Stockholm. P. A. Norstedt & Söner 1910.



AXEL HAMBERG

GESTEINE UND TEKTONIK DES SAREKGEBIRGES NEBST EINEM ÜBERBLICK DER SKANDINAVISCHEN GEBIRGSKETTE

(SONDERABDRUCK AUS GEOLOGISKA FÖRENINGENS I STOCKHOLM FÖRHANDLINGAR. APRIL 1910)

Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette.

Von

AXEL HAMBERG.

(Hierzu Taf. 30.)

Inhalt.

Die skandinavische Gebirgskette.

Die Zone der Faltungen.

Die Zone der Deckenschollen.

Das Sarekgebirge.

Übersicht der Gesteine.

- 1. Die vermutlich silurischen Gesteine.
 - a. Die silurischen Schichten der östlichen Glintlinie. b. Die klastische Gesteinsserie im Kukkesvagge. c. Die weichen Schiefer im Westen des Hochgebirges. d. Die Granatphyllite des Luotto.
- 2. Das Liegende der östlichen Silurfazies.
- 3. Die Syenitscholle.

Granite. Syenite. Perthitophyr. Quarzmonzonit. Diorite. Augitdioritporphyr. Gabbrogesteine. Feldspatgesteine. Bytownitfels.
Olivingabbro. Pyroxenite. Hornblendite. Diallagit. Hornblenditporphyr. Eisenerze.
Die Gesteinsmetamorphose.

4. Die Amphibolitscholle.

Die Tektonik der Sarekgegend.

Theoretische Schlussbetrachtungen.

Der berühmte Meister auf dem Gebiete der Geotektonik E. Suess hat schon im Jahre 1888 eine seine grosse Belesenheit in der skandinavischen geologischen Literatur beweisende Übersicht des Baues der skandinavischen Gebirgskette geliefert. Die grundlegenden Arbeiten von KARL PETTERSEN im nördlichen Norwegen, von TH. KJERULF und A. E. TÖRNEBOHM in den zentralen Teilen der Kette waren schon damals ausgeführt, obgleich die kühnen, aber genialen Theorien des letzteren noch nicht die Anerkennung gewonnen hatten wie jetzt. In den zwei folgenden Dezennien sind nun viele neue Arbeiten sowohl norwegischer als schwedischer Geologen hinzugekommen. Dessenungeachtet sind unsere Kenntnisse in der fraglichen Beziehung noch ausserordentlich lückenhaft, grosse Gebiete sind noch fast unbekannt, trotzdem aber dürften die über verschiedene Teile der etwa 1,400 km langen Gebirgskette verbreiteten Spezialuntersuchungen wenigstens ein Bild der Tektonik in groben Zügen zu entwerfen gestatten.

Die skandinavische Gebirgskette gehört zum grössten Teil Norwegen an. Sie fängt im Südwesten in der Gegend von Haugesund (S. von Bergen) an und erstreckt sich im Norden bis zur Küste nördlich von Tromsö. Wie die meisten Kettengebirge kann auch dieses in mehrere Längszonen zerteilt werden; wenigstens sind es deren zwei.

Die Zone der Faltungen.

Auf der norwegischen Seite bleibt in ihrem ganzen Lauf die vielleicht wichtigste Zone die Hauptfaltungszone der Kette, die der Längsrichtung derselben ziemlich treu folgt. Um den Trondhjemsfjord ist diese Zone besonders gut ausgeprägt. Dort bestehen die Faltungen nach den Untersuchungen von Kjerulf, Törnebohm u. a. aus mehr oder minder stark metamorphosierten silurischen Schiefern, deren silurisches Alter jedoch durch Petrefaktenfunde bestimmt worden

ist. Diese Falten können in NNO-SSW-licher Richtung in einem Zusammenhange über mehr als zwei Breitegrade verfolgt werden. Die Fortsetzung dieses Silurgebiets im Südwesten wird von einem hohen gefalteten Grundgebirgsland gebildet, das unter anderem den Snæhættan, das Gebirge von Romsdalen und den Jostedalsbræ enthält. In seinen östlichen Teilen schliesst dieses Gebiet in den der Küste vorliegenden grossen Inseln Hitteren und Smölen grosse Einfaltungen von Silur und anderen postarchäischen Schiefern ein. Das Streichen des Gneisses sowie dasjenige der Falten jüngerer Schiefer ist überwiegend NW-SO. Im Westen, im Söndfjord und Nordfjord, werden O-W-lich streichende Falten silurischen Phyllits angetroffen, auf denen durch Verwerfungen eingesunkene, nicht gefaltete Schollen devonischen Alters aufruhen. Den aus diesen Gegenden allerdings ziemlich spärlichen Untersuchungen nach zu urteilen, bildet dieses Faltungsgebiet eine tektonische Fortsetzung des Trondhjemsfeldes, jedoch scheinen die Faltenachsen der westlichen Abteilung etwas mehr nach Westen längs der Küste umzubiegen.

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.

Nördlich vom Trondhjemsfeld soll nach den Angaben von Vogt¹ ein NNO—SSW-liches, mit der Hauptrichtung der Küste paralleles Streichen vorherrschen. Im südlichsten Nordland scheinen ausgedehnte Massive von Granit und Gabbro vorzukommen, nördlich von diesem Eruptivfeld gewinnen wiederum verhältnismässig regelmässig gefaltete Schiefer wahrscheinlich algonkischen und silurischen Alters das Übergewicht. In den Schiefern sind häufig mächtige Lager von Kalkstein oder Marmor, weniger häufig geschichtete Eisenerze eingeschaltet. Im nördlichsten Nordland, zwischen dem Foldenund dem Ofotenfjord, werden nochmals Eruptivgesteine und Grundgebirge vorherrschend.

In letzterer Gegend hört die etwa von Bergen bis dahinununterbrochene Faltungszone plötzlich auf, und in ihrer

 $^{^{\}rm 1}$ J. H. L. Vogt: Söndre Helgeland. — Norges Geol. Unders. N:r 29. Kristiania 1900.

Fortsetzung findet man in Tromsö amt nach KARL PETTERSEN flach gelagerte Schiefer.

Die Zone der Deckenschollen.

Südlich und östlich von der oben erwähnten ausgeprägten Faltenzone kommt eine etwa ebenso (rund 100 km) breite Zone, wo die Gesteinslager flach liegen, wo aber das Silur von älteren kristallinischen Schiefern überlagert wird. Nach den Anschauungen von Törnebohm ist dies durch »Überschiebung» zu stande gekommen. Dieser Anschauung haben sich Högbom und mehrere andere schwedische Geologen angeschlossen, die norwegischen Geologen aber verhalten sich mit Ausnahme von H. Reusch zweifelnd oder ablehnend.

Diese Zone fängt an der norwegischen Küste am Boknfjord (bei Stavanger) an.¹ Auf dem Grundgebirge liegt hier ein graugrüner Phyllit, dessen unterer Teil nicht selten durch Alaunschiefer ersetzt wird. Auf dem Phyllit ruht ein quarzitischer Gneiss oder Granit. Der Alaunschiefer und der Phyllit sind zweifellos silurischen Alters. Nach Törnebohms Auffassung ist die überliegende Eruptivdecke übergeschobenes Grundgebirge.

In dem nordöstlich davon belegenen Hochgebirge (Hardangervidda usw.) herrschen ähnliche Verhältnisse; auch hier ruhen nach den Arbeiten einer ganzen Reihe norwegischer Forscher auf dem Phyllit Gesteine, die mit denjenigen des Grundgebirges genau übereinstimmen. Das silurische Alter des Phyllits ist durch Funde von Dictyonema flabelliforme an mehreren Stellen sicher bewiesen.² Die Gesteinsdecken liegen im allgemeinen ziemlich horizontal, jedoch ist der Phyllit für sich meistens stark gefaltet. Über letzterem findet man häufig einen mehr oder weniger mächtigen Quarzit, der nach oben in den Gneiss unmerklich übergeht.

Nordöstlich vom Hardangervidda fängt mit Hallingskarven Norwegens ausgedehnteste und höchste Hochgebirgsgegend an, die sich in einem Zusammenhange auch über den Jotunheimen (mit Galdhöpiggen 2,560 m, der höchste Gipfel Skandinaviens) erstreckt. Hier stellen sich Veränderungen in der Zusammensetzung der Gesteinslager ein. Oberhalb des Phyllits oder des Tonglimmerschiefers trifft man hier einen Feldspatsandstein (Sparagmit) an. Die oberste Decke besteht nicht nur aus Granit oder Gneiss, sondern aus einer Reihe Tiefengesteine, deren wichtigste Glieder der Altersfolge nach Gabbro, Labradorfels und Granit sind. Gänge von diesen Eruptivgesteinen kommen in dem unterhalb des Phyllits liegenden Grundgebirge häufig vor. Nach einigen älteren Angaben sollten Gänge des jüngeren Granits auch in dem Phyllit auftreten, spätere Forscher haben dies aber nicht beobachtet.

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.

Törnebohm fasste die ausgedehnten Gabbrofelder von Jotunheimen als ein präalgonkisches Hochgebirge auf, in dessen Täler und Umgebung die algonkischen und silurischen Sedimente abgesetzt wurden. Während der postsilurischen Faltungsperiode wurden dann die sedimentären Schichten in die Seiten des Gabbromassivs eingefaltet. Da der Phyllit aber weit in allen tief eingeschnittenen Tälern selbst mitten im Gebirgskomplex angetroffen wurde, konnte die Auffassung TÖRNEBOHMS nicht aufrechterhalten werden. Der norwegische Forscher Björlykke sprach 1901 die Ansicht aus, dass auch die Gabbromassen des Jotunheimen der übergeschobenen Partie angehörten. Später gab er diese Theorie auf und ging zu der alten KJERULF'schen Auffassung über, der REKSTAD sich schon früher angeschlossen hatte, und nach welcher die Gesteinslager im zentralen Norwegen in der Reihenfolge nach ihrem Alter liegen. REKSTAD und BJÖRLYKKE fassen also die über dem Phyllit liegenden Eruptivmassen als postsilurisch auf. Da diese, wenn sie nicht sekundär verschiefert worden sind, einen ausgeprägten Tiefhabitus erkennen lassen, so nimmt Rekstad an, dass die Eruptive eine so gewaltige

¹ H. Kaldhol: Fjeldbygningen i den nordöstlige del af Ryfylke. — Norges Geol. Undersög. N:r 49. Kristiania 1909.

J. Rekstad: Fra Höifjeldsströget mellem Haukeli og Hemsedalsfjeldene.
 Norges Geol. Undersögelses aarbog 1903, N:r 4, S. 21.

Mächtigkeit gehabt, dass ihre untersten jetzt allein erhaltenen Teile mit einer grobkristallinen Struktur erstarrten. Die obenliegenden Ergussgesteine seien durch die Erosion gänzlich entfernt.

Die Beweisführung der genannten norwegischen Geologen für das postsilurische Alter der obenliegenden Eruptivformation scheint mir aber wenig überzeugend. Weder sichere Gänge noch pyrogene Kontaktwirkungen sind in dem Phyllit nachgewiesen. Nach den Beschreibungen der beiden Verfasser ist die Grenze zwischen den beiden Formationen sehr unbestimmt. Der Phyllit wird — nach Rekstad - zunächst von einem Quarzschiefer überlagert, der nach oben allmählich in einen Gneiss übergeht, über dem endlich die Eruptive kommen. BJÖRLYKKE beschreibt sehr ausführlich, wie der Phyllit unter dem Kontakte an mehreren Stellen im kleinen gefaltet ist, und wie zertrümmert die dem obenliegenden Eruptivgestein benachbarten Schichten aussehen.2 Meiner Meinung nach sprechen die Kontaktverhältnisse viel mehr für eine starre Überschiebung als für eine glühendflüssige Ausbreitung der oberen Eruptivformation über den Phyllit und den Sparagmit.

Nordöstlich vom Jotunheimen kommt das klassische Untersuchungsgebiet Törnerohms, das sich auf der schwedischen Seite bis zum nördlichsten Jämtland ausdehnt. Auf dem Grundgebirge liegt hier, wo die Lagerfolge normal ist, sowohl in Norwegen als in der schwedischen Landschaft Härjedalen zunächst die s. g. Sparagmitformation, die aus einer Reihe wenig dislozierter, algonkischer Feldspatsandsteine und Quarzite besteht, in welche ein häufig mehr als 100 m mächtiges bituminöses Kalksteinlager, der Birikalk, eingeschaltet ist. Im mittleren Jämtland stellen sich auf dem Grundgebirge

petrefaktenreiche, flach liegende Silurschichten ein, unter denen Kalksteine häufig sind. Diese Silurschichten weichen von denjenigen stark ab, die der stark gefalteten Zone im Trondhjemischen angehören und meist aus metamorphosierten, versteinerungsarmen Schiefern bestehen. Wegen dieser verschiedenen petrographischen und paläontologischen Ausbildungsweise des Silurs teilt man diese Formation hier in eine östliche und eine westliche Fazies.

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.

Die flach liegenden silurischen Schiefer des mittleren Jämtland sowie die s. g. Sparagmitformation in Härjedalen und den angrenzenden Teilen von Norwegen werden von einer bis 1,500 m mächtigen Scholle verschiedener kristallinischer Schiefer, wie Glimmerschiefer, Granitgneiss, Amphibolitusw., überlagert, die den Bildungen des Algonk und in geringerem Umfang des Grundgebirges angehören dürften. Die hierhergehörigen algonkischen Schichten sind meistens unter dem Namen der Sevegruppe bekannt. Dass dieselben Bildungen nicht postsilurisch sein können, geht daraus hervor, dass sie im Westen unter die silurischen Schiefer der Gegend von Trondhjem untertauchen. Diese Scholle hat eine grösste Breite von nicht weniger als 140 km im südwestlichen Jämtland. 1 Nördlich und südlich davon ist sie weit schmäler, aber ausserhalb der zusammenhängenden Scholle liegen isolierte Lappen (bei Ansätten, Landverk und Fuda in Jämtland, Frönberg in Dalarne und Kvitvola und Koppang in Norwegen), die anzudeuten scheinen, dass die Scholle auch hier eine etwa ebenso grosse Breite gehabt hat. Wo die Scholle sehr breit ist, ist sie jedoch von »Fenstern» durchlöchert, in denen Grundgebirge, Algonk oder Silur zu Tage tritt.

TÖRNEBOHM hat sich über die Entstehungsweise der Scholle nicht bestimmt geäussert, scheint aber die Vorstellung gehabt zu haben, dass diese breite Decke von kristallinischen Schiefern als eine über verschiedene Gesteine und Formationen

¹ J. Rekstad: Fra Indre Sogn. — Norges Geol. Undersög. Aarbog for 1905. VII. S. 18.

² K. O. BJÖRLYKKE: Det centrale Norges Fjeldbygning. — Norges Geol. Undersög. N:r 39, S. 521—525. Kristiania 1905.

³ A. E. TÖRNEBOHM: Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. — K. Sv. Vet. Akad. Handl. Bd 28. N:r 5. Stockholm 1896.

¹ A. G. Högbom, Studies in the post-silurian thrust region of Jämtland. Geol. Fören. Förh. Bd 31, S. 337. Stockholm 1909.

überschobene liegende Falte¹ anzusehen sei, deren Mittelschenkel ausgewalzt sei. Etwa ebenso ausgedehnte Falten sieht man ebenfalls an Profilen aus den Alpen. Es ist aber nicht wahrscheinlich, dass diese riesige Decke als eine liegende Falte aufzufassen ist. Die im Verhältnis zur Decke ganz enorme Breite dürfte nach einer solchen Betrachtungsweise schwer zu erklären sein.

Innerhalb der Scholle ist die Schichtenfolge stets die normale. Ausnahmen hiervon bilden nur einige kleine in der Nähe des Jotunheimen liegende Schollen, die eine invertierte Schichtenfolge darbieten. Hier könnte also eine wirkliche Faltung vorliegen, worin der Mittelschenkel beibehalten und der Oberschenkel wegerodiert wäre. Auch in der Nähe der Wurzellinie der Scholle sollen Invertierungen vorkommen.

In Schwedisch-Lappland sind hauptsächlich folgende drei Gebiete der Überschiebungszone näher untersucht: 1) der nordwestliche Teil von Pite Lappmark und die angrenzenden Teile von Lule Lappmark, 2) das Sarekgebirge in Lule Lappmark, 3) das Gebirge südlich vom Torneträsk. Das erste und dritte dieser Gebiete sind von P. J. Holmquist ausführlich untersucht, das zweite ist Gegenstand vorliegender Untersuchung.

Das Silur erscheint auch in Lappland in zweifacher Ausbildungsweise: einer östlichen klastischen und einer westlichen metamorphosierten Fazies.

In der östlichen Fazies wurde das silurische Alter zuerst von Svenonius durch Funde von Hyolithus² entschieden, die lange die einzig bekannten Fossilien aus dieser an der Ostkante des Hochgebirges durch ganz Schwedisch-Lappland sich erstreckenden Zone waren, weshalb dieselbe in der Literatur hauptsächlich als die Hyolithuszone bekannt ist. Nunmehr

sind von Moberg¹ am Torneträsk eine Reihe anderer silurischer Fossilien aus derselben Zone bekannt geworden, die sämtlich dem Kambrium angehören. Die östliche Fazies besteht hauptsächlich aus Tonschiefern, Quarziten und Konglomeraten. Kalksteine sind innerhalb derselben sehr selten.

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.

Die westliche Fazies wird nach Holmquist? am Sulitälma aus folgenden drei Hauptabteilungen, von oben nach unten gerechnet, aufgebaut: 1) Sulitälma-Schiefer (meist Phyllit und Quarzit); 2) graugrüne Schiefer (hauptsächlich aus grünen chloritischen Schiefern und dunklen rostigen phyllitischen Schiefern bestehend); 3) sandige Kalksteine (sandsteinartige Quarzite und kalkige Glimmerschiefer einschliessend). Zwischen die untersten Schichten der graugrünen Schiefer sind dünne Kalksteinlager eingeschaltet, in denen von Schmalensee 3 Enkrinitstiele fand. Diese sind wohl ziemlich sicher kambrosilurischen Alters, sind aber nicht bestimmbar und gestatten nicht eine genauere Bestimmung des stratigraphischen Horizontes.

Die über dem Silur in der Gegend zwischen Kvikkjokk—Hornafvan einerseits und der norwegischen Grenze andererseits liegenden kristallinischen Schiefer sind nach Holmouist ausschliesslich algonkischen Alters. Im Westen bestehen sie von oben nach unten gerechnet hauptsächlich aus folgenden Gliedern: 1) grauer feinkörniger Glimmerschiefer; 2) heller granulitischer Quarzit; 3) braungrauer Glimmerschiefer. Im Osten kommen auch dunkelgrüne Schiefer vor. In Verbindung mit den algonkischen Schiefern kommen auch häufig Amphibolite vor, die Holmouist als verschieferte Grünsteine

 $^{^{\}rm 1}$ A. a. O., 177 und Grunddragen af Sveriges geologi, 4. Aufl., S. 80. Stockholm 1906.

² F. SVENONIUS: Nya olivinstensförekomster i Norrland. — Geol. Fören. Förh., Bd 7, S. 203. Sthlm 1884.

¹ J. C. Moberg: Bidrag till kännedomen om de kambriska lagren vid Torneträsk. — Sveriges Geol. Unders. Årsbok 1908, N:r 4. Stockholm.

² P. J. Holmquist: En geologisk profil öfver fjellområdena emellan Kvikkjokk och norska kusten. — Geol. Fören. Förh. 22: 72 und Sveriges Geol. Unders. Ser. C. N:r 185. Stockholm 1900.

³ HJ. SJÖGREN: Enkrinitfynd i fjellskiffrarna vid Sulitelma. — Geol. Fören. Förh. 22: 105. Stockholm 1900.

betrachtet, die während des Faltungsprozesses der Gebirgskette in die Schiefer injiziert wurden.

A. HAMBERG.

Holmquist nimmt keine ausgedehnten Überschiebungen an. Die algonkischen Schiefer bilden südlich von der Linie Kvikkjokk-Sulitälma ein beinahe viereckiges zusammenhängendes Gebiet, von etwa 60 km Länge in WNW-OSO und etwa 50 km Breite in der Richtung senkrecht dazu. Im Süden ist diese Scholle von einem zusammenhängenden Band silurischer Schiefer begrenzt, die einen fast vollständigen Übergang zwischen der östlichen und der westlichen Silurfazies bilden. Im Süden, Osten und Norden tauchen die silurischen Schiefer unter die algonkischen hinab. Holmquist sucht diese abnorme Lagerung durch eine Theorie zu erklären, die mit der von Törnebohm für Jotunheimen aufgestellten nahe übereinstimmt. Die Sedimentgesteine der östlichen Silurfazies seien an steilen Ufern und in Fjorden eines aus dem Algonk bestehenden Landes abgelagert. Später hätte letztere Formation sich über die silurischen Ablagerungen durch Überschiebungen geringen Betrags ausgebreitet, wobei eine synklinale Biegung der silurischen Schichten stattgefunden hätte. Letztere wären deshalb etwa wie unterhalb des Silurs eingefaltet worden. Diese vermutete Ausbreitung der harten algonkischen Schiefer nach Norden, Osten und Süden über das in den Tälern liegende Silur, so dass letztere besonders nach oben schmäler geworden wären, erscheint mir aber wenig wahrscheinlich. Die Westseite der algonkischen Schieferplatte sollte dagegen unter das Silur im Westen untertauchen. Dieses scheint jedoch nicht direkt beobachtet zu sein, sondern wird auf Grund des allgemeinen nordwestlichen Fallens der Gesteine angenommen.

In der Gegend südlich vom Torneträsk trifft man nach den Untersuchungen von Holmquist¹ wenigstens am Ostrand des Gebirges ungefähr dieselbe abnorme Überlagerung wie in südlicheren Gegenden an. Weiter nach Westen scheinen die Verhältnisse ziemlich verwickelt zu sein und sind in so verschiedener Weise von Törnebohm und Holmquist gedeutet, dass ich bei dieser kurzen Übersicht auf eine Darstellung der Tektonik dieser Gegend verzichten muss, zumal da eine neue Arbeit von Holmquist über dasselbe Thema im Erscheinen begriffen ist.

Das Sarekgebirge.

In der nördlichen Fortsetzung des von Holmquist untersuchten Gebietes in Pite Lappmark treten grosse Veränderungen in der Zusammensetzung der über der östlichen Silurfazies ruhenden Schollen auf. In Lule und Torne Lappmark scheinen diese ganz überwiegend aus Eruptivgesteinen zu bestehen. Darunter scheinen Syenite und Gabbrogesteine eine dominierende Bedeutung zu haben. Letztere gehören zu den gegen die Erosion widerstandsfähigsten Gesteinen, und in den Gegenden, wo Gabbrogesteine vorherrschen, findet man deshalb eben die grössten Höhen von Schweden. Die höchste Spitze in unserem Lande ist der Kebnekaisse $(2,123 \ m)$, die zweithöchste ist der Sarektjåkko (2,090 m), beide in der fraglichen Gegend von Lappland. Letztere Spitze ist von einer beträchtlichen Zahl hoher Gipfel umgeben, die ein ausgedehntes Alpenland bilden, das an Wildheit, Vergletscherung und Ausdehnung dem norwegischen Jotunheimen an die Seite zu stellen ist.

Ausser dem Sarektjåkko kommen im Sarekgebiet nach den Messungen des Verfassers drei andere Gipfel vor, die die Höhenlinie 2,000 m übertreffen, nämlich Palkattjåkko, Akavare und Pårtetjåkko. Die Zahl der eine Höhengrenze von 1,800 m überschreitenden Spitzen dürfte ziemlich gross sein, wahrscheinlich nicht viel weniger als ein halbes Hundert. Die Gletscher sind etwa ein hundert, unter denen die grössten eine Ausdehnung von etwa 10 km² haben. In dem eigentlichen Hochgebirgsterrain besteht der feste Boden überwiegend aus amphibolitischen Gesteinen.

¹ En geologisk profil öfver den Skandinaviska fjällkedjan vid Torneträsk. — Geol. Fören. Förh. 25: 27. Stockholm 1903.

¹ Om Torneträsk-profilens tydning. — Geol. Fören. Förh. 25: 83.

² Bihang till Torneträskprofilen. — Geol. Fören. Förh. 25: 373.

Die hohen Gipfel sind von Hochebenen umgeben, über denen kleine Berghügel bis zu Höhen von etwa 1,300 m hinaufragen, die im Norden, Osten und Süden des Hochgebirges meist aus syenitischen Gesteinen bestehen (vergl. Taf. 30). Im Westen desselben aber werden hauptsächlich phyllitische und kalkige Schiefer angetroffen, die dem Silursystem anzugehören scheinen. Der Ostrand der syenitischen Hochebene schiesst steil zu den niedrigeren Ebenen und weiten Tälern ab, die eine Fortsetzung des kleinhügeligen nordbaltischen Flachlandes bilden. In diesem Ostabhang der Hochebene findet man wiederum silurische Schichten eingeschlossen.

Bei einer Darstellung der Tektonik der Sarekgegend empfiehlt es sich, die Gesteinslager auf folgende vier Hauptabteilungen zu verteilen, die auch in nächster Übereinstimmung mit der Topographie stehen:

- 1) Die vermutlich silurischen Schichten.
- 2) Das östliche Grundgebirge, das das Liegende des Silurs bildet.
 - 3) Die Syenitscholle.
 - 4) Die Amphibolitscholle.

Übersicht der Gesteine.

- 1. Die vermutlich silurischen Gesteine.
- a. Die silurischen Schichten der östlichen Glintlinie.

Wie schon in der vorstehenden Übersicht erwähnt worden ist, hat Svenonius an mehreren Stellen am Ostrande der lappländischen Hochgebirge einen Saum von silurischen Bildungen nachgewiesen. Die horizontale Breite dieses Saumes ist in der Sarekgegend fast überall äusserst gering, da die ganze Formation wegen seiner leichten Verwitterung meist nur in ziemlich steilen Abhängen vorkommt.

Die hierhergehörigen Schichten, die die östliche Silurfazies des Sarekgebirges bilden, liegen im allgemeinen fast horizontal oder zeigen eine geringe Neigung in westlicher oder nordwestlicher Richtung. Die obersten 10-20 m sind

dagegen immer stark gestört und in lauter kleine Scherben zerdrückt.

693

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.

Diese Formation besteht aus einer Abwechselung von Tonschiefern und Quarziten, bezw. Sandsteinen, einschl. Konglomeraten. Die Tonschiefer sind schwarz oder grüngrau. Eine genaue Etagierung der verschiedenen Tonschiefer- und Sandsteinniveaus hat noch nicht stattgefunden. Zu oberst trifft man meist einen etwa 100 m mächtigen Komplex von Tonschiefern an, darunter bemerkt man überwiegend Quarzit, dieser dürfte aber nicht allein bis zur Basis der Formation andauern, sondern verschiedene Tonschieferlager einschliessen. A. BERGLUND, der mir 1909 begleitete, beobachtete im Nordostende des Tjakkeli im ganzen drei Tonschiefer- und zwei Quarzitlager, im Südabhang des Passeåive drei Tonschieferlager und drei oder vier Quarzitlager. Der Quarzit ist meist entweder grau oder blauschwarz. In einigen von Moberg sorgfältig gemessenen Profilen im Luopakte am Torneträsk umfasst die Formation daselbst wenigstens vier Tonschiefer- und ebenso viele Sandsteinlager. Ein nur etwa 1/2 m dickes Kalksteinlager ist dort im Sandstein eingeschaltet angetroffen worden.

In der Sarekgegend scheinen bis jetzt nur am Stora Sjöfallet Funde von kalkigem Material (Kalksandstein, Dolomitlinsen in Tonschiefer und Quarzit) in der östlichen Fazies der Silurformation gefunden worden zu sein.

b. Die klastische Gesteinsserie im Kukkesvagge.

Im Tale Kukkesvagge in einer Entfernung von 20-30 km von der Glintlinie kommt eine ebenfalls aus Tonschiefern und Quarziten bestehende Gesteinsserie vor. Im unteren Teil des Kukkesvagge ist das Fallen der Schichten ziemlich steil nach SW, im oberen Teile des Tales sehr wechselnd, mitunter lotrecht mit überwiegendem Streichen NW-SO. Die Quarzite sind durchweg blauschwarz. Die Zahl der verschiedenen Lager von Tonschiefer und Blauquarz ist viel grösser als im Tjakkeli, ist aber noch nicht genau ermittelt, übersteigt indessen gewiss ein Dutzend. Irgend welche Fossilien sind 45-100170. G. F. F. 1910.

darin nicht gefunden, wegen des gleichartigen Aussehens dieser Gesteine mit den naheliegenden kambrischen Schichten der Glintlinie im Osten des Gebirges gehören sie wohl zweifellos dem kambro-silurischen Systeme an.

c) Die weichen Schiefer im Westen des Hochgebirges.

Westlich vom Hochgebirge in dem verhältnismässig flachen Gelände östlich von den Seen Virihaure und Vastenjaure tritt eine Gesteinsserie auf, deren Glieder zwar kristallinisch, aber meist von kleinem Korn und nicht besonders stark verkittet sind. Unter ihnen spielen wohl die Phyllite die quantitativ grösste Rolle. Ausserdem kommen vor: grüne feinkörnige amphibolitische und chloritische Gesteine, Glimmerschiefer verschiedener Art und (meist sandige) Kalksteine.

Es ist dies offenbar dieselbe Formation, die Holmquist im Osten vom Sulitälma gefunden hat, und deren silurisches Alter durch die Enkrinitfunde von v. Schmalensee im Kalkstein am Fusse des Sulitälma bestimmt worden ist.

Die hierhergehörige Schichtenfolge bildet die westliche Silurfazies des Hochgebirges. Für sie ist besonders ein verhältnismässig hoher Kalkgehalt und eine stets vorhandene, aber nie zur Grobkristallinität entwickelte Metamorphose kennzeichnend. Die Lagerung ist meist sehr flach oder etwas nach W oder NW geneigt.

d) Die Granatphyllite des Luotto.

Mitten zwischen den Amphibolit- und Gabbrodiabasgipfeln des Hochgebirges kommt auf der Hochebene von Luotto und in den benachbarten Tälern eine andere Phyllitformation vor. Diese besteht aus meist flach liegenden, einigermassen grobkristallinischen, meistens dunkle Granate von etwa 1—3 mm Durchmesser enthaltenden Phylliten, die auch ziemlich viel Quarz einzuschliessen scheinen. Die Art des Auftretens und der Granatgehalt lassen an eine Zusammengehörigkeit mit den kalkhaltigen Phylliten, d. h. mit der Silurformation im Westen, denken.

Ein schmales Band von Granatphyllit wird auch auf dem Säkok und dem südlichen Abhang des Pårtefjället gefunden. Wahrscheinlich steht dieses Band in Zusammenhang mit dem Granatphyllit des Luotto (vergl. die Karte an der Taf. 30).

2. Das Liegende der östlichen Silurfazies.

Das Liegende der östlichen Silurfazies sind, soweit bekannt, teils quarzitische Gesteine, teils eruptive Bildungen, die wahrscheinlich dem Grundgebirge angehören. Die Quarzite unterscheiden sich von den überliegenden Sandsteinen des Silurs durch eine ausgeprägte kristallinische Struktur. Die Grenze ist jedoch keineswegs immer nachzuweisen. Obgleich diese Quarzite nicht zu der silurischen Formation gerechnet werden können, darf jedoch ihre Zugehörigkeit zu der algonkischen Formation mit Recht vermutet werden. Diese Quarzite enthalten nicht selten eruptive Gesteine, wie Pegmatite und Diabase.

Das granitische oder gneissige Grundgebirge, das als Liegendes der östlichen Silurfazies auftritt, ist meist durch eine mehr oder minder lebhaft rote Farbe gekennzeichnet. Häufig sind sie ganz ziegelrot und an Mikroklin reich, während der Plagioklasgehalt geringer ist und Perthit gänzlich fehlt. In anderen Fällen kommt Perthit vor, und in Ausnahmefällen ist die Farbe grau. Diese Gesteine sind also vorzugsweise Kaligranite. Häufig haben sie eine beträchtliche Kataklase erlitten, wodurch nur vereinzelte grössere Mineralkörner geblieben sind, die als porphyrische Einsprenglinge erscheinen. Mitunter scheint das ursprüngliche Gestein ein Porphyr gewesen zu sein. Dadurch erhält diese Formation eine grosse Ähnlichkeit mit der erzführenden Granulitformation von Schwedisch-Lappland. Wie diese enthält unser Gebiet hauptsächlich quarzarme oder sogar syenitische Granulite. Überhaupt sind daselbst ausgeprägte Tiefengesteine mit einer regelmässigen, richtungslosen Struktur nicht häufig. Wenn die Gesteine nicht porphyrisch sind, so zeigen sie jedoch im allgemeinen

eine mehr oder weniger gestörte Kristallisation, die sich in Schlierenbildung, ungleichmässiger Körnigkeit usw. kundgiebt. Granite mit ausgeprägtem Tiefenhabitus fehlen jedoch auch nicht ganz. An Niavve kommt ein gut kristallisierter Hornblendegranit mit Plagioklaseinsprenglingen vor. Auch werden andere Granitvarietäten besonders in losen Blöcken angetroffen.

Eine erschöpfende Untersuchung dieses Grundgebirgsterrains, wo fast überall Moränenmassen sowohl die kleinen Berge als den Boden der Täler bedecken, ist infolge der Seltenheit der fest anstehenden Felsen unmöglich. Um das oben Gesagte zusammenzufassen, so mag als für die Gegend besonders charakteristisch hervorgehoben werden: das Vorkommen von rot gefärbten, häufig mikroklinreichen und perthitarmen granitischen und syenitischen, im allgemeinen nicht besonders natronreichen Gesteinen, deren Struktur häufig granulitisch, schlierig oder porphyrisch ist.

Als das Liegende der östlichen Silurfazies im Kukkesvagge kommt ein Dioritporphyr vor, der einige mm dicke, aber mehrere cm lange Tafeln von einem nicht sehr basischen Plagioklas enthält, die in parallelen Reihen fluidal angeordnet sind. Dasselbe Gestein kommt auch in einem kleinen Berge Kätsitvaratj nördlich vom Akavare vor. Wegen seines Vorkommens unterhalb des Silurs im Kukkesvagge dürfte es zu dem östlichen Grundgebirge zu rechnen sein. Seine Stellung ist jedoch noch unsicher.

3. Die Syenitscholle.

Die hierhergehörenden Gesteine, die das unmittelbare Hangende der östlichen Silurfazies bilden, nehmen die grösste Area im ganzen Gebiet ein. Vermutlich gehören sie zum grössten Teil dem Grundgebirge an, wenigstens dürften sie hauptsächlich präsilurisch sein.

Die Hauptmasse der Gruppe besteht aus graugelben granitischen und syenitischen Gesteinen, die stets einen perthitischen Feldspat enthalten und durch Druck mehr oder weniger parallelstruiert worden sind. Stellenweise treten aber auch ganz andere Gesteine auf. In den hohen Wänden des tief eingeschnittenen und malerischen Rapadalen trifft man eine ganze Reihe hierhergehöriger Gesteine von sauren Graniten an bis zu eruptiven Erzen (vergl. das Profil auf der Taf. 30).

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.

Die Granite sind nicht besonders häufig. Sie haben nur ganz ausnahmsweise einen rötlichen Farbenton, fast immer neigt ihre Gesamtfarbe mehr ins Gelbliche oder Grauliche. Als Feldspat führen sie stets Perthit, dagegen nur sehr selten Plagioklas oder perthitfreien Mikroklin. Ihr Gehalt an Natron scheint nach ausgeführten Analysen mit demjenigen an Kali gleich gross zu sein. Der Quarz ist in den grobkörnigeren, ungepressten Varietäten mitunter schön violett. Als dunkles Mineral kommen häufig geringe Mengen grünen, oft mit Muskovit vergesellschafteten Biotits vor.

Die allgemeinsten Gesteine des fraglichen Gebietes sind die Syenite. Sie sind häufig schön violett gefärbt durch den perthitischen Feldspat, den sie stets enthalten. In der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung schliessen sie sich am engsten den Graniten an. In Zusammenhang mit der Verminderung des Kieselsäuregehaltes steht eine Vermehrung des Gehaltes an Natron, Kalk, Magnesia, Tonerde und Eisenoxyd. Die Verwandtschaft mit den Graniten ist jedoch stets auffallend.

Unter den Syeniten mögen gewisse Perthitgesteine hervorgehoben werden, die dunkle Minerale fast ganz entbehren. Hierher gehören schön grauviolette Varietäten, in denen die dunklen Minerale stark zurücktreten. Hierher sind auch blendend weisse Gesteine zu stellen, in denen der Feldspat mehr oder weniger zu Muskovit, Zoisit, Granat und Quarz umgewandelt worden ist.

Einige Syenite nähern sich durch einen hohen Gehalt an Natron und Kalk in der Zusammensetzung den Monzoniten. Gesteine aber, die neben Perthit auch reichlich oder überspiele solcher fehlen jedoch nicht ganz. Ein solches Gestein

aus dem Pelloreppe enthält als herrschende Mineralkombina-

tion Andesin, Perthit, Augit, zu denen sich nicht unbe-

trächtliche Mengen von Quarz, Apatit und Eisenerz gesellen.

Der Perthit bildet zum Teil breite Saume um den Plagioklas.

titanhaltiges Eisenerz, grünen Spinell und Apatit in reichlichen Quantitäten.

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.

Die feldspatärmsten Glieder der Gabbrogesteine gehen in Pyroxenite und Hornblendite über, die auch im fraglichen Gebiete nicht gerade selten vorkommen. Der Feldspatgehalt dieser Gesteine ist häufig sehr gering. Die meisten unter ihnen enthalten überwiegend rhombischen und monoklinen Pyroxen, häufig in ziemlich grossen Individuen, in denen kleinere, aber reichlich vorkommende Olivinkörner poikilitisch eingeschlossen sind. Wenigstens ein Vorkommen enthält Spinellkörner. Ein anderes enthält einen amethystgefärbten Chlorit. Wieder ein anderer Pyroxenit, der als Diallagit zu bezeichnen ist, besteht hauptsächlich aus Diallag; daneben kommt Eisenerz reichlich und Spinell spärlich vor.

Unter den Hornblenditen enthält eine Varietät 3-4 cm grosse, durch feinkörnigere Massen getrennte Hornblendeindividuen, die dem Gestein ein porphyrartiges Aussehen verleihen, und in denen der Augit poikilitisch, z. T. durch parallele Verwachsung, eingeschlossen ist. Man könnte dieses Gestein einen Hornblenditporphyr nennen.

Die basischeren Varietäten der Gabbrogesteine zeigen auch Übergänge zu wirklichen Titaneisenerzen. Solche finden sich in dem berühmten Eisenerzberg Ruoutevare, etwa 30 kmsüdwestlich vom Rapadalen. Nach den Untersuchungen von HJ. SJÖGREN¹ besteht dieses Eisenerz aus Titanomagnetit Ilmenit, Spinell, Olivin und einer Pyroxenart. Das umgebende Gestein soll nach den Angaben von W. Petersson² ein Saussuritgabbro sein, unter dem auch ganz weisse, zoisitisierte Labradorsteine vorkommen. Bei einem Besuch am Ruoutevare im Frühjahr 1902 fand ich auch Gesteine, die einen etwas saureren Feldspat enthalten und als Diorite zu bezeichnen sind

Die gewöhnlicheren Gabbroarten treten sowohl olivinfrei als olivinhaltig auf. Besonders letztere sind reich an verschiedenen wesentlichen Bestandteilen. Ausser Bytownit, Olivin und Augit enthalten die saureren Glieder Hornblende

und braunen Biotit, die basischeren rhombischen Pyroxen,

¹ En ny jernmalmstyp representerad genom Routivare malmberg. Geol. Fören. Förh. Bd 15, S. 55. Stockholm 1893. ² Om Routivare järnmalmsfält i Norrbottens län. — Ibidem S. 45.

Man könnte wohl dieses Gestein als einen Quarzmonzonit bezeichnen.

Die Diorite sind auch nicht häufig. Sie enthalten meist ausser Plagioklas, Augit und Hornblende auch grosse Tafeln braunen Biotits als wesentlichen Bestandteil. In den Dioriten ist auch ein sehr charakteristischer und in beträchtlichen Massen vorkommender Augitdioritporphyr zu zählen, der 3-5 cm lange Andesinkristalle in einer etwa mittelkörnigen Grundmasse enthält.

Die Gabbrogesteine sind im Gebiet häufiger, jedoch bei weitem nicht so häufig wie die Syenite. Sie bilden einen Komplex von ziemlich vielen verschiedenen Varietäten.

Als das eine Endglied dieser Reihe können die Feldspatgesteine betrachtet werden, die hauptsächlich aus Labrador oder Bytownit bestehen. Es giebt im Gebiete prachtvoll violett gefärbte Bytownitfelsen, die porphyrisch struiert sind und zollgrosse Bytownittafeln als Einsprenglinge enthalten. Häufiger sind die kreideweissen, mehr oder weniger metamorphosierten Feldspatgesteine, die in frischem Zustande grob- oder mittelkörnig gewesen zu sein scheinen, jetzt aber mehr oder minder vollständig in ein dichtes Gefüge hauptsächlich von mikroskopischen Zoisitstengeln und Quarz umgewandelt sind. In einigen Varietäten trifft man auch Albitkörner, Muskovitblättchen und spärliche rundum ausgebildete Granate an.

Dass diese Eisenerze vom Ruoutevare zu der mächtigen, hauptsächlich aus Syeniten bestehenden Eruptivscholle, die das Hangende der östlichen Silurfazies bildet, gehören und als das basischste Glied dieser Eruptivgesteine anzusehen sind, erscheint mir zweifellos. Am Ruoutevare scheinen keine Zwischenglieder zwischen dem Erz und dem Gabbro beobachtet zu sein, im Sarekgebirge sind diese nicht selten.

Dass alle die verschiedenen Eruptivgesteine, die man in der unteren Hälfte der Gebirgswände im Rapadalen, sowie in naheliegenden Gebieten findet, wenigstens zum grössten Teil aus einem und demselben Magma herstammen und durch Spaltung desselben entstanden sind, ist wohl wahrscheinlich. Charakteristisch für dieses Magma muss ein ziemlich hoher Natrongehalt gewesen sein. Die Kontaktverhältnisse der verschiedenen Gesteine und ihre gegenseitige Abgrenzung sind indessen äusserst schwierig zu erforschen, da man dieselben in grösserem Massstab entblösst nur in den steilen Wänden der hohen Berge im Rapadalen findet, wo sie aber u. a. wegen Herabstürzens von Steinen nicht ohne Lebensgefahr zugänglich sind. Die Grenzen der verschiedenen Gesteine aus der Entfernung und mit dem Fernrohr zu verfolgen ist untunlich, weil die äussere Farbe der Gesteine mehr von dem Alter der Fläche, d. h. von der seit dem letzten Bergsturz verflossenen Zeit, und der danach entwickelten Flechtenformation als von der Beschaffenheit des Gesteins abhängt. Die Altersfolge kann man jedoch fast ebensogut in heruntergestürzten Blöcken studieren. Nach Beobachtungen an solchen habe ich die alte Regel bestätigt gefunden, dass die saureren Gesteine im allgemeinen jünger sind als die basischeren. Diese Regel ist jedoch keineswegs ausnahmslos. Eine drastische Ausnahme bilden z. B. Gänge von Pyroxenit, die Augitsyenit im Låddepakte durchsetzen. Diabasgänge, die jünger sind als der Syenit, kommen besonders im Kåtokkaisse vor; dies ist ja aber nur eine ganz häufige Erscheinung.

Was die Verhältnisse ausserhalb der Umgebung des Rapadalen betrifft, so sind sie bis jetzt weniger genau erforscht. Soviel geht jedoch aus meinen bisherigen Untersuchungen hervor, dass die Perthitsyenite in dem ganzen Gebiet, das das tektonische Niveau zwischen der östlichen Silurfazies und der Amphibolitformation umfasst, eine sehr grosse Verbreitung haben und die häufigsten Gesteine sind.

In dem fraglichen Gebiet wären vielleicht auch andere Gesteine als die obengenannten zu erwähnen. Ein interessantes Vorkommen von Peridotit ist von Svenonius¹ aus dem Ruopsokvaratj im Njåtsosvagge beschrieben worden. Es liegt etwa auf der Grenze zu der Amphibolitformation und gehört vielleicht eher zu derselben. Ähnliche Peridotitvorkommen habe ich auch anderswo im Sarekgebirge gefunden, sie sind jedoch noch nicht näher untersucht.

Gesteine sedimentären Ursprungs sind in der fraglichen Eruptivscholle sehr selten. Kalksteine habe ich nur nördlich vom Akavare zwischen diesem Berge und dem oben erwähnten Kåtsitvaratj reichlich angetroffen. Sonst sind Kalksteine sehr selten und scheinen nur auf den Grenzen zu der Amphibolitformation vorzukommen.

Quarzite und sedimentäre Schiefer sind auch ziemlich selten. Einige solche Vorkommen, die als silurischen Ursprungs zu deuten sind, sind auf der Karte ausgezeichnet. Dagegen sind durch Druck hervorgebrachte Verschieferungen eine äusserst häufige Erscheinung.

Die Gesteinsmetamorphose.

Die oben erwähnten Gesteine, die zu dem Hangenden der östlichen Silurfazies gehören, sind fast stets durch Druckmetamorphose mehr oder weniger verändert, und häufig ist diese so durchgreifend gewesen, dass von dem ursprünglichen Habitus nicht viel erhalten geblieben ist.

¹ Vergl. S. 708.

702

Eine eigentümliche mechanische Zertrümmerung der Syenite, Granite und vielleicht auch basischerer Gesteine in linsenförmige oder rhombische Stücke, die jedoch hauptsächlich ihre gegenseitige Lage beibehalten haben, ist für die östlichen Teile des Gebietes charakteristisch. Die dabei entstandenen Sprünge sind meist sehr schmal und wieder durch feinen Mineraldetritus verkittet, unter dem man im Mikroskop kleine Körner von Feldspat und wohl auch Quarz, ferner Chlorit und Muskovit gewahrt. In einem Gestein habe ich als Füllungsmasse zermalmten Titanit gefunden. Die Verschiebungen längs der Sprünge scheinen im allgemeinen sehr gering gewesen zu sein, mitunter Bruchteile von 1 mm. An beiden Seiten der Sprünge sind die Feldspatlamellen oft stark gebogen. Beim Zerschlagen solcher Stücke erhält man deshalb nicht ebene Spaltflächen des Feldspats, sondern gebogene, die statt des gewöhnlichen Glasglanzes des Feldspats einen fettartigen Glanz zeigen. Derartige Gesteine scheinen ziemlich allgemein im Hangenden der östlichen Silurfazies vorzukommen. Holmquist¹ erwähnt solche aus der Torneträskgegend, die auch Syenite sind. Svenonius scheint solche Gesteine »Kakirit» genannt zu haben. Ich habe sie wegen der meist geringen Bewegung der verschiedenen Körner In-situ-Breccien genannt.

Eine ganz ähnliche Zertrümmerung zeigen, wie schon erwähnt (S. 692-693), die obersten 10-20 m der Silurablagerungen. Hier scheint aber die Bewegung zwischen den verschiedenen Linsen oder Rhomben, die die festen Einheiten des zertrümmerten Gesteins bilden, etwas grösser gewesen zu sein, denn die Oberfläche derselben zeigt häufig Schrammen.

Diese charakteristische Breccienbildung ist hauptsächlich an dem östlichen Rand der den Silur überlagernden Syenitscholle entwickelt. Zwar trifft man sie häufig in einem Abstand von 10 km von diesem Rand, aber in grösserer Entfernung wird sie seltener.

Die Metamorphose der zahlreichen Eruptive des Rapadalen befindet sich auf ziemlich verschiedenen Stadien der Entwicklung. Manche Gesteine haben die eruptive Struktur und mineralogische Zusammensetzung fast vollständig beibehalten, andere sind zu Schiefern verschiedener Art vollkommen umgewandelt, in denen keine Spur der ursprünglichen Struktur erhalten geblieben ist.

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.

Die leiseste Metamorphose zeigen diejenigen zahlreichen Gesteine, die nur dünne Quetschzonen an Sprüngen oder auf den Grenzen zwischen den Mineralkörnern erkennen lassen. Bei fortgeschrittener Kataklase bekleiden sich die Sprunge mit Muskovit, Biotit, Amphibol, Chlorit usw. Die stärkste Umwandlung zeigen die vollständig verschieferten Gesteine, in denen Orthoklas, Mikroklin, Kalinatronfeldspat, und Augit fehlen, aber Muskovit, Albit, Zoisit und Hornblende auftreten. Es giebt solche Schiefer, die eine so vollkommen plane Parallelstruktur zeigen, dass man sie vielleicht als sedimentär ansehen könnte, wenn man ihren genetischen Zusammenhang mit den gleich zusammengesetzten Eruptivgesteinen nicht kennte.

Die syenitische Formation des Rapadalen wird hie und da von dünnen Schieferlagern durchzogen, die wenigstens in vielen Fällen als Eruptivgänge zu betrachten sind. Diese Schiefer sind Sericitchloritschiefer, Epidotbiotitamphibolit, Quarzglimmeramphibolit usw. Die Zusammensetzung dieser Schiefer deutet auf Grünsteingänge hin. Dass alle diese Schiefer metamorphosierte Eruptivgänge seien, kann ich jedoch bei dem jetzigen Stande der Untersuchungen keineswegs behaupten.

4. Die Amphibolitscholle.

Das Gerippe dieser Formation bilden kristallinische Glimmerschiefer und Quarzite.

Die Glimmerschiefer enthalten sehr häufig Granat und Feldspat und können wohl mitunter metamorphosierte Eruptivgesteine sein. Die Quarzite sind meist grau oder weiss je

¹ En geologisk profil öfver den skandinaviska fjällkedjan vid Torneträsk. - Geol. Fören. Förh., Bd 25, S. 40. Stockholm 1904.

nach dem Gehalt an Biotit, der häufig zusammen mit dem allgemeineren Muskovit vorkommt. Als Zwischenglied zwischen den Quarziten und Glimmerschiefern ist ein grauviolettes Gestein zu nennen, das besonders für die unteren Teile der Amphibolitformation charakteristisch ist. Es enthält wohl immer Granat, Muskovit und braunen Biotit als wesentliche Bestandteile. Alle diese Gesteine sind gut kristallinisch und zeigen nunmehr keine klastische Struktur.

A. HAMBERG.

Sämtliche Quarzite und die meisten Glimmerschiefer sind feinkörnig, von den verschiedenen Mineralkörnern kann man meist nur die Glimmertafeln mit blossem Auge unterscheiden. Eine Ausnahme bilden gewisse Glimmerschiefer, die häufig grosse Granatkristalle enthalten.

Diese Schiefer müssen sämtlich als jünger als das Grundgebirge und älter als das Silur aufgefasst werden. Sie dürften deshalb die algonkische Formation vertreten und als äquivalent mit der Sevegruppe in Jämtland und der Sparagmitformation in Norwegen zu betrachten sein. Es dürfte ebenfalls dieselbe Schieferformation sein, die die ausgedehnten Hochebenen zwischen dem Tarrekaise und dem Talzug des Sädvajaure und des Hornafvan bildet und von Holmquist 1 als die Schiefer der Sevegruppe bezeichnet worden ist.

Diese Schieferformation im Südsüdosten des Sarekgebirges enthält in ihrem nördlichsten Vorsprung ein bedeutendes Amphibolitmassiv, den Tarrekaisse. Es sind die speziellen geologischen Verhältnisse daselbst, die über die zahlreichen hohen Berge und Gipfel des naheliegenden Sarekgebirges sich fortzusetzen scheinen, denn wenigstens in letzterer Gegend treten die zu den algonkischen Schiefern gehörigen Amphibolite und Gabbrodiabase so in den Vordergrund, dass sie quantitativ über die sedimentären Schiefer sehr stark dominieren, die die eigentliche Grundlage der Formation bilden. Ich habe sie deshalb die Amphibolitgruppe genannt Diese ist es, die durch die Widerstandsfähigkeit der Amphibolite

und Gabbrodiabase gegen die Erosion die Erhaltung der Gipfel des Sareker Hochgebirges verursacht. Die Begrenzung des Hochgebirges fällt deshalb mit derjemgen der Amphibolitgruppe zusammen.

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.

Die Amphibolite dieses Gebietes sind fein- bis mittelkörnige Gesteine, die stets eine ausgesprochene plane Parallelstruktur zeigen, in deren Ebenen die häufig kurzen und dikken Hornblendesäulchen liegen. Die meisten Amphibolite zeigen auch eine angenäherte Parallelorientierung dieser Säulchen, wodurch eine ausgeprägte Streckung zu Stande kommt.

Die mineralogische Zusammensetzung dieser Gesteine ist ziemlich einförmig. Der Gehalt an dunkelgrünem Amphibol ist stets gross und dürfte meistens zwischen etwa 50 % und 75 % der Gesamtmenge schwanken. Brauner Biotit kommt nicht häufig, Augit äusserst selten in den gut kristallisierten Amphiboliten vor.

Die hellen Minerale bilden seltener mit dem Amphibol ein körniges Gemenge, häufiger sind sie in sehr flachgedrückte Linsen konzentriert, die in die Hornblendemasse eingeschaltet sind und dadurch die plane Parallelstruktur bedeutend verschärfen. In den gestreckten Amphiboliten sind diese Linsen mehr stenglig als in den anderen. Unter den hellen Mineralen sind Feldspat, Granat und Zoisit die wichtigsten und ungefähr gleich häufig. Der Feldspat entbehrt meistens die Zwillingsstreifung; wenn solche vorhanden ist, konstatiert man leicht unter dem Mikroskop, dass er ein Albit ist. Der Granat ist in Dünnschliff ungefärbt, idiomorph, klar oder von poikilitisch eingeschlossenen Mineralkörnern getrübt. Mitunter kommt Chlorit als Neubildung auf Sprüngen im Amphibol und Granat vor. Unter den weniger häufigen hellen Mineralen sind Skapolit und Quarz zu erwähnen. Titanit und Eisenerz sind häufig in geringeren Quantitäten vorhanden.

Die Amphibolite sind zweifellos Umwandlungsprodukte von Gabbrodiabasen, die auch in frischem Zustand einen grossen Teil der Amphibolitformation bilden. Diese Gabbrodia-

¹ A. a. O.

base sind dunkelgraue bis bräunlichgraue Gesteine von diabasartigem Habitus mit leistenförmigen Feldspaten. Mitunter tritt der Feldspat in zwei Generationen auf; die ältere Generation kann sogar ziemlich gross (3—4 mm) werden und besteht dann häufig aus Komplexen mehrerer Individuen. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die Feldspatleisten keineswegs so idiomorph begrenzt sind, wie es in den Diabasen der Fall zu sein pflegt, weshalb die Struktur etwas gabbroähnlich wird. Der Augit ist allotriomorph, im Dünnschliff hell grünlich.



Verf. phot. 3. Sept. 1901.

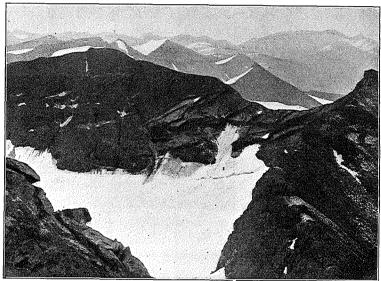
Fig. 1. Struktur der Amphibolitformation in Gipfeln zwischen dem Palkattjäkko (2,020 m) und dem Partetjäkko (2,000 m), vom letzteren aus gesehen.

Beide Minerale enthalten häufig zahlreiche Interpositionen, was die dunkle Farbe des Gesteins bedingt. In geringeren Quantitäten ist häufig Titaneisen und Apatit vorhanden.

Zwischen den frischen Gabbrodiabasen und den fertig gebildeten Amphiboliten kommen alle Übergänge vor, wodurch die Herkunft der letzteren aus den ersteren genügend bewiesen wird.

Die Amphibolite treten meist als Lagergänge zwischen den Glimmerschiefern und Quarziten auf. Mitunter findet man deutliche Apophysen und überschneidende Gänge von Amphibolit in dem Nebengestein. Die Eruptionen der Gabbrodiabase dauerten aber lange Zeit an. Unterdessen trafen bedeutende tektonische Störungen des Gesteins ein, neue Spalten wurden geöffnet, die die älteren überschnitten und mit Gabbrodiabas gefüllt wurden. In dieser Weise ging es fort, und dabei entstand nebst den in die Schiefer und Quarzite injizierten Lagergängen ein kompliziertes Netzwerk sich verästelnder, verschiedenalteriger Gänge (Fig. 1 und 2), die fast sämtlich durch

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.



Verf. phot. 15. Juli 1896.

Fig. 2. Die Struktur der Amphibolitformation in den Gebirgswänden östlich vom Sarektjåkko (2,090 m), vom letzteren aus gesehen.

spätere tektonische Störungen verworfen, gebogen oder gefaltet sind. Geradlinige Gänge von bedeutender Ausdehnung kenne ich nicht aus der fraglichen Formation. In gewissen Gegenden des Gebietes, wie dem Nordabhang des Perikpakte, des Äpartjåkko und des Ruopsoktjåkko, treten die Amphibolite und Gabbrodiabase so überwiegend auf, dass diese Teile der Berge fast ausschliesslich aus eruptivem Grünsteinmaterial bestehen, während die algonkischen Schiefer fast fehlen.

In der Amphibolitgruppe kommen Kalksteine nicht allzu selten vor. Sie enthalten häufig Schichten von Grünsteinen und anderen noch nicht näher untersuchten, gegen die Verwitterung resistenten Schichten, die häufig stark gefaltet sind, während der Kalkstein sich ganz plastisch verhalten hat.

Die stratigraphische Stellung der im Sarekgebiete vorkommenden Peridotite, Serpentine und Magnesite ist noch etwas unsicher. Die Olivinfelse führen Bronzit und zeigen dadurch eine gewisse Verwandtschaft mit den Olivinpyroxeniten und Olivingabbrogesteinen der Syenitscholle, kommen aber, soweit ich sie kenne, nicht zusammen mit dem Syenit vor, sondern in den untersten Schichten der Amphibolitscholle. Das erste Vorkommen in der Gegend vom Sarek ist von Sve-NONIUS 1 bereits im Jahre 1883 am Ruopsokvaratj südlich vom Luobme im Njåtsosvagge erwähnt worden. Ähnliche Vorkommen sind an einer ganzen Reihe von Fundorten längs der skandinavischen Gebirgskette bekannt. Ich habe an mehreren Stellen im Sarekgebiet Olivinfelse in losen Blöcken gefunden, die lokal so angehäuft waren und unter solchen Verhältnissen vorkamen, dass sie auf eine Herkunft aus naheliegenden festen Felsen hindeuten. Es bleibt aber noch übrig, die Vorkommen im festen Gestein aufzusuchen.

Im Westen des Hochgebirges auf dem Luto und Alatjåkko trifft man Serpentine reichlich an. Zusammen mit Olivinfels und Serpentin kommt Magnesit häufig vor. Letzterer erhält mitunter in der Weise das Übergewicht, dass der Magnesit die Hauptsache wird und die Vorkommen als Magnesitlager erscheinen.

Diese Magnesitlager scheinen ebenfalls zu den untersten Niveaus der Amphibolitscholle zu gehören.

¹ Nya olivinstensförekomster i Norrland. Geol. Fören. Förh., Bd 7. S. 201. Stockholm 1884.

Verf. phot. 21. Juli 1903.

Laitaure. Der unterste Felsen oberhalb des Waldes ist roter Granulit, die darüber folgenden Stufen sind Silur, die hohe senkrechte Wand ist die Syenitscholle. am Skerfe Der က် Fig.

Saurere Eruptivgesteine scheinen in der Amphibolitgruppe nur ausnahmsweise vorzukommen und scheinen keine Verwandtschaft mit denjenigen der Syenitscholle zu zeigen. Im Sarektjåkko und Akavare habe ich Gänge von Granit beobachtet. Sie weichen von den mit dem Syenit verwandten Graniten stark ab.

Der Granit von Akavare ist ein Kaligranit mit etwa doppelt so viel Kali als Natron.

Die Tektonik der Sarekgegend.

Die östliche Silurfazies liegt verhältnismässig ungestört auf ihrer Unterlage. Diese besteht entweder aus Quarziten



Verf. phot. 3. Aug. 1909.

Fig. 4. Nordwestende des Tjaska am Stora Sjöfallet. Unten horizontale Schichten des Silurs, oben geneigte (sekundäre) Parallelstruktur des Silurs und der Syenitscholle.

oder aus roten Syenitgranuliten oder roten Graniten. Wenigstens am Ostrand der Silurbildungen liegen die untersten Schichten regelmässig horizontal (Fig. 3 u. 4) und lassen keine durch Druck entstandenen sekundären Strukturen erkennen. Die Schichten der obersten 10—20 m dagegen sind überall, wo ich die Verhältnisse näher erforscht habe, zu einer aus lauter 46—100170. G. F. F. 1910.

[April 1910.

710 kleinen, etwa linsenförmigen Scherben bestehenden Breccie zerdrückt. Der Kontakt zwischen dem Silur und der Syenitscholle scheint in seinen östlichen Teilen ziemlich horizontal zu liegen, weiter nach Westen neigt er beträchtlich nach NW, in dem er sich in immer tiefere Silurschichten senkt. Am Stora Sjöfallet z. B. trifft man in den Bergen Luleb Kirkao und Tjaska (Fig. 4) die silurischen Tonschiefer bis 300 m über dem See Langasjaur an, aber die Grenze zwischen der Syenitscholle und dem Silur senkt sich allmählich nach NW, so dass an dem grossen Wasserfall selbst der Kontakt auf dem Sandstein ruht, der

hier nicht mehr horizontal liegt, sondern 15°-20° und mehr

nach NW neigt. Hier endigen die Silurschichten, nachdem

sie auf einer Strecke von ungefähr 12 km sichtbar gewesen

In etwa derselben Weise kann man die Silurschichten, sind. die am Ostrand der Syenitscholle sichtbar sind, eine kurze Strecke in den nach NW eingeschnittenen Tälern verfolgen, ehe sie unter die Oberfläche heruntertauchen. Im Rapadalen scheinen die Silurschichten in den kleinen Bergen Litnokvaratj und Rittok unter die Gesteinsoberfläche zu sinken. Am Sitojaure habe ich sie nicht westlicher als in dem östlichsten der drei vom Berge Valak kommenden Bäche gefunden.

Die Syenitscholle ist oberhalb des Kontaktes in feinkörnige verschieferte Gesteine zerquetscht und ausgewalzt. Selbst in grosser Entfernung vom Kontakte findet man eine sehr charakteristische Quetschung des Syenites, nämlich den oben (S. 702) erwähnten Kakirit oder die In-situ-Breccia, die noch in einer Entfernung von 5-10 km vom Rande der Scholle allgemein vorkommt.

Diese mechanische Zertrümmerung sowohl der obersten Silurlager als der obenliegenden Syenitscholle spricht sehr zu Gunsten einer starren Überschiebung des Syenits über das Silur. Svenonius, der besonders die Berge in der Nähe des Stora Sjöfallet untersucht hat, ist zu der Ansicht gekommen, dass die Granite (Syenite) sich über das Silur als mehrere auf einander folgende Eruptivdecken ausgebreitet hätten. 1 Wenn diese Ansicht richtig wäre, sollte man aber erwarten, in der obenliegenden Scholle typische Ergussgesteine zu finden; das ist aber keineswegs der Fall. Die im Hangenden des Silurs auftretenden Gesteine haben keine porphyrische Struktur, sondern durchweg einen ausgesprochenen Tiefenhabitus, und im Silur selbst fehlen alle pyrogenen Kontakterscheinungen. Die Abwesenheit solcher Kontakterscheinungen im Silur und der porphyrischen Struktur im überliegenden Syenit sowie das Vorkommen ausgeprägter Quetscherscheinungen an beiden Seiten des Kontaktes beweist genügend, dass hier Überschiebung starrer Massen und nicht Erguss schmelzflüssiger Laven vorliegt. Man darf aber nicht annehmen, dass die ganze Bewegung der Syenitscholle auf dem Silur als Unterlage stattfand, denn dieselbe enthält auch andere mehr oder weniger horizontal liegende Zonen von Verschieferung und Zertrümmerung, nach denen Bewegungen stattgefunden haben, die aber wegen des Fehlens so leicht erkennbarer Leitlager wie des Silurs schwieriger zu verfolgen sind.

Die Syenitscholle zeigt ein anderes ausgeprägtes Strukturelement, das mit der Überschiebung in Verbindung zu stellen ist. Es ist dies eine ungefähr nach NW 15°-30° fallende Parallelstruktur (Fig. 5), die meistens ebenfalls in den obersten Schichten des Silurs (Fig. 4) nachgewiesen werden kann. Ausser dieser neigenden Parallelstruktur kommt auch eine horizontale vor. Da im ganzen Gebiete die Grenzen der verschiedenen Gesteine im allgemeinen etwa horizontal verlaufen, muss die gegen NW neigende Struktur in den meisten Fällen eine sekundäre sein. Ich betrachte sie als durch Druck entstandene Verschieferung und als Sprünge, die z. T. durch andere Gesteine später ausgefüllt sind.

Die Anordnung dieser nach NW neigenden Strukturflächen zeigt eine auffallende Ähnlichkeit mit der Orientie-

¹ Öfversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltrakters geologi. — Geol. Fören. Förh. Bd 22. S. 315. 1900.

rung der Strukturflächen in einer Gletscherzunge. Wenn wir die oberhalb des Silurs liegende Syenitscholle als eine von NW nach SO gleitende Gesteinsdecke betrachten, so würden diese Strukturflächen nach entgegengesetzter Richtung geneigt sein wie die Bewegung. In derselben Weise sind die Strukturflächen in der Gletscherzunge orientiert. Ich habe nachgewiesen, dass die letzteren nichts mit der Schichtung des Schnees zu tun haben, sondern Sprünge darstellen, nach welchen kleine Verschiebungen stattgefunden haben. 1

Die Syenitscholle scheint die ganze Breite des untersuchten Gebietes einzunehmen. Sie hat aber im Kukkesvagge ein längliches Loch, ein s. g. Fenster, worin Schichten von Tonschiefer und Blauquarz (vergl. S. 693 und die Karte Taf. 30) wieder zu Tage treten. Diese sind stark gefaltet und enthalten hier und da Syenit- oder Gneisschollen eingeschlossen, im grossen und ganzen scheinen sie aber eine in NW-SO-licher Richtung streichende Falte zu bilden. Die Unterlage dieser Schichten scheint ein meist stark gepresster Porphyrit zu sein. Dass die Tonschiefer und der Blauquarz der östlichen Silurfazies angehören, der sie vollkommen ähneln, ist wohl zweifellos: dann würde der Porphyrit wahrscheinlich dem östlichen Grundgebirge zuzurechnen sein. Die Entfernung von dem westlichsten Punkt des Silurs im Kukkesvagge bis zu dem Ostrand der Syenitscholle beträgt aber in der NW-SO-Richtung etwa 40 km. Es scheint mir, dass wir hier eine Bestimmung der Minimalbewegung der Scholle haben.

Es ist aber wahrscheinlicher, dass die Scholle viel weiter gefahren ist. Die in ihr enthaltenen Gesteine weichen von demjenigen, die das Grundgebirge im Osten zusammensetzen, stark ab. Die tektonischen Verhältnisse können also keineswegs in der Weise erklärt werden, dass etwa in einer Ent-

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES. fernung von 40 km von dem jetzigen Ostrand des Silurs das Grundgebirge aufgebrochen und über das Silur hinübergeschoben wäre. Wahrscheinlich ist die Syenitscholle aus weit entlegeneren Gegenden gekommen. Es ist denkbar, dass weitere Untersuchungen im Nordwesten und zwar innerhalb des norwegischen Gebietes Aufschlüsse in dieser Beziehung geben könnten.

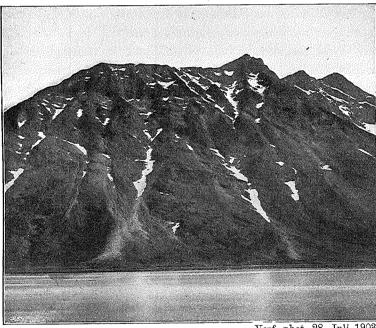
Im Westen des Sareker Hochgebirges sind meine Untersuchungen noch allzu unvollständig, um sichere Schlussfolgerungen zu gestatten. Nach den bis jetzt gemachten Beobachtungen scheint aber die daselbst vorkommende Formation von Phylliten und sandigen Kalksteinen, die wohl zweifellos als Silur zu betrachten ist, auf der Syenitscholle abgelagert zu sein. Die Phyllite der Luottoebene, die ich als vermutlich der westlichen Silurfazies zuzurechnende Schichten angesehen habe, scheinen ebenfalls auf der Syenitscholle zu liegen. Diese phyllitischen, wahrscheinlich silurischen Schiefer wären also zusammen mit oder lieber auf der Syenitscholle von NW nach SO geglitten.

Auf die Syenitscholle mit den darauf aufruhenden Phylliten folgt die Amphibolitscholle, die auch beträchtliche Mengen von Quarziten und Glimmerschiefern enthält. Hinsichtlich der Herkunft dieser Amphibolite könnte man sich a priori mehrere Möglichkeiten denken.

- 1) Die Syenitscholle könnte als ein unterhalb der Amphibolitgruppe injizierter Lakkolith aufgefasst werden. Dann würde man jedoch wohl erwarten, in der von Sprüngen so stark durchsetzten Amphibolitscholle Syenit und andere dazu gehörende Gänge zu finden. Das ist aber nicht der Fall. Die Granitgänge, die man findet, haben eine von derjenigen der dem Syenit angehörenden Gesteine abweichende Zusammensetzung (vergl. S. 709).
- 2) Die Amphibolite könnten als Gabbrodiabase betrachtet werden, die die Syenitscholle durchdrungen hätten. Man würde dann aber erwarten, die Gabbrodiabase, die durch un-

¹ Über die Parallelstruktur des Gletschereises. — IX. Congrès internat. de Géographie. Compte rendu. II. Genève 1910. — Eine ausführliche Darstellung desselben Gegenstandes wird im Werke Naturwiss. Untersuch. des Sarekgebirges» erscheinen.

zählige Eruptionen die Amphibolitscholle durchwoben haben, in der Syenitscholle auch häufig zu finden. Das tut man aber nicht. Diabasische Gesteine sind da sehr selten. Aber auch wenn man die Amphibolite als durch die Syenitscholle hervorgedrungene Eruptivgesteine betrachtet, kann man dadurch nicht die abnorme Lage der mächtigen Lager von kristalli-



Verf. phot. 28. Juli 1903.

Fig. 5. Nordabhang des Pelloreppe im Rapadalen. Oben die dunkle Amphibolitformation, darunter mit etwa horizontalem Kontakt die Syenitscholle. Letztere zeigt zwei Parallelstrukturen: eine etwa horizontale und eine ungefähr 20° nach NW (rechts) geneigte.

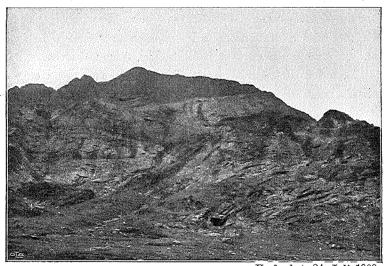
nischen Quarziten und Glimmerschiefern oberhalb des Silurs erklären.

Sind aber weder die Syenite unter der Decke der Amphibolitscholle injiziert noch die Amphibolite durch die Syenitscholle hervorgebrochen, dann bleibt nichts anderes als die Annahme übrig, dass erstere Scholle als eine hauptsächlich fertige Bildung über die Syenite übergeschoben worden ist.

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.

Die tektonische Stellung der Amphibolitscholle ist auch derjenigen der Syenitscholle ganz analog. Erstere liegt auf der westlichen Silurfazies ungefähr wie letztere auf der östlichen.

Die Kontakterscheinungen auf der Grenze zwischen der Amphibolitgruppe und der Syenitgruppe habe ich nur erst an wenigen Punkten im Rapadalen untersucht. Ich habe da in der Nähe der Grenze meistens die Ausbildung äusserst stark verschieferter Gesteine gefunden, hier und da mit sehr



Verf. phot. 24. Juli 1909.

Fig. 6. Amphibolitmütze des Låddepakte schief von unten von einem Absatz in $900 \ m$ Höhe gesehen.

energischen Faltungen verbunden, bei denen mitunter die beiden Formationen mit einander vermengt waren. Das starre Brechen in linsenförmige Stücke, das für den Kontakt zwischen dem Syenit und der östlichen Silurfazies so charakteristisch ist, kommt bei dem Kontakt mit der Amphibolitscholle weniger zum Vorschein, tritt jedoch auch auf sowohl im Amphibolit als in dem violetten Quarzit. Die ganze Amphibolitformation macht aber ebenso wie die Syenitformation den Eindruck einer zu wiederholten Malen zerquetschten und immer wieder zusammengeheilten Gesteinsmasse.

Die Amphibolitscholle zeigt im allgemeinen — gerade wie die Syenitscholle — eine ungefähr nach Nordwesten geneigte plane Parallelstruktur. Wie wenig diese mit einem Aufbau von nach diesen Ebenen auf einander gelagerten Gesteinschichten zu tun hat, geht unmittelbar aus der Tatsache hervor, dass die Unterfläche der Amphibolitgruppe im Westen etwa ebenso hoch liegt wie im Osten. Bei dem vorhandenen Abstand von etwa 40—50 km würde sich diese Fläche aber selbst bei einem so geringen mittleren Fallen wie 12° ungefähr um 10 km senken. Diese Grenzfläche bleibt aber trotz der Neigung der Strukturflächen im grossen und ganzen horizontal, wie man auch an den Bildern Fig. 5 und 6 sieht.

Ziemlich beträchtliche Abweichungen von der Horizontalität zeigt diese Grenzfläche aber lokal an verschiedenen Stellen. Im Rapadalen zwischen Pelloreppe und Stuorra Skårkas bildet sie eine deutliche, wenn auch flache Antiklinale (vrgl. den Querschnitt Taf. 30) mit der Achse in der Richtung NW—SO.¹ Zwischen Låddepakte und Ålkatj biegt diese in nord-südliche Richtung um.

Das NW—SO-liche Fallen der Parallelstrukturflächen ist auch nicht ausnahmslos. In dem nördlichen Teile der Amphibolitscholle zwischen Stuor Nijak und Äpartjåkko zeigen die Strukturflächen ziemlich übereinstimmend ein NW—SO-liches Streichen und ein Fallen unter die Gebirgsmassive. Wahrscheinlich beruht dies auf einer schwachen Faltung der Scholle nach einer NW—SO-lichen Achse. Solche Faltungen quer zu der Längsachse der skandinavischen Gebirgsachse scheinen nicht selten zu sein. Holmquist 2 erwähnt ähnliche aus der Gegend zwischen Kvikkjokk und Sulitelma. Auf Grund der Überschiebungstheorie ist diese Biegung der Amphibolitscholle nach einer der Bewegungsrichtung der Scholle

parallelen Achse durch eine Vertiefung oder ein Tal in der unterliegenden Scholle leicht erklärlich.

Rd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.

Die drei hauptsächlich eruptiven Formationen der fraglichen Gegend von Schwedisch-Lappland bilden gleichsam
drei verschiedene Welten für sich, die sowohl petrographisch
als topographisch und biologisch nicht vieles gemeinsam haben.
Die schwach welligen Ebenen der roten Granite und Granulite im Osten tragen dichte Nadelwälder, die wegen ihrer
Entlegenheit noch von der Axt verhältnismässig unberührt
geblieben sind. Auf den Abhang der grauen Syenitscholle
steigen nur noch die Birken hinauf, während ihre Oberfläche
als eine mittelgebirgige Tundra erscheint. Darüber erheben
sich die schwarzen, von Schneefeldern weissfleckigen Bergriesen der Amphibolitformation. In den hochliegenden Tälern
zwischen ihnen finden wir die Gletscher.

Theoretische Schlussbetrachtungen.

Im Vorhergehenden habe ich mir erlaubt, der Tektonik des Sarekgebirges eine Deutung zu geben, die mit der von mehreren anderen skandinavischen Geologen für die Tektonik anderer analoger Gebiete der skandinavischen Gebirgskette angenommenen übereinstimmt. Wenn die ausgezeichneten Untersuchungen Törnebohms über die Überschiebungen in Jämtland und andere Untersuchungen derselben Art an der skandinavischen Gebirgskette nicht ausgeführt wären, so vermute ich, hätte ich nicht Phantasie und Mut genug gehabt, um die Überschiebungstheorie für das Sarekgebirge zu erfinden und anzunehmen, obgleich ich so viele Stützen für diese Anschauung gefunden habe. Ich glaube, man könnte etwa dasselbe für viele andere Gebiete der langen Zone der Deckenschollen in der fraglichen Gebirgskette sagen. Für jeden einzelnen Punkt hat diese Theorie noch die Tendenz, Zweifel

¹ Vgl. auch Taf. 31. Fig. 2 in der folgenden Abhandlung über die Geomorphologie und Quartärgeologie des Sarekgebirges.

² A. a. 0.

zu erregen, wenn man aber das Zeugnis der unzähligen verschiedenen Punkte zusammennimmt, dann erscheint die Theorie sehr überzeugend.

Die tektonischen Verhältnisse des Sarekgebirges zeigen besonders eine gewisse Übereinstimmung mit derjenigen des Jotunheimen. In beiden Gebieten wird die Silurformation von einer hauptsächlich aus Tiefengesteinen bestehenden Gesteinsmasse überlagert, die an der Unterlage keine pyrogenen Kontaktwirkungen ausgeübt hat. Dagegen scheinen sich in beiden Gebieten am Kontakt bedeutende Zonen starker Zerquetschung und Verschieferung gebildet zu haben. Trotzdem ist für den Jotunheimen von REKSTAD und BJÖRLYKKE, für die Gegend des Stora Sjöfallet von Svenonius ein postsilurischer Erguss der Eruptivgesteine über das Silur angenommen. Die Kontaktverhältnisse, das Fehlen porphyrischer Gesteine usw. machen dies indessen nicht wahrscheinlich. Für die Gegner der Überschiebungstheorie wird aber auch, wenn man die Eruptive als postsilurisch erklären könnte, nicht viel gewonnen, denn in den meisten Gebieten werden die silurischen Schichten von kristallinischen Schiefern sedimentären Ursprungs bedeckt, die als präsilurisch angesehen werden müssen. Eine besondere Annahme hinsichtlich der Eruptivgesteine hilft also nicht um diese Theorie herumzukommen.

In der Gegend südwestlich von dem Sarekgebiet glaubt Holmouist gefunden zu haben, dass die silurischen Sedimente der östlichen Fazies am Ufer der aus algonkischen Schiefern gebauten Berge abgelagert und später von diesen durch Überschiebungen geringen Betrages bedeckt wurden. Dass an gewissen Punkten die silurischen Schichten durch geringfügige Bewegungen älterer Gesteinslager überdeckt worden sind, darf wohl als wahrscheinlich betrachtet werden. Eine allgemeingültige Bedeutung für die Erklärung der Tektonik der Gebirgskette dürfte diese Auffassung jedoch nicht haben. Im allgemeinen kann aber die Annahme einer mehrseitigen Ausbreitung des Hangenden des Silurs durch geringe Über-

schiebungsbewegungen nicht genügen, um die in der etwa 100 km breiten Zone der Deckenschollen überall vorkommende abnorme Lagerung zu erklären. Es würde wohl wahrscheinlicher sein, wenn die Silurschichten in Fjorden abgelagert wurden, dass erstere während der langen Postsilurzeit wegerodiert und die Täler breiter wurden. Und wie könnte man mit dieser Theorie die Tektonik der zahlreichen isolierten Berge erklären, die rundum immer dieselbe abnorme Lagerung erkennen lassen? Solche Berge sind in Norwegen zahlreich, z. B. der Nupseggen, der Haarteigen, der Hardangerjökeln, der Hallingskarven. Der Ansätten und der Landverkshöjden in Jämtland sind ähnlich gebaut. Endlich bleibt die abnorme Überlagerung in den Fenstern der Schollen von Jämtland und der Sarekgegend bei der Theorie der geringen Überschiebung unerklärlich. Dass die Überschiebungen in der fraglichen Zone der skandinavischen Gebirgskette ziemlich gross gewesen, darauf deutet somit alles hin.

In welcher Weise die Überschiebungen zu Stande gekommen sind, ist noch in Dunkel gehüllt. Törnebohm hat in dieser Hinsicht keine bestimmte Meinung ausgesprochen. Nach seinen Darstellungen sollte die 130—140 km breite Scholle von Jämtland wenig westlich von der Reichsgrenze unter das Silur des Trondhjemsbeckens hinuntertauchen. In der Scholle selbst ist die Schichtfolge fast stets normal, in der Nähe der Wurzellinie sollen aber Invertierungen vorkommen. Mehrere Darstellungen von Törnebohm deuten darauf hin, dass er sich wenigstens den Anfang der Überschiebung als eine nach SO überschobene, liegende Falte gedacht hat, in der dann der Mittelschenkel ausgewalzt wäre. Eine solche Auffassung ist aber wegen der geringen Dicke der Scholle, die fast nur 1 % der Breite derselben beträgt, undenkbar.

Die tektonischen Verhältnisse der skandinavischen Deckenschollen sind noch am besten an ihren Osträndern bekannt, die im allgemeinen zentraler und besser zugänglich liegen. Für die Erklärung des Vorganges, durch welchen die abnorme Überlagerung zu Stande gekommen ist, ist aber eine genauere Kenntnis der Tektonik am Westrand der Schollen von noch grösserem Gewicht. Sowohl Törnebohm als Holmquist scheinen zu meinen, dass sie unter das Silur im Westen heruntertauchen. Wenn dies wahr ist, so kann meiner Meinung nach überhaupt keine Überschiebung stattgefunden haben. Statt deren muss man dann eine *Unterschiebung* der früher im Osten der Deckenscholle liegenden Berglager unter dieselbe annehmen.

Eine solche Auffassung ist früher von Holmquist¹ für Jemtland z. T. aus anderen Gründen vertreten worden. Die jetzige Deckenscholle sollte dabei hauptsächlich an seinem ursprünglichen Platz geblieben sein, während die Erdkruste darunter und östlich von derselben schief nach unten und in westlicher Richtung gepresst wurde, indem gleichzeitig das Silur des Trondhjemsbeckens gefaltet, und da es jetzt kein hohes Gelände einnimmt, z. T. mit in die Tiefe geschleppt wurde.

Die Zusammenschrumpfung der Erdkruste, die durch diese Bewegungen hätte stattfinden sollen, würde nach Holmquist etwa 200 km betragen. Wahrscheinlich ist dieses Mass jedoch eher zu gering als zu gross, denn die Deckenscholle hat nach den letzten Angaben von Högbom² eine maximale Breite von nicht weniger als 140 km. Dann kommen auf die Verkürzung durch die energische Faltung des Trondhjemer Silurs nur 60 km, was allzu wenig erscheint. Wir können uns aber mit 200 km begnügen. Dieser Betrag ist jedoch schon ungefähr ½ % des ganzen Erdumkreises. Als wirkende Ursache bei einer solchen Verminderung der Erdoberfläche denkt man sich die Abkühlung des Erdinneren, wodurch die Erdkruste zu gross werde. Man kann sich aber nicht denken, dass die da-

durch hervorgerufenen Spannungen nur an einem Ort ausgelöst werden. Wenn wir aber die gleichzeitige Bildung z. B. vier solcher Gebirgsketten wie die skandinavische annehmen, steigt die dadurch verursachte Verkürzung des Erdumkreises auf 2 %. Offenbar würde diese Schrumpfung der Erdoberfläche eine ganz enorme Abkühlung des Erdinneren voraussetzen, da man wohl für dasselbe wegen des enormen Druckes nicht viel höhere Ausdehnungskoeffizienten als für feste Körper annehmen darf.

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.

Viele theoretische Gründe sprechen also gegen die Annahme einer Unterschiebung. Ich glaube auch, dass die einzige giltige Ursache einer solchen Annahme, nämlich das Untertauchen der Überschiebungsscholle im Westen, noch einer Bestätigung bedarf. Für Törnebohm war die Feststellung der Wirklichkeit einer Überschiebung und des Betrages derselben die Hauptsache, und er scheint ihrem Westrand keine grosse Aufmerksamkeit gewidmet zu haben, wozu kommt, dass die Zusammensetzung der Scholle stark wechselt und eine Diskontinuität derselben deshalb leicht übersehen werden konnte.

Für die Gegend südlich der Linie Kvikkjokk—Sulitelma nimmt Holmquist ein Sinken der algonkischen Scholle unter die westliche Silurfazies an. Nach Holmquists eigenen Worten ist diese Annahme jedoch hauptsächlich auf das vermutete allgemeine nordwestliche Fallen der Schichten begründet, wodurch nach NW immer jüngere Ablagerungen kämen. Im Sarekgebirge hat es sich aber ergeben, dass das allgemeine nordwestliche Fallen z. T. eine sekundäre Struktur ist.

Die Annahme eines Heruntertauchens der Überschiebungsscholle unter die westliche Silurfazies scheint deshalb noch nicht sicher bewiesen, und dann ist auch die Theorie der Unterschiebung nicht nötig. Letztere ist auch deshalb nicht wahrscheinlich, weil die östliche Silurfazies ziemlich ungestört liegen geblieben ist. Dies würde aber überraschend sein, wenn die eigentliche Bewegung in derselben und ihrer Unter-

¹ Bidrag till diskussionen om den skandinaviska fjällkedjans tektonik.
— Geol. Fören. Förh., Bd 23, S. 55. Stockholm 1901.

² Studies in the post-Silurian thrust region of Jämtland. — Geol. Fören Förh., Bd 31, S. 289. Stockholm 1909. (Auch als Publikation des Geologenkongresses erschienen.)

722

lage stattgefunden hätte. Ich glaube deshalb, dass man für die Zone der Deckenschollen der skandinavischen Gebirgskette zu natürlicheren Ergebnissen kommt, wenn man für dieselbe ein einfaches Hinabgleiten der Schollen von W oder NW nach O oder SO annimmt, wie H. SCHARDT es für die Alpen angenommen hat. Eine solche Auffassung ist schon früher von Brögger¹ als denkbar in kurzen Zügen dargestellt worden.

Wenn man die Schardt'sche Auffassung anwenden will, findet man aber, dass die uns jetzt zugänglichen Teile der skandinavischen Gebirgskette nicht genügen, um die Herkunft der Deckenschollen zu erklären. Die grosse Scholle in Jämtland kann nicht von dem gefalteten Silur in dem Trondhjemischen herkommen, und man kann auch nicht annehmen, dass dieses Silur früher von den Gesteinen der Scholle bedeckt gewesen wäre, denn das wäre ja schon eine abnorme Überlagerung. Letztere müssen also von einer jetzt gesunkenen Zentralzone herrühren, die westlich von der westlichen Silurfazies lag. Die Annahme einer solchen Zone hat nichts Unwahrscheinliches, sie fehlt eben - kann man sagen - in der Vollständigkeit der jetzigen Gebirgskette. Die Hypothese von einer einst höheren Zentralzone im Westen findet eine Stütze auch in der Beobachtung von Wrak,2 dass die ältesten Talbildungen Nordskandinaviens (seine Tuipal- und Borsugenerationen) eine viel weiter nach NW gelegene Wasserscheide voraussetzen, da sie selbst in Norwegen nach SO neigen.

Es scheint mir, dass die Annahme einer solchen hochliegenden Zentralzone, die hauptsächlich aus Grundgebirge, algonkischen Schiefern und Eruptivgesteinen bestand, und von welcher Schollen sich ablösten und über die Niederungen ausbreiteten, keine unwahrscheinlichere Theorie ist als die früher aufgestellten. Die Schollen ruhen fast überall auf dem Silur. Dieser Umstand stützt die Theorie beträchtlich, denn für das Zustandekommen des vermuteten Herabgleitens ist eine Unterlage von wenig widerstandsfähigen, verhältnismässig plastischen Gesteinen selbstverständlich vom grössten Gewicht gewesen. Solche die Bewegung fördernde Lager könnten in der Zentralzone algonkische Schiefer gewesen sein.

Bd 32. H. 4.] GESTEINE U. TEKTONIK D. SAREKGEBIRGES.

Häufig scheint man geglaubt zu haben, in den skandinavischen Deckenschollen die Einheiten der Bewegung zu finden. Sowohl Törnebohm als Högbom heben jedoch hervor, dass auch wenigstens geringere Verschiebungen nach anderen Ebenen als der Hauptüberschiebungsfläche stattgefunden haben. Im Sarekgebirge deutet vieles darauf, dass zwei übereinander liegende Schollen vorhanden sind. Beide würden zum grossen Teil auf Silurschichten ruhen. Ausserdem haben aber auch — wahrscheinlich geringere — Bewegungen nach anderen, noch nicht näher definierbaren Flächen stattgefunden.

Die Theorie des durch die Schwerkraft hervorgerufenen Herabgleitens der Schollen setzt keine enorme Verminderung der Erdoberfläche voraus. Es genügt für diese Theorie anzunehmen, dass eine grosse Aufbiegung der Erdoberfläche stattgefunden habe. Diese kann z. T. lediglich durch eine unregelmässige Verteilung der schweren Massen im Inneren der Erde verursacht sein. An einer Stelle, wo verhältnismässig leichte Massen vorhanden waren, musste eine Erhöhung der Erdkruste entstehen, an anderen, wo schwere Massen lagen, mussten Senkungen, Meere, sich bilden. Die durch die Schrumpfung des Erdkerns verursachten Spannungen konnten diese Unebenheiten der Oberfläche noch verschärfen und auch Faltungen verursachen. In den Erhöhungen wirkt selbstverständlich immer eine Komponente der Schwerkraft nach aussen, die unter günstigen Umständen sich geltend machen und Herabgleitungen verursachen dürfte.

Die hier dargestellte Anschauung ermöglicht auch eine Auffassung von den Schwereanomalien der Gebirge und der

¹ Norge i det nittende aarhundrade. Bd 1, S. 13. Kristiania 1900.

 $^{^2}$ Walter Wrak, Bidrag till Skandinaviens Reliefkronologi. — Ymer 1908, S. 148.

Meere und von dem häufigen Vorkommen älterer Gesteine und besonders des Grundgebirges in den Zentralzonen der Gebirgsketten. In dem Masse, wie die jüngeren Schichten teils durch Herabgleiten, teils durch die Erosion von den höchsten Teilen eines Gebirges entfernt werden, wird das unterliegende Grundgebirge entblösst und durch die verminderte Last emporgehoben.

