschilderten regionalen Verhältnisse zeigen, dass die Salodecke nur fleckenweise zwischen Vastendecke und Gasakdecke vorhanden ist. In den dazwischen liegenden Gebieten werden die Gesteine der Vastendecke, zumindest an den Punkten, an denen solche Beobachtungen möglich sind, direkt von der Gasakdecke überlagert. Es hat den Anschein, dass die Überschiebung der Salodecke auf die Vastendecke bereits vorhanden war und der aus den beiden Decken bestehende Gesteinskomplex teilweise bereits wieder weitgehend abgetragen war, bevor die Gasakdecke darübergeschoben wurde. Der Zeitpunkt der Überschiebung der Salodecke ist schwer zu ermitteln. Als ein

Anhaltspunkt mag hier dienen, dass die Gesteine der Vasten- und Salodecke durchgehend älter als die orogene Phase an der Grenze zwischen Mittlerem und Oberen Ordovizium sind (vergl. S. 122 ff. und Abb. 94). Die Gesteinsserien der beiden Decken werden in das Untere Ordovizium und eventuell Kambrium gestellt. Dies deutet darauf hin, dass die Überschiebung der Salodecke auf die Vastendecke bereits während der orogenen (takonischen?) Eknephase erfolgt sein kann. Eine gewisse Stütze für die Annahme einer frühen Überschiebung bildet bis zu einem gewissen Grad auch der Umstand, dass die beiden Decken schwer auseinanderzuhalten sind. Wo deutliche Winkeldiskordanzen an der Deckengrenze fehlen, ist eine Abgrenzung der beiden Decken schwer möglich (vergl. S. 135 ff.).

Die in den oberen Teilen der Vasten- und Salodecke vorkommenden Kalkmarmore mit reichlich Serpentin- und Natrongranitintrusionen sowie Einlagerungen von Serpentinkonglomeraten gleichen einander ihrem Auftreten und ihrer Petrographie nach vollständig. Offenbar handelt es sich sowohl zeitlich als lithologisch um vollkommen vergleichbare und einander entsprechende Gesteinsserien. Das Liegende dieser Kalkmarmore besteht in beiden Decken jedoch aus vollständig verschiedenen Gesteinen. In der Vastendecke befindet sich unter den Kalkmarmoren, von diesen manchmal durch eine schmale Glimmerschieferzone getrennt, eine mächtige, effusive Porphyrit-Amphibolitserie mit Spiliten. Ihr sind verschiedene, teilweise graphithaltige Glimmerschiefer und Dolomite zwischengelagert. Im Gegensatz dazu befinden sich in der Salodecke unter den mächtigen Kalkmarmoren einförmige, mächtige Glimmerschiefer, in denen Grünsteine äusserst selten sind.

Die tiefgreifenden Unterschiede in der Zusammensetzung des Liegenden der in den beiden Decken miteinander parallelisierten Kalkmarmorserie spricht für eine grössere Schubweite der Salodecke über die Vastendecke. Es kann sich offenbar nicht nur um eine lokale Aufschiebung, eine zerborstene, liegende Falte oder dergleichen handeln. Bei flüchtiger Betrachtung könnte im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes eine solche Auffassung mit Rücksicht auf die Tektonik — den kräftigen, teilweise isoklinalen Überfaltungen gegen Süden — naheliegend erscheinen (vergl. Profile auf Tafel VI und VII). Die den Bau des Gebietes beherrschenden, kräftigen, gegen Süden gerichteten Überfaltungen, die auch noch weiter nördlich in den von Foslie kartierten Gebieten eine grosse Rolle spielen, haben offenbar erst nach der Überschiebung der Gasakdecke stattgefunden. Um den Stuopik sind nämlich Reste dieser Decke in den Synklinalkernen der gegen Süden überfalteten Salodecke vorhanden. Die intensive, späte Faltung wird mit der plastischen Faltung nach Abschluss der Überschiebungen gegen Osten zeitlich zusammengestellt, da sie auch im Akkajaurekomplex und im Tysfjordgranit auftritt. Auf sie kann also nicht der Schub der Salodecke auf die Vastendecke zurückgeführt werden.

Der Zeitpunkt der Überschiebung von Vastendecke + Salodecke auf die Pieskedecke und der der Gasakdecke auf die Vastendecke + Salodecke kann zeitlich nur ungefähr eingegrenzt werden. Diese Überschiebungen müssen natürlich jünger als die jüngsten Gesteinsglieder in den betroffenen Decken

sein. Wie die stratigraphischen Überlegungen ergaben (vergl. Abb. 94), sind sowohl in der Pieskedecke als auch in der Gasakdecke Gesteine vorhanden, die zeitlich mit der Etage 5 b des Oslogebietes vergleichbar sind. Nach Kullings (1941) Angaben kann im Ikisjauregebiet auch mit noch etwas jüngeren stratigraphischen Horizonten gerechnet werden. Wie bereits früher gezeigt wurde (vergl. S. 142 ff.), hat nach der Ablagerung der Sedimente in der Pieskedecke und der Gasakdecke eine schwache Faltung stattgefunden. Diese Faltung ist offenbar älter als die Überschiebung der Vastendecke auf die Pieskedecke, sowie die Überschiebung der Gasakdecke. Diese Beobachtungen grenzen den Zeitpunkt der Überschiebungen gegen unten ab. Die obere Grenze ist durch die Überschiebung der grossen Sevedecke über den Akkajaurekomplex festgelegt. Höchstwahrscheinlich war der Deckenbau innerhalb der grossen Sevedecke jedoch im Wesentlichen bereits vor der Überschiebung dieser Schubmasse über den Akkajaurekomplex abgeschlossen.

Zwischen dem Gebiet der Karte und dem östlichen Gebirgsrand liegt die Schubfläche der grossen Sevedecke ungefähr horizontal, wenn man von schwachen jungen Verbiegungen absieht. Die Glimmerschieferhorizonte innerhalb der Schubmasse fallen jedoch im Allgemeinen flach gegen Westen. Ähnliche Verhältnisse werden von F. Kautsky & Tegengren (1952) aus dem weiter nördlich liegenden Tuoddarjauregebiet beschrieben. Ein regionaler Überblick über den Bau der Kaledoniden in Norrland zeigt ausserdem, dass die grosse Sevedecke einen »zonaren« Bau mit Zonen parallel zum Streichen der Kaledoniden aufweist. Ich erinnere hier nur an die mächtigen Amphibolite, die am Ostrand der grossen Sevedecke mit Glimmerschiefern wechsellagern. Sie bilden eine Zone, die längs des Ostrandes der Kaledoniden in Norrland in der gleichen Ausbildung und in der gleichen tektonischen Lage auftritt. Ferner möchte ich die parallel zum Streichen der Kaledoniden verlaufenden Zonen (von Th. Vogt in mehreren Arbeiten beschrieben) in den westlichen Teilen der grossen Sevedecke erwähnen. Jede dieser teilweise über 1 000 km weit nachgewiesenen Zonen hat bestimmte Eigenschaften, durch die sie sich von den parallellaufenden Nachbarzonen unterscheidet (z. B. das Auftreten von Kieserzen, von Gabbros usw.). Die einzelnen Zonen sind selten breiter als 50 km. Vogt hat die Zonen als Synklinalkerne verschiedener Zusammensetzung gedeutet. Die im Verhältnis zu ihrer Länge recht schmalen Zonen werden zumindest teilweise durch tektonische Linien — ich deute sie als Schubflächen — voneinander getrennt (G. Kautsky 1949 c). Die Begrenzungen der verschiedenen Zonen verlaufen diskordant zur Schubfläche der grossen Sevedecke. Besonders in den nördlichen Teilen der Kaledoniden kann dies gut studiert werden, da die grosse Sevedecke und die unter ihr liegenden tektonischen Einheiten längs der Täler gut aufgeschlossen sind. Betrachtet man z. B. die mächtigen Amphibolite mit zwischengelagerten Glimmerschiefern am Ostrand der grossen Sevedecke, so sieht man, dass sie gegen Westen unter höher liegenden Glimmerschiefern verschwinden, die weniger Grünsteine enthalten. Verfolgt man die Amphibolite längs eines Tales, in dem die Schubfläche der grossen Sevedecke aufgeschlossen ist, so wird der amphibolitreiche Gesteins-

komplex unter den überlagernden amphibolitarmen Glimmerschiefern immer dünner, um schliesslich vollständig auszukeilen. Weiter im Westen fehlen Amphibolite in dieser tektonischen Lage. Dort liegen, z. B. bei Vaisaluokta, an der Basis der grossen Sevedecke archäische Granite, die normal von der Konglomerat-Sandsteinserie überlagert werden. Die oben beschriebenen Verhältnisse lassen vermuten, dass der innere Bau der grossen Sevedecke von der Schubfläche dieser tektonischen Grosseinheit schief abgeschnitten wird. Dieser innere Bau muss also bereits vor der Überschiebung der grossen Sevedecke vorhanden gewesen sein.

Die grosse Sevedecke mit ihrem in den wesentlichen Zügen bereits fertigen Deckenbau wurde in einer gewaltigen *en bloc* Überschiebung gegen Ostsüdost über die dort befindlichen Gesteinsserien vorgetrieben.

Der Deckenbau des Akkajaurekomplexes entstand m. E. durch das Vortreiben der grossen Sevedecke über eine Unterlage, die aus archäischem Grundgebirge mit dünnen, diesem aufgelagerten Sedimenten von Hyolithuszonetypus bestand. Durch den Überschiebungsvorgang wurden dabei die Sedimente von Hyolithuszonetypus mit den obersten Teilen ihrer Unterlage abgeschabt, dachziegelförmig übereinandergestapelt und in der Bewegungsrichtung der grossen Sevedecke gegen Ostsüdost verfrachtet (vergl. S. 177 ff.). Zeichen von eigenen Bewegungsimpulsen innerhalb des Akkajaurekomplexes oder Beobachtungen, die als solche gedeutet werden könnten, sind im untersuchten Gebiet nicht vorhanden.

Die plastische Faltung.

Durch die flache Lagerung der Schichten und eine weichwellige, milde Faltung bedingt, wechselt das Streichen im untersuchten Gebiet recht stark. Die weichwellige, plastische Faltung, die ohne Zerreissungen und Zertrümmerungen der Schichtkomplexe vorsichgegangen ist, nimmt gegen Westen stark an Intensität zu. Die Deformation ist dort so kräftig, dass die Antiklinalen häufig überkippt sind. In den dort von Foslie (1941, 1942) kartierten Gebieten sind die in ca. N25°O streichenden Antiklinalen immer gegen Westen und die in ca. N65°W streichenden Antiklinalen immer gegen Süden überkippt. Gegen Osten nimmt die plastische Faltung schnell an Intensität ab. Hier sind nur grossräumige, schwache Verbiegungen der Schichtkomplexe in den gleichen Richtungen wie weiter im Westen nachweisbar.

Die weichwellige Faltung kann im untersuchten Gebiet in zwei ungefähr gleich kräftig entwickelte, aufeinander senkrecht stehende Komponenten zerlegt werden, in denen meist auch die Faltungsachsen liegen. Die eine Komponente verläuft, mit flachwelligen Verbiegungen $\pm$ 10°, in N25°O. Diese Richtung entspricht dem Streichen des kaledonischen Gebirges in Norrbotten. Regional betrachtet, wird auch der innere Bau der Kaledoniden in Skandinavien durch diese Richtung beherrscht. Die andere Komponente verläuft in in N65°W $\pm$ 10°. Diese Richtung tritt im untersuchten Gebiet stark hervor und hat für dessen inneren Bau grosse Bedeutung. Stellt man das Unter-

suchungsgebiet in einen grösseren Rahmen und berücksichtigt die von Foslie kartierten, kräftiger, teilweise isoklinal gefalteten norwegischen Gebiete im Westen, so wird die Bedeutung dieser Querfaltung noch deutlicher. Sie ist dort nämlich noch stärker accentuiert als in Schweden. Östlich des Untersuchungsgebietes werden dagegen, wie oben erwähnt, sowohl Querfaltung als auch Längsfaltung immer schwächer, um am Gebirgsrand im Osten beinahe gänzlich zu verschwinden. Beide Faltungsrichtungen gehen weich und schmiegsam ineinander über. Sie interferieren. Die Gesteine scheinen sich im Westen während dieser Faltung in plastischem Zustand befunden zu haben. Die Faltung hat nicht nur die grosse Sevedecke ergriffen, sondern sie ist in gleicher Weise auch im Akkajaurekomplex und im Tysfjordgranit ausgebildet. Sie hat offenbar erst stattgefunden, als die Überschiebungen gegen Osten bereits abgeschlossen waren.

Durch die oben beschriebene Faltung wird das untersuchte Gebiet in Synklinalen und Antiklinalen gegliedert (Abb. 88; Tafel V). In der Richtung N25°O ist die Hauptstruktur eine gegen Norden flacher werdende Synklinale, in der die Hochgebirgsmassive des Sulitelma und Ålmajalosjägna im Süden und der Stuopik im Norden liegen. Sie wurde von Th. Vogt (1922) als Sulitelmasynklinale (Kiessynklinale, zweite Synklinale) beschrieben. Westlich dieser den Hauptteil des untersuchten Gebietes einnehmenden Synklinale folgt eine markante Antiklinale, deren Scheitel westlich der norwegischen Grenze parallel zur Sulitelmasynklinale verläuft. Sie wurde weiter südlich von Th. Vogt (1922, S. 726, Fig. 2) Fauskeantiklinale genannt. Westlich von ihr folgt die von Foslie (1941, S. 51 ff.) beschriebene Kjöpsvik-Grunnfjordsynklinale, die gegen Norden in der Håfjällsmulde fortsetzt.

Quer zu diesen Strukturen in ungefähr N25°O verlaufen mehrere für den Bauplan des Gebietes wesentliche Antiklinalen. Die bedeutendste liegt an der Nordgrenze der Karte. Für sie wird der Name Akkajaureantiklinale vorgeschlagen, da ihr Scheitel längs des Akkajaure im Oberlauf des Talsystems des St. Lulevatten verläuft. Sie bildet eine flache Aufwölbung der Schichten in ca. N70°W. Längs ihr wurde das Profil zwischen dem Ostrand der Kaledoniden und den norwegischen Fjorden gelegt (Tafel IX). In ihrem Kern sind, abgesehen von Schnittpunkten mit Längssynklinalen an der norwegischen Küste, durchgehend Gesteine des Akkajaurekomplexes oder der Tysfjordgranit aufgeschlossen, während die Gesteine der grossen Sevedecke der Erosion zum Opfer gefallen sind.

Südlich der Akkajaureantiklinale ist um den Stuopik eine Quersynklinale angedeutet, die durch Deckschollenreste der Gasakdecke und ein leichtes Zurückweichen der Grenze des Tysfjordgranits gegen Westen angezeigt wird. Mit Hilfe des Kartenblattes Salta (Rekstad 1929) kann sie mit Unterbrechungen gegen Westen zum Sagfjord verfolgt werden. Diese Synklinale wird Stuopiksynklinale benannt.

Die nächste bedeutende Antiklinale gegen Süden verläuft längs des Vastenjaure. Es handelt sich um eine teilweise gegen Süden überkippte Querantiklinale. Sie ist mit Hilfe von Rekstads (1929) Karte leicht gegen Nordwesten

verfolgbar. Die Antiklinale verläuft als zusammenhängende Granitrippe in ca. N60°W vom Vastenjaure zum Mörrviksfjord und ihre Fortsetzung wird beim Skottsfjord und bei Engelvær durch Granitkuppeln angedeutet. Für sie wird der Name Vastenjaureantiklinale vorgeschlagen.

Südlich davon folgt eine auf meiner Karte nicht so deutlich hervortretende Synklinale, in der die basalen Teile der Vastendecke zwischen Virijaure und Vastenjaure anstehen. Längs ihr buchtet die grosse Sevedecke über die norwegische Grenze gegen Westen aus. In Norwegen wird sie gegen WNW auf dem Kartenblatt Salta deutlicher. Sie verläuft über die innersten Teile des Leirfjordes nach Leiranger. Da grössere Teile von Nordfolda in ihr liegen, kann man sie als Nordfoldasynklinale bezeichnen.

Noch weiter im Süden wurde eine in ca. N70°W verlaufende Antiklinale Virijaureantiklinale genannt. Sie bildet eine flache Aufwölbung der Schichten und gliedert das Gebiet der Karte in einen südlichen und nördlichen Teil. Diese Antiklinale erweist sich für den Bau der Decken im ganzen untersuchten Gebiet von grosser Bedeutung. Nördlich von ihr bilden nämlich in den Schubmassen bogenförmig geschwungene, isoklinal flach gegen Süden überkippte Antiklinalen einen dominierenden Einschlag. Diese Antiklinalen sind, wie oben gezeigt wurde, an der norwegischen Grenze auch im Akkajaurekomplex und im Tysfjordgranit deutlich ausgebildet. Südlich der Virijaureantiklinale geben ebenfalls flach liegende überkippte Antiklinalen mit isoklinalem Bau den Schubmassen ein besonderes Gepräge. Diese Antiklinalen sind südlich der Virijaureantiklinale jedoch gegen Norden überkippt. Auch hier bilden in den Schubmassen die Antiklinalen stark geschwungene Bögen, wodurch sie östlich des Ålmajalosjägna und Sulitelma successiv ihre Überkippungsrichtung von Norden gegen Osten ändern und schliesslich direkt gegen Osten überkippt sind (Tafel VI, Profil II, III).

Die Faltung in N25°O und die Querfaltung in ungefähr N 65°W sind auch auf den anschliessenden Kartenblättern durchgehend vorhanden (vergl. Foslie 1941, Fig. 9; Kulling 1950, S. 468; Landmark 1951; F. Kautsky & Tegengren 1952). Nur an wenigen Stellen sind die Querantiklinalen jedoch so bedeutend, dass längs derselben die tiefsten Teile der Kaledoniden quer durch dieses alte Gebirge aufgeschlossen sind, so dass der Bauplan in natürlichen Profilen studiert werden kann. Die grössten vorhandenen Querantiklinalen treten am deutlichsten auf einer geologischen Übersichtskarte über Skandinavien, z. B. der Nordenkarte (Gavelin & Magnusson 1933) hervor. Auf ihr sind die Querantiklinalen durch quer zum Streichen des Gebirges verlaufende Granite und andere Gesteine des Grundgebirges angedeutet. Die nördlichste dieser grossen Querantiklinalen verläuft längs der Südseite des Torneträsk, über das sogenannte Sjangelifenster zum Tysfjord. Nur 50 km südlicher ist eine gewaltige Querantiklinale (Akkajaureantiklinale) längs des Oberlaufes des St. Lulevatten (Akkajaure) zum Vestfjord an der norwegischen Küste sichtbar. Diese bildet die Nordbegrenzung meines Untersuchungsgebietes. Die nächste grosse Querantiklinale verläuft von Laisvall am östlichen Gebirgsrand über das Nasafjäll nach Norwegen hinein. Sie liegt ungefähr in der Mitte der skandinavischen

Abb. 84. Plastische Verbiegungen in gebänderten metamorphen Psammiten an der Basis der grossen Sevedecke nördlich von R. r. 242. Der Mann sitzt an der Grenze von groben Mikroklingranitarkosen (links, hell) und feinkörnigeren, feldspatreichen Sedimenten (rechts, dunkelgrau). Die leuchtendweissen Schlieren und Horizonte bestehen aus pegmatitischem Material und Quarz. Die Mikroklingranitarkosen sind im Handstück von Mikroklingraniten nicht unterscheidbar. Sie bilden die Basis eines Sedimentationszyklus. Gegen oben (links im Bild) werden sie bedeutend feiner und deutlich gebändert. Photo G. Kautsky.

Kaledoniden. Wieder einige hundert Kilometer weiter im Süden verläuft eine bedeutende Querantiklinale aus dem Östersundgebiet gegen Namsos an der norwegischen Küste.

Wo die Querantiklinalen eine Längsantiklinale schneiden, bilden sich kuppelförmige Strukturen, die sich im Gelände als uhrglasartige Aufwölbungen zu erkennen geben. In den kuppelförmigen Aufwölbungen stehen die tiefsten Glieder der Lagerfolge an. Stellenweise sind in ihnen mächtige Gesteinsmassen des archäischen Grundgebirges entblösst. An den Schnittpunkten der Querantiklinalen mit den Längssynklinalen, die besonders von Th. Vogt in zahlreichen Schriften beschrieben wurden, werden sie abgeschwächt, dass heisst, an diesen Stellen werden die Querantiklinalen etwas niedriger und die Längssynklinalen etwas flacher. Dasselbe gilt natürlich auch für die Quersynklinalen, die an den Schnittpunkten mit Längsantiklinalen flacher werden, an den Schnittpunkten mit Längssynklinalen sich vertiefen. Schneiden zwei Synklinalen einander, so entstehen mehr oder weniger uhrglasförmige Mulden (Stuopikmulde, Pauromulde). Deutet man den Verlauf der Antiklinalen und Synklinalen auf einer Karte durch Linien an, so erhält man ein Gittersystem, wie auf Abb. 88, der tektonischen Skizze auf der Karte Tafel V, sowie Foslie 1941, Fig. 9 dargestellt ist.

Die Verbiegungen nach zwei auf einander senkrecht stehenden Systemen sind deutlich jung, da alle übereinander liegenden Decken und auch der Tysfjordgranit an denselben Stellen deformiert sind. Weiters sieht man besonders in den norwegischen Gebieten deutlich, dass diese Faltung stattgefunden haben muss, während die Gesteine in plastischem Zustand waren. Es haben nämlich häufig extreme Überfaltungen stattgefunden, die jedoch überall weich und schmiegsam vorsichgegangen sind, ohne dass die Schichtpakete geborsten oder zertrümmert sind. Die weich geschwungenen Linien der Granitgrenzen auf Abb. 88 und der Schichtflächen auf Abb. 84 veranschaulichen den plastischen Faltungsstil. An ihnen sieht man auch deutlich, wie die beiden Faltungsrichtungen miteinander interferieren, ohne dass es zu Bruchlinien oder zu Störungen im ruhigen Verlauf der Linien kommt. Dies, obwohl die Antiklinalen und Synklinalen der sich senkrecht überschneidenden Richtungen teilweise isoklinal gefaltet und überkippt sind (vergl. z. B. Blatt Tysfjord, Foslie 1941). Daraus geht m. E. recht deutlich hervor, dass die Faltungen in beiden Richtungen gleichzeitig erfolgt sind, was bedeutet, dass die beiden Faltungsrichtungen während derselben tektonischen Phase entstanden sind.

Landmark (1951) und F. Kautsky & Tegengren (1952) behandeln ausführlich die Querfaltung in den nördlichen skandinavischen Kaledoniden. Sie kommen in ihren Untersuchungen zu dem Resultat, dass die Querfaltungen gleichzeitig mit den im gleichen Gebiet auftretenden Längsfaltungen erfolgt sind. In Landmarks Vortragsreferat werden die Auffassungen der anderen in Norwegen mit demselben Problem arbeitenden Geologen referiert. Foslie (1941, S. 51—54) und Kulling (1950, S. 468) halten die Querfaltung für jünger als die Längsfaltung.

Die hauptsächlich aus leicht deformierbaren Glimmerschiefern, Phylliten und Kalken bestehenden Schichtpakete der Teildecken in der grossen Sevedecke verhielten sich gegenüber der plastischen Faltung anders als die hauptsächlich aus Graniten, Quarziten und Arkosen bestehenden Gesteine des Akkajaurekomplexes und der Tysfjordgranit. Unterschiede der Gesteine im Verhalten gegenüber der plastischen Faltung können in den kräftig gefalteten Gebieten an der norwegischen Grenze und westlich davon festgestellt werden. Besonders in den höheren Schichtpaketen sind die Schubflächen (z. B. zwischen Gasakdecke und Salodecke) und die Gesteine intensiv isoklinal gefaltet und überkippt, während der darunterliegende Akkajaurekomplex und der Tysfjordgranit nur eine einfach überkippte Antiklinale, ohne irgendwelche Komplikationen, erkennen lassen. Die Faltungen in den leicht beweglichen, weichen Schiefer- und Kalkmassen sind offenbar bedeutend stärker als in den nur Verbiegungen zeigenden tieferen Schichtpaketen mit überwiegend Graniten und Quarziten. Man kann annehmen, dass in der tektonischen Phase, die die plastische Faltung verursacht hat, auch alte tektonische Strukturen in den Gesteinen der Decken wiederaufgelebt sind und verschärft wurden.

Wie die Profile (Profil XV und XVI) zwischen dem Gebirgsrand im Osten und den norwegischen Fjorden zeigen, hat die plastische Faltung Tendenzen gegen Westen überkippte Falten zu bilden. Noch weiter westlich, schon ausser-

halb der Profile, sind die gegen Westen überkippten Falten noch deutlicher ausgebildet (Abb. 88). Sie liegen dort teilweise recht flach und nach den aus diesen Gebieten veröffentlichten geologischen Karten (Rekstad, Holmsen) zu urteilen, erscheint es möglich, dass auch Überschiebungen gegen Westen stattgefunden haben. Die Faltung westlich der norwegischen Grenze wird als eine Rückfaltung aufgefasst, die während der »plastischen» Phase nach dem grossen Deckenschub gegen Ostsüdost erfolgt ist.

Th. Vogt (1941, S. 203—205) beschreibt gegen Westen überkippte Falten aus dem weiter nördlich befindlichen Rombakfenster. Er vermutet, dass der Druck, der die gegen Westen überkippten Falten verursacht hat, erst nach den grossen Überschiebungen gegen Osten gewirkt hat. Th. Vogt hat auch Strukturen beobachtet, die auf gegen Süden gerichtete Bewegungen hindeuten.

Ursachen der plastischen Faltung.

Die plastischen Verbiegungen des Gebietes an der norwegischen Grenze sind die letzte nachweisbare Faltung. Sie haben die in früheren tektonischen Phasen entstandenen Überschiebungsflächen deformiert. Über ihre Ursachen können nur Vermutungen angestellt werden, die hauptsächlich auf weiter im Westen gemachten Beobachtungen anderer Geologen fussen. Nach meinen Untersuchungen erscheint es recht wahrscheinlich, dass der Tysfjordgranit ein kaledonisch deformierter, archäischer Grundgebirgsgranit ist. Er kommt durch die intensive Faltung an der norwegischen Grenze in Fenstern unter den kaledonischen Decken (Akkajaurekomplex und grosse Sevedecke) zutage. Dieselbe Auffassung wird auch von Th. Vogt (1941) und F. Kautsky & Tegengren (1952) für den Rombakgranit und für nördlich meines Untersuchungsgebietes liegende Teile des Tysfjordgranits vertreten. Weiter westlich liegende Teile des Tysfjordgranits und entsprechende Granite gleicher Zusammensetzung (z. B. Lödingengranit) zeigen nach Foslie und Th. Vogt Intrusivkontakte gegen die hangenden Sedimente. Die Sedimente sind nach den beiden Verfassern sicher kaledonische Glimmerschiefer mit mächtigen Kalken, also keine archäischen Sedimente. Diese Granite haben dieselbe Zusammensetzung und ungefähr dasselbe Aussehen wie der als archäischer Granit gedeutete Tysfjordgranit meines Untersuchungsgebietes.

Der scheinbare Gegensatz im Auftreten desselben Granits — an einer Stelle kann bewiesen werden, dass es sich um einen archäischen Grundgebirgsgranit handelt, auf dem eine Sedimentserie mit Basalbildungen abgelagert ist, und an anderen Stellen zeigt er deutliche Intrusivkontakte gegen die ihn überlagernde Sedimentserie (vergl. Foslie 1942, S. 25 und Pl. VIII, Fig. 2; sowie Th. Vogt 1941, S. 210—212) — kann nach meiner Auffassung am einfachsten durch die Vorstellung einer Reaktivierung oder Palingenese des archäischen Granites in kaledonischer Zeit gedeutet werden. Das Gebiet weiter im Westen ist einstweilen noch zu ungenügend untersucht um sichere Aussagen machen zu können. Viele von mir an der norwegischen Grenze gemachte Beobach-

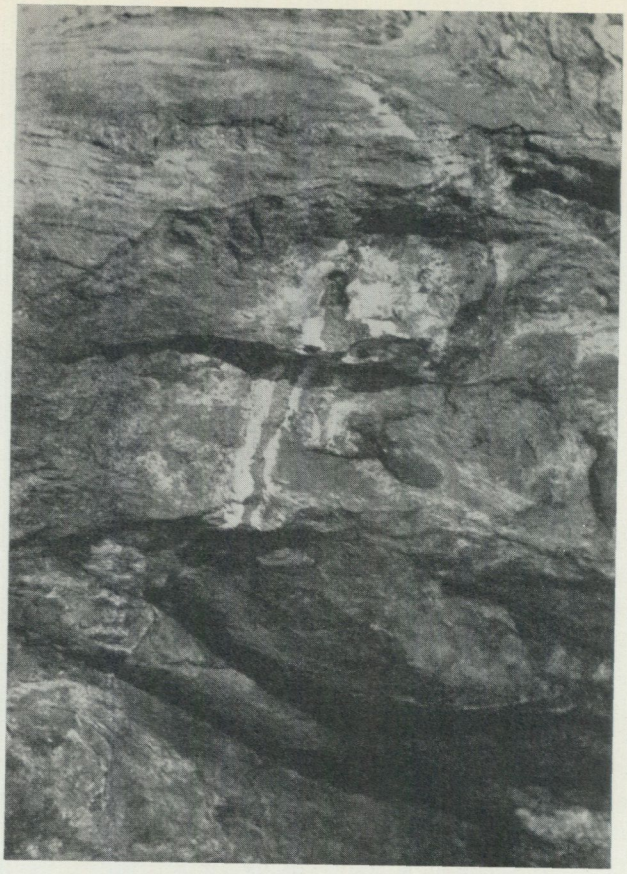


Abb. 85. Kleiner Pegmatit in verschieferten metamorphen Arkosen an der norwegischen Grenze östlich von R. r. 242. Der Pegmatit zeigt einen zonaren Bau. In der Mitte liegt eine feinschuppige, dunkelgrüne Chloritmasse (dunkel), während die Ränder aus Quarz und Mikroklin (weiss) bestehen. Breite des Bildes ca. 1,5 m. Photo G. Kautsky.

tungen, sowie Literaturstudien über Phänomene im archäischen Grundgebirge, lassen diese Erklärung wahrscheinlich erscheinen.

An der norwegischen Grenze hat sich der Tysfjordgranit während der Faltung offenbar in sehr plastischem Zustand befunden. Der Tysfjordgranit und der in seinem Hangenden liegende Schichtkomplex mit sehr ungleichartigen Gesteinsbändern (Graphitglimmerschiefer, Grauwacken, Quarzite, Granite und verschiedene Psammite) waren nämlich einer kräftigen Faltung mit Bildung überkippter Antiklinalen unterworfen, die weich und schmiegsam ohne Zerreissungen des Schichtkomplexes vorsichgegangen ist. In dem kräftig gefalteten Gebiet an der norwegischen Grenze sind die Gesteine reichlich von Quarzgängen durchzogen. Kleine Pegmatitadern sind häufig in den Glimmerschiefern des Akkajaurekomplexes, in den als ehemalige Arkosensandsteine aufgefassten Gliedern der grossen Sevedecke und auch im Granit zu beobach-

ten. Weiter im Osten fehlen Pegmatite in den Gebieten mit nur schwacher Deformation. In einem kleinen Fenster 4 km östlich des Tjårro (R. r. 248) kommen unter Granitmyloniten Sedimente von Hyolithuszonetypus zum Vorschein. Dort wurde ein Pegmatitgang beobachtet, der die Grenze zwischen den Sedimenten und dem darüberliegenden, überschobenen Granitmylonit überquert. Zugrisse, die auf die Überschiebung der grossen Sevedecke über ihre Unterlage zurückzuführen sind, werden von pegmatitischem Material ausgefüllt (Abb. 59, vergl. S. 129). Die Pegmatite durchsetzen das Gestein in verschiedenen Richtungen. Sie sind vollständig ungepresst (Abb. 85). Daraus geht hervor, dass die Pegmatitbildung nach Abschluss der Überschiebungen stattgefunden hat. Sie wird zeitlich in dieselbe Phase wie die plastische Faltung gestellt.

Innerhalb des Tysfjordgranits kommen westlich des Rättsjaure stellenweise augengneisartige Partien vor, die sich zwar von der Hauptmasse des Granites unterscheiden, jedoch von ihr nicht scharf abgrenzen lassen. Sie enthalten ungefähr walnussgrosse, schwach kataklastische Mikroklinkristalle, die in einer biotitreicheren Variante des gewöhnlichen Tysfjordgranits liegen.

Östlich von R. r. 243 wurde an der Grenze zu Gesteinen von arkosenartigem Aussehen ein Handstück des dort anstehenden Tysfjordgranits eingesammelt. Das Gestein im Handstück fällt unter die Variationsbreite des weiter nördlich anstehenden Tysfjordgranits (Abb. 86). Makroskopisch ist eine schwache Deformation der aus dunklen Gemengteilen bestehenden Flecken zu beobachten. Unter dem Mikroskop zeigen sich jedoch tiefgreifende Unterschiede gegenüber anderen untersuchten Handstücken des Tysfjordgranits. Im Dünnschliff ist kaum eine tektonische Beanspruchung des Gesteins festzustellen. Das Gestein zeigt eine gleichkörnige Grundmasse, die hauptsächlich aus schwach undulös auslöschendem Quarz, Mikroklin und Albit besteht. Biotit, Apatit, Titanit und Erz treten in der Grundmasse zurück. In der Grundmasse liegen grössere Flecken von dunklen Gemengteilen, die aus grossen Amphibolen, viel frischem, braunen Biotit, Titanit und Apatit in grossen Körnern, Granat und Zirkon bestehen. In der gleichkörnigen Grundmasse treten grössere Mikrokline und Albite auf, die reichlich Quarzeinschlüsse enthalten (Abb. 87). Es handelt sich um Neubildungen, die sich in der feldspatreichen Grundmasse gebildet haben. Auch die Flecken von dunklen Gemengteilen können Neubildungen sein.

Nach dem mikroskopischen Befund zu urteilen, ist das Gestein stark umkristallisiert, wobei sich in der feldspatreichen Grundmasse des ursprünglichen Gesteins Mikroklin und Albit neugebildet haben. Inwieweit die dunklen Flecken Neubildungen oder umkristallisierte femische Minerale sind, lässt sich hingegen nicht sicher entscheiden.

Die gleichkörnige, feldspatreiche Grundmasse, welche die alte Textur des Gesteins darstellt, lässt darauf schliessen, dass das Gestein ursprünglich ein Arkosensandstein oder Feldspatquarzit war. Weiter im Nordosten besitzen nämlich die metamorphen Arkosen und Feldspatquarzite in dieser tektonischen und stratigraphischen Lage diese Textur. Das Gestein konnte gegen den »normalen» Tysfjordgranit nicht abgegrenzt werden.

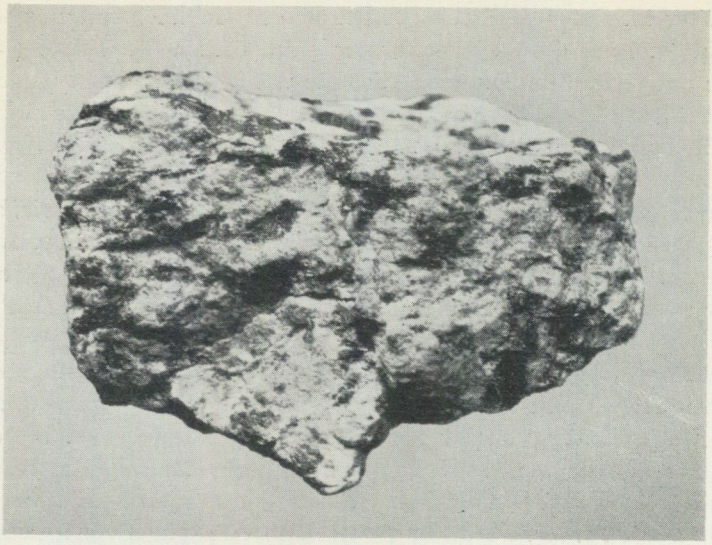


Abb. 86. Palingener Granit von der norwegischen Grenze bei R. r. 243 (dasselbe Handstück wie Abb. 87). Der Granit zeigt schwach deformierte Flecken dunkler Gemengteile. Natürliche Grösse. Photo C. Larsson.

Foslie (1941; 1942, S. 40—50) beschreibt von zahlreichen Stellen im Tysfjordgranit Phänomene, die nach ihm auf ein junges Alter gewisser Teile des Granites hindeuten. U. a. beschreibt er Einschlüsse von Kalkmarmor innerhalb des Tysfjordgranits aus dem norwegischen Gebiet nordwestlich des Vastenjaure (Foslie 1942, S. 50). Der Kalkmarmor ist vom gleichen Typus wie die Kalkmarmore innerhalb der grossen Sevedecke. Es treten mehrere parallele Kalkhorizonte auf, die bis 1 m mächtig und ca. 25 m lang sind. Aus der Gegend von Kvaldalen in Norwegen beschreibt er ferner Pseudokonglomerate, die von ihm als eine Form von Granitisierung eines älteren Syenitgneises durch den Tysfjordgranit gedeutet werden.

Die von Foslie angeführten Phänomene, welche auf ein junges, kaledonisches Alter des Tysfjordgranits hindeuten, sind wahrscheinlich teilweise als Kontakte dieses Granits gegen ältere archäische Sedimente zu erklären. Nach Th. Vogt (1941; 1950) kommen im Rombakfenster nicht weit nördlich meines Arbeitsgebietes innerhalb tysfjordgranitähnlicher Granite archäische Sedimente vor, die älter als die Granite sind. Nach meinen eigenen Untersuchungen können auf den Inseln nördlich von Vaisaluokta eingesammelte Konglomerate aus dem Liegenden der Sedimente von Hyolithuszonetypus eventuell auch archäischen Sedimenten zugehören. Sie repräsentieren einen fremden Typus, der sonst in dieser Gegend nirgends von mir beobachtet wurde.[1] Ein Teil von Foslie's Beobachtungen muss jedoch auf junge Phänomene kaledonischen Alters zurückgeführt werden.

[1] Diese Gesteine, die ausserhalb des von mir kartierten Gebietes eingesammelt wurden konnten nur sehr flüchtig untersucht werden.

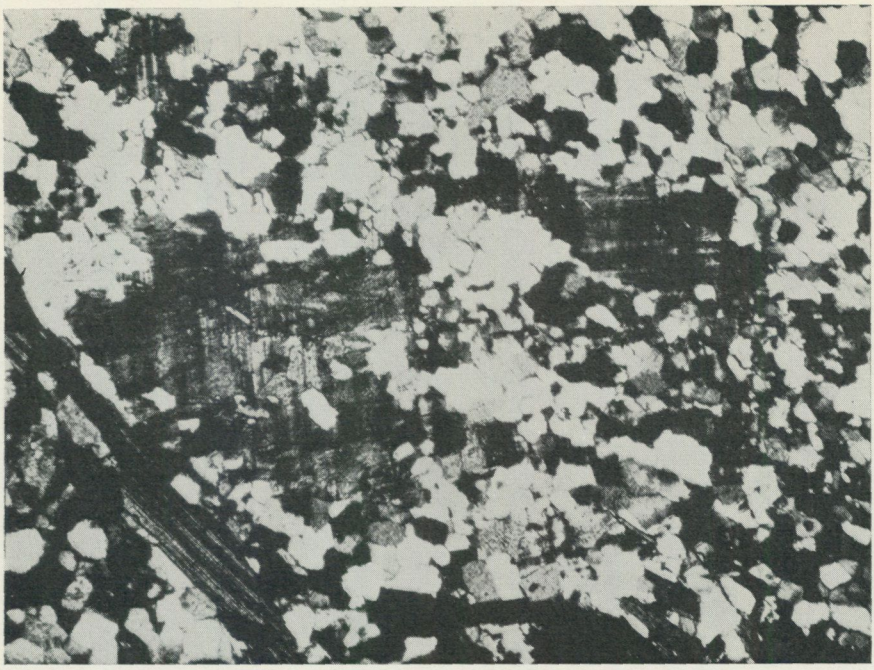


Abb. 87. Granit von der norwegischen Grenze bei R. r. 243 (dasselbe Handstück wie Abb. 86). Neugebildeter Mikroklin in gleichkörniger, aus Quarz und Feldspat (Kali- und Natronfeldspat) bestehender Grundmasse. Die neugebildeten Mikrokline umwachsen alte Quarzkörner (in der Mitte der Abbildung). In der linken unteren Ecke ein grosser, frischer Biotit. Gekreuzte Nicols. Photo C. Larsson.

Der Bau des Gebietes westlich der norwegischen Grenze erinnert sehr stark an die von Schiefern umhüllten Granitgneiskuppeln, die aus den Appalachen, den Alpen und aus dem Archäikum beschrieben sind. Eskola (1948, S. 461—476) gibt unter Angabe von Literatur eine kurze Beschreibung dieser Gneiskuppeln, in denen die Gneisstrukturen konkordant zu den Strukturen der Hüllgesteine liegen. Sie treten allgemein in den orogenen Zonen verschiedener geologischer Epochen auf. Nach Eskola ist die geologische Geschichte dieser Kuppeln überall ungefähr gleichartig. — Während einer orogenen Periode intrudieren Granite in Suprakrustalserien. Durch spätere Erosion werden die Granitmassen blossgelegt und das Gebiet wird eingeebnet. Es folgt nun eine Sedimentationsperiode, die die Granite mit einer jungen Sedimentserie bedeckt. Während eines neuen orogenen Zyklus wird der Granit wieder »mobilisiert». Neues granitisches Magma wird in das alte plutonische Gestein injiziert, während es gleichzeitig durch die Migmatitisierung und Granitisierung, oder die Palingenesis, zu Gneis deformiert wird und die Kuppelstrukturen entstehen. — Nach Eskolas Beschreibung der Einzelfälle ist nicht überall während der zweiten Orogenese, in der die Kuppelstrukturen entstanden sind, eine Zufuhr von neuem granitischen Magma oder anderem Material erfolgt. Im Joensuugebiet im Archäikum Finnlands z. B. ist die Granittextur in der

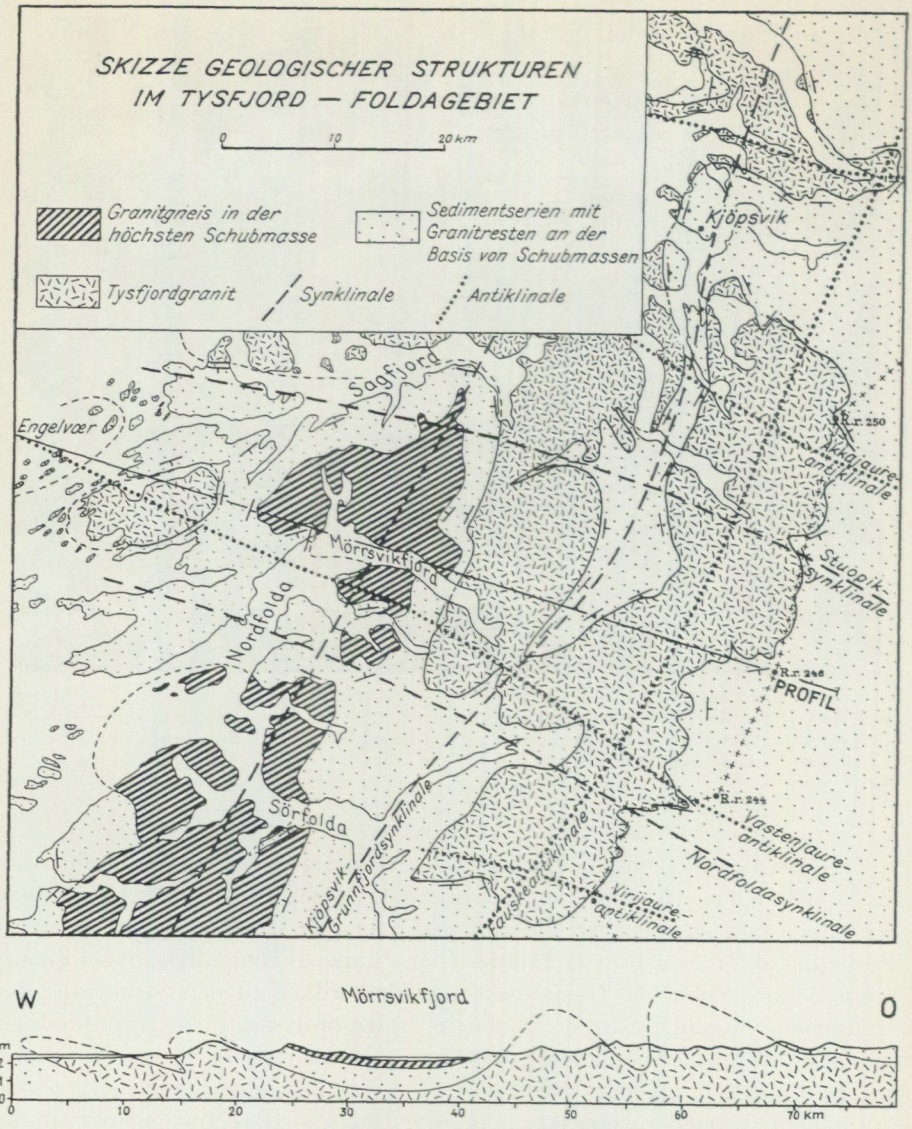


Abb. 88. Das an das Untersuchungsgebiet anschliessende Gebiet westlich der norwegischen Grenze mit seinen Granitkuppeln und der plastischen Deformation. Um die grossen Linien nicht zu verlieren, wurden nur die »Bunngranite» (Tysfjordgranit) und die ein grosses Areal einnehmenden archäischen Granite eingezeichnet, die in den höchsten Teilen der grossen Sevedecke auftreten. Die kleinen Granitplatten im Akkajaurekomplex und an der Basis der grossen Sevedecke wurden nicht eingezeichnet. Der plastische Faltungsstil mit geschwungenen Bögen und der Interferenz von Quer- und Längsantiklinalen ist deutlich sichtbar. Die Karte wurde unter Benützung von Rekstad (1929), Foslie (1941, 1942) und Holtedahl (1944) zusammengestellt.

Kuppel während der zweiten Orogenese nicht radikal verändert worden und Zufuhr von Material konnte nicht nachgewiesen werden. In den Kuppeln sind an der Grenze zwischen den Gneisen und ihren Hüllgesteinen stellenweise

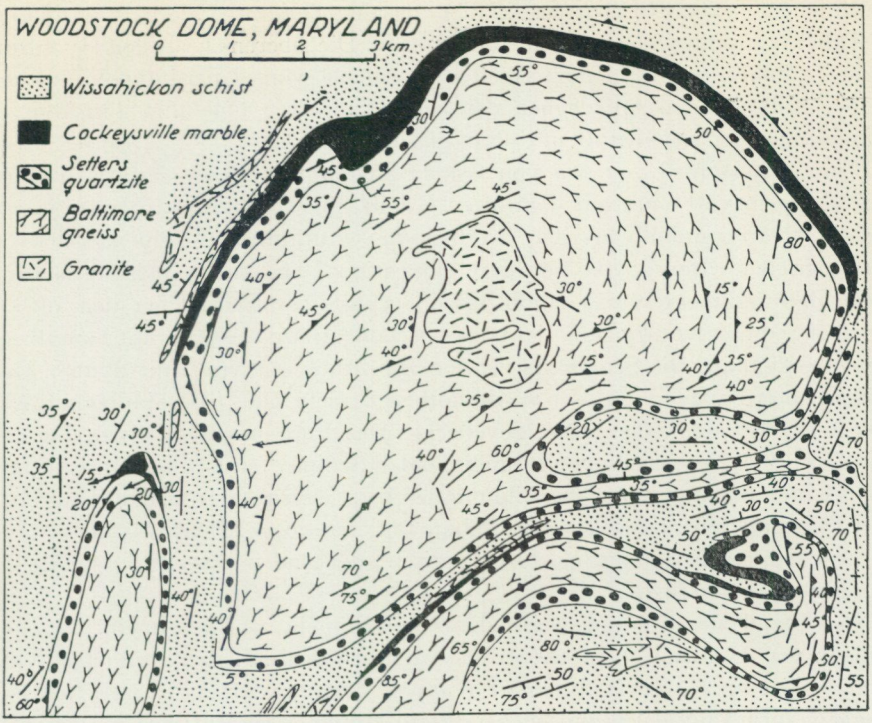


Abb. 89. Karte des Woodstock Dome, Maryland. Nach E. Cloos aus Eskola (1948).

Intrusivkontakte zu beobachten, die auf die »Mobilisierung« des alten Granites während des zweiten orogenen Zyklus zurückgeführt werden.

Für unseren speziellen Fall in Norrbotten sind vor allem Vergleiche mit den Verhältnissen in den amerikanischen Kaledoniden interessant. Dort kommen in den Appalachen von Maryland zahlreiche Kuppeln vor, die aus Baltimoregneis bestehen. Der Granitgneis wird von einer sedimentären Serie konform umhüllt. Diese Serie enthält als tiefstes Glied einen Quarzit (Settersquarzit), auf dem der Cockeysvillekalk und darüber der Wissahickonschiefer liegen. Der Baltimoregneis selbst besteht aus älteren Graniten (spätpräkambrisch oder takonisch), die in jungkaledonischer Zeit migmatitisiert und granitisiert wurden. Innerhalb der Gneiskuppeln treten stellenweise in geringer Menge auch junge, intrusive Granite auf (E. Cloos & Broedel 1940; E. Cloos & Hietanen 1941). Nach den Beschreibungen sind die Gneiskuppeln teils rund, teils aber langausgezogen und unregelmässig geformt. Ein von Eskola (1948) publizierter, vereinfachter Ausschnitt aus Cloos & Broedels Karte, der von mir wiedergegeben wird, zeigt, dass der Bau dieses Gebietes jenem des Gebietes westlich der norwegischen Grenze sehr ähnlich ist (Abb. 88, 89). Ebenso wie an der norwegischen Grenze liegen auf den Granitgneiskernen der Kuppeln Basalquarzite, die von Dolomiten und Schiefern überlagert werden. Ohne stratigraphische Vergleiche ziehen zu wollen, mag erwähnt werden, dass in den

nördlichen Teilen Norrbottens in den basalen Quarziten der Hyolithuszone reichlich Dolomiteinlagerungen vorkommen. Die oberen Teile der Hyolithuszone bestehen aus Schiefern. Weitere Beispiele von »Gneiskuppeln» werden von Eskola aus den Appalachen von New Hampshire angeführt. Der Bau der »Gneiskuppeln» ist überall ungefähr gleichartig.

Zum Unterschied von den von Eskola angeführten Beispielen, nach denen die Kuppeln von einer auf dem alten Granit abgelagerten, mächtigen, jungen Sedimentserie umhüllt werden, werden die Granitgneiskuppeln westlich der norwegischen Grenze von nur geringmächtigen, auf dem Gneis autochthon liegenden Sedimenten von Hyolithuszonetypus überlagert. Über den autochthonen Sedimenten liegen an der norwegischen Grenze Gesteine mit kompliziertem Deckenbau. Die Sedimentserie von Hyolithuszonetypus mit dünnen Granitgneisplatten an der Basis wiederholt sich mehrmals (Akkajaurekomplex). Darüber liegt dann die grosse Sevedecke. Das Vorhandensein dieses Deckenbaues in den die Gneiskuppeln umhüllenden Sedimenten ermöglicht es in meinem Untersuchungsgebiet die Bildung der Kuppelstrukturen genauer zu datieren. Sie sind jünger als der Deckenbau mit den gegen Ostsüdost gerichteten Überschiebungen. Sie sind postorogenetisch oder sind in eine Schlussphase der Orogenese zu stellen.

Betreffend der Bildungsweise der Gneiskuppeln weichen meine Vorstellungen von Eskolas (1948, 1952) Ansichten etwas ab. In den nördlichen Kaledoniden ist m. E. die Bildung der Kuppelstrukturen auf die plastischen Faltungen zurückzuführen und nicht durch Zufuhr von Material in die alten Granite verursacht, wodurch die Granite blasenförmig aufgetrieben werden. Die palingenen Prozesse haben wahrscheinlich in derselben Weise wie in den Kuppeln auch in den dazwischenliegenden Kesseln stattgefunden (vergl. Saksela 1952). Die plastische Faltung in zwei aufeinander senkrecht stehenden Richtungen mit »Kuppeln» an den Schnittpunkten der Antiklinalen ist auch weiter im Osten nachweisbar, wo von kaledonischer Umkristallisation der archäischen Granite oder gar palingenen Erscheinungen nichts zu bemerken ist. In der »Kuppel» des Sjangelifensters z. B. stehen neben archäischen Graniten auch archäische Sedimente mit ausgezeichnet bewahrten ursprünglichen Strukturen an (vergl. Vogt 1941 und F. Kautsky & Tegengren 1952). Die palingenen Erscheinungen treten erst weiter im Westen auf, wo die plastische Faltung am stärksten ist. Es ist jedoch m. E. offenbar, dass die plastische Faltung und die palingenen Erscheinungen auf die gleiche Ursache zurückzuführen und gleichzeitig erfolgt sind.

Das Problem der dünnen Granitmylonitplatten an der Basis von Überschiebungsdecken.

An der Basis der verschiedenen Decken liegen häufig dünne Platten von mehr oder weniger mylonitisierten Graniten und Granitgneisen. Diese Erscheinung ist nicht nur auf das Untersuchungsgebiet beschränkt, sondern tritt auch

sonst in den skandinavischen Kaledoniden sehr häufig auf. Sie ist u. a. aus den marginalen Teilen der Kaledoniden in Jämtland, von Laisvall und dem Torneträskgebiet bekannt.

Die Granitmylonite der Platten erreichen selten grössere Mächtigkeit. Sie übersteigt nur in Ausnahmefällen 30—50 m. Meist hält sie sich zwischen 0,5 m und 20 m. Wo grössere Mächtigkeiten vorhanden sind, besteht der Verdacht, dass es sich um mehrere übereinanderliegende Decken handelt. In jenen Gebieten, in denen die stratigraphischen Verhältnisse geklärt sind und die tektonische Verschachtelung und Zertrümmerung der Gesteine nicht zu weit vorgeschritten ist, kann man deutlich sehen, dass die Granite das Grundgebirge der sie überlagernden Sedimentserie bilden. Diese beginnt mit Basalbildungen, meist Basalquarziten, Verwitterungsbreccien des Granits oder Konglomeraten. Oft sind mehrere Decken, die an der Basis dünne Granitmylonitplatten enthalten, übereinander gestapelt. In den Sedimenten sind die ursprünglichen stratigraphischen Züge noch gut erhalten.

Im Folgenden soll dargelegt werden, warum die obersten Teile des unter den Sedimenten liegenden Grundgebirges in die Decken miteinbezogen sind. Diese obersten Teile des Grundgebirges scheinen sich unter dem Einfluss der die Überschiebungen erzeugenden Kräfte in derselben Weise wie die sie überlagernden Sedimente verhalten zu haben.

Wie aus den Forschungen am Ostrand der Kaledoniden hervorgeht, bildeten die dort unter den autochthonen Sedimenten der Hyolithuszone liegenden archäischen Gesteine, vor der Ablagerung der Sedimente, durch lange Zeit eine alte Landoberfläche. Das Grundgebirge unter den Sedimenten der Hyolithuszone war stark peneplanisiert (vergl. u. a. Asklund 1938, Ljungner 1950). Seine Oberfläche war auch recht tief *in situ* verwittert. Da eine breite Zone von zerklüftetem, zerfallenden Granit vorhanden ist, ist die Abgrenzung zwischen den Grundgebirgsgraniten und den diese überlagenden basalen Sedimenten der Hyolithuszone recht schwierig. Diese Verhältnisse sind recht gut im Grubengebiet von Laisvall aufgeschlossen (E. Grip 1950). An anderen Stellen fehlen die basalen Konglomerate und Verwitterungsbreccien und das Grundgebirge wird direkt von basalen Quarziten überlagert. Die Granite unter den Hyolithuszonesedimenten waren vor der Ablagerung der Sedimente den verschiedenen Einflüssen der Verwitterung ausgesetzt. Die Oberfläche dieser Granite dürfte damals ungefähr die gleichen Erscheinungen gezeigt haben, die man an den Oberflächen jetzt aufgeschlossener Granite beobachten kann.

Im Akkajaurekomplex meines Arbeitsgebietes und in dem durch die Bolidengesellschaft eingehend untersuchten Gebiet von Gautosjö und Björnidö westlich von Laisvall im südlichen Norrbotten herrschen ähnliche Verhältnisse (F. Kautsky 1940 und unpubliziertes Material der Bolidens Gruv-AB). In beiden Gebieten liegen in Decken unter Sedimenten von Hyolithuszonetypus dünne Reste von archäischen Graniten, die stark zertrümmert sind. Auch hier kann angenommen werden, dass die Granite vor der Ablagerung der Sedimente einer eingeebneten, alten Landoberfläche angehört haben, obwohl die Sedi-

mentserie nicht mit Konglomeraten, sondern mit groben Arkosen und basalen Quarziten beginnt.

Die Oberfläche rezent aufgeschlossener, massiger Granite (stark verschieferte Granitgneise verhalten sich etwas anders) ist verwittert und stark verklüftet. Betrachtet man einen grösseren Aufschluss von massigem Granit, so fällt vor allem die bankförmige und quaderförmige Zerklüftung, sowie die Absonderung nach den Klüften auf. Im Allgemeinen verläuft ein Kluftsystem ungefähr horizontal, oder besser gesagt ungefähr parallel zur Erdoberfläche und zwei andere ungefähr im rechten Winkel dazu. Die Kluftsysteme sind an der Oberfläche durch äussere Einflüsse (Frostsprengung, grösserer Temperaturwechsel usw.) stärker accentuiert als in den oberflächenferneren Teilen des Granites. Manchmal haben längs der Klüfte kleine Bewegungen stattgefunden. Die chemische Verwitterung greift längs der Klüfte das Gestein in verstärktem Masse an und trägt dazu bei, die Klüfte zu erweitern und den Zusammenhalt des Gesteins zu vermindern. Unter verschiedenen klimatischen Voraussetzungen und in verschiedenem Milieu werden verschiedene äussere Einflüsse verschieden stark auf den Granit einwirken. Es wird jedoch immer so sein, dass die oberflächennahen Teile des Granits stärker als seine tieferen Teile aufgelockert werden.[1]

Die 1—20 m mächtigen Granitplatten an der Basis der Decken im Akkajaurekomplex und auch in anderen Teilen der Kaledoniden sind m. E. die obersten, zerklüfteten und verwitterten Teile alter Granitoberflächen. Bei Scherungsbeanspruchung lösen sich diese aufgelockerten Granitpartien von der offenbar bedeutend widerstandskräftigeren Hauptmasse des Grundgebirgsgranites los und bilden zusammen mit den ihnen aufgelagerten Sedimenten eine Decke. Während der Wanderung der Decke wird der schon stark zerklüftete und teilweise verwitterte Granit, der oft schon quaderförmig aufgeteilt war, hauptsächlich wohl durch das Aneinanderreiben der Granitquader, weiter zerkleinert. Die heute an der Basis der kaledonischen Schubmassen vorhandenen »Kakirite» und Granitmylonite sind solche zerkleinerte und zerriebene Granite, bei denen die Zermahlung schon so weit vorgeschritten ist, dass die einzelnen kleinen Granitstückchen oft nur noch mikroskopische Grösse haben. Wenn die Vermahlung vollkommen ist, wird das Gestein als Ultramylonit bezeichnet (Quensel 1917). Das Gestein ist auch immer umkristallisiert.

Diese Vorstellung erklärt, warum die Abscherung der Decken vom Untergrund oft nicht in der hangenden Sedimentserie oder an deren Basis erfolgt ist, sondern in den obersten Teilen des Grundgebirgsgranites stattgefunden hat. Die obersten Teile des Granites waren aufgelockert und verwittert. Sie reagierten anders auf die kräftige tektonische Beanspruchung, als jene Teile des Granites, die tief unter der ehemaligen, peneplanisierten, eokambrischen Oberfläche des Grundgebirges lagen und deren Struktur und Zusammenhalt

[1] Verwitterung und Verklüftung von Granit werden von Asklund (1947 a, S. 78—79) näher beschrieben.

nicht durch die verschiedenen Verwitterungserscheinungen aufgelockert waren. Sie gaben der tektonischen Scherbeanspruchung auch schneller nach, als die den Granit überlagernden, kompakten, unverwitterten Sedimentserien.

Die Erze des Sulitelmagebietes.

Die Genese der Kieserzlagerstätten des Sulitelmagebietes wurde in zahlreichen Arbeiten diskutiert (Literaturangaben bis 1925 in Th. Vogt 1927; Carstens 1944). Die meisten Autoren untersuchten bloss die Erzlagerstätten und deren unmittelbare Umgebung; sie hatten jedoch keine Gelegenheit, sich im Feld eine Auffassung über den geologischen Bau des weiteren Sulitelmagebietes zu verschaffen.

Da meine Deutung der geologischen Verhältnisse in vielen Beziehungen von den bisherigen Auffassungen abweicht, die den erzgenetischen Vorstellungen zugrunde lagen, möchte ich meine Auffassung über die Lage der Sulitelmaerze in den Gesteinen der grossen Sevedecke kurz darlegen. Eingehender von mir untersucht wurden die Gruben Charlotta, Giken und Palmberg nördlich des Langvandet, sowie die Grube Jakobsbakken südlich dieses Sees. Ausserdem wurden Profile zwischen den Gruben nördlich des Langvandet und dem Kobbertoppen begangen, wobei die Erzausbisse im Verhältnis zu den umgebenden Gesteinen untersucht wurden.

Die im Grubengebiet anstehenden Gesteine konnten ohne Schwierigkeiten mit jenen des schwedischen Sulitelmagebietes parallelisiert werden. Die gut gebänderten Furulundschiefer, in denen das Gikenerz liegt, haben ungefähr dieselbe Ausbildung wie die Furulundschiefer oberhalb der Fossilfundpunkte südlich des Sulitelma, mit denen sie u. a. auch von Th. Vogt verglichen werden. Einen anderen, leicht erkennbaren Horizont bilden die Amphibolite im Hangenden dieser deutlich gebänderten Schiefer. Sie haben dasselbe Aussehen wie die Amphibolite der effusiven Porphyrit-Amphibolitserie der Vastendecke, mit denen sie im Feld zusammenhängen. Es handelt sich um Zoisitamphibolite. In ihnen wurden oberhalb der Gikengrube deutliche Agglomeratstrukturen beobachtet. Gut erhaltene Agglomerate von typischem Aussehen stehen auch in der Charlottagrube an (Abb. 90).

Zwischen den gebänderten Furulundschiefern der Pieskedecke und den Zoisitamphiboliten der Vastendecke im Hangenden befindet sich in den Gruben eine breite Zone von vollkommen verschmiertem Chlorit. Es handelt sich offenbar um die Überschiebungsfläche der Vastendecke über die Pieskedecke, die nach Carstens (1944, s. 41 ff.) in Verbindung mit der Erzbildung durch hydrothermale Metasomatose chloritumgewandelt wurde. Das Erz der Charlottagrube befindet sich unmittelbar unter der Chloritschmiere zwischen den beiden Decken, ungefähr wie es auf Abb. 91 dargestellt ist. Das Charlottaerz liegt also in dieser Überschiebungsfläche. 40—50 m unter dem Ausbiss des Charlottaerzes befindet sich der Ausbiss des Gikenerzes. Giken ist sowohl im Hangenden als auch im Liegenden von Furulundschiefern umgeben. Ver-

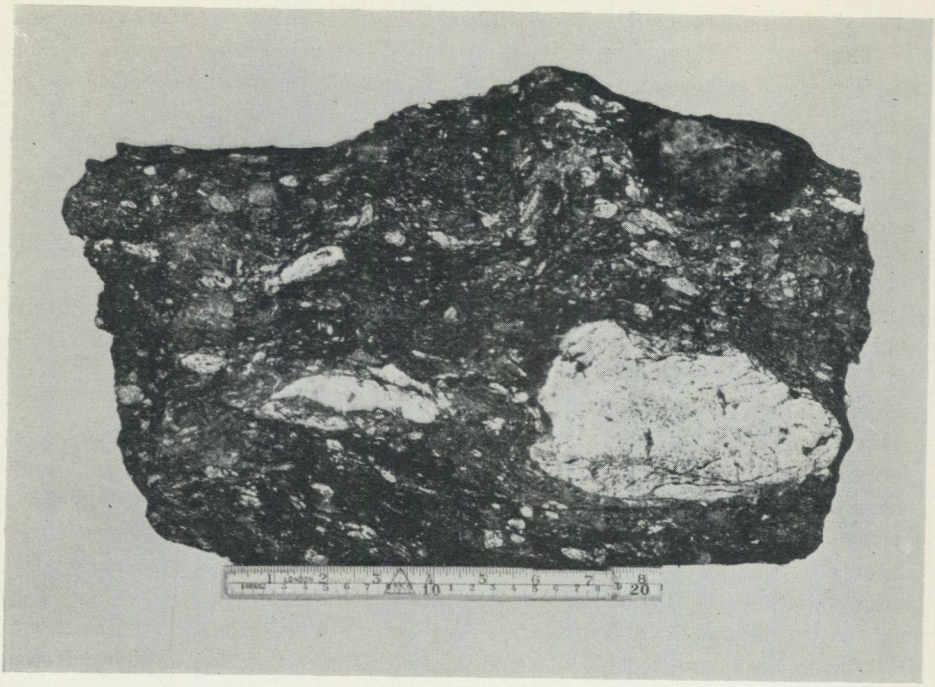


Abb. 90. Grünsteinsagglomerat aus der Charlottagrube (Sulitelma). Die Zwischenmasse besteht hauptsächlich aus Chlorit. Das Gestein liegt nahe der Überschiebungsgrenze der Vastendecke über die Pieskedecke. Photo C. Larsson.

folgt man Charlotta und Giken längs der Stollen in den Berg hinein, so nähern sich die beiden Erzkörper einander zusehens, um schliesslich nur noch einige Meter voneinander entfernt zu liegen. Man hat den Eindruck, dass das Gikenerz nicht ganz konform zur Lagerung der Furulundschiefer liegt. Im Niveau 150 m (über dem Langvandet) teilt sich das Gikenerz. Ein neues Erz, das Palmbergerz, setzt ungefähr parallel zum Charlottaerz fort, während das Gikenerz eine flachere Lagerung einnimmt.

Da das Charlottaerz in der Überschiebungsfläche zwischen Vastendecke und Pieskedecke liegt, betrachte ich es als erwiesen, dass die Erzbildung im Sulitelmagebiet gleichzeitig oder jünger als diese Überschiebung ist. Aus der Skizze Abb. 91 geht die Lage der Erze klar hervor. Die obersten Teile des Furulundschiefers wurden durch die Überschiebung der Vastendecke im Grossen brecciiert, wobei sich teils Risse und sekundäre Bewegungsflächen parallel zur Überschiebungsfläche (Charlotta, Palmberg), teils zwischenliegende Flächen bildeten (Giken). Längs dieser Risse und Flächen zirkulieren dann später die Erzlösungen und das Erz setzt sich ab. Da in den Gruben grössere Erzkristalle vorhanden sind, wird allgemein mit einer metamorphen Phase nach der Erzbildung gerechnet. Die Erze liegen in »Linealen», die ungefähr in SO—NW Richtung verlaufen und gegen Nordwesten einfallen. Die Richtung der Erzlineale stimmt also ungefähr mit der Streckungsrichtung der Gesteine und der

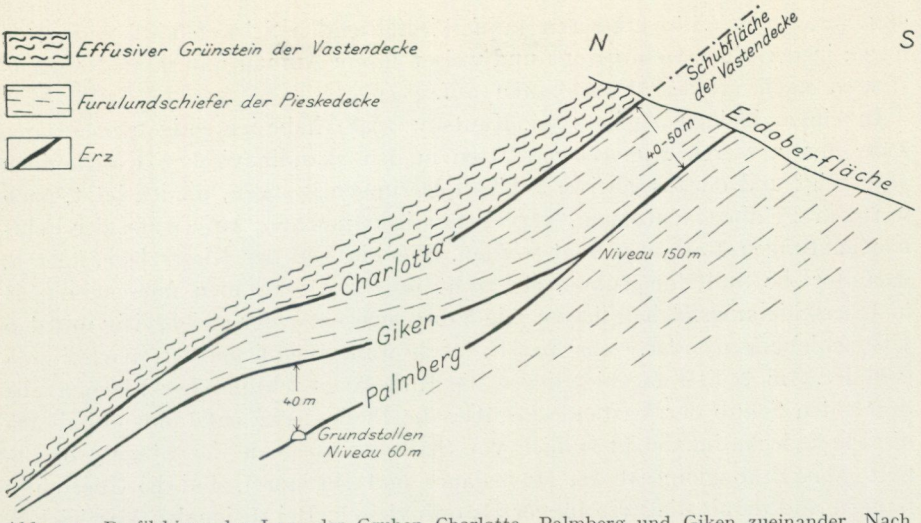


Abb. 91. Profilskizze der Lage der Gruben Charlotta, Palmberg und Giken zueinander. Nach einer Skizze von Markscheider Olsson. Das Charlottaerz liegt in der Überschiebungsfläche der Vastendecke auf die Pieskedecke, während Palmberg in einer Parallelfläche zu dieser Schubfläche zu liegen scheint. Giken liegt in einer schief dazu verlaufenden Fläche.

Richtung der »Gleitstriemen» überein, die senkrecht zum Streichen der Kaledoniden ist.

Ausser den abbauwürdigen Erzen des Sulitelmagebietes, die alle ungefähr an der Grenze zwischen Pieskedecke und Vastendecke liegen, kommt eine Reihe von kleineren Erzkörpern auch innerhalb der Grünsteine der Vastendecke vor (Mons Petter, Fjeldsgrube). Die Erze treten also in den Gesteinen beider Schubmassen auf. Auch dies spricht dafür, dass die Erze sich erst nach den Überschiebungen bildeten.

Besonders die Erzpartien in Charlotta, die in unmittelbarer Nähe der hangenden Chloritschmiere liegen, sind kräftig tektonisch deformiert. Grosse Schwefelkieswürfel sind langausgezogen, abgeplattet und teilweise auch verbogen. Nach der Erzbildung und der Metamorphose des Erzes haben längs der Chloritschmiere noch Bewegungen stattgefunden. Wie die in der Grube arbeitenden Bergleute wissen, ist der weiche, von Harnischen durchsetzte Chlorit recht leicht deformierbar. Es ist daher nicht notwendig die Deformation der Schwefelkieskristalle in der Charlottagrube auf grössere tektonische Bewegungen zurückzuführen. Die Gabbrogesteine der Sulitelmagipfel, die von einigen Geologen mit der Bildung der Kieserze in nahen genetischen Zusammenhang gebracht wurden — man hatte die Vorstellung, dass die Erze aus ihnen durch magmatische Differentiation entstanden sind — haben weder mit den Gesteinen der Pieskedecke noch mit den Gesteinen der Vastendecke etwas zu tun. Sie befinden sich in der höher liegenden Gasakdecke.

Die Frage der Entstehung der Kieserzlagerstätten kann m. E. nicht im Sulitelmagebiet allein gelöst werden. Sicher hängt sie mit der Bildung der anderen grossen Kieserzlagerstätten in den skandinavischen Kaledoniden

eng zusammen. Alle grösseren kupferkiesführenden Schwefelkieslagerstätten liegen in derselben Gebirgszone und weisen ihrem Aufbau und ihren Nebengesteinen nach grosse Ähnlichkeiten auf.

In einem kleinen Aufsatz (G. Kautsky 1948) habe ich einige gemeinsame Züge der grösseren Kieserzlagerstätten in den skandinavischen Kaledoniden aufgezeigt und daraus gewisse Schlussfolgerungen gezogen, die ich jetzt, nach weiteren Feldbeobachtungen, vervollständigen möchte. Auf Grund der Feldbeobachtungen kann ausgesagt werden, dass ein Teil der Kieserzlagerstätten, darunter die Sulitelmagruben, ein recht junges Alter haben müssen, da sie in Überschiebungsflächen liegen. Sie haben sich entweder gleichzeitig mit den Überschiebungen oder, was m. E. noch wahrscheinlicher ist, nach ihnen gebildet. Im Sulitelmagebiet liegen die Erze längs tektonischer Flächen, die durch den Schub der Vastendecke über die Pieskedecke entstanden sind. Da die Pieskedecke im Gebiet südlich von Sulitelma Gesteine der Etage 5 b enthält (Quarzitkonglomerat am Mavasjaure und Ikisjaure), sind die Überschiebungen und damit die Erze jünger als ordovizisch. Bei regionalen Vergleichen zeigt sich ferner, dass die meisten Kieserzlagerstätten in Norrland in einer Zone liegen, die parallel zur Ostgrenze der intensiven plastischen Faltung verläuft. Es ist daher naheliegend, die Lagerstättenbildung genetisch mit der plastischen Faltung und der mit dieser zusammen auftretenden Mobilisierung und Reaktivierung archäischer Grundgebirgsgranite in Verbindung zu setzen. Durch die palingenen Prozesse wurde Kiesmaterial beweglich. An gewissen Stellen, meist in der Nähe von tektonischen Störungen, wurde es dann in grösseren Körpern, den heutigen Kieserzlagerstätten, abgesetzt.

Wie bereits J. H. L. Vogt (1905) hervorgehoben hat, ist die Anreicherung von Kiesmineralien zu Lagerstätten in den skandinavischen Kaledoniden immer in unmittelbarer Nähe von ausgedehnten Grünsteinmassen erfolgt. J. H. L. Vogt glaubt auch aussagen zu können, dass die gesamte Erzmenge der Lagerstätten ungefähr direkt proportional der Grösse der benachbarten Grünsteinmassen ist. Er schliesst daraus auf eine Entstehung der Kieserzlagerstätten durch Differentiation aus dem Grünsteinsmagma.

Nach den Ergebnissen meiner Kartierungen können J. H. L. Vogts genetische Vorstellungen nicht aufrechterhalten werden. Die in der Nähe der Erze liegenden Grünsteine sind nämlich überall bedeutend älter als die Überschiebungen und damit auch älter als die Erzbildung. J. H. L. Vogts Feldbeobachtungen stimmen jedoch mit meinen überein. Der Feldzusammenhang der Kieserzlagerstätten mit Grünsteinen, deren Alterstellung übrigens recht verschieden sein kann, ist in den meisten Fällen offenbar und kann nicht abgeleugnet werden. Es ist möglich, dass dieser Feldzusammenhang zwischen Grünsteinen und Kieserzlagerstätten darauf zurückzuführen ist, dass durch Überschiebungen oder inkompetente Faltung zwischen den Grünsteinen und den umgebenden Schiefern Raum entstand, in dem sich später die Erzminerale anreicherten. Man könnte sich auch vorstellen, dass die Kiesmineralisierung zum grössten Teil auf den basischen Vulkanismus zu verschiedenen Zeitpunkten zurückzuführen ist. In Zusammenhang mit den palingenen Prozessen wurden die Kiesmineralien

erst viel später, in unmittelbarer Nähe der Grünsteine mit der primären Mineralisation, zu Lagerstätten angereichert.[1]

Eine dritte Möglichkeit besteht darin, dass die Kiesmineralien aus den mächtigen, überall vorkommenden, schwarzen Schiefern stammen. Aus diesen wurden sie dann in Zusammenhang mit den palingenen Prozessen »abdestilliert». Die Grünsteine können nach dieser Vorstellung als eine Art »Katalysator» gewirkt haben, durch den die Kiesmineralien in der Nähe der Grünsteine ausgefällt und in tektonischen Positionen zu Kieserzlagerstätten angereichert wurden.

Obige Vorschläge für eine Deutung der Bildung der Kieserzlagerstätten des Sulitelmagebietes versuchen den Feldbeobachtungen gerecht zu werden. Wahrscheinlich sind die heutigen Lagerstätten auf eine Kombination der oben angedeuteten Faktoren zurückzuführen.

Vergleiche mit den Nachbargebieten.

Sulitelma.

Das norwegische Sulitelmagebiet mit seinen Erzen wurde schon um die Jahrhundertwende sehr eingehend geologisch untersucht. Sjögren (1900) und Th. Vogt (1927) haben die Stratigraphie und Tektonik des Gebietes detailliert beschrieben, während Holmquist (1900) eine grossräumliche Übersicht gibt. Es ist naheliegend, die Resultate meiner Untersuchungen in erster Linie mit den Ergebnissen der Kartierung des norwegischen Sulitelmagebietes zu vergleichen (Abb. 92). Dies ist bei der Beschreibung des untersuchten Gebietes bereits weitgehend geschehen. Die stratigraphischen Einteilungen zeigen bei Sjögren, Holmquist und Th. Vogt grosse Übereinstimmungen. Wesentliche Unterschiede bestehen in der Einordnung mehrerer markanter Horizonte, darunter der fossilführenden Gesteine, in das grobe stratigraphische Schema.

Von Holmquist und Th. Vogt wird zuunterst eine Gesteinsgruppe ausgeschieden, die durch das Auftreten mächtiger Kalkmarmore, dem Pieskekalk, gekennzeichnet wird. Die Abgrenzung dieser Gesteinsgruppe gegen oben ist jedoch bei den beiden Geologen verschieden. Die Pieskekalke werden von mächtigen, im Wesentlichen psammitischen Sedimenten überlagert, die von Holmquist mit den unterlagernden Kalkmarmoren zur »Kalk-Sandsteingruppe» zusammengeführt werden. Th. Vogt nennt die oberhalb des Pieskekalkes liegenden Gesteine Muorkischiefer (Chloritgranulit). Die oberhalb des Pieskekalkes befindlichen Psammite werden von ihm in den unteren Teil der Muorkischiefer gestellt.

Bei Sjögren (1900) beginnt die Stratigraphie des engeren Grubengebietes mit dem »Chloritgranulit» — grünen, quarz- und chloritreichen Schiefern von teilweise massigem Habitus — in dem er ein Quarzitniveau (Vassavare-

[1] Sedimentäre Schwefelkiesvorkommen in Form schmaler Horizonte zwischen Effusiven (Spiliten) sind von Carstens (1944) aus dem Trondheimgebiet unter dem Namen »Vasskies» und Lekdalstypus beschrieben.

Sjögren 1900	Holmquist 1900	Th. Vogt 1927	G. Kautsky
Kohlereicher, rostiger Phyllit Kalkglimmerschiefer Quarzreiches Niveau (Quarzit I) Kalkglimmerschiefer Kohlereicher Horizont Quarzitlinsen (Quarzit II)	Obere Schiefer	Rötindschiefer im Norden Baldoåiveschiefer in der Mitte Skaitischiefer im Süden Obere Sulitelmaschiefer	Gesteine der Vastendecke und Gasakdecke mit Sulitelmagabbro
Furulundschiefer mit Sulitelmagabbro Milder Furulundschiefer	Furulundschiefer mit Sulitelmagabbro	Untere Sulitelmaschiefer = *fossilführender* Furulundschiefer mit Sulitelmagabbro	Braune u. grüne Schiefer
Chloritgranulit Vassavarequarzit (Quarzit III) Milder Chloritgranulit	Grüne Schiefer (Chloritgranulit) Dunkle Schiefer mit *Fossilien*	Muorkischiefer (Chloritgranulit)	Jägnafotuffite mit zwischengelagerten *fossilführenden* Sedimenten Staloserie
	Sandstein / Kalk — Kalksandsteingruppe	Pieskekalk	Pieskekalk

Abb. 92. Vergleich der stratigraphischen Einteilungen der Lagerfolge im engeren Sulitelmagebiet. Beachte die verschiedenen Vorstellungen über die stratigraphische Stellung der fossilführenden Gesteine.

quarzit, Quarzitniveau III) ausscheidet. Es ist möglich, dass die tiefstenTeile seiner Chloritgranulitserie bereits den Sandsteinen in Holmquists »Kalk-Sandsteingruppe» entsprechen. Die recht mächtige Chloritgranulitserie wird von den milden Furulundschiefern überlagert.

Holmquist benennt die oberhalb der Kalk-Sandsteingruppe folgenden Gesteine »graugrüne Schiefer» und »Chloritgranulit». Ebenso wie Sjögren scheidet er ein Quarzitniveau in der Gesteinsserie aus, das u. a. den Kamm des Jägnafo aufbaut. Er macht auf die Zusammensetzung der Serie aus verschiedenen, faziell stark wechselnden Gliedern aufmerksam. Er stellt die schwarzen Schiefer mit den fossilführenden Kalken in den untersten Teil der Serie. Auch nach Holmquist folgen oberhalb des »Chloritgranulits» die Furulundschiefer als jüngere stratigraphische Einheit.

Th. Vogt benennt, wie bereits erwähnt, die oberhalb des Pieskekalkes folgenden Gesteine Muorkischiefer oder »Chloritgranulit». Er scheidet in vielen seiner Profile ein härteres, quarzitisches Lager innerhalb des Chloritgranulits aus. Die schwarzen Schiefer mit den fossilführenden Kalkeinlagerungen werden von ihm jedoch, zum Unterschied von Holmquist, in das Hangende des Chloritgranulits, beziehungsweise an die Basis der folgenden Furulundschiefer gestellt.

Sjögren und Th. Vogt (1927, S. 47 ff.) beschreiben aus dem »Chloritgranulit» südlich des Sulitelma (Kung Oscars Grubengebiet) Natronsyenitporphyr, der seiner Struktur nach als ein Effusivgestein aufgefasst werden muss. Ferner beschreibt Th. Vogt Tuffkonglomerate aus dem fossilführenden Gebiet, die zusammen mit »Chloritgranuliten» vorkommen. Die Effusivvorkommen sind nach den Beschreibungen als intermediäre oder saure Effusiva aufzufassen. Sie werden von mir mit den sauren und intermediären Vulkaniten östlich des Vastenjaure parallelisiert. Die Effusivgesteine bauen die höheren Teile der Konglomerat-Sandsteinserie auf (vergl. Abb. 94).

Bei meinen eigenen Untersuchungen konnten die oben angeführten stratigraphischen Einteilungen nicht verwendet werden. Es zeigte sich bei der regionalen Kartierung, dass die von Vogt als »Chloritgranulit» ausgeschiedene Gesteinsgruppe keinen bestimmten stratigraphischen Umfang hat. Es handelt sich um eine metamorphe Fazies, in der verschiedene stratigraphische Horizonte auftreten können. Ausserhalb des engeren Sulitelmagebietes ist innerhalb der »Chloritgranulit» genannten Gesteinsfolge hauptsächlich der von allen früheren Untersuchungen bekannte, harte, quarzitische Horizont (Vassivarequarzit Sjögrens) stratigraphisch verwendbar. Meine eigenen Untersuchungen und Vergleiche mit den Ergebnissen der früheren Kartierungen deuten darauf hin, dass dieser »Quarzit» Einmengungen von saurem, vulkanischen Material enthält und als Tuffit aufzufassen ist. Dasgleiche gilt für andere Teile des »Chloritgranulits», die hoch oben in der Lagerfolge zwischen den fossilführenden Horizonten liegen.

Die tiefer, unmittelbar über dem Pieskekalk liegenden Teile des »Chloritgranulits» wurden von mir in die Staloserie der Konglomerat-Sandsteinserie gestellt. Sie unterscheiden sich wesentlich von den höheren Teilen, in denen die von mir als Tuffite aufgefassten Gesteine liegen. Die unteren Teile bestehen

aus chloritreichen Schiefern und verschiedenen Sandsteinen, die mit schwarzen Schiefern wechsellagern. Die Sandsteine enthalten teilweise blaue Quarzkörner, eine für die Sedimente der Staloserie kennzeichnende Eigenschaft. Diese Teile wurden von Holmquist mit dem Pieskekalk in der Kalk-Sandsteingruppe und von Th. Vogt mit dem »Chloritgranulit» zusammengeführt. Nördlich des Pieskejaure innerhalb des Pieskekalkes vorkommende mächtige Quarzite werden von mir, vor allem wegen ihrer Ausbildung als mikroklinreiche Quarzite, als Durchspiessungen des liegenden Juronquarzits durch den Pieskekalk aufgefasst. Eine gleichartige Auffassung ist auch von Holmquist (1900, Karte) angedeutet.

In den oberen Teilen der als Furulundschiefer bezeichneten Serie liegen Amphibolite und Porphyrite, die von Sjögren, Holmquist und Th. Vogt als Randfazies des Sulitelmagabbros gedeutet werden. Diese Gesteine entsprechen den effusiven und intrusiven Grünsteinen der Vastendecke. Alle Teile der Furulundschiefer, die in den Amphiboliten und Porphyriten oder in derem Hangenden vorkommen, gehören der Vastendecke oder der Gasakdecke an. Die untersten Teile der Furulundschiefer, die von Sjögren als milde Furulundschiefer bezeichnet wurden, gehören sicher zu den obersten Teilen der Pieskedecke. Die Deckengrenze zwischen Vastendecke und Pieskedecke scheint innerhalb der als Furulundschiefer bezeichneten Schiefer zu verlaufen.

Die »Oberen Schiefer» Holmquists und die von Th. Vogt und Sjögren oberhalb der Furulundschiefer ausgeschiedenen Gesteinsserien gehören teilweise der Vastendecke und teilweise der Gasakdecke an. Nach den Beschreibungen und Karten zu urteilen, gehören die Kalkglimmerschiefer mit Kalkhorizonten, die von Sjögren oberhalb der Furulundschiefer ausgeschieden wurden, zu der kalkigen Serie der Vastendecke.

Die höchsten Teile des norwegischen Sulitelmagebietes bestehen aus groben Granatglimmerschiefern und auch Kalkglimmerschiefern (Røtindschiefer, Baldoåiveschiefer, Skaitischiefer), die wahrscheinlich zum grössten Teil den hochmetamorphen Gesteinen der Gasakdecke zugehören.

Wie bereits an anderer Stelle erwähnt, liegt der eigentliche Sulitelmagabbro, der immer ungepresst ist, an den von mir untersuchten Lokalen in den Gesteinen der Gasakdecke. Er weist keinen genetischen Zusammenhang mit den der Effusivserie der Vastendecke zugehörenden Amphiboliten und Porphyriten im Hangenden der Erze des norwegischen Sulitelmagebietes auf. Es besteht jedoch die Möglichkeit, dass die obersten Teile dieser Effusiva bereits zu den Effusiven der Gasakdecke gehören, die aus dem Nordteil des Sulitelmamassives und dem Ålmajalosjägna von mir beschrieben sind. Eine Abgrenzung der Effusiva von Gasakdecke und Vastendecke ist m. E. oberhalb des Grubengebietes nur im Feld möglich. Es soll daran erinnert werden, dass die Effusiva der beiden Decken einen wesentlichen Unterschied in ihrer Zusammensetzung zeigen. Die von mir untersuchten Effusiva der Vastendecke enthielten nirgends Quarz, der in den Effusiven der Gasakdecke überall vorhanden ist. Makroskopisch sind die Gesteine einander jedoch recht ähnlich. Als weiteres Unterscheidungsmerkmal der Gesteinsserien in den beiden Decken können die

hellen Granite verwendet werden. In der Vastendecke habe ich kalifeldspatfreie, extreme Natrongranite gefunden, während die untersuchten Granite der Gasakdecke, die der Farbe nach den Natrongraniten recht ähnlich sind, immer reich an Kalifeldspat waren.

Die von Sjögren und Th. Vogt im Sulitelmagebiet angenommene Altersstellung der Granite ist nach meinen Ergebnissen, die den ausgeprägten Dekkenbau des Gebietes aufzeigen, unsicher geworden. Früher war man gezwungen alle Granite des Gebietes als kaledonische Intrusivgesteine aufzufassen, da ja alle hoch oben in Sedimentserien vorkommen, die früher als normale stratigraphische Lagerfolgen aufgefasst wurden. Der in dieser Arbeit aufgezeigte Deckenbau der grossen Sevedecke ermöglicht es, einen Teil der stark gepressten Granite als Reste archäischer Grundgebirgsgranite an der Basis von Überschiebungsdecken zu deuten. Dies gilt vor allem für einen von Sjögren (1900, Übersichtskarte) ausgeschiedenen Granit im äussersten Nordteil seiner Karte, südlich des Blåmansisen. Da es sich um einen ausgesprochenen Gneisgranit handelt, der sowohl hellen als dunklen Glimmer enthält, wird von Sjögren seine Ähnlichkeit mit archäischen Grundgebirgsgraniten hervorgehoben (Sjögren 1900, S. 453).

Tysfjord.

Die von Foslie aufgenommenen Kartenblätter Tysfjord, Linnajavvre und Hellemobotn sowie die Håfjällsmulde in Ofoten (Foslie 1941, 1942, 1949) haben viele Gemeinsamkeiten mit dem von mir kartierten Gebiet. Mehrere der von Foslie ausgeschiedenen Horizonte lassen sich direkt mit von mir ausgeschiedenen Horizonten stratigraphisch und teilweise auch tektonisch korrelieren.

Im äussersten Norden des Kartenblattes Tysfjord befindet sich die Håfjällsmulde, eine flache Synklinale, die mächtige Kalk- und Dolomitmarmore enthält. Sie wurde von Foslie (1949) im Masstab 1 : 50 000 im Detail kartiert. Unter den mächtigen Karbonatgesteinen liegt dort das Elveneskonglomerat, das aus konglomeratischen Kalkglimmerschiefern von geringer Mächtigkeit besteht. Darunter folgt eine gleichförmige, mächtige, bitumenfreie Granatglimmerschieferserie und noch tiefer ein dünner, über weite Entfernungen verfolgbarer Kalk, der Melkedalskalk. Innerhalb der gleichförmigen Granatglimmerschiefer tritt ein geringmächtiges Graphitschieferband, der Ballangenschiefer, auf, in dessen Nähe häufig auch dünne hornblendereiche Gesteine vorkommen. An die schwarzen Ballangenschiefer ist die Mehrzahl der im Gebiet auftretenden Schwefelkiesvorkommen gebunden.

Diese Lagerserie mit dem Ballangenschiefer erinnert stark an die Gesteinsserien der Salodecke meines Untersuchungsgebietes. Im unteren Teil der Decke liegen dort unter den Karbonatgesteinen mächtige Glimmerschiefer eines sehr gleichförmigen Typus mit Amphibolporphyroblasten. In ihnen wurde ein dünnes, schwarzes Schieferband beobachtet, das sich auf weite Entfernungen verfolgen lässt. In den schwarzen Schiefern finden sich auch im Salojauregebiet

zahlreiche kleine Schwefelkiesvorkommen. Ein dem Melkedalskalk vergleichbarer Kalk kommt jedoch in der Lagerfolge der Salodecke nicht vor.

Unter dem Melkedalskalk folgt eine gneisartige Serie von pegmatitdurchtränkten Quarzgranatglimmerschiefern. In ihr liegen im nordöstlichsten Teil des Kartenblattes Tysfjord mächtige Norite. Die gneisige Glimmerschieferserie kommt auch im Südosten des Kartenblattes vor und wird von Foslie (1941, S. 55 ff., S. 146 ff.) »Giccegneis» genannt. Nach Foslie's Beschreibung sind grosse Ähnlichkeiten mit den hochmetamorphen Deckschollen der Gasakdecke in dem von mir untersuchten Gebiet vorhanden. Man bemerkt jedoch auch gewisse Unterschiede. Aus Foslie's Beschreibung geht hervor, dass im Giccegneis schwarze bituminöse Schiefer in hochmetamorphem Zustand und konglomeratische Gesteine selten sind, die in dem von mir untersuchten Gebiet einen wesentlichen Einschlag in den stratigraphisch tiefliegenden Gesteinen dieser Schubmasse bilden. Nach Foslie's Beschreibungen ähnelt der Giccegneis am meisten der Deckscholle am Hurrivare und der der Gasakdecke zugehörigen Deckscholle des Juoksa im Ikisjauregebiet (vergl. F. Kautsky 1949, S. 213), die aus Staurolithglimmerschiefern besteht. Ferner liegt der Giccegneis nach dem Kartenbild scheinbar unter den mächtigen Kalken und Glimmerschiefern der Håfjällsmulde (vergl. auch Kulling 1948, S. 668, 669), die Ähnlichkeiten mit den Gesteinen der Salodecke aufweisen.

Anderseits können die mächtigen Noritintrusionen im Råna Noritfeld, die im Giccegneis liegen, gut mit dem Sulitelmagabbro der Gasakdecke parallelisiert werden. Nach Foslie (1941, S. 47—49) sind die Norite ungepresst, was auch beim Sulitelmagabbro der Fall ist, während alle anderen basischen Eruptiva sowohl in Foslie's als auch in meinem Untersuchungsgebiet Pressungserscheinungen zeigen. Die beiden Intrusivkörper, die Norite in Råna und der Olivingabbro des Sulitelmamassives, stehen einander auch petrographisch nahe.

Die tektonischen Verhältnisse mit starker Repetitionsfaltung in der Nähe des Noritmassives in Råna lassen es nach Foslie (1941, S. 48—49) möglich erscheinen, dass der Norit eine invertierte Synklinale ausfüllt. Sie ist nach Foslie's (1920, S. 6 und 7) Karte und Profil auf isoklinal gegen Süden überkippte Falten zurückzuführen. Nach Foslie's Deutung kann man annehmen, dass der Giccegneis mit dem Rånanorit das Hangende der mächtigen Kalkmarmore und Glimmerschiefer der Håfjällsmulde bildet. Damit nimmt er dieselbe Lage wie die Gneise der Gasakdecke ein, die die oberste tektonische Einheit meines Arbeitsgebietes sind. Foslie's Deutung wird auch durch die Tektonik im nördlichen Teil der grossen Sevedecke meines Untersuchungsgebietes unterbaut, wo gegen Süden überkippte Falten einen wesentlichen Einschlag bilden (vergl. Profile I und II; Tafel III, Abb. 99). Ausserdem wird durch diese Deutung die Differentiationsabfolge des Rånanorites mit seinen Nickelerzen bedeutend besser erklärbar und in Übereinstimmung mit den Verhältnissen in anderen Teilen der Welt gebracht. Die Nickelerze liegen sowohl in den tiefsten als auch in den höchsten Teilen des Rånanorites. Nach den klassischen Vorstellungen werden Nickelerze dieses Typus als liquid magmatisch angesehen und man

stellt sich vor, dass sie durch gravitative Differentiation in den tiefsten Teilen von basischen Magmen abgesetzt werden. Das Vorkommen von Nickelerzen in den höchsten Teilen der Norite unterbaut die Vorstellung einer überkippt isoklinalen Faltung des Norites, da bei dieser Vorstellung alle Erze ursprünglich in den tiefsten Teilen des Noritkörpers lagen.

Die Giccegneisserie der Pauromulde im Südostteil des Kartenblattes Tysfjord hat einen muldenartigen Bau. Oberhalb der die Basis bildenden gneisigen Gesteinstypen folgen mit scharfer Grenze mächtige Granatglimmerschiefer, die von Kalkglimmerschiefern überlagert werden. Die höchsten Teile der Serie bestehen aus quarzreichen Glimmerschiefern, die jedoch nur in geringer Menge im Zentrum der Mulde vorhanden sind. Die Lagerfolge erinnert einigermassen an die oberen Teile der Lagerfolge der Gasakdecke am Ålmajalosjägna (vergl. S. 102—103).

Unterhalb des Giccegneises der Pauromulde liegen mächtige Amphibolite, sowie Kalkglimmerschiefer. Ferner treten zahlreiche kleinere Kalkhorizonte auf, die durch Glimmerschiefer voneinander getrennt sind. In der Sedimentserie sind Intrusionen von grösseren Körpern heller Natrongranite gewöhnlich. Ausserdem kommen auch zahlreiche kleine Serpentinkuppen vor.

Diese im Liegenden des Giccegneises auf den Kartenblättern Tysfjord und Hellemobotn auftretende, kalkige Glimmerschieferserie mit mächtigen Amphiboliten, zahlreichen Kalkmarmoreinlagerungen und Serpentinlinsen weist der Gesteinsparagenese nach grosse Ähnlichkeiten mit den Gesteinen der Vastendecke auf. Für diese Korrelation spricht auch die tektonische Lage unter dem Giccegneis. Die Salodecke scheint hier nicht vorhanden zu sein.

Korrelationen von Gesteinsserien im Gebiet westlich der norwegischen Grenze mit Gesteinen der Pieskedecke lassen sich nicht ausführen. Gesteine dieser Schubmasse scheinen in den von Foslie kartierten Gebieten entweder zu fehlen, oder sie treten in geringer Mächtigkeit an der Basis der Glimmerschiefer auf.

Ein regionaler petrographischer Vergleich der Gesteine der grossen Sevedecke in den von Foslie beschriebenen Gebieten mit Gesteinen meines Untersuchungsgebietes zeigt, dass in Foslie's Gebieten ein etwas höherer Grad der Metamorphose mit allgemein auftretenden Granatporphyroblasten in den Glimmerschiefern herrscht.

Wie bereits bei der Beschreibung des Akkajaurekomplexes aufgezeigt wurde, entspricht dieser Gesteinskomplex den auf Foslie's Karten ausgeschiedenen »Bunnglimmerschiefern» mit Quarziten, sowie den Mikroklingranitgneisbändern, die oberhalb des Tysfjordgranites liegen. Der Zusammenhang dieser Gesteine mit dem Akkajaurekomplex wird längs der norwegischen Grenze deutlich, wo die Kartenblätter Linnajavvre und Hellemobotn (Foslie 1942) an das von mir aufgenommene Gebiet grenzen. In Foslie's Mikroklingranitgneisen ist sicher auch ein Teil der von mir beschriebenen metamorphen Arkosensandsteine enthalten, die dieselbe petrographische Zusammensetzung wie die Mikroklingranite haben. Nach Foslie's Beschreibung liegen in den Randgebieten der von ihm als Granit ausgeschiedenen Gesteine an vielen Stellen quarzitische Bänder

konkordant zur Lagerfolge. Die Quarzitbänder werden von ihm als Randfazies des Granites aufgefasst. Nach meinen Untersuchungen weiter im Osten und Süden muss zumindest ein Teil dieser Quarzitbänder als sedimentärer Basalquarzit gedeutet werden. Dies lässt vermuten, dass der Akkajaurekomplex in den von Foslie kartierten Gebieten einen komplizierteren Bau besitzt als aus Foslie's Karten hervorgeht. Die quarzitischen Gesteine, die nicht durch »Bunnglimmerschiefer» überlagert werden, wurden von Foslie nämlich mit dem Tysfjordgranit unter einer gemeinsamen Bezeichnung zusammengeführt.

Die geologische Geschichte des Untersuchungsgebietes.

Auf dem sehr kräftig peneplanisierten und tief verwitterten, archäischen Grundgebirge wurden eokambrische und kambrische Sedimente abgelagert. Dies sind die Sedimente von Hyolithuszonetypus, die der Fazies des östlichen Kambrosilurs am heutigen Gebirgsrand in Norrbotten entsprechen. Das gefaltete archäische Grundgebirge mit seinen Graniten, Grünsteinen, Porphyren und Sedimenten war ein alter, starrer Kontinentalrumpf, der später das östliche Kratogen des kaledonischen Orogens bildete.

Viele hundert Kilometer weiter im Westen ist das archäische Grundgebirge zur selben Zeit bedeutend weniger eingeebnet. Nach den Untersuchungen F. Kautskys (1949) in der Pieskedecke (unterste Teildecke der grossen Sevedecke) zeigte es dort eine recht ausgeprägte Morphologie während der Ablagerung der ältesten Sedimente des westlichen Kambrosilurs (Geosynklinalfazies). Die ältesten Sedimente bestehen aus einer mächtigen Quarzitserie, die über dem liegenden Grundgebirge mit Verwitterungsarkosen granitischer Zusammensetzung beginnt. Die Quarzite (Juronquarzit) werden von kalkigen Sedimenten mit Einlagerungen mächtiger Kalkmarmore (Pieskekalk) überlagert. Der Juronquarzit wird von F. Kautsky (1949) in das Kambrium gestellt, kann jedoch teilweise auch älter sein, während für den Pieskekalk ein unterordovizisches Alter angenommen wird (vergl. u. a. Kulling 1941 u. G. Kautsky 1949 a).

Oberhalb der Pieskekalkserie folgen in der Pieskedecke mächtige Konglomerate und Sandsteine, die Einlagerungen von Graphitphylliten und anderen Phylliten zwischen den psephitischen und psammitischen Horizonten enthalten (Staloserie). Gegen oben wird die Serie pelitischer. Die aus verschiedenen Phylliten, Kalken und Dolomiten bestehenden höheren Teile enthalten reichlich Einlagerungen von intermediären und sauren Effusiven, die als Laven, Tuffe und Tuffite vorliegen (Laotakserie). Staloserie und Laotakserie zusammen werden als Konglomerat-Sandsteinserie bezeichnet. Aus der Konglomerat-Sandsteinserie besteht ein wesentlicher Teil der Gesteine der Pieskedecke. Während diese Serie im Süden des untersuchten Gebietes auf dem Pieskekalk liegt, überlagert sie im Nordteil des Gebietes mit normalem Kontakt Granitmylonite des archäischen Grundgebirges. Pieskekalk und Juronquarzit fehlen dort. Unterhalb der Konglomerat-Sandsteinserie findet sich also im Nordteil des Gebietes ein bedeutender Hiatus.

Die Konglomerate der Konglomerat-Sandsteinserie enthalten reichlich Gerölle der archäischen Grundgebirgsgranite. Auch Gerölle archäischer Schiefer kommen vor. Die Zusammensetzung der Konglomerate, die zum Teil als grobe polymikte Breccien vorliegen, zeigt an, dass zur Zeit ihrer Bildung die Gegend ein starkes morphologisches Relief besessen hat. Vor der Bildung der Staloserie muss mit einer kräftigen tektonischen Phase gerechnet werden, auf die dieses starke morphologische Relief zurückzuführen ist.

Ähnliche Verhältnisse herrschen in der Gasakdecke, der höchsten Decke des untersuchten Gebietes. Auch hier fehlen Juronquarzit und Pieskekalk. Die Sedimentserie beginnt in dieser Decke mit anscheinend *in situ* verwitterten Grundgebirgsgraniten und Anorthositen, die als riesenhafte Blöcke vorliegen. Gegen oben wird das Konglomerat besser sortiert und stärker polymikt. Auch Einlagerungen von schwarzen Graphitglimmerschiefern kommen vor. Höher oben in der Lagerfolge treten mächtige saure Effusiva auf. Die Serie ist nach meinen Untersuchungen mit der Konglomerat-Sandsteinserie der Pieskedecke zu parallelisieren.

In den oberen Teilen der Konglomerat-Sandsteinserie wurden in der Pieskedecke, in den den Vulkaniten zwischengelagerten Sedimenten, an mehreren Stellen Fossilien gefunden, die auf ein oberordovizisches Alter der fossilführenden Gesteine hinweisen. Regionale Vergleiche mit anderen fossilführenden Gesteinsserien des westlichen Kambrosilurs deuten darauf hin, dass die Konglomerat-Sandsteinserie oberordovizisches Alter hat. Unterhalb der Etage 4 c des Oslogebietes befindet sich eine in grossen Teilen des westlichen und östlichen Kambrosilurs nachweisbare Lücke. Oberhalb dieser Lücke treten im westlichen Kambrosilur polymikte Konglomerate (Vollakonglomerat, Gilliks-konglomerat, Mobergkonglomerat) auf. Die Bildung der polymikten Konglomerate, die meist schlecht sortiert sind und stellenweise recht grosse Gerölle enthalten, setzt das Vorhandensein eines kräftigen Reliefs voraus, das unmittelbar vor oder während der Bildung dieser Konglomerate entstanden ist. An der Grenze zwischen mittlerem und oberem Ordovizium (unmittelbar vor der Etage 4 c) ist im westlichen Kambrosilur mit einer bedeutenden orogenen Phase (Eknephase) zu rechnen, die mit der takonischen Faltung in Nordamerika verglichen werden kann.

Die beiden mittleren Decken des untersuchten Gebietes (Vastendecke und Salodecke) enthalten nur Gesteine, die sich vor der Ablagerung des polymikten Konglomerates gebildet haben. In der Vastendecke liegt zuunterst eine mächtige effusive Grünsteinserie mit Amphiboliten und Porphyriten, die von mächtigen Kalken von Pieskekalktypus überlagert werden. Diesen Kalken sind u. a. sedimentäre Serpentinkonglomerate eingelagert. Bei regionalem Vergleich mit anderen Lagerfolgen (G. Kautsky 1949 a) ergibt sich, dass die Serpentinkonglomerate im unteren Ordovizium sedimentiert wurden und wahrscheinlich in die Etagen 3 c β und 3 c γ des Oslogebietes zu stellen sind. Damit würden die mächtigen Kalkmarmore dem Pieskekalk der Pieskedecke entsprechen und die mächtigen basischen Effusiva in seinem Liegenden mit dem in mehreren Gebieten des westlichen Kambrosilurs auftretenden, unterordovizischen,

basischen Vulkanismus korrelierbar sein (Stören Grünstein des Trondheimsgebietes). In den anderen Decken konnte dieser Vulkanismus nicht nachgewiesen werden.

Den in der Vastendecke vorkommenden mächtigen Kalkmarmoren mit u. a. Einlagerungen von sedimentären Serpentinkonglomeraten vollständig gleichende Gesteine kommen auch in der oberhalb der Vastendecke liegenden Salodecke vor. Ihr fehlen jedoch die mächtigen unterordovizischen, basischen Effusiva unter den Kalkmarmoren.

Das Vorkommen von sedimentären Serpentinkonglomeraten in den Kalkmarmoren der Vasten- und Salodecke beweist, dass die Serpentine dieser Decken bereits recht früh in die orogenen Sedimente injiziert wurden. Dies gilt auch für die genetisch mit den Serpentinen offenbar zusammengehörenden Natrongranite, die die Kalkmarmore in der Nähe der Serpentine durchsetzen. Sowohl Serpentine als auch Natrongranite sind älter als die sedimentären Serpentinkonglomerate, die in die Etagen 3 c β und 3 c γ gestellt werden.

Da die Gasakdecke teilweise auf der Salodecke, teilweise aber auch direkt auf der Vastendecke liegt und weil die Verteilung der Gesteine der Salodecke es wahrscheinlich macht, dass die Salodecke vor der Überschiebung der Gasakdecke bereits weitgehend erodiert worden war, muss damit gerechnet werden, dass die Überschiebung der Salodecke auf die Vastendecke bedeutend früher als die Überschiebung der Gasakdecke erfolgt ist. Da weder in der Vastendecke noch in der Salodecke Sedimente der Konglomerat-Sandsteinserie vorkommen, wird die Überschiebung der Salodecke über die Vastendecke in die orogene Phase unterhalb der Etage 4 c (Eknephase, takonische Phase?) gestellt.

Nach der Bildung der Konglomerat-Sandsteinserie mit den sauren Effusiven in ihren oberen Teilen wurden sowohl in der Pieskedecke als auch der Gasakdecke weitere Sedimente abgelagert. Die neue Sedimentserie beginnt in der Pieskedecke mit einem im westlichen Kambrosilur regional auftretenden, typischen Quarzitkonglomerat (Lyngesteinkonglomerat, Vojtjakonglomerat), das stratigraphisch in die Etage 5 b des Oslogebietes gestellt wird. Oberhalb des Quarzitkonglomerates, das nur im äussersten Südteil des Untersuchungsgebietes vorhanden ist, folgen noch weiter südlich fossilführende, kalkige Sedimente. Die Sedimentserie der Gasakdecke enthält im untersuchten Gebiet als höchstes Glied weisse Quarzite, die mit dem Quarzitkonglomerat der Pieskedecke stratigraphisch korreliert werden.

Nach der Ablagerung der Sedimentserien der Pieskedecke und der Gasakdecke, aber vor den Überschiebungen der beiden Decken hat wahrscheinlich eine schwache Faltung stattgefunden. Diese Faltung ist an der Basis der Gasakdecke deutlich zu erkennen, da die Schubfläche die Horizonte der Lagerfolge in der Decke diskordant abschneidet. Die Faltenachsen verlaufen ungefähr in nordsüdlicher Richtung. In der Pieskedecke gibt sich die Faltung hauptsächlich in den obersten Teilen, unter der Schubfläche der Vastendecke, zu erkennen. Diese liegt diskordant auf verschiedenen Horizonten der Lagerfolge der Pieskedecke. Unter der Schubfläche sind schwachwellige Verbiegungen der Horizonte

der Pieskedecke nach in ostwestlicher Richtung verlaufenden Faltungsachsen erkennbar.

Nach Ablagerung der Sedimente der einzelnen Decken, aber vor den Überschiebungen der Vastendecke und der Gasakdecke, waren die Sedimente in den einzelnen Sedimentationsräumen auch verschieden starker Metamorphose ausgesetzt. Während die Sedimente der Pieskedecke vor den Überschiebungen in ihren oberen Teilen nur schwach oder gar nicht metamorph waren (Fossilreste sind teilweise noch jetzt erhalten), hatten die Sedimente der Gasakdecke, die ihren Sedimentationsraum am weitesten im Westen hatten, schon vor den Überschiebungen ein hochmetamorphes Gepräge erhalten, mit u. a. Mineralneubildungen von Biotit, Granat, Staurolith, Disthen und Oligoklas. Stellenweise waren die Gesteine bereits damals von kleinen Quarz- und Pegmatitadern durchsetzt und durchtränkt (Giccegneis), so dass migmatitartige Gesteine vorlagen. Über den Metamorphosgrad der Gesteine der Vastendecke und Salodecke zu dieser Zeit ist nichts bekannt. Es ist möglich, dass die schwache Faltung, die in der Pieskedecke und der Gasakdecke vor den Deckenüberschiebungen nachweisbar ist, in dieselbe tektonische Phase wie diese Metamorphose gestellt werden kann.

Während einer späteren tektonischen Phase, die als eine der Hauptphasen in der Geschichte der skandinavischen Kaledoniden bezeichnet werden kann, sind Teile der Geosynklinalsedimente übereinandergeschoben worden und bilden den heute sichtbaren Deckenbau innerhalb der grossen Sevedecke. Der bereits während der takonischen Orogenese (Eknephase an der Grenze zwischen Mittel- und Oberordovizium) entstandene Deckenbau (Überschiebung der Salodecke auf die Vastendecke) wurde dabei anscheinend nicht reaktiviert, sondern diese beiden Decken bildeten während dieser tektonischen Hauptphase eine einheitliche Schubmasse.

Die tektonische Phase, in welcher der Deckenbau der grossen Sevedecke entstand, hat sicher erst einige Zeit nach der Ablagerung des Quarzitkonglomerates der Etage 5 b eingesetzt, da über diesem Konglomerat in der Pieskedecke noch jüngere Sedimente vorkommen. Der Faziesunterschied und die bedeutenden Unterschiede im Metamorphosgrad der gleichaltrigen Gesteine in den verschiedenen Decken machen grössere Schubweiten wahrscheinlich.

Während der Überschiebungen wurden die Hochtemperaturminerale der Gasakdecke häufig zertrümmert und diaphtoretisch in Glimmerminerale umgewandelt. In den anderen Decken sind gleichzeitig an der Basis der Schubmassen und in der Nähe der Schubflächen stellenweise Neubildungen höhrtemperierter Minerale als in ihren mittleren und oberen Teilen entstanden. Die Gesteine waren anscheinend ausser der Dynamometamorphose in dieser Zeit auch einer schwachen Regionalmetamorphose unterworfen. Es ist jedoch schwierig zu entscheiden, welche metamorphen Züge der Gesteine in dieser Phase entstanden sind und welche der metamorphen Züge später folgenden tektonischen Phasen zugeordnet werden müssen.

In einer späten Phase der Überschiebungen innerhalb der grossen Sevedecke, oder nach deren Abschluss, wurde die bereits Deckenbau

zeigende Masse von Geosynklinalsedimenten mit Teilen ihres archäischen Grundgebirges in einer gewaltigen *en bloc* Überschiebung gegen Ostsüdost über das östliche Kratogen getrieben, welches von dünnen Sedimenten von Hyolithuszonetypus bedeckt war. Diese Sedimente von Hyolithuszonetypus wurden mit den obersten Teilen ihrer archäischen Unterlage durch die vorrückende grosse Sevedecke stellenweise abgeschürft, dachziegelförmig übereinandergestapelt und gegen Osten verfrachtet. So entstand der Akkajaurekomplex, während das abgeschälte autochthone Grundgebirge als Tysfjordgranit erhalten ist. Weiter nördlich, in der Gegend des Sitasjaure und des Torneträsk, scheinen nach F. Kautskys & Tegengrens (1952) Resultaten, die plastischen Schiefer des obersten Teiles der Hyolithuszone eine ideale Gleitfläche für die überschiebenden Gesteinsmassen der grossen Sevedecke gebildet zu haben. Das Kratogen wurde hier durch die vorrückende grosse Sevedecke nicht aufgesplittert. Dadurch sind in diesen Gegenden, mehr als 80 km westlich des Ostrandes der Kaledoniden, die Sedimente von Hyolithuszonetypus und ihr Grundgebirge unter den metamorphen Gesteinen der überschobenen grossen Sevedecke strukturell ausgezeichnet erhalten. U. a. sind in den flach liegenden Sandsteinen der Hyolithuszone Rippelmarken und Kreuzschichtung deutlich erkennbar. Auch die steilen Strukturen des archäischen Grundgebirges sind erhalten geblieben.

Aber auch nach der *en bloc* Überschiebung der grossen Sevedecke sind besonders die Gebiete an der norwegischen Grenze und weiter westlich Prozessen unterworfen gewesen, die für den heute vorliegenden Bau der Kaledoniden von tiefgreifender Bedeutung sind. Dieses westliche Gebiet mit dem schon fertigen Deckenbau des Akkajaurekomplexes und der grossen Sevedecke wurde intensiv plastisch gefaltet. Die Faltung hat alle Komplexe gleichartig ergriffen. Während ihr scheinen sich die Gesteine an der norwegischen Grenze und westlich davon in äusserst plastischem Zustand befunden zu haben. Zerreissungen und Aufsplitterungen in den Schichtserien, die so verschiedene Gesteine wie Granite, metamorphe Arkosen und Sandsteine, Grünsteine und Schiefer enthalten, wurden nämlich nirgends beobachtet, obwohl häufig überkippte und isoklinale Falten vorkommen. Die plastische Faltung kann in zwei ungefähr senkrecht aufeinanderstehende Komponenten zerlegt werden: Die eine mit Faltungsachsen in ungefähr N25°O, also ungefähr im Streichen der Kaledoniden, die andere mit Faltungsachsen in ungefähr N65°W, also in der Schubrichtung der grossen Sevedecke. Gleichzeitig fand eine Regionalmetamorphose statt, die offenbar an das Gebiet mit plastischer Faltung gebunden ist. Sowohl die plastische Faltung als auch die Regionalmetamorphose sind im Gebiet westlich der norwegischen Grenze am stärksten. Sie nehmen gegen Osten ab, wo am Gebirgsrand nur noch schwache Verbiegungen festzustellen sind.

Die regionale Metamorphose kann am besten an den Sedimenten der Hyolithuszone studiert werden. Am Rand der Kaledoniden im Osten sind diese Sedimente so gut wie unmetamorph und im Allgemeinen nur diagenetisch verändert, während die über ihnen liegenden Gesteine der grossen Sevedecke u. a. Granatglimmerschiefer enthalten. Je weiter man nach Westen kommt,

desto stärker wird die plastische Faltung und desto höher wird der Metamorphosgrad der Sedimente von Hyolithuszonetypus. An der norwegischen Grenze hat der Metamorphosgrad der Sedimente von Hyolithuszonetypus jenen der Sedimente der grossen Sevedecke ungefähr erreicht.

In den durch die plastische Faltung gebildeten gewaltigen Antiklinalen an der norwegischen Grenze sind nicht nur der Akkajaurekomplex, sondern auch der unter diesem liegende archäische Granit (Tysfjordgranit) des östlichen Kratogens aufgeschlossen. Der Tysfjordgranit ist durch die plastische Faltung stark deformiert und kaledonisch umgeprägt. Er ist jedoch im Wesentlichen als autochthon aufzufassen.

Die archäischen Grundgebirgsgranite an der norwegischen Grenze und westlich davon sind im Zusammenhang mit der Regionalmetamorphose und der plastischen Faltung umkristallisiert und teilweise auch mobilisiert oder reaktiviert worden, so dass sie dort stellenweise Intrusivkontakte gegen ihre hangenden Sedimente zu zeigen beginnen. In feldspatreichen Gesteinen, die als Verwitterungsarkosen dieser archäischen Granite aufgefasst werden, haben sich Mikroklin und Albit, sowie auch dunkle Minerale auf eine solche Weise neugebildet, dass sie in kaledonischer Zeit ein granitisches Aussehen bekamen.

Wie die Profile und Karten zeigen (Tafel V; Abb. 88), hat die plastische Faltung das Gebiet in Kuppeln und Mulden gegliedert. Wo eine Antiklinale mit Richtung N65°W eine andere mit Richtung N25°O schneidet, bildet sich eine Kuppel, an den Schnittpunkten zweier Synklinalen eine Mulde. Alle Linien gehen weich und schmiegsam ineinander über. Längs- und Querfaltung sind offenbar gleichzeitig entstanden. Die durch die plastische Faltung gebildeten Strukturen erinnern stark an die aus vielen Orogenen beschriebenen »mantled domes». Aus den Appalachen Nordamerikas u. a. von E. Cloos und A. Hietanen (1941) beschriebene »mantled domes» zeigen beinahe identisches Aussehen mit den »Kuppeln» westlich der norwegischen Grenze. Auch in den »mantled domes» scheint ein wesentlicher Zug die »Reaktivierung» alter Granite in späteren orogenen Zykeln zu sein, wodurch auf dem alten Granit abgelagerte Sedimente von den reaktivierten, palingenen Graniten intrudiert werden.

Die plastische Faltung wird als eine Rückfaltung nach der *en bloc* Überschiebung der grossen Sevedecke gegen Ostsüdosten aufgefasst. Die N25°O streichenden Antiklinalen sind nämlich durchgehend, oft isoklinal, gegen Nordwesten überkippt. Diese gegen Nordwesten überkippten Falten liegen teilweise so flach, dass sie die Form von liegenden, gegen Südosten einfallenden Falten annehmen. Es ist wahrscheinlich, dass in extremen Fällen Überschiebungen gegen Nordwesten, also in der entgegengesetzten Richtung als der Schub der grossen Sevedecke, stattgefunden haben (vergl. Abb. 88).

Die plastische Faltung mit palingenen Erscheinungen ist die letzte im untersuchten Gebiet nachweisbare tektonische Phase. Während dieser Phase haben sich die durch den grössten Teil der nordskandinavischen Kaledoniden verfolgbaren Antiklinalen und Synklinalen gebildet. Besonders die auf Übersichtskarten über Skandinavien gut erkennbaren Querantiklinalen geben ausgezeichnete Profile quer durch die skandinavischen Kaledoniden.

Silur und Unterdevon		Plastische Faltung mit Rückfaltung in den westlichen Teilen des Untersuchungsgebietes, gegen Osten rasch abnehmend; Bildung der Granitkuppeln westlich der norwegischen Grenze; Regionalmetamorphose; Palingenese der archäischen Granite; Granitisationserscheinungen
		en bloc Schub der grossen Sevedecke; Bildung des Akkajaurekomplexes; Dynamometamorphose und schwache Regionalmetamorphose
		Überschiebung von Vastendecke + Erosionsreste der Salodecke auf die Pieskedecke, sowie Schub der Gasakdecke; Dynamometamorphose
		Schwache Faltung in der Pieskedecke sowie kräftigere Faltung in der Gasakdecke; Starke Metamorphose der Gestein der Gasakdecke und Durchtränkung mit Pegmatitmaterial (Die Gesteine der Gasakdecke liegen z. T. innerhalb einer Migmatitfront); Intrusion des Sulitelmagabbro?
Oberes Ordovizium		Sedimentation. Intermediärer und saurer Vulkanismus. Intrusion des Sulitelmagabbro?
		Polymikte Konglomerate (Etage 4 c)
		Eknephase (takonische Phase) mit Überschiebung der Salodecke auf die Vastendecke; Faltung
Unteres Ordovizium Kambrium (Eokambrium?)		Sedimentation
		Serpentinkonglomerat (Etage 3 c β und 3 c γ)
		Trondheimphase
		Intrusion von Serpentin und Natrongranit
		Effusive Porphyrit-Amphibolitserie mit Spiliten
		Sedimentation
Archäikum		Grundgebirge

Abb. 93. Übersicht der zeitlichen Abfolge von Sedimentation, Vulkanismus, Metamorphose und Tektonik.

English Summary.

The bed-rock of the mapped area belongs to two major tectonic units, one of which rests on the other. The lower unit has been called the Akkajaure complex. It consists of Archean rocks belonging to the eastern cratogene, which are normally covered with Cambro-Silurian sediments of so-called *Hyolithus*-zone type. These sediments are also called Eastern Cambro-Silurian. They are non-orogenetic and they contain no greenstones. In a long giant-overthrust at least two hundred and fifty kilometers long, a nappe with metamorphic orogenic sediments (the Large Seve Nappe) has been thrust over the eastern cratogene. As a result its uppermost parts (part of the Archean basement and the sediments of *Hyolithus*-zone type) have been scraped away and thrust over each other. The Akkajaure complex can thus also be divided into several nappes.

The Large Seve Nappe.

The Large Seve Nappe is divided into four smaller nappes, named, from the bottom, the Pieske nappe, the Vasten nappe, the Salo nappe, and the Gasak nappe. All these nappes consist mainly of metamorphic Cambro-Silurian sediments rich in intrusive greenstones and effusives. The separate nappes are easily distinguished. Great differences exist in the metamorphic history of the four thrust-masses. The Pieske nappe shows the lowest degree of metamorphism (green-schist facies and partly albite-epidote-amphibolite facies). Here, fossils indicating an Upper Ordovician age have sometimes been met with. The schists normally contain the following typomorphic minerals: chlorite, epidote, clinozoisite, and mica. The schists of the Gasak nappe contain as typomorphic minerals: oligoclase, staurolite, kyanite, mica, and garnet (amphibolite facies).

The base of the Pieske nappe contains remnants of microcline-granite, which is considered to be of Archean age. The higher parts of the microcline-granite, immediately below the covering sediments, are deeply weathered. The earliest sedimentary strata are beds of metamorphic arkose of considerable thickness. In the higher parts the amount of feldspar decreases. Here, feldspar-quartzites and quartzites are dominant. Mica and garnet are present. The thickness of the whole series[1] is more than 400 m. It is called the Juron quartzite. The Juron quartzite is conformably overlain by the Pieske limestone,

[1] The term »series» as used in this paper corresponds to the term »formation» in recent American literature.

in places over 1 000 m thick. It contains intercalations of mica schists and intrusive greenstones of gabbroic type. These strata are unconformably covered by a conglomerate-sandstone series. Its lower part (the Stalo series) consists of psephitic and psammitic rocks which alternate with graphite-bearing schists. The sediments partly are conglomerates with granite pebbles and boulders. The granite in the conglomerates is similar to the microcline-granite that constitutes the base of this nappe. Pebbles of Archean schists are also present. Immediately before the sedimentation of the conglomerate-sandstone series, a considerable folding occurred. The higher part of the conglomerate-sandstone series is called the Laotak series; it is composed of various types of schists with frequent intercalations of limestone and dolomite. Lavas, tuffs and tuffites of meta-andesitic and rhyolitic composition are interstratified in the sediments. The lavas, including the acid types, show a distinct pillow structure. The tuffs are mainly rhyolitic. It is often difficult to distinguish them from feldspar-quartzites, as the plagioclase appears as small grains without well-developed crystal form. The brown and black spots of biotite are significant and give the rock a characteristic appearance. The fossils were found in the sedimentary strata, which alternate with volcanic rocks. These sediments consist of variegated layers dominated by black graphite-bearing schists and green and orange mottled schists. The latter consist of small reddish dolomite lenses and green schists rich in chlorite. Thin layers of bituminous limestone, thicker beds of light limestone conglomerates and orange-weathered dolomites are typical. These sediments are completely intermixed with lavas, tuffs, and tuffites of meta-andesitic and rhyolitic composition. The tuffs of the Sulitelma area are called Jägnafo tuffites. A persistent limestone layer, called Titir limestone, separates the Stalo series from the Laotak series. The conglomerate-sandstone series are of varying thickness. In the extreme south part of the investigated area, they measure only 500 m, while in the north their thickness exceeds 1 500 m. The series are of Upper Ordovician age. The conglomerate-sandstone series are covered by banded schists known as the Furulund shale. The age of these schists is also Upper Ordovician. South of the mapped area, a typical quartzite conglomerate with very well worn ovoid pebbles occurs above the conglomerate-sandstone series. This conglomerate is well known from other regions of the Caledonides. From a stratigraphic point of view, it is one of the best guide-rocks. It belongs to stage 5 b in the Oslo region and is called the »Vojtja conglomerate».

The Vasten nappe covers the Pieske nappe unconformably. At the base of the Vasten nappe we find thick beds of spilitic greenstones which are called the Porphyrite-amphibolite Series. This series contains thin sedimentary intercalations in the form of mica schists and dolomite lenses. It is penetrated by diabase dikes. These undoubtedly belong to the Porphyrite-amphibolite Series, since they are not present in its hanging-wall. On the spilitic greenstone series follow mica schists and then a thick limestone series. Part of the limestones is substituted by calciferous mica schists. Within the limestones and also in the spilitic greenstones, small serpentine bodies frequently occur. They are accompanied by charac-

teristic pale sodic granites. The serpentine-bodies are obviously early intrusions into the geosynclinal sediments, since in some places they are covered by sedimentary serpentine-conglomerates of Lower Ordovician age.

On the Vasten nappe we find the Salo nappe, which has only been observed in the northern parts of the area. At the top it consists of a limestone series with intercalated serpentine-conglomerates and intrusions of sodic granite and serpentine bodies. The series is exactly similar to that of the Vasten nappe. They are completely alike, both stratigraphically and petrographically. Below the limestone of the Salo nappe we find, however, thick uniform mica-schists with characteristic porphyroblasts of amphibole. These schists contain a persistent thin layer of graphite-bearing schists, with which small pyrite-bodies are frequently associated. This layer is of some importance in correlation with the areas farther north, which have been mapped by Foslie.

On the Vasten and Salo nappes lies, with considerable angular unconformity, the Gasak nappe. This nappe consists of highly metamorphic rocks with secondary oligoclase, kyanite, staurolite, garnet, and biotite. The metamorphic high-temperature association has, however, later been altered diaphtoretically to a mineral association of lower facies, the main members of which are mica and chlorite. The schists are often gneissose. Real injection gneisses occur immediately north of the mapped area. In the base of the Gasak nappe, inverted strata have been observed. These contain traces of granite and anorthosite, which are assumed to belong to the Archean basement of the nappe. The Archean rocks mentioned are deeply weathered and are overlain by a monomict breccia *in situ*. The rock fragments of the breccia sometimes measure several m^3. At higher levels, the fragments become smaller and more rounded. Some foreign material also appears, so that the breccia becomes polygenous. Still higher up we find polygenous conglomerates which alternate with graphite-bearing schists. Above these inverted strata, normal strata follow. They begin with variegated psammitic schists, which are rich in small orange-red weathering dolomite lenses. Graphite-bearing schists have also been observed. At higher levels, we find a thick bed of effusives showing meta-andesitic and rhyolitic composition. In part, they display a remarkably well-preserved effusive structure. The effusive series is several hundred meters thick. Above it follows a uniform staurolite-garnet-mica schist. The highest bed in the succession of strata is a light quartzite. A large olivine-gabbro body is situated within the Gasak nappe. This rock makes up the highest peaks of the Sulitelma mountains. The Sulitelma gabbro is intrusive in relation to the meta-andesitic and rhyolitic lavas of the Gasak nappe. No borders against younger rocks have been found. The Gasak nappe and the Jotun nappes in Southern Norway are similar in several respects.

Stratigraphy.

The fossil finds made in the Pieske nappe are of great value to determine the succession of strata in the nappes. The finds have been made 1) in the

Ikisjaure region immediately south of the mapped area, 2) south of Sulitelma near the Norwegian border, and 3) in the area east of Vastenjaure. In the first and third areas fossils consisting mainly of *Halysites* sp. were found between beds of lavas and tuffs belonging to the Laotak series. As *Halysites* does not occur until in the Lower Ordovician and is found more generally in the Upper Ordovician and Silurian, the finds of this fossil suggest an Upper Ordovician and Silurian age of the strata. A bryozoe, *Dianulithes petropolitanus* DYBOWSKY, was found by Th. Vogt (1927) in limestone between andesitic and rhyolitic volcanics south of Sulitelma. This species indicates that these rocks are of Ordovician age. This and similar species are not known from the Silurian. In the Ikisjaure region, the *Halysites*-bearing beds with intercalated effusive rocks are covered by the well-known Vojtja conglomerate. This conglomerate is the best guide-bed within the geosynclinal succession of strata. It is now generally accepted as belonging to stage 5 b of the Oslo region, which corresponds to the uppermost part of the Ashgillian in Great Britain. As the fossil-bearing strata in all three areas are situated in the same series, we may presume that they belong to the Upper Ordovician. The frequent occurrence of effusives together with the fossil bearing sediments supports this correlation. Similar effusives are very common in the Upper Ordovician in other regions of the geosyncline. On the other hand, effusives are practically lacking within the Silurian. For the above-mentioned reasons, I cannot agree with Kulling's (1947b) assertion that the fossil-bearing strata east of Vastenjaure belong to the Silurian. Within the mapped area, Silurian strata, indeed, seem to be lacking.

The age of all other strata can only be determined by analogisms, *i. e.* the succession of strata is compared with typical sections through the geosynclinal successions of strata in other fossil-bearing regions. On making such comparisons, we find that certain characteristic beds (mainly conglomerates, effusives, and limestones) occur in the same order in the sections compared (G. Kautsky 1949a). With the aid of the fossils found in the various sections, the stratigraphic position of most of these characteristic beds can be approximately determined. Referring to such comparisons, the lower part of the conglomerate-sandstone series (Stalo series) belongs to stage 4 c in the Oslo region. Below it is a great hiatus. The underlying Pieske limestone is assumed to be of mainly Lower Ordovician age, and the Juron quartzite below it seems to be of Cambrian and Eo-Cambrian(?) age. The crystalline basement of the Juron quartzite has Archean age (compare Abb. 94).

The determination of the age of the strata in the Vasten nappe is based mainly on the occurrence of serpentine conglomerates, which generally appear in the geosynclinal sediments in a definite stratigraphic position. On the basis of the fossil finds at Otta (Norway), the serpentine conglomerates are placed in the stages 3 c β and 3 c γ. The thick limestones in the Vasten and Salo nappes containing serpentine conglomerates are stratigraphically comparable with the thick Pieske limestone in the Pieske nappe. The thick spilitic lava-bearing Porphyrite-amphibolite Series in the Vasten nappe is assumed, on

the basis of regional comparisons, to be of Lower Ordovician age, since a similar spilitic effusive series appears in other regions below the serpentine conglomerates at this time. The stratigraphic position of the mica schists in the foot wall of the limestones in the Salo nappe is unclear. They may be of Lower Ordovician age and they correspond to the mica schists between the Porphyrite-amphibolite Series and the limestone in the Vasten nappe. Possibly, however, they are of Cambrian age and equivalent to the Juron quartzite in the Pieske nappe.

As regards the succession of strata and petrological features, the rocks within the Gasak nappe are similar to those of the Pieske nappe. Traces of granite and anorthosite at the base of the nappe are considered to be Archean. The gneissose conglomerate-sandstone series close above the base of the strata with intercalations of graphite-bearing mica schists strongly resembles the basal parts of the conglomerate-sandstone series (Stalo series) in the Pieske nappe. The overlying variegated psammitic series rich in small dolomite lenses, which is covered by meta-andesitic and rhyolitic volcanics and staurolite-garnet-mica schists, is believed to be equivalent to the Laotak series in the Pieske nappe. The latter also contains variegated schists rich in dolomite and volcanics of andesitic and rhyolitic composition. The uppermost stratum in the Gasak nappe is a light quartzite, which possibly corresponds to the Vojtja conglomerate in the Pieske nappe. In many localities in Vesterbotten the Vojtja conglomerate is substituted by white quartzites. Stratigraphically, the succession of strata in the Gasak nappe may be classed as Upper Ordovician.

Tectonics.

The sedimentary strata of the sheets of bed-rock subjected to overthrusts generally dip very gently, though with smooth undulations. In detail, however, the strata often display flexures and zigzag folds. In the Pieske, Vasten, and Salo nappes, we meet with another important tectonic feature, viz. a strong lineation. The pebbles of the conglomerates are elongated parallel to this lineation, which runs towards N 45°—70° W and thus approximately coincides with the overthrust direction of the Large Seve Nappe. As is well known, this nappe has moved from WNW to ESE. In the Gasak nappe, the lineation is lacking. All the overthrust rock-masses have become more or less squeezed near the Norwegian border, their strata here being quite thin.

In the Vasten nappe south of Virijaure, a large recumbent fold has been found. Accordingly, the nappe shows inverted strata over a large part of the area, and the mode of stratification is in part not open to interpretation.

The Vasten nappe lies unconformably on different beds of the Pieske nappe. It appears as if the strata in the Pieske nappe were somewhat folded and even eroded before the overthrust of the Vasten nappe. Similar conditions are found in the Gasak nappe. The strata of this nappe were already folded before the overthrust of the nappe, so that the slide-zone cuts the folded

strata. The fold-axes in the Pieske nappe strike east—west, whereas those in the Gasak nappe strike north—south.

The Salo nappe overlaps unconformably the strata in the Vasten nappe. The thrust of the Salo nappe over the Vasten nappe must have taken place decidedly earlier than the thrust of the Gasak nappe over the Salo and Vasten nappes, for the Salo nappe is found only in the northern parts of the investigated area, between the Vasten nappe and the Gasak nappe. Farther southwards, the Gasak nappe rests immediately upon the Vasten nappe. A comparison with the conditions in the north, in the area mapped by Foslie (1941, 1942, 1949), discloses that the Salo nappe can be identified in those areas, too. It occurs there in some places between the Gasak nappe and the Vasten nappe, while in other places it is lacking. These data show that the Salo nappe was already eroded to a very large extent before the Gasak nappe was thrust over the Vasten nappe + the remains of the Salo nappe. The overthrust of the Salo nappe is assumed to have taken place as early as during the Ekne disturbance near the boundary between the Middle and Upper Ordovician in Sweden. This disturbance is comparable with the Taconic orogenesis in North America. The principal reason for placing the above-mentioned thrust in this period is that the Vasten nappe as well as the Salo nappe only contain rocks deposited before the Ekne disturbance. A strong angular unconformity appears south and west of Salojaure, between the nappes.

The time connection between volcanism and tectonics in the investigated area corresponds to a similar connection in other orogenetic belts. According to Turner & Verhoogen (1951), the eruption of dominantly basic (spilitic) lavas usually occurs in the geosynclinal phase of the tectonic cycle. Immediately after and partly synchronous with it, ultra-basic and basic magmas intrude during the early stages of folding. An intimate geographical connection thus exists between the spilitic volcanism and the ultra-basic intrusions. During and following the main period of folding, granitic and granodioritic batholiths develop. The latest phase of the tectonic cycle is the effusion of basalts, andesites, and rhyolites during and following an elevation of the folded mass. This phase is distinctly separated by a long period of time from the main phase of folding and plutonic activity. In the mapped area, the Cambrian and Lower Ordovician strata clearly correspond to the geosynclinal phase in the scheme. In the Vasten nappe, we have eruptions of basic spilitic lava at this time. The lava appears in intimate geographical connection with small serpentine bodies. The serpentine was injected during or immediately before a folding (Trondheim disturbance in the Lower Ordovician). Soon hereafter, the serpentine was exposed, and sedimentary serpentine conglomerates were deposited. As has been mentioned above, the powerful Ekne disturbance, comparable to the Taconic orogenesis in North America, took place near the boundary between the Middle and Upper Ordovician in Sweden (= in the Caradoc). Intense folding and overthrusting occurred during this orogenesis. Then the conglomerate-sandstone series were deposited. In the upper part of these, volcanic eruptions took place, developing meta-andesites and rhyolites (compare Abb. 93).

The Akkajaure complex.

The Akkajaure complex is made up of many thrust masses composed of Archean granites and syenites together with sediments of the *Hyolithus*-zone type of Eo-Cambrian and Cambrian age. These sediments can very easily be distinguished from the sediments in the Large Seve Nappe, having a completely different tectonic style and metamorphic habitus. While the shales and schists of *Hyolithus*-zone type are crushed, cut by frequent sliding planes, and show fracture cleavage, such phenomena are lacking in the schists of the Large Seve Nappe, which are completely recrystallized. Garnet, amphibole, and epidote occur generally in the schists of the lowest parts of the Large Seve Nappe, whereas these minerals are completely lacking in the sediments of the *Hyolithus*-zone type. The dominant minerals are here biotite, muscovite, and chlorite. Epidote occurs only in mylonites of the Archean granites and syenites. Limestone very seldom appears in the sediments of *Hyolithus*-zone type, whereas it is widely present in the Large Seve Nappe. In the field, difficulty is never encountered in distinguishing between sediments in these two major tectonic units.

No fossils have been found in the Akkajaure complex within the mapped area. A section was therefore investigated between the mapped area and the eastern border of the Caledonides, along the valley of lake Stora Lulevatten. This section is very suitable, as the deep U-shaped valley shows a continuous section more than 40 km long. The gently sloping beds could be followed for several kilometers in the steep walls of the valley. At the eastern border of the Caledonides, the *Hyolithus* zone rests in the normal way on the autochthonous substratum. Along the border of the Caledonides, this substratum consists partly of Archean granites, porphyries, syenites, and metamorphic sediments with steep structures, partly of a low-metamorphic reddish quartzite series rich in feldspar. These quartzites show current-bedding, ripple marks, and mud cracks. They are called the »Sjöfall sandstones», and a white modification of them is known as the Snavva quartzite. These quartzite series lie without angular unconformity below the quartzite of the Hyolithus zone. Considerable agreement in type is shown between the deeper parts of the Hyolithus zone and these sandstones. The latter are similar to the Eo-Cambrian sparagmites in other parts of the eastern margin of the Caledonides. According to Ödman (1948), the regional mapping of the Archean outside the Caledonides in Norrbotten has shown, however, that the Sjöfall series and the Snavva quartzite in all probability belong to the Archean.

The *Hyolithus* zone begins with white quartzites, the upper part of which contains bluish intercalations. The blue colour is caused by the presence of fine graphitic matter. A thin conglomerate with shale-pebbles, believed to be the Lower Cambrian bottom-conglomerate, covers the blue quartzite. The quartzite series below the conglomerate is considered to be of Eo-Cambrian age. Above the conglomerate with shale-pebbles follow shales. The lower part is argillaceous, while the higher parts are graphite-bearing. Fossil finds

further southwards indicate that these graphite-bearing shales are Middle Cambrian and that the lower part of the shales is of Lower Cambrian age. The total thickness of the *Hyolithus* zone is between 50 and 120 m. The shales are generally thicker than the quartzite. The sediments are covered with mylonitized granites and syenites, which have been thrust over the sediments. All the beds dip gently to the west. These granites and syenites are also covered with a sedimentary series with normal tectonic contact. This series, called the »Karnila-zone» is in every respect similar to the *Hyolithus*-zone. On the Karnila-zone follow once again overthrusted granites which are covered by sediments of the *Hyolithus*-zone type with normal tectonic contact. Here the sediments are partly inverted. In the Vakotavare mountain they are covered by overthrusted mylonites. West of Vakotavare the schistosity (which in this region is always parallel to the bedding of the sediments) becomes almost horizontal, and still farther west, it dips gently to the east. Sedimentary beds of the *Hyolithus*-zone type reappear between granite-mylonites near Vaisaluokta in the north-eastern corner of the map area. Finally, on the Norwegian border the whole complex now described rests on the Tysfjord granite, which has a wide extension. The Tysfjord granite is interpreted as an autochthonous Archean granite, deformed and recrystallized in Caledonian time. This granite is overlain by sediments of *Hyolithus*-zone type. Immediately under the sediments, the granite has in part been greatly affected by stress. Foslie (1941, 1942) interpreted the Tysfjord granite as a Caledonian intrusion and the overlying quartzites of the *Hyolithus*-zone type as a marginal granitic facies. But in the light of later mapping this interpretation cannot longer be accepted.

When the overthrusting had finally ceased, the whole rock complex (Tysfjord granite + the Akkajaure complex + the Large Seve Nappe) became plastically folded. The axes of the plastic folding strike in two directions. One is approximately N25°E and the other is N65°W. The former runs parallel to the strike-direction of the Caledonides, the latter runs almost perpendicular to it. The plastic folding reaches its maximum west of the Norwegian border. It is often isoclinal with overturned folds. In the direction N25°E, the folds are overturned towards the west, and in the direction N65°W the folds are overturned towards the south. South of a distinct anticline (Virijaure anticline) the folds with the axis N65°W are, however, overturned towards the north. The anticlines and synclines of the two systems divide the region into domes and depressions. In the centre of the domes, the Archean Tysfjord granite is exposed to a depth of 5 000 m. In some areas the Tysfjord granite shows intrusion contacts against its hanging sediments. These phenomena are considered to indicate that the Archean Tysfjord granite became mobile and reactivated during the folding. In connection with this development, a considerable soaking with pegmatite occurred along the Norwegian border. The conditions are very similar to the development of the »mantled gneiss domes» as described by E. Cloos (1941) and Eskola (1949) from the Caledonides in Maryland. The plastic folding accompanied by granitization is the latest folding and metamorphism seen in the region.

In the basal parts of thrust masses, thin but extensive beds of the Archean granite have frequently been found in the Akkajaure complex. They are regarded as the weathered uppermost parts of the Archean rocks at the base of the Caledonian sediments. During the diastrophism, the weathered granites and syenites were separated from the unweathered basement and formed thrust-masses together with the sediments covering them.

An investigation of the cupriferous pyritic deposits in the Sulitelma region has shown that part of the ore is situated in the thrust-plane between the Vasten nappe and the Pieske nappe, or in structures that developed simultaneously with that overthrust. This means that the ore must have been deposited during or after the overthrusting. The Sulitelma gabbro formed before the overthrusting. It is situated in the Gasak nappe and has no genetical relation to the ore. The ore is supposed to be of hydrothermal-metasomatic origin. In connection with the plastic folding and the mobilization in parts of the Tysfjord granite, circulating »ore solutions» deposited ore-bodies. The ore bodies were mostly deposited in tectonic crush and shear zones, or where there was any space left, *e. g.* in the case of incompetent foldings. To a certain extent, the basic material of the greenstones possibly acted as a sort of »catalyst».

The geological history of the region.

On deeply weathered peneplained Archean rocks were deposited sediments of Eo-Cambrian and Cambrian age and of *Hyolithus*-zone type. The steeply folded Archean basement later formed the eastern cratogene of the Caledonian orogenic belt. Many hundreds of kilometers to the north-west, the Archean basement is not peneplained but deeply weathered. Here were deposited the geosynclinal sediments consisting of quartzites (Juron quartzite) and thick limestones (Pieske limestone). In other areas in the north-western part, thick shales were deposited. Before the deposition of the limestones, an effusion of basic lavas (spilites) and tuffs took place. Soon after the volcanic activity, injections of serpentine bodies and sodic granites occurred in connection with an initial folding. As a result of this folding, serpentine bodies were exposed and sedimentary serpentine conglomerates were formed (Trondheim disturbance). The serpentine conglomerates are supposed to belong to stages 3 c β and 3 c γ of the Oslo region. Further sedimentation took place. A large-scale orogenesis occurred immediately before stage 4 c. This orogenesis (Ekne disturbance) is comparable to the Taconic orogenesis in North America. During its evolution the strata were folded and the Salo nappe overthrust the Vasten nappe. After the orogenesis, the conglomerate-sandstone series were deposited. These unconformably overlap the substratum. In the upper part of these series, meta-andesites, rhyolites, rhyolitic tuffs, and tuffitic sediments frequently appear (Laotak series). Between the effusive beds, there occur fossil-bearing limestones and schists, the fossils of which prove the Laotak series to be of Upper Ordovician age. On the Laotak series rest schists and a well-known quartzite-conglomerate (Vojtja conglomerate). Stratigraphically, the Vojtja

conglomerate is situated in the lowest part of stage 5 b in the Oslo region (= the uppermost part of Ashgillian in Great Britain).

After the deposition of all the sediments, but before the diastrophism with overthrusting, a folding most probably took place. At the same time, the sediments in the deposition-areas of the various nappes were more or less affected by metamorphism. The sediments of the Pieske nappe were affected only slightly. (The fossils here are still in a recognizable condition.) The sediments of the Gasak nappe, which were deposited farther westwards (closer to the centre of the orogenic belt), were transformed to mica-schists with a highly metamorphic mineral association: biotite, garnet, staurolite, kyanite, and oligoclase. Simultaneously with this rather intense metamorphism, some of the rocks became migmatized. The Gasak nappe was then thrust over the Salo and Vasten nappes, while the Salo nappe + Vasten nappe as a tectonic unit was thrust over the Pieske nappe. During the overthrusting, the mineral porphyroblasts of the Gasak nappe became in part crushed and transformed into mica, chlorite and epidote. In thin sections, rotation of porphyroblasts has often been observed. The other nappes became at the same time somewhat dynamo-metamorphic. Not until the overthrusting within the Large Seve Nappe had ceased, did the Large Seve Nappe begin to slide *en bloc* over its substratum towards the east. The substratum consisted of the eastern cratogene (Archean basement covered with thin strata of *Hyolithus*-zone type). The sediments of *Hyolithus*-zone type and the uppermost parts of the underlying Archean basement were scraped away by the Seve nappe. They were transported towards the east and partly piled upon one another. In this way, the Akkajaure complex developed.

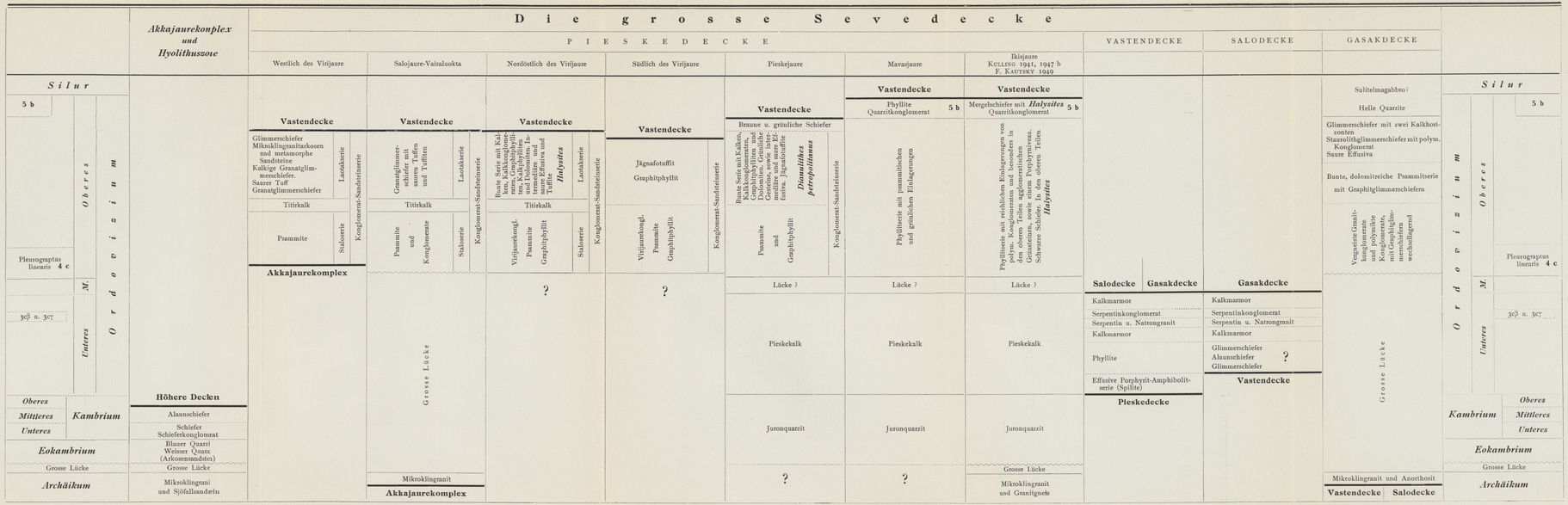
After the cessation of the overthrusting towards the east, important processes took place near and west of the Norwegian border. This region became intensely folded in a plastic manner, producing domes and depressions. A regional metamorphism occurred at the same time. In connection with the plastic folding and the regional metamorphism, the granites recrystallized and became even mobile and reactivated to a certain extent. In arkoses, microcline and albite have crystallized in such a manner that in Caledonian time some arkoses recovered a granitic character. The plastic folding is interpreted as a *Rückfaltung* after the cessation of the overthrusting of the Large Seve Nappe towards the east. As a matter of fact, the overturned folds dip towards the east. It is possible that, in extreme cases, the plastic folding led to overthrusting in a westerly direction.

Abb. 94. Korrelationstabelle der Lagerfolgen in den einzelnen Decken und Teilgebieten des Sulitelma-Salojaureg ebietes.

Die unterste tektonische Einheit wurde ganz links gesetzt. Nach rechts folgen immer höhere Einheiten. In den einzelnen Kolonnen wurde oberhalb und unterhalb der betrachteten Lagerfolge, von ihr durch eine dicke Linie getrennt, die anschliessende tektonische Einheit angegeben.

Da die Mächtigkeiten gleichaltriger Horizonte in den einzelnen Decken stark wechseln, steht der Raum, den jede einzelne Serie auf der Tabelle einnimmt, nicht im Verhältnis zu ihrer wirklichen Mächtigkeit. Die in den Lagerfolgen vorhandenen Intrusiva wurden im Allgemeinen auf der Tabelle nicht angegeben, da ihre Altersstellung unsicher ist. Ausnahmen bilden die zeitlich gut einstufbaren Serpentine und Natrongranite, sowie der Sulitelmagabbro.

530298. S. G. U., Ser. C, N:o 528. Kautsky.



Angeführte Literatur.

G. F. F. = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.
N. G. T. = Norsk Geologisk Tidsskrift, Oslo.
N. G. U. = Norges geologiske undersökelse, Oslo.
S. G. U. = Sveriges geologiska undersökning, Stockholm.

Aleva, G. J. J. 1950: Geology and petrology of the Gabbi-Mesket region, Swedish Lapland — Academical diss. Amsterdam.

Anderson, E. M. 1948: On lineation and petrofabric structure and the shearing movement by which they have been produced — Quarterly Journ. Geol. Soc. CIV, London.

Asklund, B. 1938: Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden — S. G. U., Ser. C, 417.

— 1946: En återblick på den svenska fjällkedjeforskningen — G. F. F. 68.

— 1947 a: Gatsten och kantsten — S. G. U., Ser. C, 479.

— 1947 b: Diskussionsbeiträge — G. F. F. 69, S. 136, S. 486.

— 1948: Berggrundsexkursionen i Trondheimsområdet 1947 — G. F. F. 70.

— 1950: Diskussionsbeitrag — G. F. F. 72, S. 490 u. 491.

Broedel, C. H.: Siehe unter Cloos.

Carstens, C. W. 1920: Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning — Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skrifter 1919, Trondhjem.

— 1924: Der unterordovizische Vulkanismus auf Smölen — Vidensk. Selsk. Skrifter, Mat. Nat. Kl. 19, Kristiania.

— 1936: Zur Genesis der norwegischen Schwefelkiesvorkommen — Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 88.

— 1944: Om dannelsen av de norske svovlkisforekomster — Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Forh. 17, Trondheim.

Cloos, E. & Broedel, C. H. 1940: Geologic map of Howard County — Maryland Geol. Survey.

Cloos, E. & Hietanen, A. 1941: Geology of the »Martic overthrust» and the Glenarm Series in Pennsylvania and Maryland — Geol. Soc. America, Special papers, nr 35.

Dietrichson, B. 1950: Det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen — N. G. T. 28.

Du Rietz, T. 1949: The Nasafjäll region in the centre of the Scandinavian Caledonides — G. F. F. 71.

Eskola, P. 1948: The problem of mantled gneiss domes — Quarterly Journ. Geol. Soc. CIV, London.

— 1952: A discussion of domes and granites and ores — Bull. Comm. Géol. Finlande 157.

Foslie, S. 1920: Raana noritfelt — N. G. U. 87.

— 1921: Field observations in Northern Norway etc. — Journal of Geology XXIX.

— 1924: Statsgeologernas innberetninger for 1923 — N. G. U. 122, S. 62—64.

— 1933: Copper deposits of Norway. Copper resources of the World — XIV. International Geological Congress, Washington.

Foslie, S. 1941: Tysfjords geologi — N. G. U. 149.
— 1942: Hellemobotn og Linnajavvre — N. G. U. 150.
— 1949: Håfiellsmulden i Ofoten cg dens sedimentære jern-mangan-malmer — N. G. U. 174.
Gavelin, A. & Magnusson, N. H. 1933: Geologisk översiktskarta över Norden— Generalstabens Litografiska Anstalt. Stockholm.
Grip, E. 1950: Den autoktona sedimentserien vid Laisvall — G. F. F. 72.
Hamberg, A. 1910: Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette — G. F. F. 32; Guide 9 des XI. internat. Geologkongr. Stockholm.
— 1915: Till frågan om Sarektraktens tektonik och bergarter — G. F. F. 37.
Hietanen, A.: Siehe unter Cloos.
Holmquist, P. J. 1900: En geologisk profil öfver fjellområdena emellan Kvikkjokk och norska kusten — G. F. F. 22.
Holmsen, G. 1916: Sörfolden—Riksgränsen — N. G. U. 79.
— 1917: Sulitelmatrakten — N. G. U. 81
Holtedahl, O. 1932: Additional observations on the rock formations of Finmark, Northern Norway — N. G. T. 11.
— 1944: On the Caledonides of Norway — Det Norske Vidensk. Akad. Skrifter, I. Mat. Nat. Kl. nr. 4, Oslo.
— 1952: The structural history of Norway and its relation to Great Britain — Quarterly Journ. Geol. Soc. 429, London.
Horne, J.: Siehe unter Peach, B. N.
Jones, O. T. 1949: Review of »Deep boring through Ordovician and Silurian strata at Kinnekulle, Vestergötland» by B. Wærn, P. Thorslund and G. Henningsmoen — Geological Magazine LXXXVI, S. 197—200. London.
Kautsky, F. 1940: Das Fenster von Gautojaure im Kirchspiele Arjeplog, Lappland — G. F. F. 62.
— 1945: Die unterkambrische Fauna vom Aistjakk in Lappland — G. F. F. 67.
— 1949: Beobachtungen in den tiefsten Teilen der grossen Sevedecke im nordwestlichsten Arjeplog — G. F. F. 71.
— & Tegengren, F. R. 1952: Die Geologie der Umgebung des Tuoddarjaure am Südrande des Sjangelifensters — G. F. F. 74.
Kautsky, G. 1946: Neue Gesichtspunkte zu einigen nordskandinavischen Gebirgsproblemen. — G. F. F. 68.
— 1947 a: Neue Gesichtspunkte zu einigen nordskandinavischen Gebirgsproblemen. Zusatz — G. F. F. 69.
— 1947 b: Diskussionsbeitrag — G. F. F. 69, S. 135.
— 1948: Die kaledonischen Sulfiderze und die palingenen Prozesse — G. F. F. 70, S. 357 ff.
— 1949 a: Stratigraphische Grundzüge im westlichen Kambrosilur der skandinavischen Kaledoniden — G. F. F. 71
— 1949 b: Eokambrische Tillitvorkommen in Norrbotten, Schweden — G F. F. 71.
— 1949 c: Diskussionsbeitrag — G. F. F. 71, S. 639 ff.
— 1950, 1951: Bidrag till diskussionen om Torneträskberggrunden — G. F. F. 72, S. 485; G. F. F. 73, S. 153.
Kulling, O. 1933: Bergbyggnaden inom Björkvattnet—Virisen-området i Västerbottensfjällens centrala del — G. F. F. 55.
— 1941: Om södra Lapplandsfjällens bergbyggnad — G. F. F. 63.
— 1947 a: Några fjällgeologiska frågor — G. F. F. 69.
— 1947 b: Aktuella fjällfrågor — G. F. F. 69.
— 1947 c: Diskussionsbeiträge — G. F. F. 69, S. 139, S. 486.
— 1948: Om berggrunden i Sareks randområden — G. F. F. 70.
— 1950: Berggrunden söder om Torneträsk — G. F. F. 72.

Kulling, O. 1951: Spår av Varangeristiden i Norrbotten — S. G. U., Ser. C., 503.
— 1950, 1951: Bidrag till diskussionen om Torneträskberggrunden — G. F. F. 72, S 481; G. F. F. 73, S. 132.
Kvale, A. 1948: Petrologic and structural studies in the Bergsdalen Quadrangle, Western Norway — Bergens Museums Årbok 1946.
Landmark, K. 1951: Tverrfolding i den kaledonske fjellkjede — N. G. T. 29, S. 241 ff.
Ljungner, E. 1943: Deformationen der Grundgebirgsoberfläche unter dem kaledonischen Gebirgsrand in Lappland — Geol. Rundschau 34.
— 1950: Urbergsytans form vid fjällranden — G. F. F. 72.
Magnusson, N. H.: Siehe unter Gavelin, A.
Marklund, N. 1950: En studie i den kaledoniska överskjutningsmekanismen — G. F. F. 72.
— 1952 a: A Cambro-Ordovician type-section in the Sarvas Region SE of Nasafjäll, Lapland, and problems suggested thereby — G. F. F. 74.
— 1952 b: A study in a Caledonian major thrust plane — Bull. Geol. Inst. Upsala XXXIV.
Nordenskjöld, O. 1895: Über postarchäischen Granit von Sulitelma in Norwegen — Bull. Geol. Inst. Upsala 2.
Peach, B. N. & Horne, J. 1930: Chapters on the geology of Scotland — London.
Phillips, E. C. 1937: A fabric study of some Moine Schists and associated rocks — Quarterly Journ. Geol. Soc. XCIII, London.
Quensel, P. 1917: Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert an Material aus dem Kebnekaisegebiet — Bull. Geol. Inst. Upsala 15.
— 1922: Referat av föredrag om Västerbottens läns fjällområden — G. F. F. 44, S. 676.
Rekstad, J. 1916: Kystströket mellem Bodö og Folden — N. G. U. 79.
— 1917: Fjeldströket Fauske-Junkerdalen — N. G. U. 81.
— 1918: Geologiske iagttagelser fra strekningen Folla-Tysfjord — N. G. U. 83.
— 1929: Salta. Beskrivelse til det geologiske generalkart — N. G. U. 134.
Roswall, G.: Siehe unter Troedsson, G. T.
Saksela, M. 1952: Nochmals über die Entstehung der Granitgneiskuppeln und der Erze im Pitkärantagebiet — Bull. Comm. Géol. Finlande 157.
Sjögren, H. 1894: Om Sulitelmakisernas geologi — G. F. F. 16, S. 394 ff.
— 1895: Nya bidrag till Sulitelmakisernas geologi — G. F. F. 17.
— 1896: Om Sulitelmaområdets bergarter och tektonik — G. F. F. 18.
— 1900: Öfversigt af Sulitelmaområdets geologi — G. F. F. 22.
Strand, T. 1938: Nordre Etnedal — N. G. U. 152.
— 1944: Structural petrology of the Bygdin Conglomerate — N. G. T. 24.
— 1951: The Sel and Vågå map areas — N. G. U. 178.
Suess, F. E. 1949: Bausteine zu einem System der Tektogenese. III. Der Bau der Kaledoniden und die Schollendrift im Nordatlantik — Mitt. d. geol. Ges. Wien 36—38.
Svenonius, F. 1883: Om olivinstens- och serpentin-förekomster i Norrland — G. F. F. 6.
— 1884: Nya olivinstensförekomster i Norrland — G. F. F. 7.
— 1892: Om berggrunden i Norrbottens län — S. G. U. Ser. C, 126.
— 1895: Forskningsresor i Kvikkjokks fjälltrakter — S. G. U. Ser C, 146.
— 1896: Några bidrag till belysning av eruptivens betydelse för fjällbildningarna — G. F. F. 18.
— 1900: Öfversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltrakters geologi — G. F. F. 22.
— 1916: Norrbottens läns kalkstensförekomster — S. G. U. Ser. C, 269.
Tegengren, F.: Siehe unter Kautsky, F.

Thorslund, P. 1940: On the Chasmops series of Jemtland and Södermanland (Tväreren) — S. G. U. Ser. C, 436.
Törnebohm, A. E. 1896: Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad — Kgl. Svenska Vet. Akad. Handlingar 28, Stockholm.
Troedsson, G. & Roswall, G. 1926: Nya data angående gränsen emellan ordovicium och gotlandium — G. F. F. 48.
Turner, F. J. & Verhoogen, J. 1951: Igneous and metamorphic petrology — McGraw-Hill Book Company, New York, Toronto, London.
Verhoogen, J.: Siehe unter Turner, F. J.
Vogt, J. H. L. 1890: Salten og Ranen — N. G. U. 3.
— 1905: Om relationen mellem störrelsen af eruptivfelterne og störrelsen af de i eller ved samme optrædende malmutsondringer (deutsches Resumé) — N. G. U. 43 (Aarbog for 1905).
Vogt, Th. 1922: Bidrag till fjeldkjedens stratigrafi og tektonik — G. F. F. 44.
— 1927: Sulitelmafeltets geologi og petrografi — N. G. U. 121.
— 1928: Den norske fjellkjedes revolusjonshistorie — N. G. T. 10.
— 1929: Petrografisk undersökelse av noen bergarter fra Stord — Bergens Museums Aarbok, Nat.-vid. rekke nr 11, S. 77, Bergen.
— 1941: Trekk av Narvik-Ofoten-traktens geologi — N. G. T. 21.
— 1945: The geology of part of the Hölonda-Horg district, a type area in the Trondheim Region — N. G. T. 25.
— 1946: Vulkanismens faser i Trondheimsfeltet — Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Forh. 19, Trondheim.
— 1950: Geologisk kart Narvik — N. G. U.
Zenzén, N.: Siehe unter Foslie 1933.
Ödman, O. H. 1947: Manganese mineralization in the Ultevis district, Jokkmokk, North Sweden — S. G. U. Ser. C, 487.
Öyen, P. A. 1930: Forelöbige bemerkninger om det centrale Norges serpentinkonglomerater — Det Norske Vidensk. Akad. Avhandl. Mat. Nat. Kl. 9, Oslo.

ERRATA.

S. 29, Text zu Abb. 10. »Das Profil ist das unterste Profil in Abb. 8» lies »Das Profil verläuft ungefähr wie das unterste Profil auf Abb. 8».

S. 69, letzte Zeile. »Zum Tiel» lies »zum Teil».

S. 80, Text zu Abb. 80. »Quartz (2)» lies »Quarz (q)».

Text zu Tafel IV, Abb. 102. »$^1/_2$ vergr.» lies »$^1/_2$ nat. Grösse».

Auf Tafel VI, Profil I ist im Süden die dunkelbraune Farbe durch schwarze Punkte zu komplettieren.

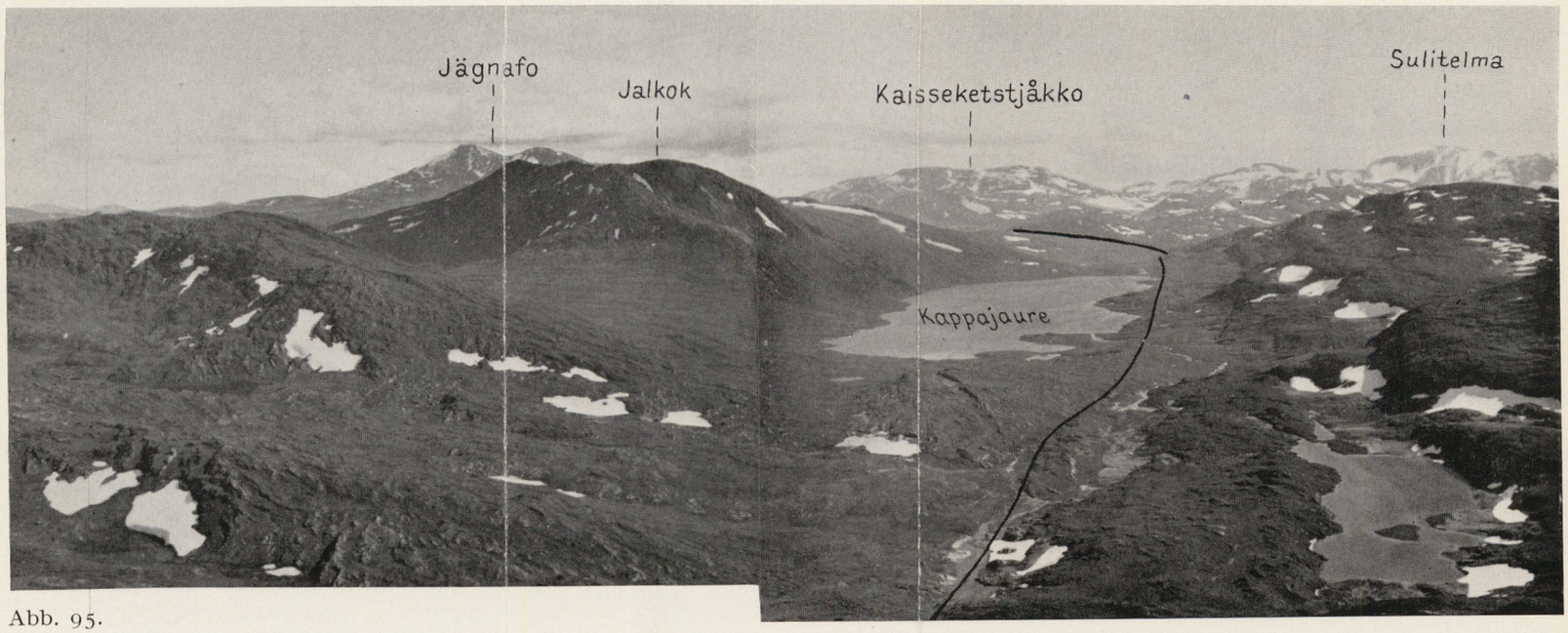


Abb. 95.

Diskordante Auflagerung der Vastendecke auf der Pieskedecke. Rechts vom Kappajaure (See zentral im Bilde) sieht man die Kalke und Grünsteine der Vastendecke. Zwischen dem See und dem Beschauer sind diskordant zur Überschiebungsfläche der Vastendecke verlaufende Strukturen zu sehen, die die Schichtung in der Pieskedecke markieren. Der Berg in der Mitte des Bildes ist der Jalkok mit seinen Jägnafotuffiten. Hinter ihm ist der Jägnafo sichtbar. Rechts im Hintergrund der Sulitelma und in der Mitte hinter dem See der Kaisseketstjåkko. Photo G. Kautsky.

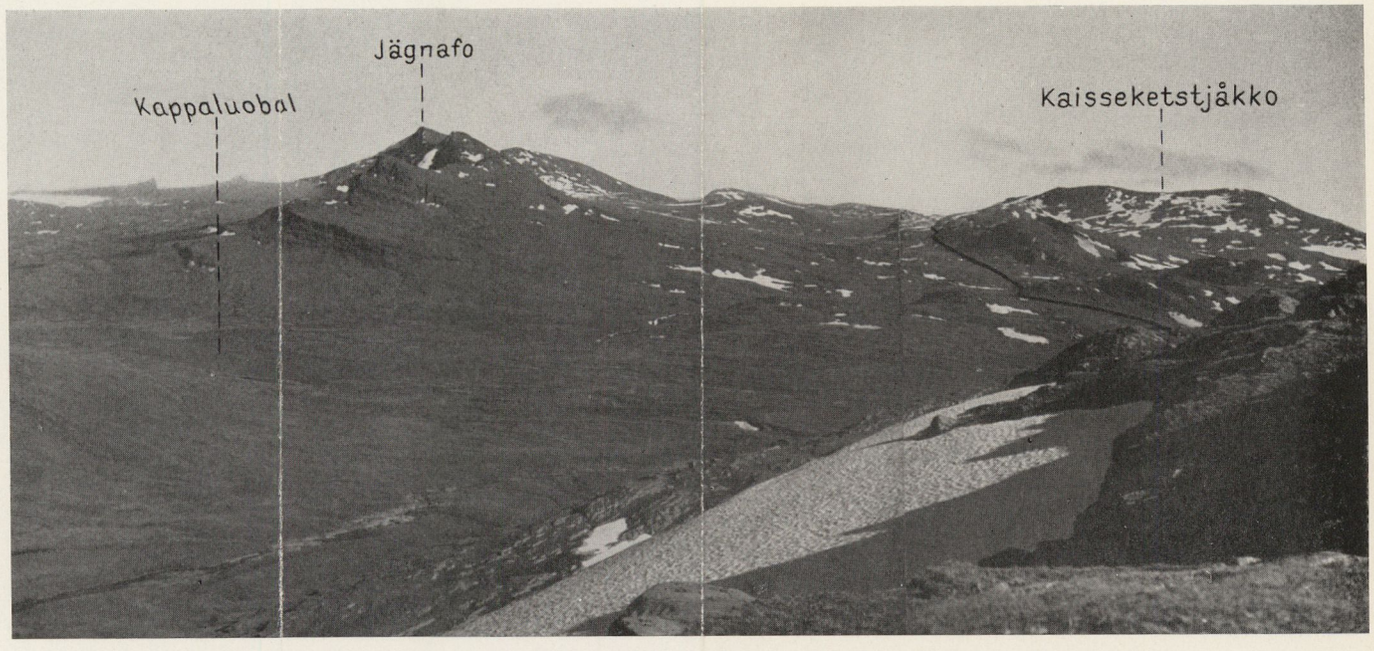


Abb. 96.

Blick vom Kappa gegen Süden. Links im Bild der Jägnafo. Das flache Fallen der Jägnafotuffite gegen Westen ist deutlich zu sehen. Im Tale zwischen dem Jägnafo und dem Beschauer ist der See Kappaluobal als dunkler Schatten sichtbar. Rechts im Hintergrund der Kaisseketstjåkko. Die Überschiebungsgrenze der Vastendecke ist eingezeichnet. Photo G. Kautsky.

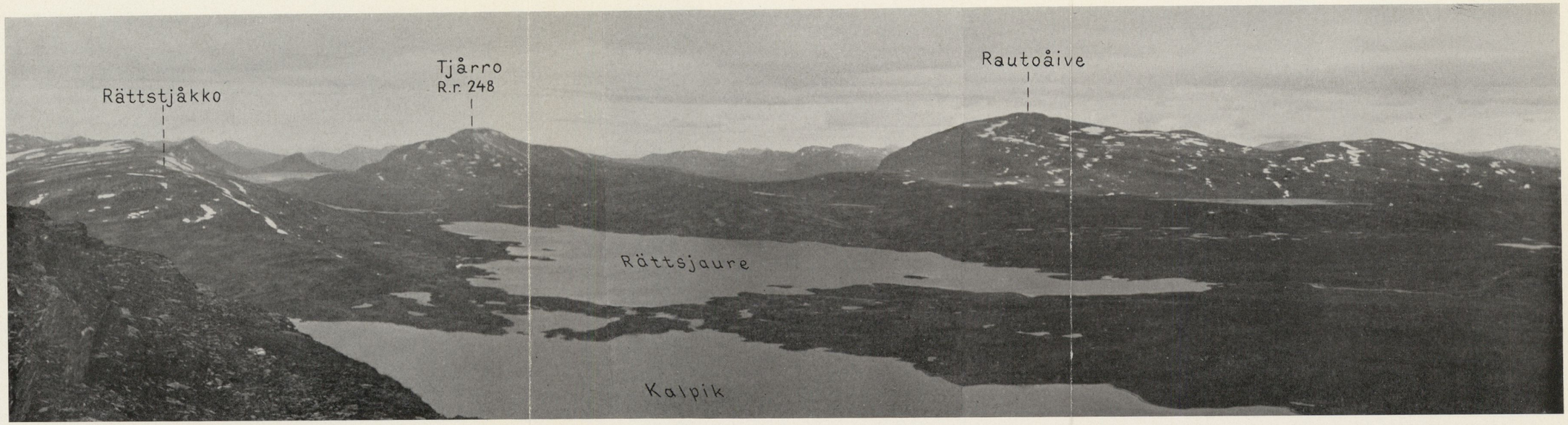


Abb. 97. Die Aussicht vom Gipfel des Stuopik gegen Norden. Die Seen im Vordergrund sind der Kalpik und der Nuortas Rättsjaure. Rechts im Bild der Rautoåive. Der Berg hinter dem Nordwestende des Nuortas Rättsjaure ist der Tjårro. Links im Bild der schneebedeckte Rättstjåkko. Am Westfusse des Rautoåive liegt die flach gegen Osten fallende Überschiebungsfläche der grossen Sevedecke. Die Gesteine dieser Decke bauen den ganzen Rautoåive und den Vordergrund auf. Der zentral im Bild liegende Tjårro zeigt die flach gegen Osten fallenden Decken des Akkajaurekomplexes. Die Schneeflecken markieren Gesteinsgrenzen. Links hinter dem Tjårro sieht man die pyramidenförmigen Gipfel im Tysfjordgranitgebiet in Norwegen. Photo G. Kautsky.

Abb. 98. Rättsjaureprofil. Links im Bilde der Rättstjåkko mit Gesteinen der grossen Sevedecke. Die Überschiebungsfläche der grossen Sevedecke verläuft im Schneefeld am Fusse der Steilwand des Rättstjåkko gegen den Horizont (im Bilde eingelegt). Weiter rechts die Decken des Akkajaurekomplexes. Der hinterste Berg auf der rechten Seite besteht bereits aus Tysfjordgranit. Photo G. Kautsky.

Abb. 99. Isoklinal in die Kalkmarmore der Salodecke eingefalteter hochmetamorpher, psammitischer Glimmerschiefer der Gasakdecke nördlich des Stupirjaure. Der Kalk ist licht, der Glimmerschiefer in der Mitte des Bildes dunkel. Die Gesteine liegen flach. Der grosse See im Hintergrund ist der Stupirjaure. Hinter ihm liegt der Stupirvare mit einer Deckscholle der Gasakdecke. Photo G. Kautsky.

Abb. 100. Die Basis der Gasakdecke südlich des Staddajaure. Der morphologisch markante Berg rechts im Bild besteht aus zusammengefalteten, intermediären und sauren Effusiven. Beide Gipfel des Berges sind Antiklinalkulminationen. Der flach gegen links abfallende Hang zentral im Bild besteht aus Agglomeraten und Tuffen. Links im Bild der Olivingabbro des schwedischen Sulitelmagipfels. Im Hintergrund der Sårjustjåkko in Norwegen. Photo G. Kautsky.

Abb. 101.

Panorama des Sulitelma-Ålmajalosjägnamassives von Norden, vom Kappa aus gesehen. Der kleine See im Vordergrund ist der Pålmats. Am Fusse des zentral im Bilde befindlichen Sulitelmamassives liegt der Sårjusjaure. Rechts im Bild der Ålmajalosjägna mit dem grössten schwedischen Gletscher. Die Überschiebungsfläche der Gasakdecke ist eingezeichnet. Photo G. Kautsky.

Abb. 102.

Halysitesstock im Gebiet östlich des Vastenjaure. $^1/_2$ vergr. Photo G. Kautsky.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DES SULITELMA-SALOJAUREGEBIETES

von Gunnar Kautsky

in den Jahren 1945-1947 aufgenommen

Maßstab 1:150000

0 2 4 6 8 10 km

DIE DECKEN UND GESTEINE DER GROSSEN SEVEDECKE

Gasakdecke

- Sulitelmagabbro
- Quarzit am Gasakjaure
- Kalke in Granatglimmerschiefern
- Staurolithgranatglimmerschiefer
- Saure und intermediäre Effusiva mit Agglomeraten
- Bunte, dolomitreiche Serie mit u.a. Graphitglimmerschiefer
- Graphitglimmerschiefer
- Hochmetamorphe Konglomerate und Psammite mit Graphitglimmerschiefereinlagerungen; Reste archäischer Granite und Anorthosite
- Oligoklasgranatglimmerschiefer am Hurrivare

Salodecke

- Amphibolit
- Serpentin
- K Serpentinkonglomerat
- Kalkmarmor und Dolomit
- Von Natrongranit durchsetzter Kalkmarmor und Dolomit
- Amphibolporphyroblastglimmerschieferserie
- G do; Alaunschieferhorizont
- do; Kalkmarmor

Vastendecke

- Serpentin
- K Serpentinkonglomerat
- Kalkmarmor und Dolomit
- Von Natrongranit durchsetzter Kalkmarmor und Dolomit
- Phyllite und Glimmerschiefer
- Porphyrit-Amphibolitserie; überwiegend effusiv
- D Dolomiteinlagerungen in obiger Serie

Pieskedecke

- Intrusive Grünsteine
- A Anorthosit
- S Serpentin
- Schiefer im Hangenden der Laotakserie
- Laotakserie, nicht gegliedert
- do; saure und intermediäre Effusiva und Jägnafotuffit
- do; Kalkkonglomerat und Kalk
- do; Arkosen und Sandsteine
- do; Granatglimmerschiefer westlich des Virijaure
- Graphitphyllit im Liegenden des Jägnafotuffits
- Titirkalk
- Staloserie
- do; Virijaurekonglomerat
- Pieskekalk
- Glimmerschiefereinlagerungen im Pieskekalk
- Juroquarzit
- Archäischer Mikroklingranit und Syenit, sowie deren paläozoische Verwitterungsarkosen

Konglomerat | Sandsteinserie

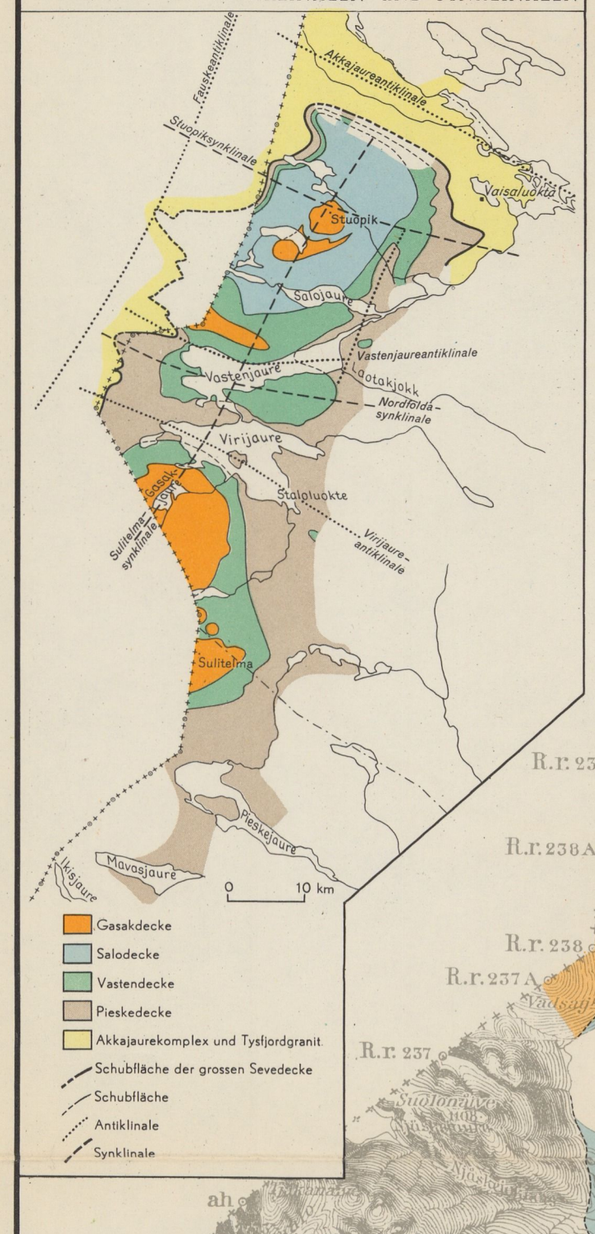
AKKAJAUREKOMPLEX

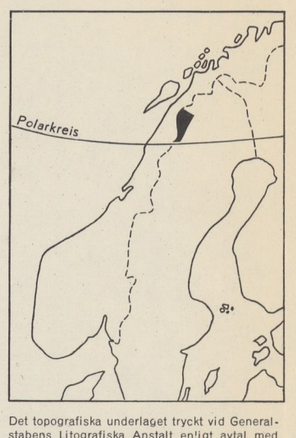
- Gesteine zwischen der grossen Sevedecke und dem Akkajaurekomplex
- Sedimente von Hyolithuszonetypus
- Archäischer Mikroklingranit, Syenit und Grünstein sowie paläozoische Verwitterungsarkosen der archäischen Tiefengesteine

Steil Vertikal Flach

- Streichen und Fallen
- Verschieferung
- Faltenachse
- Stengligkeit und Striemung
- Fossilfundpunkt
- IV — IV Profil
- Überschiebungsfläche der grossen Sevedecke
- Andere Schubflächen

ÜBERSICHTSSKIZZE DER DECKEN UND DER BEDEUTENSTEN ANTIKLINALEN UND SYNKLINALEN





Det topografiska underlaget tryckt vid Generalstabens Litografiska Anstalt enligt avtal med Rikets allmänna kartverk

För publicering godkänd i Rikets allmänna kartverk 13/4 1953

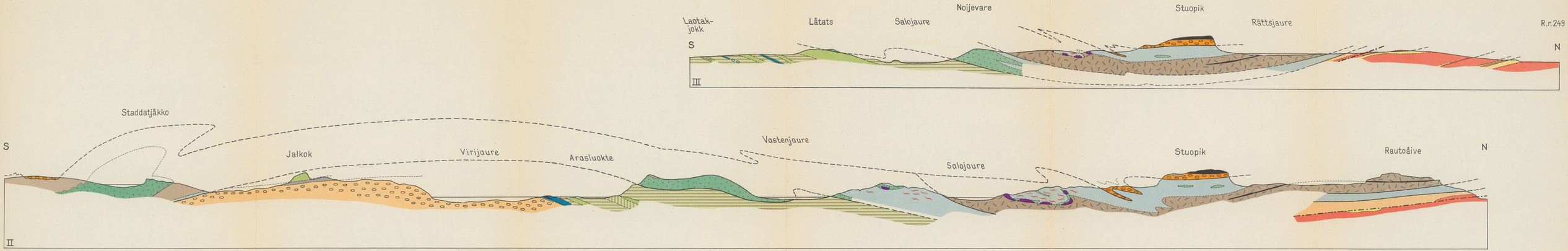
Als topographische Unterlage dient eine Vergrösserung im Maßstab 1:150000 von Teilen der Kartenblätter Stalka, Sulitelma und Akka der schwedischen Generalstabskarte im Maßstab 1:200000.

REPRODUCERAD VID AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET ESSELTE AB. STOCKHOLM 1953

LÄNGSPROFILE I — III DURCH DAS SULITELMA — SALOJAUREGEBIET

G. Kautsky 1953

Länge 1 : 100 000 Höhe 1 : 50 000



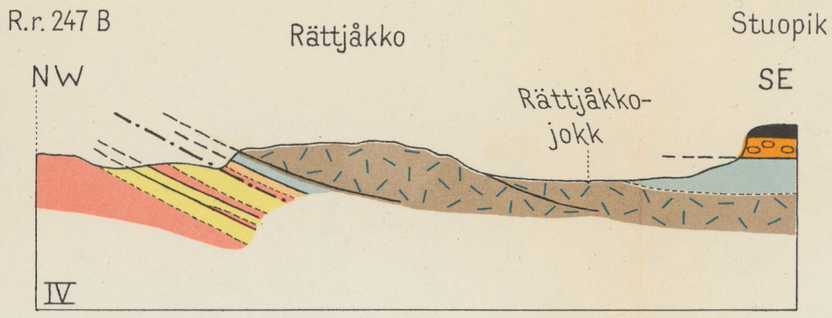
Legende auf Tafel V

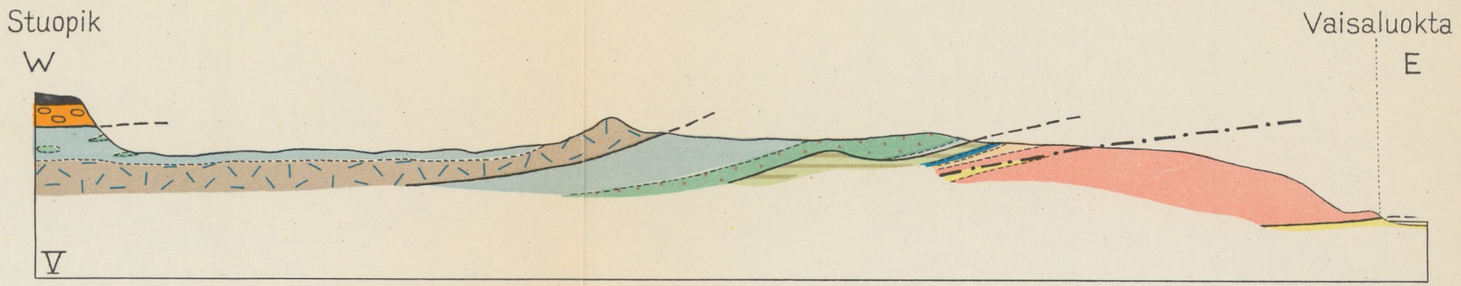
REPRODUCERAD VID AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB. STOCKHOLM 1953

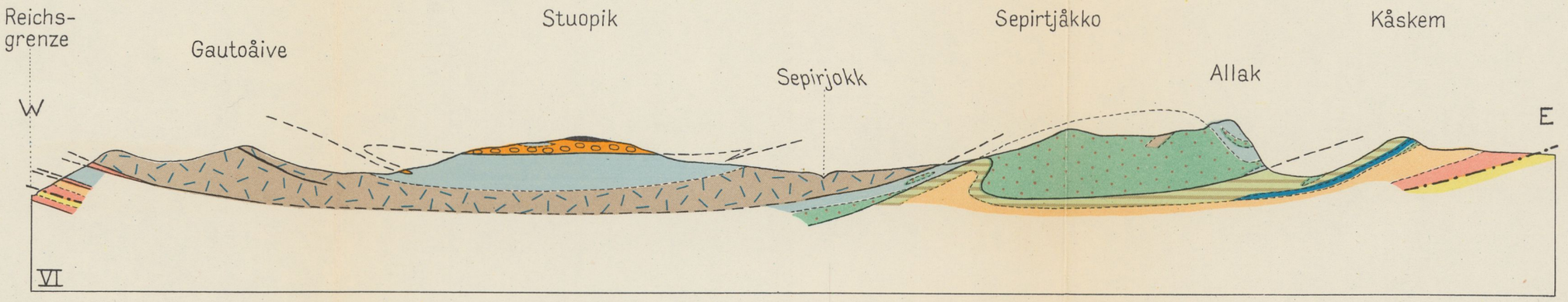
QUERPROFILE IV — VIII DURCH DAS SULITELMA — SALOJAUREGEBIET

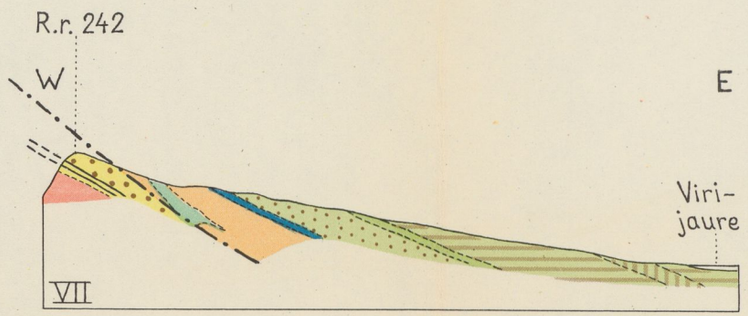
G. Kautsky 1953

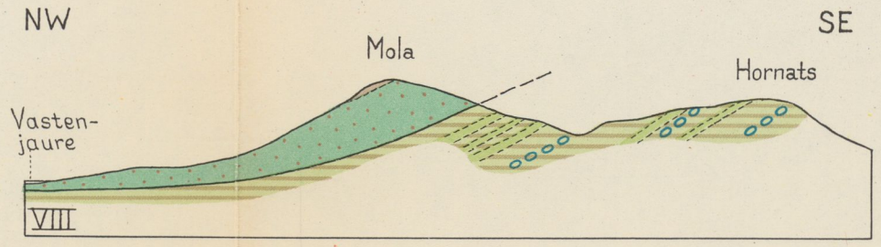
Länge 1 : 100 000 Höhe 1 : 50 000











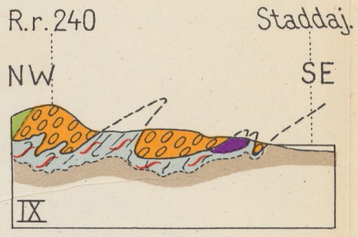
Legende auf Tafel V

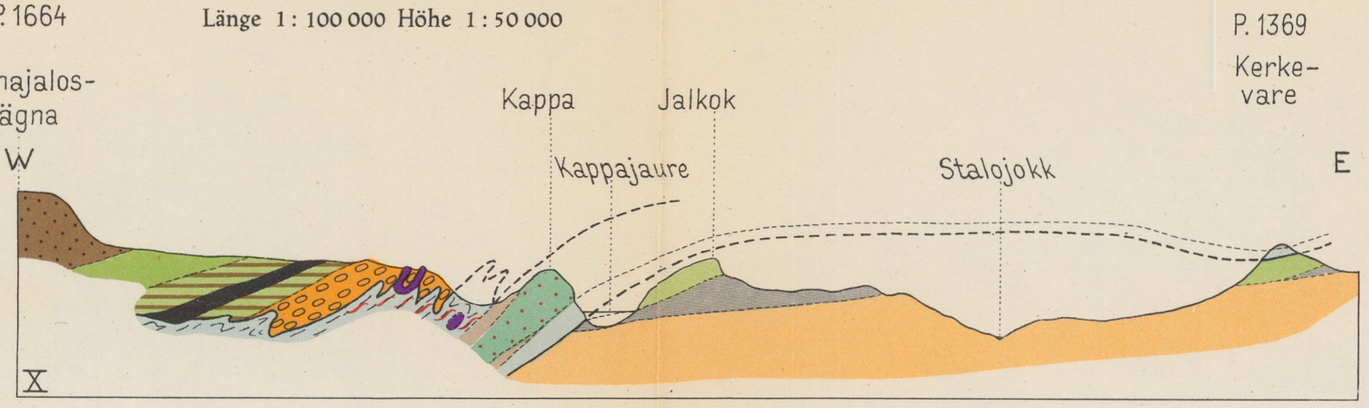
REPRODUCERAD VID AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB. STOCKHOLM 1953

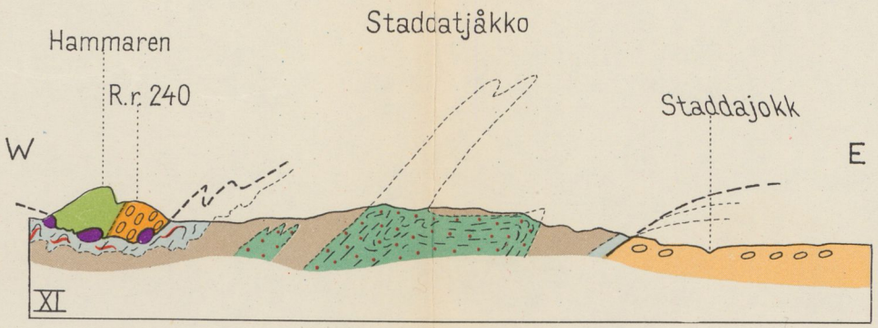
QUERPROFILE IX — XIV DURCH DAS SULITELMA — SALOJAUREGEBIET

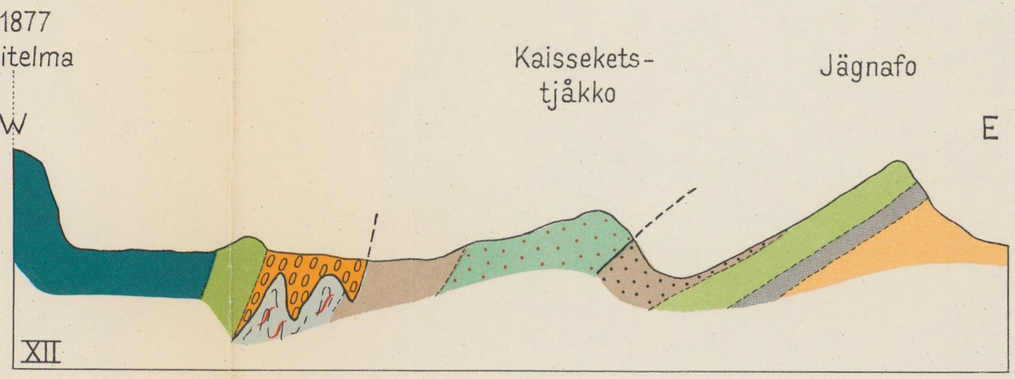
G. Kautsky 1953

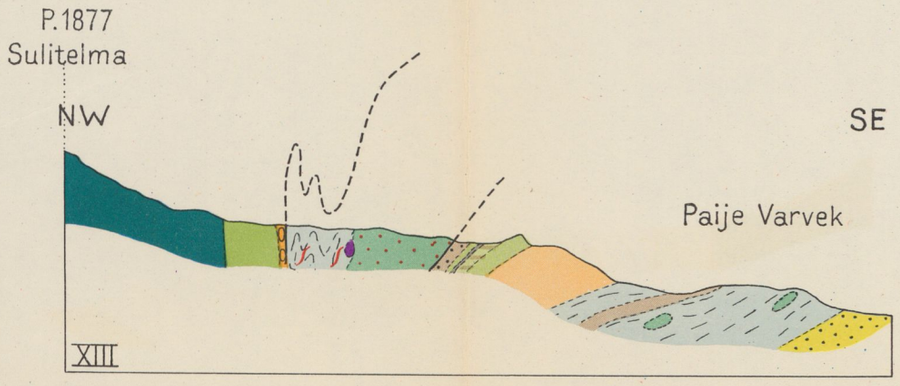
Länge 1 : 100 000 Höhe 1 : 50 000

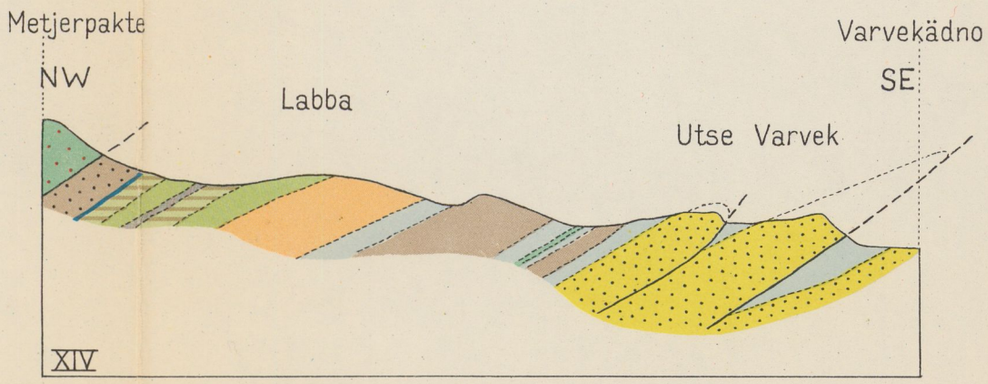












Legende auf Tafel V

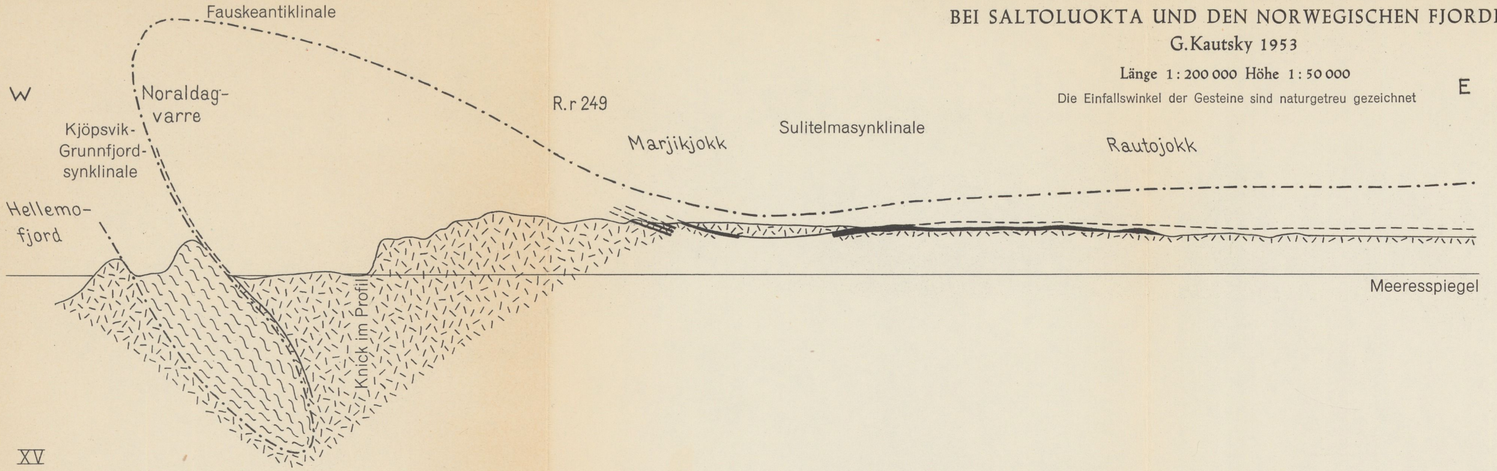
REPRODUCERAD VID AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB. STOCKHOLM 1953

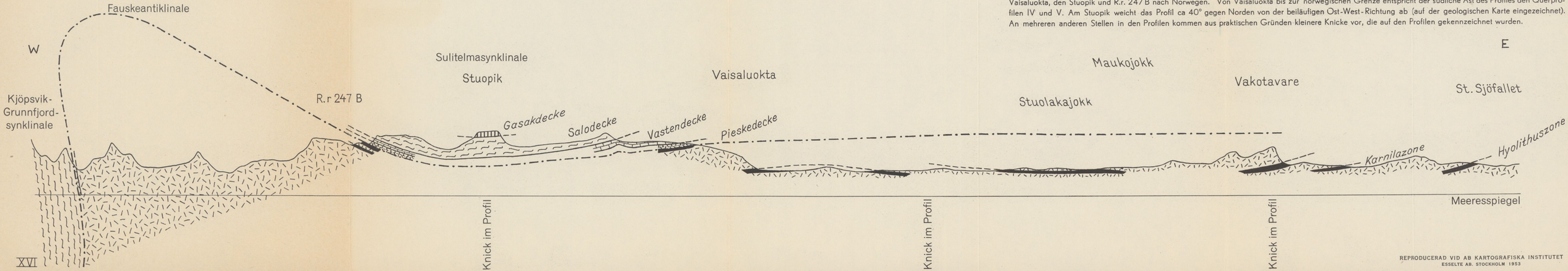
PROFIL ZWISCHEN DEM ÖSTLICHEN RAND DER KALEDONIDEN BEI SALTOLUOKTA UND DEN NORWEGISCHEN FJORDEN

G. Kautsky 1953

Länge 1 : 200 000 Höhe 1 : 50 000

Die Einfallswinkel der Gesteine sind naturgetreu gezeichnet





- Sedimente der Gasakdecke
- » » Salodecke
- » » Vastendecke
- » » Pieskedecke

} Grosse Sevedecke

- Sedimente der grossen Sevedecke, nicht aufgeteilt
- Sedimente von Hyolithuszonetypus
- Archäische Granite, Basite und Sedimente
- Überschiebungsfläche der grossen Sevedecke
- Schubflächen

An der Grenze der topographischen Kartenblätter Kebnekaise und Akka wurde das Profil geteilt. Der nördliche Ast (Profil XV) wurde längs des Oberlaufes des St. Lulevattentales zur norwegischen Grenze bei R.r. 249 und den westlich davon liegenden norwegischen Fjorden gelegt. Der südliche Ast (Profil XVI) geht über Vaisaluokta, den Stuopik und R.r. 247 B nach Norwegen. Von Vaisaluokta bis zur norwegischen Grenze entspricht der südliche Ast des Profiles den Querprofilen IV und V. Am Stuopik weicht das Profil ca 40° gegen Norden von der beiläufigen Ost-West-Richtung ab (auf der geologischen Karte eingezeichnet). An mehreren anderen Stellen in den Profilen kommen aus praktischen Gründen kleinere Knicke vor, die auf den Profilen gekennzeichnet wurden.

REPRODUCERAD VID AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB. STOCKHOLM 1953

Årsbok 44 (1950)

N:o 515 GRIP, ERLAND, Geology of the sulphide deposits at Mensträsk and a comparison with other deposits in the Skellefte district. With 4 plates. 1951 5,00
» 516 ÖDMAN, OLOF, Manganese mineralization in the Ultevis district, Jokkmokk, North Sweden. Part 2. Mineralogical notes. 1950 1,50
» 517 ASKLUND, BROR, Kosteröarna, ett nyckelområde för västra Sveriges prekambriska geologi. Summary: The Koster isles, a key area for the Pre-Cambrian geology of Western Sweden. Med 2 tavlor. 1950 . . 6,00
» 518 ARRHENIUS, O., Vissa ämnens fördelning i marken i Kopparbergs län. Summary: Some minor elements of the soils in the province of Kopparberg (Dalecarlia). 1953 2,50
» 519 WENNER, C. G., Fjärås bräcka. 1951 3,00

Årsbok 45 (1951)

» 520 SUNDIUS, N., Kvarts, fältspat och glimmer samt förekomster därav i Sverige. 1952 10,00
» 521 GAVELIN, S., Lime metasomatism and metamorphic differentiation in the Adak area. 1952 3,50
» 523 ÅHMAN, E. och ÖDMAN O. H., Konglomeratet på Bälingsberget i Nederluleå s:n. Med en tavla. 1952 1,50
» 525 LUNDQVIST, J., Bergarterna i dalamoränernas block- och grusmaterial 1952 3,50
» 528 KAUTSKY, G., Der geologische Bau des Sulitelma-Salojaureregebietes in den nordskandinavischen Kaledoniden. Mit 9 Tafeln 1953 15,00

Ser. Ba.

N:o 13 Berggrundskarta över Stockholmstrakten upprättad av N. Sundius. 1:50 000. 1946 10,00
Beskrivning till berggrundskarta över Stockholmstrakten av N. Sundius. 1948 5,00
» 14 Jordartskarta över södra och mellersta Sverige. Efter de geologiska kartbladen sammandragen vid S. G. U. av K. E. Sahlström 1:400000.
Mellersta bladet, tryckt 1947 15,00
Södra bladet, tryckt 1948 15,00
Norra bladet, tryckt 1949 15,00

Ser. Ca.

N:o 21 LUNDQVIST, G., Beskrivning till jordartskarta över Kopparbergs län. Skala 1:250 000. 1951 20,00
» 35 GELJER, PER och MAGNUSSON, N. H., De mellansvenska järnmalmernas geologi. Med 56 tavlor. 1944. 35,00
» 36 VON ECKERMANN, H., The Alkaline district of Alnö Island (Alnö alkalina område). With 60 plates. 1948 15,00

Rapporter och meddelanden i stencil

1. Utredning rörande det svenska jordbrukets kalkförsörjning 1—2. 1931 (Kartorna utgångna) 15,00
2. Sveriges lodade sjöar. Sammanställning av K. E. Sahlström 1945 . . 3,00
3. Rapport över manganmalmsletningen i Jokkmokks socken 1940—48 av O. H. ÖDMAN. Med 4 kartor 4,00

Distribueras genom

Generalstabens Litografiska Anstalts Förlag, Drottninggatan 20. Stockholm16.