

Die Hochgebirgsbildungen am Torne Träsk in Lappland

P. J. Holmquist

To cite this article: P. J. Holmquist (1910) Die Hochgebirgsbildungen am Torne Träsk in Lappland, Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 32:4, 913-984, DOI: [10.1080/11035891009443833](https://doi.org/10.1080/11035891009443833)

To link to this article: <http://dx.doi.org/10.1080/11035891009443833>



Published online: 06 Jan 2010.



Submit your article to this journal [↗](#)



Article views: 3



View related articles [↗](#)



Citing articles: 4 View citing articles [↗](#)

Die Hochgebirgsbildungen am Torne Träsk in Lappland.

Von

P. J. HOLMQUIST.

(Hierzu Taf. 39.)

I. Einleitung.

Der skandinavische Teil der caledonischen Gebirgskette, deren Faltung bekanntlich in postsilurischem, wahrscheinlich devonischem Zeitalter eingetroffen ist, ist von der Denudation sehr stark abgetragen und teilweise vollständig zerstört worden. In einigen Teilen sind nur zwischen Grundgebirgsmassen eingeklemmte Partien der gefalteten Komplexe noch übrig. Am Torne Träsk sind die Hochgebirgsbildungen von breiten Tälern durchzogen, die auch sehr tief, teilweise bis zum unterliegenden Urgebirge eingeschnitten sind. In dem grossen Quertal Torne Träsk—Vassijaure ist sogar die ganze Gebirgskette beinahe vollständig durchgegraben. Die ganze Breite des noch zusammenhängenden Teils der Kette kann hier nicht viel mehr als den Abstand zwischen Abisko und Pieskenjarka, d. h. zwei Meilen betragen, und da die am Boden des Sees vorhandenen Hochgebirgsbildungen möglicherweise sehr unbedeutend sind, so mag die wahre Breite der verbindenden Zone noch viel geringer sein.

Unter den weggeführten Hochgebirgsbildungen findet man jetzt die ausgedehnten Flächen des Grundgebirges, das meistens keine bedeutenden Spuren irgend einer postarchaischen Defor-

mation aufweist.¹ Nur an gewissen Stellen scheint es sich anders zu verhalten, so z. B. am Björnfeld auf der norwegischen Seite unweit der Eisenbahnstation Riksgränsen und weiter nach Osten an einigen Stellen besonders im Kupfererzfeld Kuokula. Hier sieht man nämlich die archaischen Gesteine in engen Zonen stark gequetscht und dabei die tiefsten kambrisch-silurischen Bildungen (Konglomerate) in den geschieferten Gebirgsmassen des Untergrundes eingeklemmt liegen. Nur in solchen Vorkommen sind hier überhaupt die silurischen Sedimente erhalten.

Im grossen und ganzen sind also die Gebirgsmassen zwischen dem Torne Träsk und der norwegischen Küste aus Überresten der Faltungskette und blossgelegtem archaischem Untergrunde zusammengesetzt. Diese grossen zusammensetzenden Komponenten verhalten sich auf den beiden Seiten der Reichsgrenze in mehreren Hinsichten verschieden zu einander. In Norwegen findet man nämlich die Überreste der Kette hauptsächlich nur als eingesunkene und eingeklemmte Schieferzonen, während die Hochgebirgsbildungen auf der schwedischen Seite dieser Grenze flachliegende geschichtete und geschieferte Komplexe bilden. Die Strukturen der Hochgebirgsgesteine zeigen eine dementsprechende Verteilung in der Weise, dass die *hochkristallinen Schiefer* in den Küstengebieten Norwegens zu Hause sind und die *schieferigen* und *kataklastischen* Strukturformen in den schwedischen Gebieten weitaus vorherrschen. Hier, dem östlichen Rande des post-silurischen Kettengebirges entlang, findet man die *klastisch struierten*, d. h. unmetamorphosierten oder nur wenig mechanisch beeinflussten Reliktmassen der Kambro-Silurformation,

¹ Die entblösste, dem Hochgebirge einst unterliegende Fläche des Urgebirges hat in den Gegenden des jetzigen Torne Träsk-Gebietes eine sehr ebene Form. Im ganzen fällt diese Fläche von Luopahta bis Stordalen 591 Meter auf 24,000 (= 1:40) nach Westen. Von Tornehamn ab steigt sie wieder langsam von dem Torne Träsk-Niveau auf und erreicht an der Grenze gegen Norwegen ungefähr dieselbe Höhe wie bei Luopahta. An der norwegischen Küste liegen die Überreste dieses alten »Peneplain« sehr hoch, sind aber teilweise gefaltet und von tiefen kañonartigen Tälern durchschnitten.

welche, wie gesagt, ihr Dasein der schützenden Bedeckung durch übergeschobene härtere Gesteine verdanken. In einem Querschnitt, von Osten nach Westen gezogen durch die Hochgebirgsbildungen zwischen dem Torne Träsk und Narvik, würden wir also zuerst (im Osten) flachliegende klastische, kataklastische und geschieferte Gesteine antreffen und danach (in Norwegen) gefaltete, oft mehr aufgerichtete, hochkristalline Glimmerschiefer und Gneisse finden. In den schwedischen Gebieten kommen keine die Gesteine der Gebirgskette durchsetzenden (jüngeren) Eruptivgesteine vor. In den hochkristallinen Schieferkomplexen an der Küste scheinen dagegen solche Eruptivmassen (grösstenteils hellgraue Aplitgranite) vorhanden zu sein.

Der schwedische Teil eines solchen Querschnittes enthält ausserdem *die Überschiebungen*. Diese geben sogar dem ganzen schwedischen Hochgebirgsgebiet sein dominierendes tektonisches Gepräge. Sie scheinen auf der norwegischen Seite nicht vorhanden zu sein. Die norwegischen Teile der Kette scheinen die Faltungszonen der Gebirgskette zu umfassen, die schwedischen dagegen die zugehörigen Überschiebungsrandgebiete. Das Ganze ist, wie gesagt, von der Erosion durchgraben, so dass der Untergrund, das Urgebirge, in weiten Arcalen entblösst worden ist.

Wie weit nach Westen hin Faltungszonen, die der caledonischen Kette angehören, hier auftreten, scheint nicht völlig aufgeklärt zu sein. Wenigstens soweit nach Westen wie in den archaischen Terrains der östlichen Lofoten-Insel kommen aber solche vor. In gleicher Weise finden wir weiter nach Süden, der westlichen Seite der Gebirgskette entlang, zahlreiche solche im Grundgebirge eingesunkene und eingeklemmte Zonen der Hochgebirgsformationen. Das Trondhjemer Gebiet ist von diesen das grösste. Die Küstenbögen des norwegischen Westlandes sind auch hierher zu rechnen. Gegen Osten bildet die Gebirgskette eine von dem zentralen Skandinavien bis nach dem Arktischen Meer beinahe ganz zusammenhängende

Formationslinie. Dieselbe hat in Schweden, besonders in Lapp-land, auch den Charakter einer topographischen Scheidelinie zwischen dem ziemlich niedrigen Flachlande des Urgebirges und dem Hochgebirge. An der Westseite der Kette steigen dagegen die archaischen Gebirgsmassen zu bedeutenden Höhen auf, und in vielen Gebieten sind hier die caledonischen Faltungszonen von dem älteren Gebirge topographisch nicht verschieden.¹ Die Ursache dieses in mehreren Hinsichten deutlich hervortretenden *unsymmetrischen Baues* der skandinavischen Gebirgskette ist wahrscheinlich grösstenteils in der Bildungsweise zu suchen. Hinsichtlich dieser treten drei verschiedene, mit einander aber eng verbundene Vorgänge hervor, nämlich: 1) Einsinkungen von grösseren oder kleineren Massen der jüngeren Ablagerungen in das unterliegende Urgebirge, 2) Zusammenfaltungen dieser eingesunkenen Sedimente, 3) Überschiebungen der benachbarten flachliegenden Bildungen, wobei auch die älteren Bildungen durch und über die jüngeren geführt worden sind. Die treibende Kraft der horizontalen Bewegungen dürfte in den Zusammenschiebungen durch Arealverminderung in den Einfaltungszonen zu suchen sein. Betreffs der Grösse dieser Bewegung haben die Untersuchungen am Torne Träsk dargetan, dass sie — unter Voraussetzung einer west-östlichen Bewegung — möglicherweise ein Maximum von etwa 14 Kilometer erreicht haben.

Es ist aber wahrscheinlich und in einigen Fällen bewiesen, dass die Überschiebungen — oder vielleicht richtiger *Unterschiebungen* — nicht nur in der zur Kette transversalen Richtung, sondern auch parallel zu dieser vor sich gegangen sind, und dieses Verhalten vermindert die Wahrscheinlichkeit von sehr langen Gleitungen in den Fällen, wo solche sonst anzunehmen sein könnten.

¹ Im Gegensatz zu dem Verhalten an mehr nach Süden gelegenen lappischen Hochgebirgsprofilen, z. B. bei Kvikkjokk oder Stor-Uman, liegt beim Torne Träsk die topographische Grenze für das, was Hochgebirge genannt werden kann, weiter östlich als die geologische Grenze zwischen der Hochgebirgsformation und dem Grundgebirge.

Das Studium des Torne Träsk-Gebiets hat ferner gelehrt, dass Überschiebungen in mehreren über einander gelegenen Ebenen vorgekommen sind. Wahrscheinlich sind solche recht zahlreich gewesen, können aber im Felde nicht sicher erkannt werden, da Fossilien nicht zu finden sind und in höheren Niveaus der ursprüngliche Unterschied der Struktur nicht mehr erhalten, sondern alles gleichmässig geschiefert worden ist. In den Gebieten der kataklastischen Gesteine, wo also gequetschte Granite und Syenite über und unter blauquarz- oder kohlenreichen Tonschieferlagern vorkommen, giebt die Zusammensetzung gute Anhaltspunkte beim Aufsuchen solcher höher gelegenen Überschiebungen. Im westlichen Teil (Nuolja-Vassitjåkko) dagegen kann die Methode nicht angewendet werden. Ein detailliertes Kartieren solcher scheinbar mehr homogenen Komplexe ergibt aber das Resultat, dass auch hier nebst Überfaltungen Gleitbewegungen nach mehreren Ebenen stattgefunden haben.

Das Grundgebirge des Torne Träsk-Gebiets.

Das Grundgebirge ist hier aus archaischen Gesteinen, *Graniten, Syeniten, Grünsteinen, Gneissen* und *archaischen Schiefen* zusammengesetzt. Wie gewöhnlich in manchen archaischen Arealen machen die eruptiven Tiefengesteine hier die Hauptmenge aus.

Im *östlichen Teil* des Gebietes herrscht *Syenit*. Dies ist ein grauer oder blassroter mittelkörniger *Hornblendesyenit* von derselben Beschaffenheit wie die in den eisenerzreichen Gegenden von Kiruna und Gellivare recht gewöhnlichen Syenit-typen. Nebst massigem Syenit kommen auch schiefrige, *gneiss-ähnliche* Syenitgesteine vor, und in dem Gebiet am östlichen Torne Träsk, das als von Gneiss aufgebaut auf der Karte bezeichnet worden ist, sind solche Gesteine nebst *Hornblende-schiefen* und *granulitartigen* Gneissen, oft mit Pegmatit gemengt, die herrschenden.

Diorit ist als linsenförmige Massen im Syenit besonders auf dem Vorevardo mit diesem innig verknüpft.

Sonst sind *Granite* die weitaus verbreitetsten der Urgesteine. Mehrere Typen kommen vor. Im östlichen Teil der Karte haben die Granite so gut wie stets rote Farbe. Das westliche Gebiet der Urformation zeigt dagegen fast nur grau-gefärbte Granite. Unter den östlichen Graniten sind zwei Typen die weitaus herrschenden: der *Kaisaniemitypus* und der *Pessincntypus*, beides »acide« Granite, d. h. Quarz Feldspat-Granite, von den entsprechenden archaischen Typen Südschwedens petrographisch nicht sehr verschieden.

Der *Kaisaniemigranit* ist ein klein- bis mittelkörniger Granit mit blassroten Mikroklinkristallen, von einem ziemlich feinkörnigen Gemenge der anderen Minerale, Quarz, Plagioklas und Glimmer, umgeben. Das Gestein hat also ein porphyrtartiges Aussehen. Der Kaisaniemigranit ist oft durch Pressung deformiert. Seine Hauptverbreitung im Torne Träsk-Gebiet ist die Halbinsel *Kaisaniemi*. Er bildet auch den Sockel des grossen Gebirgsmassivs *Kaisepakte*, dessen höhere Partien aus Hochgebirgsbildungen bestehen, und ist in den Sprengungen zwischen den Eisenbahnstationen Kaisaniemi und Stenbacken leicht zugänglich.

Der *Pessinengranit* ist ein reiner Quarz-Feldspat-Granit, reich an Alkalien (9 %) und verhältnismässig arm an Quarz. Eine Analyse (Nr. 9) dieses Granits findet sich auf der beigefügten Tabelle. Makroskopisch zeichnet sich dieser Granit durch die hellrote Farbe seiner Feldspate, die weisse Farbe des Quarzes, seine mittelkörnige und massige Struktur nebst der Armut an dunklen Mineralien aus. Die Körner von Feldspat und Quarz sind gebrochen, wodurch die Granitstruktur etwas verschleiert hervortritt.

Der Pessinengranit ist zwischen Kaisepakte und den Hochgebirgsbildungen, d. h. bis in die Nähe der Station Stordalen verbreitet und an vielen Punkten sehr gut entblöst.

Das dominierende archaische Gestein des *westlichen Gebietes* ist der sog. *Wassijauregranit*. Er erstreckt sich beinahe ununterbrochen von dem nordwestlichen Ende des Torne Träsk bis zur norwegischen Meeresküste und hat immer ein sehr gleichförmiges Aussehen. Er ist makroskopisch ein grober, grauer, biotitreicher *Augengranit*. Seine äusseren Kennzeichen stimmen sehr gut mit denen des bekannten Refsunds-

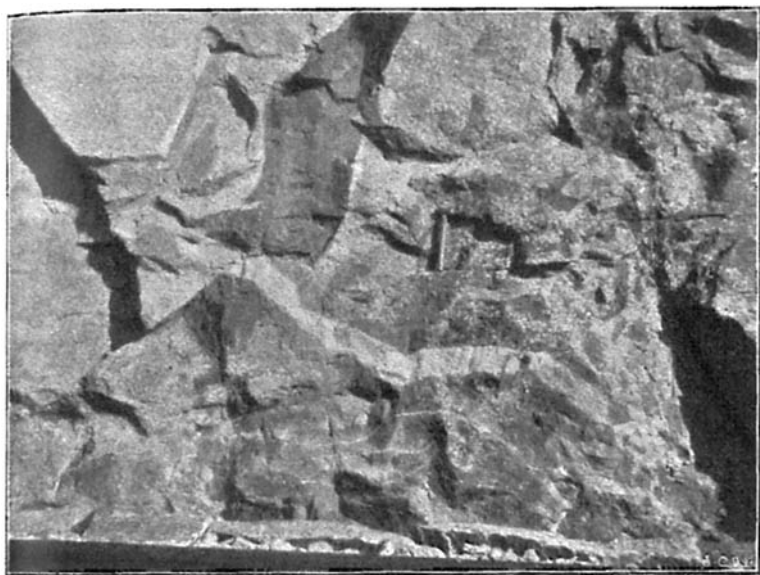


Fig. 1. Bild von dem Wassijauregranit mit Einschlüssen und aplitischen Gängen. Von einem Eisenbahndurchschnitt auf der norwegischen Seite der Reichsgrenze.

granittypus, welcher in Jämtland und im südlicheren Lappland eine ausserordentlich grosse Verbreitung hat, überein. Er ist oft reich an Einschlüssen dunkler schiefriger Gesteine (Fig. 1) und enthält ausserdem lange Züge von archaischen Schiefermassen, zum Teil erzführenden Schieferfeldern (Sjangeli und Kuokola). Bei Wassijaure kommen auch kleine Massive eines gabbroiden Gesteins, von dem Granit umgeben, vor.

Eine *chemische Analyse* (Nr. 10) des typischen Wassijauregranits ist in der Tabelle (Seite 981) zu finden.

Nebst diesem Granit kommt auf der westlichen Seite des Kuokula-Schieferfeldes ein feinkörniger, an dunklen Mineralien ziemlich reicher Granit vor, der auch bisweilen sehr schieferige Struktur besitzt, sonst aber dem normalen Granit petrographisch wie auch geologisch nahe steht. Auch diese Varietät des Wassijauregranits ist analysiert worden (s. Nr. 11, Seite 981).

Ausser den genannten Graniten giebt es *Aplitgranite*. Diese treten im Gebiet des Wassijauregranits auf und sind als Gänge in den archäischen Schiefen an der Reichsgrenze und weiter nach Westen ganz allgemein.

Die archäischen Schiefer. Wie in den meisten grösseren Gebieten des schwedischen Urgebirges giebt es unter den archäischen Gesteinen des Torne Träsk auch Schiefergesteine, die aller Wahrscheinlichkeit nach metamorphosierte, uralte Oberflächenbildungen unserer Erde darstellen, von denen aber jetzt nur beschränkte Massen, die in dem archäischen Granit als Schieferzüge eingeschlossen liegen, übrig sind. Das *Wassijaure-Schieferfeld* und die erzführenden *Schieferfelder* bei *Kuokula* und *Sjangeli* sind solche metamorphosierte, *superkrustale*¹ Bildungen der Urformation. Auf der norwegischen Seite der Grenze sind mehrere solche Schieferfelder im Granit eingeschlossen.

Die Schieferfelder in *Sjangeli* und bei *Kuokula* bestehen hauptsächlich aus Grünsteinschiefern, d. h. *Amphiboliten* von mehreren Typen. Der sog. *Sjangelischiefer* ist ein sehr feinkörniger Amphibolit von schwarzgrüner Farbe. Er führt lentikuläre Einlagerungen oder Imprägnationen von Kupfererzen, die hauptsächlich aus *Bornit* und *Kupferglanz* bestehen. Die Erze sind sehr verbreitet in diesen Schiefen.²

¹ Diese sehr zutreffende Bezeichnung rührt von J. J. SEDERHOLM her. In analoger Weise nennt dieser Forscher solche archäische Bildungen *infra-krustal*, welche entweder eruptive Tiefengesteine oder regionalmetamorphische Derivate solcher sind.

² Das *Kupfererzfeld* von *Sjangeli* liegt 25 Kilometer südlich von Wassijaure und 40 Kilometer von dem nächsten Punkte der norwegischen Küste.

Die Kupfererzformation streicht in Sjangeli nach NNO, und Spuren derselben sind entdeckt in dem hochgelegenen Fluss-tal des Håikamajokk, wo die Hochgebirgsformation stellenweise durcherodiert zu sein scheint. Das Kuokolafeld liegt in der Streichungsrichtung weiter nach Nordwesten und enthält ähnliche Schiefergesteine und Kupfererze wie Sjangeli, jedoch letztere wahrscheinlich nur in geringer Menge.

Ausser den Amphibolitarten enthalten die archaischen Schieferzonen *Granulite*, *Glimmerschiefer* und *Gneisse* nebst *Dolomit*; letzteren bisweilen als ziemlich grosse Massen. Das Wassijaurefeld enthält hauptsächlich nur braune quarzreiche Glimmerschiefer, die von zahlreichen Gängen eines hellgrauen aplitischen Granits durchzogen sind. In solchen Gebieten zeigen gewöhnlich die Glimmerschieferfelsen rostfarbene Oberflächen.

Die Parallelstruktur (Schiefrigkeit und Reliktschichtung) ist, wie im Urgebirge gewöhnlich, meistens steil aufgerichtet und steht daher in schroffem Gegensatz zu der schwebenden Lagerstellung der in der Nähe vorhandenen Hochgebirgsformation.

An einigen Punkten sind die archaischen Schiefer inmitten der Hochgebirgsbildungen beobachtet worden, nämlich an zwei verschiedenen Stellen im Kårsåtal (Kårsåvage) und in der Umgebung des Sees Abiskojaure. Sie kommen hier also in sog. *Fenstern* der überlagernden jüngeren Formation zum Vorschein. Ausserdem ist zu bemerken, dass im Torne Träsk-Gebiet — wie wir sehen werden — archaische Bildungen durch die Überschiebungen auch als die Hochgebirgsbildungen überlagernde Massen sich vorfinden. Solche sind angetroffen teils in den östlichen Gebieten, z. B. im Luopahta, Kaisepakte und Wuoskovara, teils in den westlichen hohen Gipfeln Kåp-

Das Vorkommen ist seit mehr als 200 Jahren bekannt, aber noch nicht für Grubenbetrieb in Anspruch genommen. Die Erze treten als zahlreiche kleinere Massen über ein weites Gebiet hin verteilt auf. (Siehe hierüber näher die Darstellungen von O. GUMÆLIUS und WALFR. PETERSSON).

pasäive, Kåbblettjåkko und im Wuottasreita u. a. In dem erstgenannten Falle bestehen die übergeschobenen Massen aus *kataklastischen* Gesteinen von syenitischer oder granitischer Zusammensetzung, d. h. sie stimmen in dieser Hinsicht mit den in der Nähe anstehenden archaischen Graniten und Syeniten gut überein. Die übergeschobenen Massen in den westlichen Gipfeln sind meistens nur *grobflaserige braune Glimmerschiefer*, die den braunen Glimmerschiefern des Urgebirges petrographisch nahe verwandt sind und bisweilen mit diesen auch geologisch in nahe Verbindung treten. Dies scheint in den westlichen Gebieten, wo die Massen des Urgebirges zu beinahe gleichen Höhen wie die jüngeren Bildungen emporsteigen, vorzukommen. So sieht man in den zentralen Teilen des Wuottasreita die grobstruierten archaischen Glimmerschiefer in grossen Falten hinaufsteigen und sich in den höchsten Gipfeln dieses Alpenmassivs über den schwarzen Phylliten der Hochgebirgsformation ausbreiten. (Siehe Fig. 21, S. 961.)

Die Hochgebirgsbildungen.

Die Untersuchungen im Torne Träsk-Gebiet haben ergeben, dass die grosse postsilurische Faltungszone hier hauptsächlich in analoger Weise und von gleichartigem Material wie in südlicheren Teilen derselben aufgebaut worden ist. In der Tat ist die geologische Struktur der Kette das ganze lappische Hochgebirge hindurch in hohem Grade gleichförmig entwickelt. Ganz im Osten, am Rande selbst des Alpengebiets, findet man *die Relikten* der nicht metamorphosierten¹ *Silurformation*, dann kommen nach Westen zu die durch Überschiebung den Silur überlagernden *kataklastischen Gesteinsmassen*; höher und noch weiter nach Westen folgen dann flachliegende *harte Schiefergesteine*, die überall im Gebiet der Überschiebungen den *kristallinen* Hochgebirgsbildungen unterzulagern scheinen und *sehr grosse* Areale der östlichen Alpenzonen einnehmen. In

¹ Sondern nur mehr oder weniger mechanisch gestörten.

diesen und mit den harten Glimmerschiefern eng verbunden kommen gewaltige *Amphibolitmassen* vor, die in den südlicheren Gebieten auch Gabbrogesteine enthalten, am Torne Träsk aber nur aus Hornblendeschiefergesteinen zusammengesetzt zu sein scheinen. In den breiten Tälern, von denen die Gebirgskette durchquert ist, finden wir, dass inmitten des jetzigen Hochgebirges ein mächtiger Komplex von meistens weichen kristallinen Schiefern den harten Schiefer überlagert. Dieser Komplex besteht am Torne Träsk zu unterst aus *Kalksteinen*, dann folgen *weiche, glänzende Glimmerschiefer*, öfters *Granatglimmerschiefer*, *Hornblendeschiefer*, *phyllitartige Glimmerschiefer* und *kohlenführende Phyllite* nebst dünnen Lagen von *Kalkstein* und *Quarzit*. In den höchsten westlichen Gipfeln des Gebiets begegnen wir schliesslich den obersten Schichtmassen dieses flachliegenden, aber dennoch stark gefalteten Komplexes, nämlich dem schon erwähnten grobstruieren *braunen Glimmerschiefer*, dessen Verband mit dem unterliegenden Grundgebirge schon angedeutet worden ist. In dieser Serie kommen keine jüngeren Eruptivgesteine vor, ein Verhalten, wodurch sich der Bau dieses Teiles der Kette von den südlichen Hochgebirgsgebieten Lapplands zu unterscheiden scheint. Wie schon angedeutet, ist die Hochgebirgsformation am Torne Träsk nur als ein durch die tiefgehende Erosion von der übrigen Kette abgetrennter Teil, dessen Hauptgebiet wahrscheinlich weiter nach Westen lag, anzusehen. Gleichwie in den südlicheren Küstengebieten der Kette, z. B. in den besonders von J. H. L. Vogt untersuchten *Saltenfjord-* und *Ranenfjordgebieten*, findet man nämlich auch an der norwegischen Küste westlich vom Torne Träsk die der Gebirgszone zugehörigen Schiefermassen mehr oder weniger aufgerichtet und gefaltet, sehr hochkristallin entwickelt und auch von den charakteristischen hellen (postsilurischen?) Graniten durchkreuzt. Hierzu ist zu bemerken, dass die Kristallinität der flachliegenden Schiefermassen am Torne Träsk und weiter nach Westen bis zur Reichsgrenze stetig zunimmt und am

höchsten ist in den westlichen Alpenmassiven, eben wo der Zusammenhang mit den westlicheren, gefalteten Schieferen durch die Erosion abgebrochen erscheint.

Aus diesen Tatsachen geht hervor, dass eine vollständige Kenntnis des fraglichen Teiles der caledonischen Faltung nicht auf der schwedischen Seite der Reichsgrenze in diesen Gegenden allein gewonnen werden kann. Das schwedische Hochgebirgsgebiet am Torneträsk enthält nur die flachliegende Zone der Kette, wo die Bewegungen hauptsächlich horizontal oder fast horizontal gerichtet worden sind, d. h. es fällt mit dem *tektonischen Gebiet der flachen Überschiebungen* zusammen.

Von den Schwierigkeiten, die sich einer Enträtselung der Hochgebirgsprobleme in diesen Gegenden in den Weg stellen, sind diejenigen die grössten, welche von dem Fehlen an Fossilien herrühren. Fossilien sind nämlich in den eigentlichen Hochgebirgsbildungen am Torneträsk trotz sehr eifrigen Nachforschens bisher nicht gefunden worden. Nur in den erwähnten silurischen Relikten, die am Rande des Alpengebiets, zwischen diesem und dem unterliegenden Urgebirge, eingeklemmt liegen, sind einige äusserst spärliche Fragmente von untersilurischen Fossilien entdeckt worden (siehe weiter S. 929—934). Fossilien sind auch überhaupt nur äusserst selten gefunden in den eigentlichen Faltungs- und Überschiebungszonen der skandinavischen Gebirgskette.¹ Es ist infolgedessen bei Untersuchungen in diesen Hochgebirgsregionen notwendig gewesen, sich auf petrographische und feldgeologische Verhältnisse zu stützen. Wenn dazu kommt, dass wegen der klimatischen Verhältnisse nur einige Wochen des Jahres sich für geologische Arbeiten in diesen nördlichen Gegenden eignen, so dürfte es verständlich sein, dass noch keine endgül-

¹ An ein paar Stellen innerhalb der Faltungszone der schwed. Hochgebirge, nämlich im nördlichen Jämtland und östlich vom Sulitälma, sind aber regionalmetamorphosierte Kalksteine mit noch erkennbaren fossilen *Crinoidenstielen* entdeckt worden.

tigen Resultate bezüglich der grossen tektonischen Probleme, die am Torne Träsk studiert werden können, vorliegen.

Beschreibung der Hochgebirgsbildungen der Torne-träsk-Gegend.

Die Überschiebung und der Silur im Luopahta und Kaisepakte.

Für eine Exkursion nach dem Luopahta braucht man, ausgehend von Abisko, ungefähr 7—8 Stunden. Man fährt mit der Bahn nach der Station *Stenbacken* und wandert hier über die

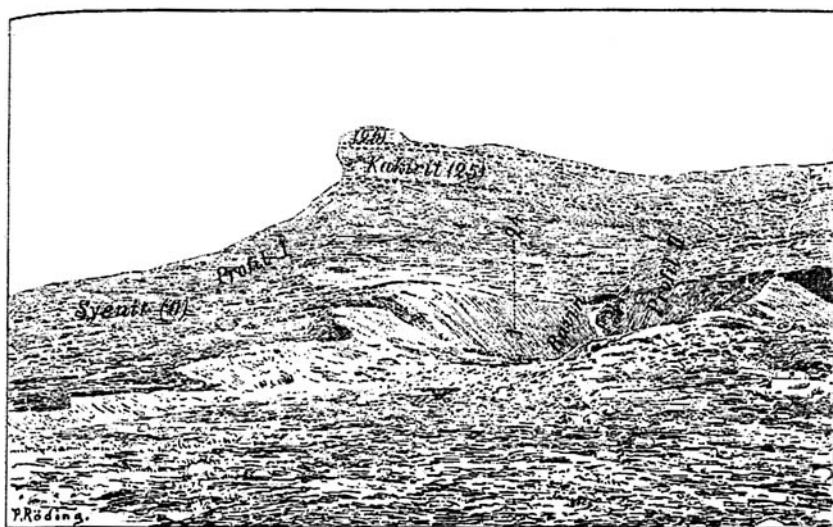


Fig. 2. Aussicht von Norden über den östlichen Teil des Luopahta.

im Süden der Eisenbahn nächstliegenden, mit kleinwüchsigen Birken und Gebüsch bekleideten Berghöhen hinauf bis zu der waldlosen Hochgebirgsebene. Hier geht die Wanderung sehr leicht von statten, und man erreicht bald den Luopahta, dessen eigentümliches Profil im Süden die Aufmerksamkeit schon aus der Ferne auf sich zieht. Die Wanderung von Stenbacken bis zum Luopahta erfordert $1\frac{1}{2}$ —2 Stunden. Beim Aufstieg zu der Hochebene von der Station aus muss man sich nicht

zu weit nach rechts halten, sondern in südlicher Richtung von Stenbacken gehen und sich in der Nähe der westlichen Seite eines kleinen, von der Hochebene kommenden trockenen Flusstales halten.

Von der Umgebung aus hat der Luopahta ein Aussehen, wie es aus den *Figuren 2, 3, 4* hervorgeht. *Fig. 2* zeigt seine nach Norden gewandte Seite, *Fig. 3* giebt das Aussehen

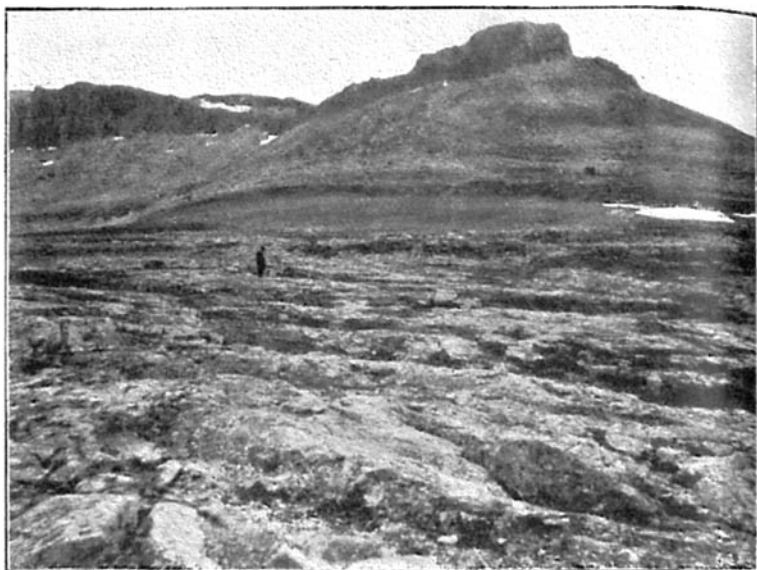


Fig. 3. Der Luopahta, von NO gesehen. Im Vordergrunde platte Feisen aus Syenit. Darüber liegen die Silurschichten bis zu der steilen Wand, die aus einem kataklastischen Gestein, sog. Kakirit, besteht.

von Osten, und *Fig. 4* stellt eine Partie der übergeschobenen Frontmasse des Luopahta weiter nach Südosten vor, wo mächtige Talusbildungen den unterliegenden Silur überdecken.

Die NO-Seite des Luopahta ist zweifelsohne eine der schönsten und bezeichnendsten Lokalitäten des schwedischen Hochgebirges. In einem verhältnismässig kleinen Gebiete überblickt man hier sehr deutlich alle die für den östlichen Rand dieses Hochgebirges charakteristischen, wichtigen geologischen Verhältnisse.

Am Fusse des Luopahta findet man die sehr ebenen, gut entblösten Flächen des Urgebirges (siehe Fig. 3). Sie bestehen aus dem in der Gegend gemeinen Hornblendesyenit. Die ebenen (in Fig. 3 sichtbaren) Flächen stellen einen Teil der alten präsilurischen Denudationsfläche dar. Jüngere Erosion hat sie offenbar nur wenig beeinflusst, seitdem sie von der überlagernden klastischen Silurdecke befreit wurde.



Fig. 4. Hohe Felsenwand, aus übergeschobenen kataklastischen Gesteinsmassen (»Kakirit«) bestehend. Mächtige Talusbildungen überdecken den Silur. Partie des östlichen Teiles des Luopahta.

Dieselbe treffen wir zuerst in Gestalt eines groben, wenig mächtigen Konglomerates an, über dem die anderen Sedimente in lebhaftem Wechsel folgen. Die ganze hier zu beobachtende silurische Schichtenserie hat eine Mächtigkeit von über 150 Meter. JOH. CHR. MOBERG, der dieselbe eingehend stratigraphisch und paläontologisch untersucht hat, giebt für ein Profil (siehe Fig. 2 und 5) von der nördlichen Seite des Luopahta die folgende Zusammensetzung an:

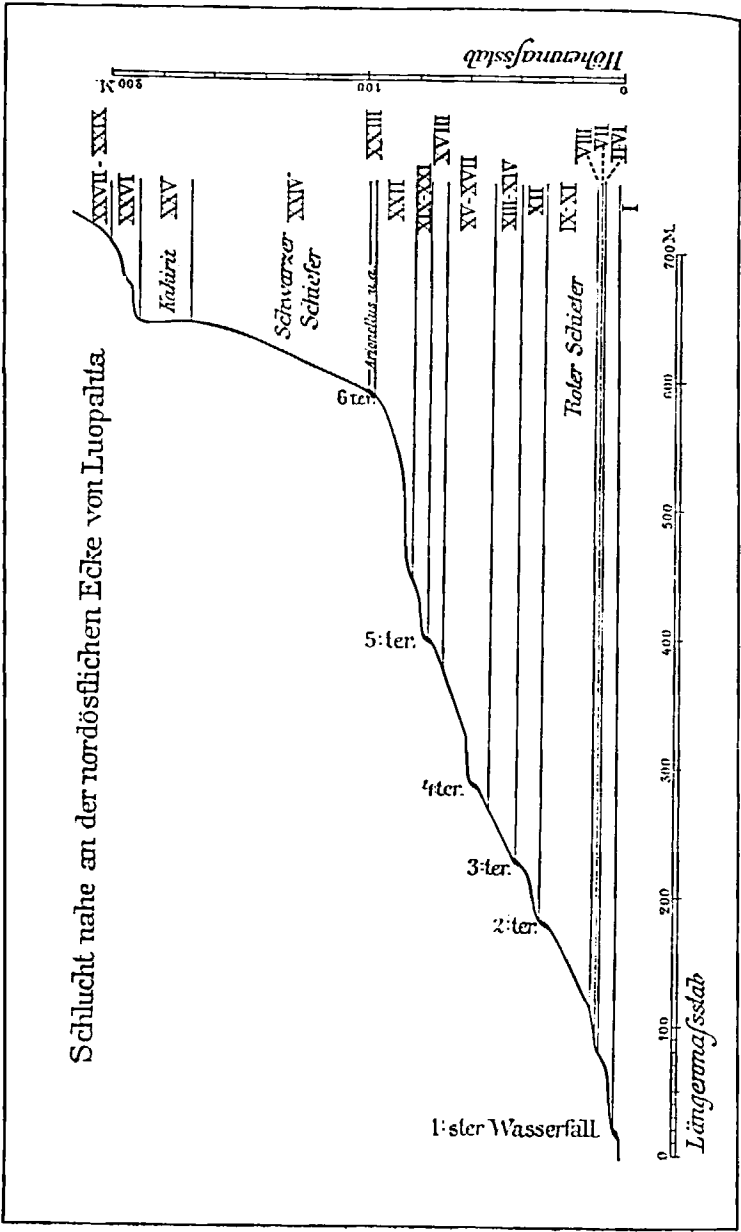


Fig. 5. Profil durch die Silurlager an der westlichen Seite der Schlucht im NO-lichen Luopajärvi (vergl. Fig. 4).

Zu oberst

XXV »Kakirit« (nach Aneroidmessung 18 Meter mächtig)¹
mit sehr scharfer unterer Grenze.

XXIV. *Tonschiefer*, schwarz mit dunklem, glänzendem Strich. Wird durch Brennen weiss. Hierin spärliche grössere Klumpen von Pyrit, aber keine von Stinkkalkkonkretio-



Fig. 6. Die (obere) Grenze des schwarzen Tonschiefers gegen den Kakirit. Von dem erwähnten Profil im nördlichen Luopahta. Nach JOH. CHR. MOBERG.

nen. Dieser Schiefer ist in so hohem Grade von glänzenden Gleitflächen durchsetzt, dass von der ursprünglichen Schichtung keine Spur mehr zu sehen ist; statt dessen zeigt er eine sekundäre Parallel-

¹ Der ganze obere Teil des Luopahta, der eine Mächtigkeit von wenigstens 600 Meter besitzt, besteht aus kataklastischen Gesteinen und Kakirit von granitischer und syenitischer Zusammensetzung. In der Nähe der Überschiebung treten Kakirit und Silurgesteine mit einander vermengt in denselben Niveaus auf.

struktur oder besser Splittrigkeit mit stark gebogenen, im ganzen jedoch ungefähr 40 Grade nach West fallenden Blätterflächen. Vollständig zu feinem Bergmehl zermalmt war der Tonschiefer in ein paar ungefähr zwei Millimeter dicken, mit den unterliegenden horizontalen Kalksteinschichten paral-

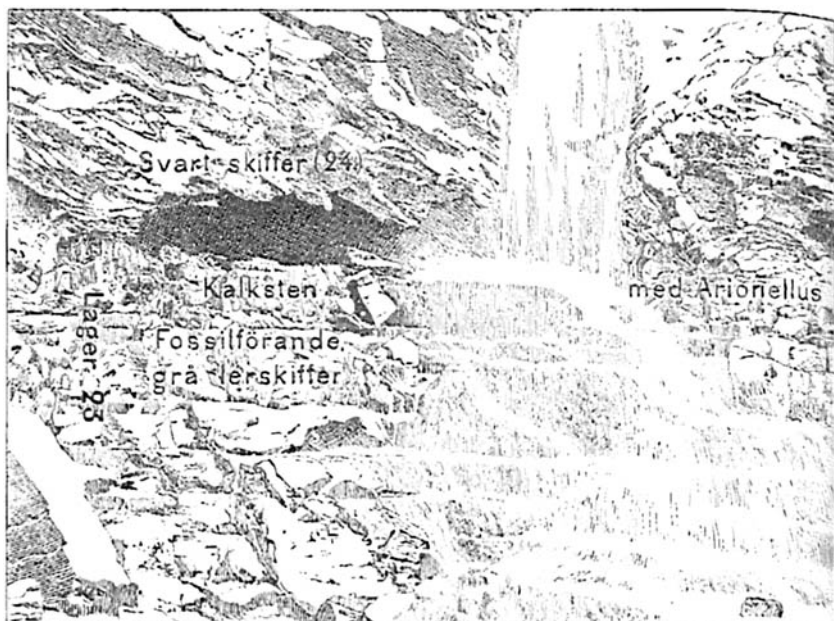


Fig. 7. Die Grenze zwischen den Schichten mit *Arionellus* und dem überliegenden schwarzen Tonschiefer. Von dem erwähnten Profil im nördlichen Luopahta. Nach JOH. CHR. MOBERG.

lelen Lagen (Überschiebungsebenen). Eine von diesen lag in ungefähr $1\frac{1}{2}$, eine andere in $2\frac{1}{2}$ Meter Höhe über dem untersten Teil der Schicht. (*Fig. 6* zeigt die obere und *Fig. 7* die untere Grenze dieses Tonschiefers.) Die ganze Mächtigkeit (mit Aneroid gemessen) wurde befunden = 72,00 Meter.

- XXIII *Tonschiefer*, grau, dickbänkig, meistens schwach kalkig, oft reich an Pyrit. Hierin schalenlose Fossilien, *Arionellus primaevus* BRÜGGER, *Ellipsocephalus Nordenskiöldi* LINRS. und *Obolus*. Nach oben wird das Gestein mehr kalkhaltig, so dass der oberste Teil (ungefähr 15 cm) vielleicht ein unreiner Kalkstein genannt werden dürfte; in diesem sind die Fossilfragmente besonders reichlich vorhanden, die Schalenreste sind indessen ganz durchgewittert. Bei der Verwitterung haben die oberflächlichen Teile des Gesteins eine poröse Beschaffenheit und rostige Farbe erhalten. Wenn bestimmbare Fossilien herauspräpariert werden können, sind sie von derselben Art wie diejenigen des unteren Teiles des Schichtenkomplexes 1,72 Meter
- XXII *Tonschiefer*, grün, an verwitterten Flächen oft dunkelrot 15,48 »
- XXI *Sandstein*, dünnschiefrig (stark verwittert) 0,16 »
- XX *Kalkstein*, unrein, dickbänkig, in der beinahe dichten Grundmasse zerstreute Kalzitkörner, aber besonders in den oberen Bänken ausserdem recht reichlich dunkle, glänzende, gerundete Quarzkörner nebst spärlichen grösseren Körnern von Urgesteinen. Braune Verwitterungshaut . . 0,54 »
- XIX *Sandstein*, dunkelgrau, feinkörnig, dickbänkig. Steht z. T. dem sog. Blauquarze sehr nahe. Hier und da Tonklumpen. Der unterste Teil (ungefähr 25 cm) ist etwas heller an Farbe 5,42 »
- XVIII *Sandstein*, gelbgrau, dünnschiefrig durch eingelagerte schwarze Tonhäutchen, von

denen einige ganz überdeckt von gewundenen, sich kreuzenden »Kriechspuren«. Eine von diesen, ungefähr 1 cm breit, zeigte sich an der Oberseite der Schicht als eine tiefere Rinne, auf beiden Seiten von flach geneigten Seitenpartien begrenzt. Tonklumpen hierin gewöhnlich. Im oberen Teil einige dickere Bänke 6,20 Meter.

XVII *Sandstein*, graugelb, ziemlich dickbänkig mit Tonklumpen 0,69 ,

XVI *Sandstein*, feinkörnig, gelblich bis grau mit grossen, braunen Flecken oder Klumpen, die bei Verwitterung dem Gestein eine sehr grubige Oberfläche geben. Geteilt in zwei dicke Bänke 0,49 ,

XV *Sandstein* von ungefähr derselben Art wie der vorige, braunpunktiert, aber ohne die grossen braunen Flecke. Zu unterst mehr weissgrau, zu oberst mehr gelbgrau mit grossen, plattigen, grauen Tonklumpen . 15,03 ,

XIV *Sandstein*, grünlich, dünnschieferig mit spärlichen, dünnen Tonestreifen 0,95 ,

XIII *Sandstein*, gelbgrau (bisweilen etwas braunfleckig), dickbänkig, locker, mit spärlichen Phosphoritkörnern; im untersten Teil mit Tonklumpen und kleineren Steinen . . . 11,58 ,

XII *Sandstein*, grün, in dünnen Bänken, hier und da mit dünnen Tonschichten nebst einigen dickeren, rein grauen, kalkigen Bänken 8,30 ,

XI *Tonschiefer*, grün, öfters mit dunkelroter Rinde und innerhalb derselben einer in gleicher Weise pigmentierten Zone. Nach oben in Sandstein übergehend 1,50 ,

- X *Tonschiefer*, rot, in einigen Schichten mit etwas sandigen oder griesgemischten Partien. Bisweilen sieht man auch grünflammige Schichten. Hier kommen Fossilien vor, die jedoch sehr selten sind. Das am besten erhaltene, in 3,5 Meter Höhe gefunden, ist *Platysolenites antiquissimus* EICHW. Auch ein *Hyalolithus* sp., gefunden 4,89 Meter über der Basis des Schiefers, scheint vorzuliegen. Von der unterliegenden Schicht nicht scharf getrennt 16,00 Meter
- IX *Tonschiefer*, grün, zu unterst mit eingemischten Sandkörnern und in einigen Schichten sogar sandsteinartig. In solchem Gestein wurden nicht selten konisch geformte Körperchen von derselben Art wie das *Monocraterion* TORELLS oder die von JOHNSTRUP erwähnten Kegel in dem Nexö-Sandstein gefunden 1,15 >
- VIII *Sandstein*, grünlich, feinkörnig, etwas kalkig, durch Verwitterung bisweilen etwas braunfleckig, dickbänkig. In der untersten Bank sind Bruchstücke von Tonschiefer gewöhnlich, so dass das Gestein dadurch ein beinahe konglomeratartiges Aussehen bekommen kann 1,67 >
- VII *Tonschiefer*, grün oder grüngrau mit dünnen Sandsteinbändern und nach oben ganz in grünlichen Sandstein übergehend . . . 1,00 >
- VI *Sandstein*, grünlich, dünnschieferig. . . . 0,60 >
- V *Sandstein*, graugelb. z. T. braunpunktiert, nur hier und da zugänglich (siehe weiter folgende Schicht) 4,00 >
- IV *Sandstein*, mit grossen braunen Flecken (*Tigersandstein*), in dicken Bänken verteilt.

	(Die Grenze zwischen diesem und dem überliegenden Sandstein verläuft nahe an der Mitte einer 0,5 Meter dicken Sandsteinbank)	0,85 Meter
III	<i>Sandstein</i> , graugrün, braunpunktiert, dickgeschichtet; in einigen Schichten ist dieser Sandstein oft braunfleckig wie der Tigersandstein	0,50 ,
II	<i>Sandstein</i> , grünlich, dünn-schichtig; ohne scharfe Grenze gegen die Unterlage.	
I	<i>Tonschiefer</i> , grau-wackenartig mit dünnen Bändern von Sandstein und z. T. recht bedeutenden Linsen von Kalkstein. In dem Schiefer findet man mehr oder weniger allgemein 0,3 Millimeter breite glänzende Striemen (Fossilien?), die an die nicht thecatragenden Äste von Graptolithen erinnern.	1,90 ,
	Die ganze Sedimentserie bis zum unteren Teil des Kakirits hat also eine Mächtigkeit von wenigstens	167,73 ,

An der Stelle, wo dieses Profil aufgenommen wurde, konnte das Liegende der Silurserie gegen das Urgebirge nicht beobachtet werden. An der nordöstlichen Ecke des Luopahta sind diese Teile der Serie besser entblösst. Hier sieht man, dass ein schönes, grobes Konglomerat den untersten Teil der Silurserie bildet und direkt den Syenit überlagert. Es hat nur unbedeutende Mächtigkeit, und der Syenit scheint an der Oberfläche nur sehr unbedeutende Veränderungen in seiner normalen Beschaffenheit erlitten zu haben.

Die klastischen Bildungen der Silurformation können auch an ein paar mehr nach Westen gelegenen Stellen im Luopahta beobachtet werden. Sie werden aber auch in dieser Richtung bald von Schutt (Talusbildungen oder Moränenmaterial) überdeckt. Zwischen dem Luopahta und dem im Nordwesten ge-

legenden Kaisepakte sind die Silurbildungen nur als zahlreiche, in der Fortsetzung der fest anstehenden Massen vorkommende Blöcke zu finden. In den steilen Gehängen des Kaisepakte kommen sie aber wieder zum Vorschein. Sie befinden sich hier in ähnlicher Lage wie im Luopahta, d. h. sie liegen beinahe horizontal zwischen Urgebirge (Kaisaniemigranit) und übergeschobenen kataklastischen Gesteinen. Das Vorkommen kann in Einzelheiten — aber nicht ohne Gefahr — der ganzen nordöstlichen Seite des Kaisepakte entlang studiert werden. Auf der nordwestlichen Seite des Bergmassivs findet man in einer tiefen Schlucht die Silurschichten und die sie überlagernden kataklastischen Gesteine sehr gut entblösst, ein Vorkommen, das besonders interessant ist, weil es beweist, dass die Silurschichten in der Tat unter den kataklastischen Massen des oberen Luopahta sich fortsetzen.

Die weitere Fortsetzung der Silurbildungen folgt in der Mitte des Pessistales, wo der Pessisjokk seinen Lauf z. T. in die silurischen Gesteine eingeschnitten hat. Weiter nach Nordwesten finden wir dieselben Gesteine im Wuoskowara, von dessen niederen nördlichen Absätzen sie unter der Schuttbedeckung wahrscheinlich nach dem Mjelleniemi fortstreichen.

Im niedrigen Lande zwischen der Station Stordalen und Torne Träsk werden die Silurschichten mit reduzierter Mächtigkeit wieder sichtbar. Auch hier sind sie im Westen von kataklastischen Gesteinen überlagert. Es scheint nicht bezweifelt werden zu können, dass die weitere Fortsetzung an dem nächstgegenüberliegenden anderen Ufer des Torne Träsk zu suchen ist.¹ Am Ortojokk und Maivatjälkä an der nördlichen Seite des Torne Träsk begegnet man nämlich — wie von mehreren Beobachtern festgestellt worden ist — denselben geologischen Verhältnissen wie den eben beschriebenen, die für die Silurzone an der Südseite des Sees charakteristisch sind.

¹ Die Tatsache, dass — wie es sich erwiesen hat — eine scharf ausgeprägte, zur Hochgebirgszone transversale (NNW-liche) Flexur der Längsrichtung des Torne Träsk-Beckens folgt, bleibt für diese Frage offenbar ohne Bedeutung.

Im Westen des Luopahta, an der Ostseite des *Kuobletjäkko*, kommen klastische Bildungen von derselben Beschaffenheit wie in jenem Gebirge vor. Der unterste Teil dieser Schichten ist nicht sichtbar, liegt aber ungefähr 100 Meter höher als das Liegende der Silurformation im Luopahta und besteht demgemäss wahrscheinlich aus den kataklastischen Gesteinen (siehe die Karte). Die sichtbare Mächtigkeit der klastischen Serie im Kuobletjäkko ist ungefähr 120 Meter und ihre Zusammensetzung die folgende:

Zu oberst: Blauquarz (= blaugrauer Quarzit)

Kohlige Phyllite

Tonschiefer

(Kataklastische Gesteine)

Tonschiefer

Quarzit

Tonschiefer

Dolomit

Zu unterst: Glasiger Blauquarz.

Wie im Luopahta ruhen übergeschobene kataklastische Gesteine auf diesen Schichten. Die Überschiebungsebene liegt aber ungefähr 150 Meter höher als im östlichen Luopahta und hat eine grössere Neigung nach Südwesten, nämlich 15—20. Das Fallen der Schichten hat auch dasselbe Mass, und überhaupt haben die klastischen Bildungen des Kuobletjäkko eine viel mehr gestörte Lage und zeigen grössere Einwirkungen von Druck als diejenigen des Luopahta. Keine Fossilien sind im Kuobletjäkko gefunden worden.

Im Westen von dem Pessistale und im Wuoskovara ist das Verhalten der Silurlagen zu den kataklastischen Gesteinen ein sehr eigentümliches. Wenn man nämlich von der Nordwestseite des Pessistales die südöstliche Böschung des Wuoskovara hinaufwandert, sieht man, dass rückenförmige Massen von Mylonit sich über die Umgebung etwas erheben und in südlicher oder südwestlicher Richtung fortstreichen. Im

Wuoskovara kommen, in den Einsenkungen zwischen diesen Rücken, Silurschiefer eingelagert vor. An 5 Stellen längs dem nordöstlichen Rande des oberen Teiles des Wuoskovara findet man, dass die Silurgesteine das Wuoskowaramassiv in südwestlicher Richtung durchstreichen und sich nach den steilen Wänden des Suoraäive fortsetzen, um dort von kristallinen Gesteinen überlagert zu werden (vergl. die Karte und das Profil). Aber auch längs den gegen Nordosten gewandten Abhängen des Wuoskovara findet man eine Überschiebung, wodurch die ganze Masse des Wuoskovara gleichwie die kataklastischen Gesteine im Kaisepakte und Luopahta über die flachliegenden Silurschichten am Fusse des Gebirges geführt worden sind. Nur an den 5 genannten Stellen drängen sich die Silurschichten steil aufgerichtet durch die überlagernden Mylonite. An der nördlichen Ecke des Wuoskovara ist die Überschiebung nicht mehr deutlich, obwohl der Silur (»Blauquarz«) hier in dem niedrigen Gelände am Fusse des Gebirges sich ausbreitet. Es ist m. E. wahrscheinlich, dass die Überschiebung im Wuoskovara im ganzen nur sehr unbedeutend und möglicherweise von sekundärer Natur gewesen ist. Jedenfalls scheinen die Mylonite des Wuoskovara mit den archaischen Graniten verwandt zu sein. Man beachte besonders das Vorkommen kleiner Massive eines dioritartigen Gesteins sowohl in dem archaischen Granit am Fusse des Wuoskovara wie auch in der übergeschobenen Mylonitmasse dieses Gebirges (vergl. die Karte). In dem dem Mylonit zugehörigen Diorit wurde auch ein kleiner Gang von gequetschtem Pegmatit beobachtet.

Gestützt auf seine oben erwähnten Untersuchungen über den Fossilgehalt der Luopahtaschichten, verglichen mit stratigraphischen Studien im Kaisepakte und im Pessistal,¹ rechnet JOH. CHR. MOBERG *alle die fraglichen ungestörten klastischen Bildungen zu den Olenelluslagern*. Die Hauptmasse dieser

¹ Ausser im Luopahta ist nur ein Fossilfund (*Platysolenites antiquissimus*) im Pessistal gemacht worden.

Bildungen dürfte daher *silurischen Alters* sein und als *kambrische* Sedimente bezeichnet werden können.

Die kataklastischen Gesteine.

Kataklastische Gesteine und harte Schiefer nehmen die höchsten Teile des Luopahta, Kaisepakte, Kuolkotjälkä etc. sowie Wuoskovara und den westlichen Teil des Flachlandes am Torne Träsk zwischen Stordalen und Abisko ein. Überall, wo man die geologischen Verhältnisse hat näher untersuchen können, trennt eine *scharf ausgeprägte flachliegende Dislokationsfläche* die klastischen Silurbildungen von den dieselben überlagernden kataklastischen Gesteinen.¹ Die Mächtigkeit der letzteren beträgt im Luopahta ungefähr 200 m, wozu noch beinahe 100 m für die Dicke der die höchsten Gipfel dieses Gebirges einnehmenden sog. Hartschiefer kommen. Die ganze übergeschobene Masse hat also jetzt im Luopahta eine Mächtigkeit von ungefähr 300 m.

Die kataklastischen Gesteine können im Felde petrographisch nicht bestimmt werden. Sie ähneln oft Quarziten oder Hälleffinten. In der unmittelbaren Nähe der Überschiebungsfläche sind sie so dicht von kleinen mattglänzenden Kluftflächen in allen Richtungen durchzogen, dass reine Brüche im Gestein mit dem Hammer nicht hervorgebracht werden können. Sonst sind sie ziemlich harte, dichte Gesteine von grauer Farbe, oft mit einer hellen, ziemlich dicken Verwitterungshaut. Durch letzteres Verhalten können sie von den Quarziten leicht unterschieden werden. Gesteine von dieser Beschaffenheit, die in den östlichen Hochgebirgsgebieten Schwedens mehrmals angetroffen worden sind, nannte F. SVENONIUS *Kakirite* nach ihrem Vorkommen am See Kakir unweit des Stora Sjöfallet in Lappland.

¹ Mehrmals sind aber — besonders in der Nähe der Überschiebungsfläche — kleinere in den kataklastischen Bildungen eingelagerte Silurgesteine beobachtet worden.

Unter dem Mikroskop findet man, dass die Kakirite der Torne Träsk-Gegenden — wo sie sehr reichlich auftreten — immer eine Mikrobrecienstruktur besitzen. Sie sind also als *kataklastische Gesteine* nach der von KJERULF eingeführten Bezeichnung oder als *Mylonite*, wie LAPWORTH Gesteine derselben Art nannte, zu bezeichnen (vergl. Fig. 8, 9, 10). Im Folgenden wird neben der Bezeichnung *kataklastische Gesteine* auch die kürzere *Mylonit* verwendet werden.

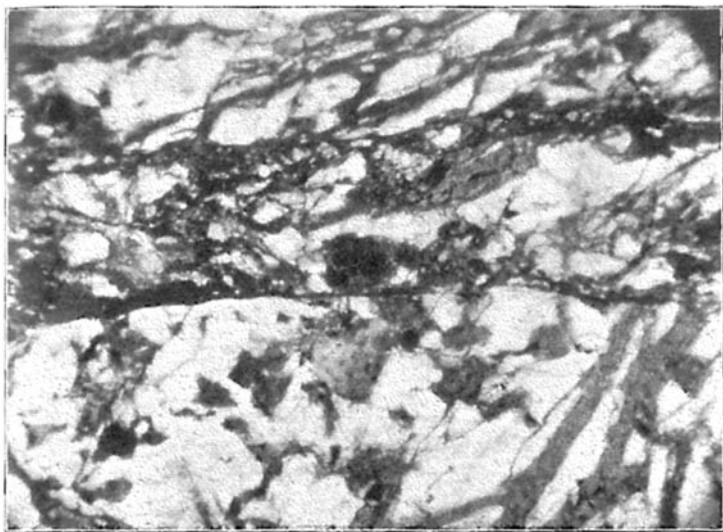


Fig. 8. Mikrophotographie von einem »Kakirit« aus den nordöstlichen Gehängen des Luopahta. Vergr. 16 ×. Gewöhnliches Licht.

Die kataklastischen Gesteine der östlichen Gebirgsmassen Luopahta, Kaisepakte und Kuobletjåkko enthalten immer Alkalifeldspate als überwiegende Gemengteile. Im östlichen Luopahta enthalten sie nur solche Feldspate und braune Hornblende nebst sekundären Mineralen, Epidot, Chlorit und Glimmer. Letztere treten als eine die scharfeckigen Feldspatfragmente, aus denen das Gestein hauptsächlich zusammengesetzt ist, zementierende Ausfüllungsmasse auf (siehe Fig. 8). Diese Tatsachen scheinen nicht anders gedeutet

werden zu können, als dass ein gequetschter Syenit vorliegt. Dafür spricht auch die chemische Zusammensetzung, wie aus der Analyse 1, S. 981, ersichtlich ist.

In dem westlichen Teile des Luopahta finden wir kataklastische Gesteine, die ausser den dominierenden Alkalifeldspaten auch gequetschte Quarzkörner enthalten. Dieselben scheinen aus Quarzsyeniten oder Graniten durch Zermahlen entstanden zu sein. Als zementierenden Gemengteil enthalten sie hauptsächlich Muskovit. Makroskopisch sind

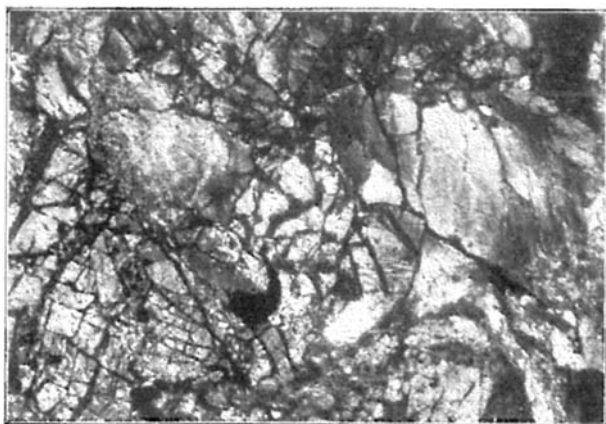


Fig. 9. Mikrophotographie eines Quarz-Syenit-Mylonits von dem westlichen Luopahta. Vergr. 18 \times . Nic. gekr.

sie dichte Gesteine und ziemlich hart. Im Kuobletjåkko finden wir ähnliche Typen. Auf dem Rücken dieses Berges liegen grosse, von Schmelzwasser ausgewaschene Schuttmassen, in denen kataklastische Gesteinstypen als Blöcke reichlich vertreten sind. Man findet unter denselben auch solche, deren kataklastische Struktur auch makroskopisch sichtbar ist, und die als Zwischenformen der dichten Mylonite und der gewöhnlichen primärstruieren Granite und Syenite bezeichnet werden können.

Solche unvollständig zermahlte massige Gesteine sind

auch mehrmals fest anstehend an den Seiten des Luopahta, Kuobletjåkko und Wuoskovara gefunden worden.

Kataklastische Gesteine von derselben Art wie der eben beschriebenen sind gefunden im ganzen Profilgebiet zwischen dem Torne Träsk und der norwegischen Grenze. Sie scheinen stets den kristallinen Hochgebirgsbildungen unterzulagern und liegen entweder direkt auf dem Grundgebirge oder sind

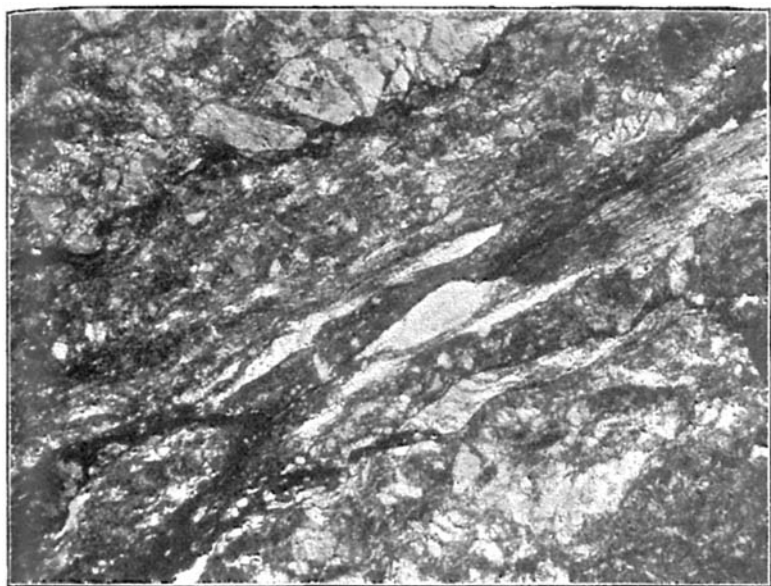


Fig. 10. Mikrophotographie eines Quarz-Syenit-Mylonits vom Atjaktjåkko. Vergr. 18 \times . Nic. gekr.

von diesem nur durch flachliegende rein klastische Gesteine — meistens »Blauquarz« oder Tonschiefer — geschieden. Es mögen hier einige Lokalitäten, wo die kataklastischen Gesteine besonders gut studiert werden können, etwas näher beschrieben werden.

Das kataklastische Gestein an der Eisenbahnstation Abisko. Die Eisenbahn durchquert zwischen der Station Abisko und der Touristen-Haltestelle Abiskojoek einige Berghügel, in

denen ein sehr interessantes kataklastisches Gestein entblösst worden ist. Dasselbe hat makroskopisch ein eigenartiges, aber ziemlich schwerbestimmbares Aussehen, nämlich dichte Struktur und graue Farbe. Teilweise tritt Schieferigkeit deutlich hervor, zum Teil aber ist das Gestein beinahe massig, und dann wird auch eine gleichsam gebrochene Körnigkeit makroskopisch sichtbar. Bisweilen können in der grauen Masse graue Quarzkörner und gebrochene grössere Feldspat tafeln nebst Andeutungen einer grobgranitischen Struktur wahrgenommen werden. Die Gesteinsmasse dieser Hügel zeigt auch im Ganzen eben die für Granite, auch metamorphosierte, so kennzeichnende Homogenität hinsichtlich Zu-

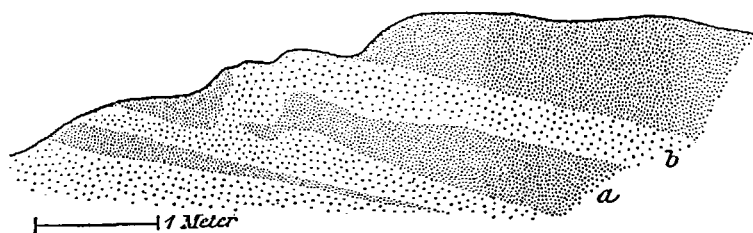


Fig. 11. Kataklastische Gesteinsmassen, gangförmige Durchdringungen zeigend. Eisenbahndurchschnitt 2 km östlich von der Station Abisko.

sammensetzung und Struktur. Es scheint auch keinem Zweifel unterliegen zu können, dass in diesem Abisko-Gestein ein gequetschter Granit, wahrscheinlich ein grobkristalliner Granit von dem Wassijauretypus, vorliegt.

2 Kilometer östlich von der Station Abisko gibt es einen anderen Durchschnitt im kataklastischen Gestein, das eine ähnliche Beschaffenheit wie der beschriebene Typus aufweist. Hier tritt aber auch ein mehr hellgefärbter Mylonit auf, dessen matte Verwitterungsflächen einen Gehalt an Feldspat angeben. Dieser scheint den dunkleren Typus gangförmig zu durchsetzen (Fig. 11), und es zeigt sich, dass das Durchqueren älter ist als die kataklastische Quetschung der beiden Gesteine. Wahrscheinlich sind es archaische Granite verschiedenen Alters, die auf einmal dynamometamorph umge-

wandelt worden sind. In den Myloniten des Wuoskovara und Kaisepakte sind einige Mal gequetschte Pegmatite und Diorite angetroffen worden, die den ähnlichen Gesteinen des naheliegenden Urgebirges zu entsprechen scheinen, gleichwie im Ganzen die übergeschobenen Mylonite hinsichtlich ihrer Zusammensetzung mit den archaischen Gesteinen der benachbarten Gegenden übereinstimmen.

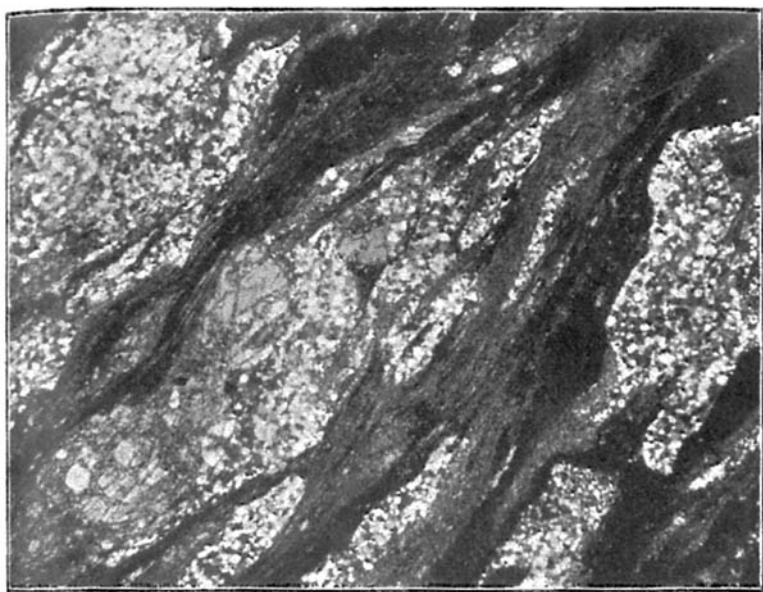


Fig. 12. Kataklastischer Granit nördlich von Sjängeli. Die Feldspate sind in ein sericitisches Glimmergewebe verwandelt, und der Quarz ist granuliert. Vergr. 18 ×. Nic. gekr.

Am Fusse des Hochgebirgsmassivs Nuolja können mehrorts kataklastische Typen beobachtet werden. So am *Tornehamn*, wo geschieferter Granit in den kataklastischen Bildungen gefunden worden ist. An der Ostseite des Nuolja beobachtet man nur kleinere Massen von Gesteinen, die den typischen Myloniten zuzurechnen sind. Hier ist nämlich der sog. Hartschiefer der allgemein herrschende Gesteinstypus. Im Südwesten des Sees Abiskojaure an den beiden Seiten des

Gebirgsflusses Håikamajokk sind die massig-kataklastischen Gesteine sehr weit verbreitet. Sie bauen auch zum grossen Teil die Gneissareale nördlich vom Sjangeli-Erzfeld auf. Mikroskopisch zeigen die Sjangeli-Mylonite oft sehr interessante Strukturformen, die vermuten lassen, dass in diesen Gegenden eine Rekristallisation des kataklastischen Materials begonnen hatte (Fig. 12).

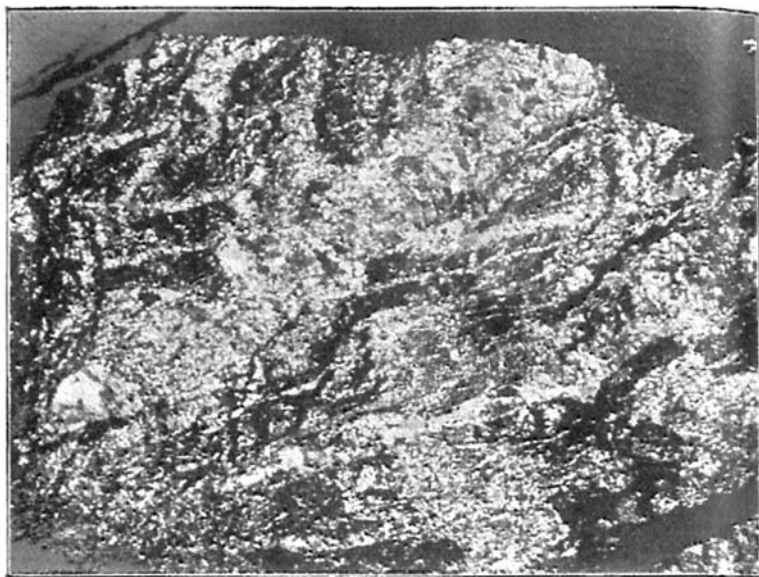


Fig. 13. Kataklastisches Gestein, aus einem älteren Schiefer durch Quetschung und Faltung entstanden. Låktatjåkko. Vergr. 8 \times . Nic. gckr.

In dem südwestlichen Teil des hier behandelten Hochgebirgsgebietes ist kataklastischer Granit auch beobachtet worden, z. B. in den südlichen Abhängen des Wuottasreita, wo er schiefrig entwickelt und dem Tornehamntypus sehr ähnlich ist. Die kataklastischen Gesteine der Hochgebirgsgebiete im Südwesten des Torne Träsk sind aber oft eines ganz anderen Ursprungs als die eben behandelten massig-kataklastischen Typen. Zwischen Tornehamn und dem Wassitjåkko wie auch im Süden am See Abiskojaure und von dort bis nach Sjangeli

beobachtet man nämlich oft kataklastische Typen, die geologisch wie petrographisch offenbar aus den Grundgebirgsschiefern durch mechanische Deformation, Quetschung und Faltung hervorgegangen sind. Fig. 13 zeigt die mikroskopische Struktur eines solchen aus archaischem Schiefer entstandenen kataklastischen Gesteins. In den westlichen Bergmassiven des Kartengebietes, Låktatjåkko, Kedjetjärro, Wassitjåkko und Wnottasreita, sind solche kataklastische Typen ganz allgemein, was von grosser Bedeutung für die tektonischen Fragen, namentlich für das Überschiebungsproblem, ist. Das Grundgebirge enthält nämlich eben in denselben Gegenden neben dem Granit mächtige Komplexe archaischer Schiefergesteine. Dieses Verhalten entspricht ganz dem Vorkommen syenitisch zusammengesetzter Mylonite in den östlichen Hochgebirgsmassiven, wo Syenite einen bedeutenden Teil des benachbarten Grundgebirges ausmachen, und die Tatsachen sprechen also dafür, dass diese dem Silur überschobenen kataklastischen Massen den angrenzenden archaischen Gebieten entstammen.

Die sog. Hartschiefer.

Der Name Hartschiefer ist eine bei den geologischen Forschungsreisen in den nordskandinavischen Hochgebirgsgebieten seit lange gebrauchte Bezeichnung für schiefrige und geschichtete, meistens dichte Gesteine von hälleflintartigem, bisweilen quarzitähnlichem Aussehen. Dass sie aber mit den oft in der Nähe vorhandenen vielgestalteten Quarziten nicht identisch sein können, lehren schon ihre oft deutlichen Verwitterungshäute. Unter dem Mikroskope erweisen sie sich oft als feldspatreiche Gesteine, oder sie führen Glimmerminerale, Granat u. s. w. als wesentliche Gemengteile. Sehr oft bestehen sie aus einem äusserst feinkristallinen Gemenge von Quarz und Feldspat mit dünnen, feinfasrigen Häutchen von Glimmer. Grössere, jedoch mikroskopische, gerundete Stücke von Feldspat liegen hie und da in der schiefrigen Masse eingestreut.

Die makroskopische Struktur der dichten oder sehr feinkörnigen Hartschiefer ist entweder *beinahe massig* oder *ausgeprägt schieferig*, oft aber in sehr regelmässiger Weise anscheinend *schichtartig* entwickelt.

Schwach geschieferte Hartschiefer findet man besonders in den höheren Teilen des Luopahta, Kaisepakte und Wuosko-
vara sowie bisweilen in dem weiten Abiskotal. In den niederen östlichen Teilen des Nuolja kommen eigentümliche dunkelfarbige Hartschiefer von nur wenig schiefriger Struktur vor. Mikroskopisch zeichnet sich dieser Typus durch seine verworren körnige Struktur aus. Es ist in den einzelnen Fällen nicht leicht zu entscheiden, ob dieselbe nur eine kataklastische Form ausmacht und das Gestein folglich als ein Granit-Mylonit zu betrachten ist, oder ob eine wirkliche sediment klastische Struktur vorliegt.¹

Ausgeprägt schiefrige Hartschiefer bauen die höchsten Teile der östlichen Bergmassive Puonjetjåkko, Kuolkotjåkko und Kaisepakte sowie Suoraåive auf. Der Gesteinsgrund des weiten Abiskotals besteht zum grössten Teil aus solchem schiefrigen Hartschiefer. Die meist dichte Masse dieser Gesteine hat ungefähr dieselbe Zusammensetzung wie der eben besprochene Hartschiefertypus, ist jedoch ausgeprägt schieferig und mehr kristallinisch entwickelt. Besonders reichlich ist der Glimmer in der mikroskopischen Zusammensetzung dieses Hartschiefers vorhanden. Ein mikroklastisches Gepräge kann u. d. M. auch in diesem Falle beobachtet werden, dasselbe tritt aber durch die Schieferigkeit und grössere Kristallinität mehr zurück als bei dem vorher erwähnten Hartschiefertypus.

¹ Der Verfasser hat in seinem vorigen Bericht über das Torne Träsk-Gebiet (Geol. Förn. Förh. 25 (1903): 27 und 373) die ersterwähnte Auffassung verfochten, später aber petrographische Gründe dafür gefunden, dass die fraglichen rätselhaften Gesteine möglicherweise z. T. klastische Sedimentgesteine (Sparagmite) sein können. Vergl. auch A. E. TÖRNEBOHMS Darlegung in G. F. F. 25: 83 und 427.

Sehr interessant ist unter den Hartschiefern der dritte Typus, nämlich *der geschichtete*. Derselbe ist in einigen Gegenden der östlichen Hochgebirgsmassive, z. B. an den Westseiten des Luopahta und Kaisepakte, beobachtet worden. Besonders schön entwickelt findet man diesen Typus in den Umgebungen des Abiskojokk und an den südlichen und westlichen Ufern des Torne Träsk. Dem Abiskotal entlang kann man den geschichteten Hartschiefertypus verfolgen bis zum Abiskojaure und von diesem See weiter nach Westen in das Tal des Håikamajokk. Mit reduzierter Mächtigkeit scheint er hier mehrorts vorhanden zu sein und ist auch in den erwähnten »Fenstern« im Kårsåvagetal beobachtet worden.



Fig. 14. Geschichteter Hartschiefer vom Abiskojokk, Torneträsk. Autotypie von einem grösseren Stücke des Gesteins.

Die Schichtstruktur ist meistens sehr schön und regelmässig entwickelt und besteht in einem Wechsel von hellgrauen und dunklen Lagen von sehr feinkörniger bis dichter Struktur (Fig. 14). In einigen Fällen sind die Schichten äusserst dünn, gewöhnlich haben sie eine Dicke von ein bis zwei Zentimeter. Immer folgen die Schichten sehr regelmässig auf einander, zeigen aber durch Zerreibungen und Fältelungen nicht selten Störungen des regelmässigen Schichtenbaues. Längs dem Torne Träsk am Mjelleniemi, Abiskosuolo und auf dem Pieskenjarka, wo, wie oben erwähnt, eine gegen die Gebirgskette transversal fortstreichende Faltung sich geltend macht, findet man den gebänderten Hartschiefer oft sehr stark

gefaltet und die Schichtstruktur gestört oder bisweilen sogar vertilgt (Fig. 15).

Im Abisko-Kaŕon beobachtet man oft rotgefärbte Adern und Nieren, die in dem geschichteten Hartschiefer eingelagert

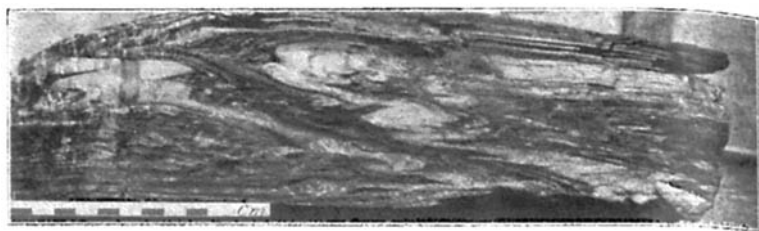


Fig. 15. Gefäلتeter Hartschiefer von Abiskosuolo im Torneträsk. Autotypie von einem grösseren Stücke.

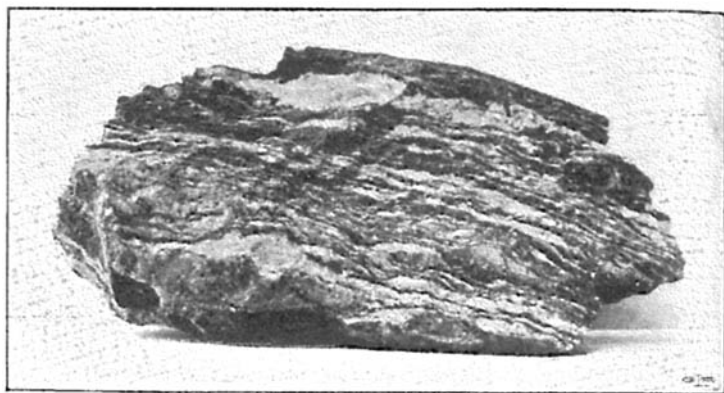


Fig. 16. Hartschiefer vom Abiskojöck mit blassroten Adern von Quarz-Feldspat-Masse. Autotypie eines Handstücks in natürlicher Grösse.

sind. Stellenweise ist derselbe so reich an Einlagerungen dieser Art, dass er ganz wie ein roter Adergneiss aussieht (Fig. 16). Es giebt auch sehr feinschiefrige Varietäten, in denen die Aderstruktur nur mikroskopisch hervortritt (Fig. 17).

Diese Aderstruktur wurde von mir anfänglich als eine Reliktstruktur eines ursprünglich vorhandenen, nun zerquetschten granitischen Gesteins aufgefasst. Ich ging eidak von der

durch mehrere Umstände gestützten Auffassung aus, dass die Hartschiefer geschieferte Mylonite seien. Für diese Auffassung sprach das Zusammenauftreten der beiden Gesteine im Felde wie auch die Schwierigkeit, bestimmte Grenzen zwischen denselben zu finden; ferner die Tatsache, dass nach chemischen Analysen keine wesentliche Verschiedenheit in der Zusammensetzung solcher Gesteine und derjenigen gewöhnlicher Granite

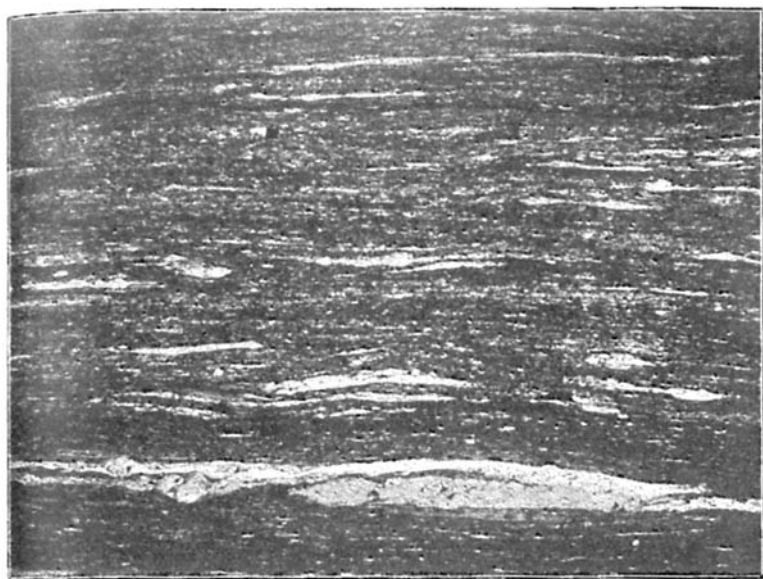


Fig. 17. Mikroskopische Aderstruktur im Hartschiefer von dem Abisko-Kaŕon Vergröŕss. 19 \times . Ohne den Analysator des Mikroskopes photographiert. Die dunkle Grundmasse hat ein äusserst feines Korn und ist sehr reich an Glimmer

zu bestehen schien (s. Analysen 6 u. 7, Seite 981). Auch in der Struktur zeigen die Hartschiefer, der gebänderte Typus nicht ausgenommen, starke mechanische Deformationen, die es mir wahrscheinlich machten, dass die Hartschiefer Endprodukte der dynamischen Metamorphose seien. In Übereinstimmung hiermit wurde die sehr regelmässige Schichtstruktur der Hartschiefer am Abisko und in anderen Gebieten, wenn auch mit einigem Bedenken, als eine metamorphische Druckstruktur aufgefasst. Die Litteratur der regionalmetamorphi-

schen Gebiete der Welt enthält mehrere Beispiele dafür, dass Schichtstrukturen, gleich regelmässig wie diejenige des Abisko-Hartschiefers entwickelt, als durch Druck entstanden gedeutet worden sind.

Indessen gibt es einige Tatsachen, die der Auffassung des Hartschiefers, besonders des gebänderten, als druckmetamorphosierter massiger Gesteine entgegenstehen. Unter diesen ist die grosse horizontale Ausbreitung der Hartschiefer (siehe die Karte) und der Umstand, dass sie regelmässig von Kalkstein überlagert werden, zuerst zu erwähnen. Der Abisko-Hartschiefer enthält Einlagerungen von Dolomit und wechselt oft in sehr regelmässiger Weise mit dünnen Lagen desselben Gesteins. Auf der kleinen Insel Abiskosuolo hat der Hartschiefer teilweise die Beschaffenheit eines hellen gebänderten Quarzits, und ebenso war auf Mjelleniemi der Hartschiefer sehr eng mit Quarzit geognostisch verbunden, während die hier auch vorkommenden Mylonitmassen ohne sichtbare Übergänge zu den Hartschiefern sind.¹

Wie diese geologischen Tatsachen, so sprechen in der Tat auch die *strukturellen Züge* der geschichteten Hartschiefer gegen die Auffassung, dass sie dynamo-metamorphische Endprodukte vorheriger massiger Gesteine seien. Ihre erwähnte Schichtstruktur ist von einer solchen Regelmässigkeit, dass sie kaum durch irgend einen anderen Vorgang als durch sedimentäre Wechsellagerung hat entstehen können, um so mehr als dieser schichtige Hartschiefer nur verhältnismässig schwache Einwirkungen von unzweideutigen Druckprozessen darbietet. Im Vergleich z. B. mit den gefalteten Hartschiefern auf Abiskosuolo und Pieskenjarka oder mit anderen in jeder metamorphischen Region gewöhnlichen, kräftig druckmetamorphisierten Schiefertypen erscheint der Abiskoschiefer nur wenig beeinflusst. Die Streckung ist sehr schwach entwickelt. Wenn

¹ Unmittelbare Kontakte zwischen den Myloniten und den Hartschiefern sind nur sehr selten beobachtet worden, und sie haben der Druckmetamorphose, zufolge keine Aufklärung über das geologische Verhalten gegeben.

man aber annimmt, dass der Schichtenwechsel dieses *beinahe* horizontalen Schiefers eine Folge von Ausquetschung z. B. durch Gleitbewegungen wäre, dann muss offenbar auch eine mit dieser Bewegung parallele, sehr kräftige Struktur in dem gebänderten Schiefer vorhanden sein. Nun findet man zwar, wie in *allen* der Hochgebirgsformation zugehörigen Schieferkomplexen, auch in dem Abiskoschiefer eine nach Nordwesten gerichtete lineare Struktur, dieselbe ist aber sehr schwach entwickelt und entspricht keineswegs den Forderungen der genannten Theorie.

Angesichts dieser geologischen und petrographischen Tatsachen scheint es nicht angenommen werden zu können, dass der schichtige Hartschiefer durch Dynamometamorphose aus massigen Gesteinen entstanden ist. Andererseits erscheinen die erwähnten blassroten Quarz-Feldspat-Einlagerungen von dem Gesichtspunkte einer sedimentären Entstehung auch schwerverständlich, und für das Fehlen deutlicher klastischer Strukturen — die in der benachbarten Silurformation an den beiden Seiten der Hochgebirgskette so schön vorhanden sind — kann in solchem Falle gegenwärtig auch keine durch unzweideutige Tatsachen begründete Erklärung gegeben werden. Man darf hier zweckmässigerweise darauf aufmerksam machen, dass Hartschiefergesteine derselben Art wie die hier beschriebenen in ganz Lappland die östlichen Zonen der Gebirgskette aufbauen. Immer sind es makroskopisch dichte, graue Gesteine, aus scharfeckigen Fragmenten hauptsächlich von Feldspat und Quarz zusammengesetzt. Im Felde sind sie meistens als »graue Sparagmite« bezeichnet. Obwohl sie sehr oft und von vielen Geologen bei Forschungsreisen in diesen nördlichen Gegenden beobachtet worden sind, kennt man nur die allgemeinen Züge ihres geologischen und petrographischen Verhaltens. Ihre dichte Struktur und komplizierte Tektonik machen eingehendere Untersuchungen als die bisher ausgeführten unbedingt nötig, um ihre immerhin rätselvollen geologische Bedeutung aufzuklären.

Die Amphibolite.

Dieselben gehören geologisch zu den Hartschiefern. Im Torne Träsk-Gebiet lagern die Amphibolitmassen unmittelbar auf den Hartschiefern. Fig. 18 giebt die Lagerungsverhältnisse, wie sie an der dem Abiskojaure zugewandten Westseite des Kierona beobachtet wurden, wieder. Das grossartige Alpengebiet, welches die mächtigen Massive Kierona, Somaslaki, Pallimtjåkko, Nissontjåkko, Tjuonatjåkko und Wäimaäive

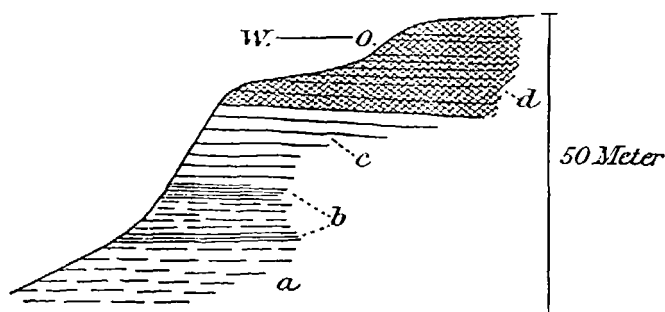


Fig. 18. Profil durch den Amphibolit und die demselben unterliegenden geschichteten Hartschiefer an der Westseite des Kierona, östlich von dem See Abiskojaure.

umfasst, besteht aus Amphibolit. Das Gestein ist feinkörnig und ziemlich stark geschiefert. Die Schieferigkeit zeigt nicht selten eine deutlich lineare Anordnung. Daneben ist aber auch eine ebenflächige Parallelstruktur, die bisweilen einer Schichtung ähnelt, sichtbar. Die Zusammensetzung scheint nicht sehr zu wechseln. Der Hauptgemengtheil ist eine dunkelgrüne Hornblende. Gewöhnlich sind nur untergeordnete Mengen von den hellen Mineralen vorhanden. Der Ursprung dieser Amphibolite kann nicht bestimmt angegeben werden. Im Torne Träsk-Gebiet sind nämlich keine eruptiven Kontakte zwischen den Amphiboliten und den Schiefern zu sehen. Dagegen hat man derartige Kontakte in anderen Teilen der Gebirgskette beobachtet. Mächtige Komplexe von Amphiboliten,

bisweilen mit Gabbros oder Gabbrodiabasen verknüpft, kommen nämlich in der Nähe der östlichen Grenze der skandinavischen Kette regelmässig vor. An der nördlichen Seite des Torne Träsk nehmen gewaltige Amphibolitmassen in der Hochgebirgsformation eine ähnliche Lage wie in den südlichen Abiskoalpen ein. Weiter nach Süden finden wir als Fortsetzung der Abiskoalpen die grossen Grünsteinmassive des Pårstjäkko und Kebnekaisse.¹ Dann folgt das weit ausgedehnte Amphibolitgebiet zwischen Stora Sjöfallet und Kvikkjokk, welches die Sarekmasse enthält. Im Süden von dem Westende des Sees Hornafvan befindet sich etwas westlich von der Hochgebirgsgrenze ein kleineres langgestrecktes Massiv von einer Grünsteinart. Weiter nach Süden sehen wir auf der Karte¹ westlich von dem See Stor Uman grosse Massive von Grünsteinen und Olivinit. Ebenso sind die Gebiete der flachliegenden Schiefergesteine in Jemtland reich an geschieferten und metamorphisierten Grünsteinen, wenn auch keine grossen Massive hier auftreten. Endlich sehen wir ganz in dem Südwestende der skandinavischen Faltungszone gewaltige Massen von Gabbro und Amphibolit im zentralen Norwegen. Auch hier gehören die Grünsteine dem Gebiete der *flachliegenden* Hochgebirgsgesteine an.²

In den westlicheren Zonen des skandinavischen Kettengebirges treten sehr regelmässig grosse Eruptivmassen von Gabbro und Granit auf. Dieselben sind aller Wahrscheinlichkeit nach postsilurischen Alters. Sie durchsetzen die Hochgebirgsschiefer aller Arten, sind aber oft sehr kräftig regional-metamorphosiert. Demgemäss muss angenommen werden, dass ihr Hervordringen vor dem Abschluss der grossen Faltungen stattgefunden hat.

¹ Siehe die dem Guide 1 beigelegte Übersichtskarte von A. E. TÖRNEBOHM.

² Die Grünsteine von Jotunheimen in Norwegen sind jedoch verschieden gedeutet. TÖRNEBOHM ist der Ansicht, dass sie dem Grundgebirge angehören. KJERULF und BJÖRLYKKE führen sie als postsilurische Eruptivmassen auf.

Die Verhältnisse liegen sehr viel verwickelter in der Grünsteinzone längs der östlichen Hochgebirgsgrenze. Die Verschieferung der Eruptivgesteine ist viel kräftiger, und die geologischen Verhältnisse geben auch meistens keinen Aufschluss über die Herkunft dieser Gesteine. Nur so viel scheint unzweifelhaft, dass nämlich die Amphibolite und die Hartschiefer (resp. die Seveschiefer der südlicheren Gegenden) geognostisch eng verknüpft sind.

Am wahrscheinlichsten ist es wohl, dass die Amphibolite einmal als eruptive Massen den Muttergesteinen der jetzigen Hartschiefer angehörten, und dass die beiden Gruppen von Gesteinen durch die Differentialgleitungen in den horizontal bewegten Massen der östlichen Hochgebirgszonen gleichzeitig geschiefert und umkristallisiert worden sind. Es muss betont werden, dass diese Annahme in keiner Weise eine Anwendung der bekannten Theorie von Fernüberschiebungen fordert.

Der Kalkstein-Granatglimmerschiefer-Komplex.

Das Nuolja-Massiv. Über den Hartschiefern folgt in den westlichen Bergmassiven regelmässig *kristallinischer Kalkstein*. Es sind meistens blaugraue, feinkörnige, bald ebenschieferige und dünngeschichtete, bald dickbänkige, mehr oder weniger unreine Kalksteine. Trotzdem sie den Kalksteinen des östlichen Sulitelma sehr ähnlich und auch wie jene von schwarzen Schiefern begleitet sind, hat man bisher in denselben keine Fossilreste finden können. Ihr Alter gleichwie das Alter des ganzen westlichen, hauptsächlich von milden Glimmerschiefern aufgebauten Komplexes bleibt daher unentschieden, wenn es auch durch die Analogien der südlicheren Hochgebirgsgebiete sehr wahrscheinlich ist, dass die offenbar sedimentären Lagen dieses Komplexes metamorphische Silurgesteine darstellen. Es kommen mehrere, von milden Glimmerschiefern getrennte, mächtige Lagen von Kalkstein übereinander vor. Die gesamte Mächtigkeit ist nicht gemes-

sen worden, scheint aber meistens 50 Meter nicht zu erreichen. Im Nuolja haben die Kalksteinmassen besonders an der nord-östlichen Seite wahrscheinlich eine viel grössere Mächtigkeit.

Wie aus der Karte ersichtlich, kommt im Westen von Abisko bis nach Wuottasreita zwischen dem Hartschiefer und dem Granatglimmerschiefer stets Kalkstein eingelagert vor. Immer liegt derselbe sehr flach und fällt bergewärts. Die am nächsten liegende Auffassung scheint daher beim ersten Bekanntwerden mit dieser Tatsache diejenige zu sein, dass der Kalkstein ein kontinuierliches Lager unter dem Granatglimmerschiefer bildet. Eine nähere Untersuchung der Verhältnisse zeigt aber, dass die Anordnung keine so einfache sein kann. Verfolgt man dieses Kalksteinlager, so findet man, dass es nicht ganz kontinuierlich verläuft. Es ist an zwei zu der ost-westlichen Mittelachse des grossen Komplexes symmetrisch gelegenen Stellen unterbrochen, nämlich südwestlich von Tornehamn und westlich von dem See Abiskojaure. An diesen Stellen befindet sich ein absperrender Rücken, der aus dem Untergrunde auftaucht und aus einer besonderen Art kataklastischen Gesteins besteht. Weiter nach Westen und in höherem Niveau findet man wieder einen Kalkstein, der aber weniger mächtig ist und nach dem Fallen einer höheren Zone anzugehören scheint. Derselbe ist sehr konstant in der Streichungsrichtung nach Westen bis zum Wassitjåkko und Wouttasreita, aber doch an mehreren Stellen unterbrochen. In solchen Fällen beobachtet man, dass seine Fortsetzung nach Westen in einem scheinbar höheren Niveau erfolgt. Immer liegt er zwischen dem Hartschiefer und dem Granatglimmerschiefer.

An der Südseite des Häikamatjåkko und Wuottasreita wird der Kalkstein mehr und mehr grobkristallinisch und von neugebildeten Mineralen erfüllt. Am weitesten entwickelt ist dieses Verhältnis im Wuottasreita. Es hat ganz den Anschein, als hätten von Westen her besonders kräftige metamorphische Einflüsse sich geltend gemacht. In der Jetztzeit

gibt es aber zu den Hochgebirgsbildungen im Wuottasreita keine unmittelbaren westlichen Fortsetzungen. Die Erosion hat dieselben ganz durchgraben, und man trifft sie daher erst an den inneren Teilen des Ofotenfjords, wo sie anscheinend eine tief eingesenkte Mulde bilden.

Die Granatglimmerschiefer-Phyllit-Abteilung.

Wie schon hervorgehoben, wird der Kalkstein überall von Granatglimmerschiefer überlagert. Dieser Schiefer ist meistens ein sehr *mildes* Glimmerschiefergestein, oft sehr schön kristallisiert. Er enthält regelmässig *Granat* teils als pfeffergrosse Körner (auf dem Nuolja), teils aber in grossen Kristallen (wie im Låktatjåkko). Neben dem Granat kommt bisweilen Hornblende oder Staurolith vor. Auch der Biotit erscheint nicht selten als gerundete Körner in der dichten bis feinfaserigen Schiefermasse. Neben Muskovit, der sehr reichlich vorhanden ist, spielt oft der Biotit eine wichtige Rolle in der Zusammensetzung der Granatglimmerschiefer. Im Vergleich zu anderen für das schwedische Hochgebirge charakteristischen Glimmerschiefern, nämlich den sog. Seveglimmerschiefern, die meistens hart, bisweilen gneissartig sind, gehört der fragliche Granatglimmerschiefer einem weichen oder milden Typus an.

Zu den makroskopischen Charakteren des weichen Granatglimmerschiefers gehört auch eine nicht selten sehr regelmässig entwickelte, schöne Schichtstruktur (Fig. 19). Dieselbe ist derjenigen eines gewöhnlichen Ton- oder Mergelschiefers sehr ähnlich. Sehr oft kommen liegende Falten in dem Granatglimmerschiefer vor. Es ist aber eine bemerkenswerte Tatsache, dass die primäre Lagerstruktur in diesem Gestein sehr oft mit voller Deutlichkeit hervortritt.

Der Ursprung des Granatglimmerschiefers muss als unbekannt bezeichnet werden. Es scheint dem Verfasser wohl möglich, dass derselbe im Grundgebirge zu suchen ist, näm-

lich in den Sjangelischiefen, die z. T. eine ähnliche Zusammensetzung haben. Andererseits besteht ein naher geologischer Verband zwischen dem Granatglimmerschiefer und dem schwarzen Phyllit, was dafür spricht, dass ersterer zu den postarchaischen Bildungen gehört.

Sehr charakteristisch für den Granatglimmerschiefer sind die Einlagerungen von schwarzen (kohligen) Phylliten. Zu-

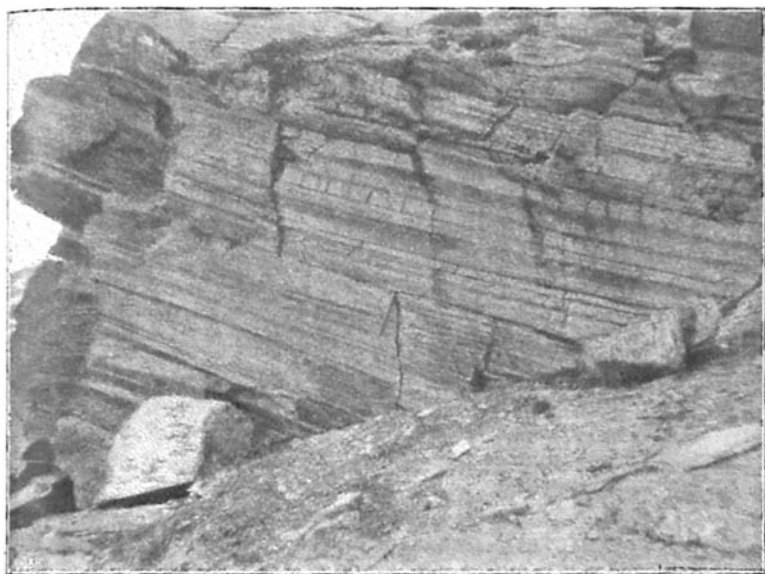


Fig. 19. Schichtstruktur im Granatglimmerschiefer. Im oberen Teil des Häikamatales.

sammen mit diesen findet man an einigen Stellen dünne Lagen von Kalkstein oder sandsteinähnlichem Quarzit. Die kohligen Phyllite treten in einer sehr regelmässigen und eigentümlichen Weise auf. Im Kårsånjunje, Tsasinnjaskatjåkko und Nuolja beobachtet man über dem Kalkstein ungefähr 14 Phyllitlagen, durch zwischengelagerte Granatglimmerschiefer geschieden. Die Phyllitlager haben eine Mächtigkeit von nur einigen bis vielen Metern. Wenn man an der Südostseite des Kårsånjunje die Querprofile über der Phyl-

litserie untersucht, findet man, dass die Anzahl der im Granatglimmerschiefer eingelagerten Phyllitlagen mehr und mehr abnimmt, je weiter man nach Südwesten hin die Untersuchung fortsetzt. Oberhalb des Punktes, wo der mächtige Kalkstein ausläuft, sind auch die meisten Phyllitlagen aus der Serie verschwunden. Wahrscheinlich laufen sie hier alle aus. Der nach Westen bis zu den südlichen Gehängen des Wuottasreita fortgehenden Schicht von schwarzem Phyllit schliesst sich die neue am Pátsojaure auftauchende Kalksteinschicht eng an.

In den höheren Teilen des Tsasinnjaskatjåkko begegnen wir zwei neuen Lagern von schwarzem Phyllit. Diese haben eine grössere Mächtigkeit und weitere Erstreckung als die vorher erwähnten. Im Tsasinnjaskatjåkko und Ladnatjärro sind sie von dünnen Kalksteinschichten und einzelnen Quarzitbänken begleitet. In den südlichen Abhängen des Ladnatjärro und Kårsåvagepakke streichen diese schwarzen Phyllite sehr regelmässig nach Westen. Auf der Nordseite desselben Komplexes liegen sie in den Höhenzügen flach ausgebreitet und nehmen daher ziemlich grosse Areale ein. Ihr Verhalten zwischen dem Låktatjåkko und Nuolja hat leider nicht endgültig erforscht werden können, und daher ist es gegenwärtig unentschieden, in welchem Verhältnis die in höheren Teilen des Gebietes auftretenden schwarzen Phyllite zu den erstbeschriebenen Phylliten stehen. Nach Südwesten senken sich auch die oberen Phyllitlager langsam. Das oberste derselben wird von einem neuen Gliede der Hochgebirgsformation, einem *grobflaserigen Glimmerschiefer*, überdeckt.

Der grobflaserige Glimmerschiefer.

Dies ist ein *grobstruierter, quarzgeüderter Glimmerschiefer* von braungrauer Farbe und stark gefalteter Struktur. Bisweilen kommen gneissähnliche Strukturen, »Augen« und »Nieren«, in denen etwas umgewandelter Feldspat vorhanden zu sein scheint, hinzu. Ein Gehalt an Granat kann auch in

diesem Glimmerschiefer bisweilen beobachtet werden. Meistens aber fehlt dieser Bestandteil. Von dem vorher beschriebenen Granatglimmerschiefer ist übrigens der grobfaserige Glimmerschiefer durch seinen ganzen Habitus, seine mehr quarzige Zusammensetzung und buckelige oder feingefaltete Struktur meistens leicht zu unterscheiden. Er ähnelt dagegen in auffallender Weise dem zum Grundgebirge gehörigen Wassijaureschiefer. Dieser ist ein brauner Glimmer-



Fig. 20. Wenig gefalteter, grober, geschichteter Glimmerschiefer in den südwestlichen Abhängen des Wuottasreita.

schiefer oder gneissartiger Glimmerschiefer mit einer meistens sehr regelmässigen grobgeschichteten Struktur.

Bisweilen ist auch der grobe Glimmerschiefer der westlichen Gipfelmassen nur wenig gefältelt. Dies kommt an den südwestlichen Gehängen des westlichen Wuottasreita vor (Fig. 20). In solchen Fällen ist die petrographische Ähnlichkeit zwischen diesem Schiefer und dem archaischen Schiefer des Wassijaure noch grösser.

Der grobfaserige Glimmerschiefer der Hochgebirgsformation bildet die höchsten Teile des Ladnatjärro, Kåppasäive

und Kårsåvagepakte.¹ Auch in dem Tale zwischen dem letztgenannten Massiv und dem Kåbbljetjåkko ist der Glimmerschiefer das herrschende Gestein. Weiter nach Westen treffen wir denselben in den Felsen am Kårså-Gletscher, also in den Sockelmassen des Kåbbljetjåkko und Wassitjåkko, an.

Auch die niedrigen Teile des Håikamatjåkko in der Nähe des Gletschers und die steilen mächtigen Gehänge des Wuottasreita auf der Südseite desselben bestehen aus grobem Glimmerschiefer.

Auch die höchsten Teile des Wuottasreita enthalten dasselbe Gestein. Seine Lagerstellung ist hier eine sehr wechselnde. Bald stehen die kräuselig gefalteten Schichten beinahe senkrecht, bald liegen sie horizontal, und oft sieht man gewaltige Umbiegungen, an denen oft etwas Granatglimmerschiefer und sogar ein wenig Kalkstein teilzunehmen scheinen. In dem östlichen Gipfelrücken des Wuottasreita scheint der Schiefer eine fast horizontale Lage einzunehmen, was in Anbetracht der Struktur seiner dem Kårså-Gletscher zugewandten Absätze schwierig zu verstehen ist. Wenn man aber die kleine Einsenkung, die die beiden Hälften des Wuottasreita von Nord nach Süd scheidet, passiert hat, erblickt man auf einmal einen grossartigen Querschnitt durch die östliche Hälfte des Gebirges, welcher das eigentümliche Verhältnis der Lagerstellung erklärt. Wie aus den Figuren 21 und 22 hervorgeht, beobachtet man an dieser Stelle in der gewaltigen, über dem Gletscher aufragenden steilen Felswand eine grossartige Z-förmige Falte, die die Tektonik des ganzen Gebirges beherrscht. Die Hauptmasse der Falte besteht aus dem groben Glimmerschiefer, der von unten auftauchend mit gewaltigen Umbiegungen nach Norden und Süden bis an den Höhenrücken des Wuottasreita fortgeht und dort die schon erwähnte

¹ Nach einer Beobachtung von Dr. OTTO SJÖGREN sollen auf dem Kåbbljetjåkko schwarzer Phyllit und Granatglimmerschiefer in grosser Ausdehnung vorhanden sein.

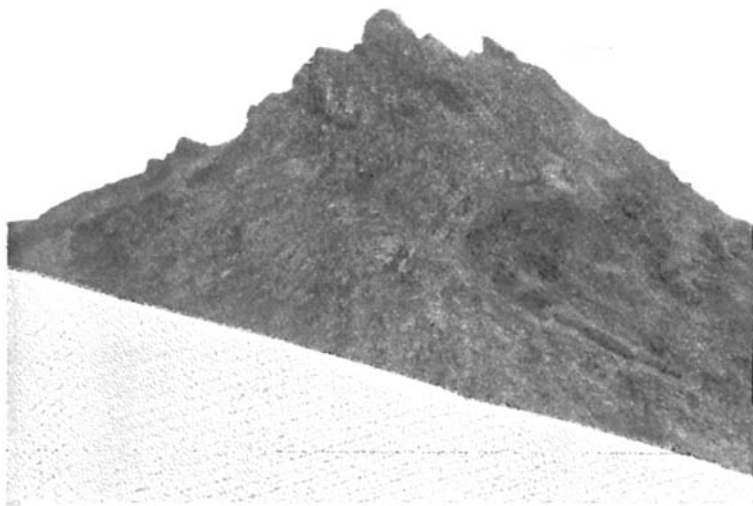


Fig. 21. Photographische Abbildung einer hohen Felsenwand im mittleren Wuottasreita. Man sieht die grosse Z-förmige, aus grobem Glimmerschiefer und schwarzem Phyllit (nach rechts) zusammengesetzte Falte.

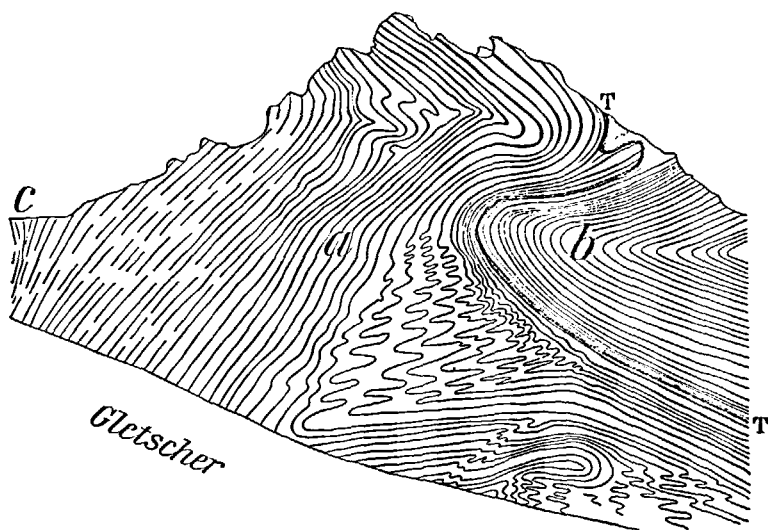


Fig. 22. Schematisierte Zeichnung der in der vorigen Figur dargestellten photographischen Abbildung der Z-Falte im Wuottasreita. *a* ist der grobe Glimmerschiefer, *b* der schwarze Phyllit und *C* der Granatglimmerschiefer. *T-T* ist die Einfaltungsfläche.

scheinbar horizontale Lagerstellung einnimmt. Bei der nach Süden gerichteten Umbiegung legt sich der Glimmerschiefer über eine liegende Falte von schwarzem Phyllit, wodurch eine scheinbare Überschiebung, in der Tat aber eine Einfaltung entstanden ist. Die liegende Falte von schwarzem Phyllit streicht von dieser Stelle, wo die Tektonik klar überblickt werden kann, längs der Ostseite des östlichen Wuottasreita und hängt daher aller Wahrscheinlichkeit nach mit dem Vorkommen von schwarzem Phyllit zusammen, das an dem südöstlichen Abfalle desselben hohen Gipfelrückens beobachtet worden ist. Zum grossen Teil sind die Böschungen dieses Rückens von mächtigen Schneemassen bedeckt. Eine ähnliche Lage wie im Wuottasreita scheint die höchste Schichtmasse von schwarzem Phyllit im Kårsåvaggepakte, Kåppasåive und Ladnatjärro einzunehmen.

An der nördlichen Seite der Z-förmigen Falte im Wuottasreita steht etwas Granatglimmerschiefer an. Er ist gleichfalls aufgerichtet und gefaltet wie der grobe Glimmerschiefer. Sein tektonisches Verhalten hat aber nicht näher erforscht werden können.

Die Z-Falte im Wuottasreita nimmt, wie ersichtlich, die höchsten Teile des Hochgebirges dieser Gegenden ein. Der Gipfel des Wuottasreita erreicht nach der topographischen Karte eine Höhe von 1576 *m* über dem Meere. Die Höhe der in Fig. 21, 22 abgebildeten Falte beträgt etwas weniger als 200 *m*. Die Massen von grobem Glimmerschiefer, welche man an dieser Stelle beobachtet, stehen mit dem Glimmerschiefer des unterliegenden Grundgebirges auch nicht in unmittelbar zu beobachtender Verbindung. Dass aber eine solche in der Tat vorhanden ist, ist sehr wahrscheinlich. Wir erinnern uns nämlich, dass der grobe Glimmerschiefer an den nördlichen Abhängen des Wuottasreita, wo er sehr wechselnde Lagerstellungen einnimmt, vorhanden ist und hier auch bis in die Nähe des am weitesten nach Westen im Kårsåtal gelegenen Sees, d. h. in einer Höhe von ungefähr 750 *m* ü. d. M.,

beobachtet werden kann. Die Oberfläche des Grundgebirges liegt indessen in diesem Teile des Gebietes viel höher als in dem Torne Träsk-Tal, nämlich nach den barometrischen Messungen von WALFR. PETERSSON¹ nördlich vom Sjangeli 1113 *m* ü. d. M., und an dem nordöstlichen Abhang von Jerbele — 5 *km* südwestlich von der Z-Falte im Wuottasreita — liegt die Oberfläche des Grundgebirges in einer Höhe von 1058 *m* ü. d. M. Die unteren gefalteten Massen im Wuottasreita nehmen also eine niedrigere Lage als die Oberfläche des nicht weit davon anstehenden Grundgebirges ein. Es ist daher wohl sehr wahrscheinlich, dass ein geologischer Zusammenhang zwischen dem groben, in der Hochgebirgsformation höchstliegenden Glimmerschiefer und dem demselben petrographisch sehr ähnlichen, zum Grundgebirge gehörigen Glimmerschiefer in der Tat vorhanden ist.

Die Tektonik des Kårsåtales.

Das Kårsåvagge (Kårsåtal), ein Nebental des weiten Abiskotales, bildet einen ungefähr 13 *km* langen, tiefen Einschnitt inmitten des Granatglimmerschiefergebietes zwischen Abisko und der Reichsgrenze im Westen. Es hat einen sehr regelmässigen, muldenförmigen Verlauf und ein nach Osten langsam abfallendes Bodenprofil (Fig. 27). Seine geologischen Verhältnisse geben einen interessanten Einblick in die Tektonik des Granatglimmerschiefergebietes.

An der Mündung des Kårsåtales begegnen wir den dem Hartschiefer aufgelagerten mächtigen Kalksteinbänken nebst sehr bedeutenden Lagen von schwarzem Phyllit. Nachdem wir einige Kilometer hinein in das Tal und damit ein Stück in das Hangende der flach nach Westen fallenden Schichtenserie gekommen sind, begegnen wir dem milden Granatglimmerschiefer und seinen Einlagerungen von schwarzem Phyllit.

¹ Geol. Fören:s Förhandl. 19 (1897), 302.

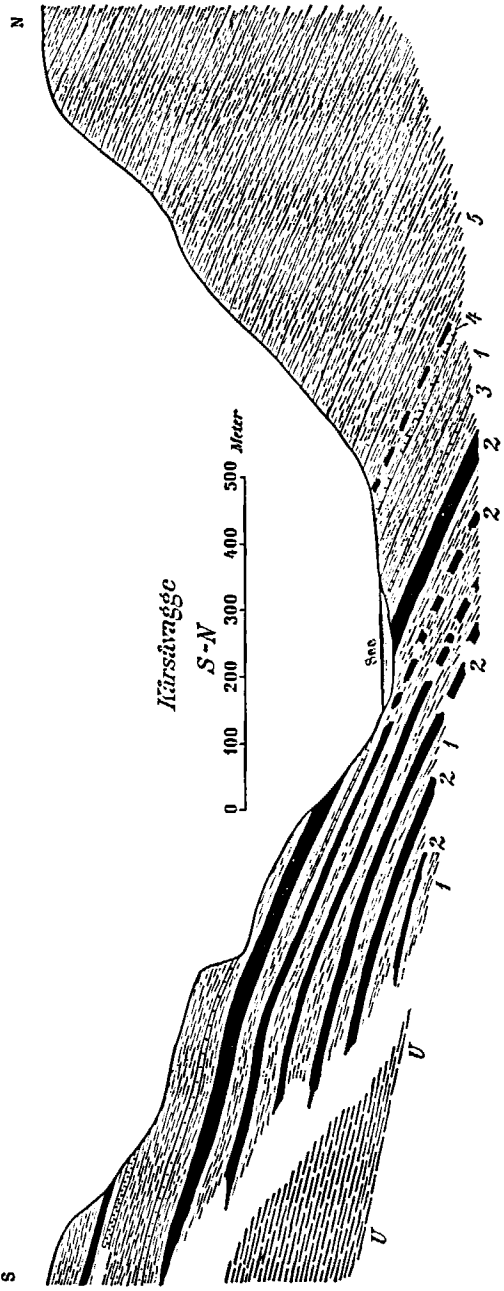


Fig. 23. Schematischer nord-südlicher Querschnitt durch den Hochgehirgsschiefer zu beiden Seiten des Kärsåtales.
U bedeutet archaische Schiefer, 1 und 5 Granatglimmerschiefer, 2 schwarzer Phyllit, 3 Quarzit und 4 Kalkstein.
Der Höhenmassstab ist sehr übertrieben.

Wenn wir an der Südseite des Seensystems taleinwärts weitergehen, haben wir reichlich Gelegenheit, diesen Wechsel von Phyllit und Schiefer und die Tektonik des Tales zu studieren. Wir sehen da, dass das Streichen der Schieferschichten unter einem sehr schiefen Winkel von der Talmulde überquert ist. Bisweilen hat es den Anschein, als gehe das Tal ganz parallel zur Streichrichtung. Man sieht nämlich auf der Südseite des Tales die ebenen Flächen der Schiefer wie eine Bekleidung ausgebreitet, während in der nördlichen Talwand die abgeschnittenen Schichten parallel zur Talrichtung fortzustreichen scheinen. Indessen bemerkt man an vielen Stellen, dass diese Richtung schief über die Schichten und in höhere Niveaus der Schichtenserie führt. Es erweist sich bei näherer Untersuchung, dass das Fallen durchschnittlich nach NW gerichtet ist. Das Kårsätal erstreckt sich dagegen bogenförmig in west-südwestlicher, westlicher und west-nordwestlicher Richtung. Es ist also weder ein Antiklinal- noch ein Synklinaltal, sondern von der Erosion schräg in die flachfallende Schichtenserie eingegraben (vgl. Fig. 23).

Eine Folge der Parallelität, die streckenweise zwischen der

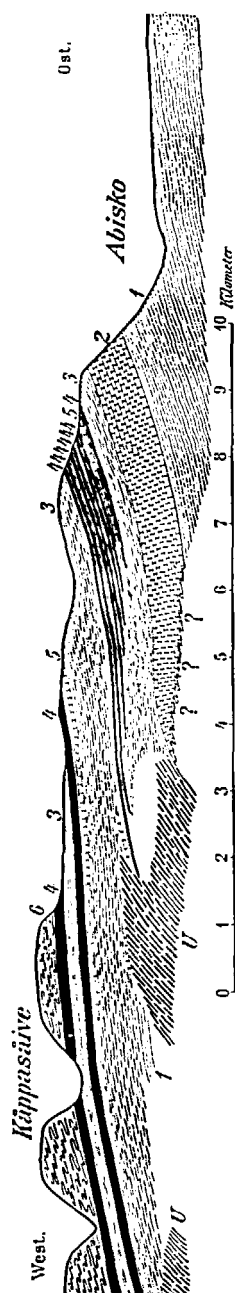


Fig. 24. Schematischer west-östlicher Querschnitt des Kårsätals hindurch. U bedeutet archaische Schiefer in »Fenster« emporstreichend, 1 ist der Hartschiefer, 2 und 5 Kalksteinslagen, 3 Grauwackenschiefer. Der Höhenmassstab des Querschnittes ist ungefähr doppelt so gross wie der Längensmassstab.

südlichen Talseite und den Schichten besteht, ist der eigentümliche Verlauf der Schichtgrenzen in der östlichen Hälfte des Tales. Der schwarze Phyllit und der hellgraue Granatglimmerschiefer treten nämlich in diesem Gebiet wie in den östlichen Absätzen des Nuolja wiederholt wechsellagernd auf. 14 solche Wechselungen der beiden Schiefertypen habe ich hier gezählt; im östlichen Nuolja ergab die Zählung ebenso viele, und in den nordöstlichen Absätzen desselben Massivs

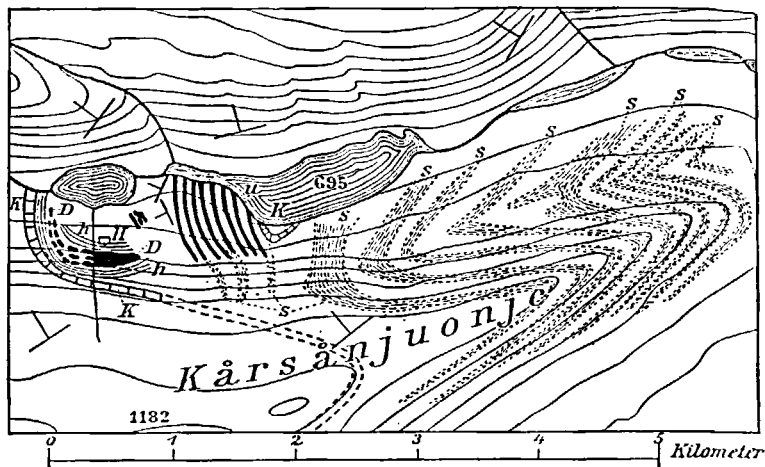


Fig. 25. Kartenbild von dem Wechsel des schwarzen Phyllits und des Granatglimmerschiefers in dem östlichen Teile des Kårsåltals. Zeigt auch das Dolomit-Vorkommen und eines der sog. Fenster dieses Tales. *U* bedeutet archaische Schiefer, *S* schwarzer Phyllit, *K* Kalkstein, *H* Hartschiefer, *D* Dolomit, *U* weisse Granatglimmerschiefer, *H* Grubenhütte an dem Dolomitbruch.

waren wenigstens 12, wahrscheinlich aber auch 14 vorhanden. Fig. 25 illustriert das Verhalten der beiden Schieferarten zu einander in den äusseren Teilen des Tales.

Der Dolomit und das »Fenster« im mittleren Kårsåltal. Gerade in der Mitte des Kårsåltales, von der Mündung bis zum Gletscher gerechnet, ist ein bekanntes Vorkommen von Dolomit, das man technisch auszunutzen versucht hat, belegen. Eine geräumige, solid aufgeführte Grubenhütte ist hier auch erbaut worden. Der Dolomit ist von einem sehr dichten Typus und von grosser Reinheit. Leider kommen zahlreiche Dia-

klasen vor, so dass nur kleinere Stücke, dieses schönen Gesteins erhalten werden konnten, und deswegen waren die Versuche, hier ein für Bauzwecke wertvolles Material zu gewinnen, nicht erfolgreich.

Der Dolomitbruch liegt ungefähr 50 m über dem Talboden am Fusse der südlichen Talseite. Hier hat der Dolomit eine Mächtigkeit von ungefähr 25 m und ist in einer ostwestlichen Länge von 40 m entblösst. Da die Lagerstellung eine flach kuppelförmige ist mit Fallen 9°—14° nach Süd, Nord oder West, so ist es sehr wahrscheinlich, dass das Gestein eine viel grössere Ausbreitung unter den Schuttmassen des Tales,

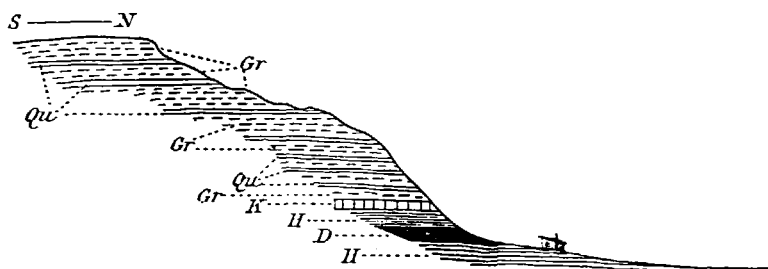


Fig. 26. Profil durch den Hochgebirgsschiefer an dem Dolomitvorkommen im Kårsåtales. *H* bedeutet hier Hartschiefer, *D* Dolomit, *K* Kalkstein, *Gr* Granatglimmerschiefer und *Qu* Quarzit.

besonders nach Westen zu, hat. Das Vorkommen von angehäuften Dolomitblöcken in der Nähe bestätigt diese Auffassung. Fig. 26 veranschaulicht die geologischen Verhältnisse bei diesem Dolomitvorkommen, und Fig. 27 giebt ein Bild von dem Tale, von Osten gesehen.

Der beschriebene Dolomit ist hier wie am Abiskojokk von gebändertem Hartschiefer begleitet, und ganz wie am letztgenannten Vorkommen wird im Kårsådal der Hartschiefer seinerseits von Kalkstein und flachliegendem Granatglimmerschiefer überlagert. Der Kårsådolomit liegt aber ungefähr 400 m höher als das Dolomitvorkommen im unteren Teile des Abiskojokk und gehört offenbar zu einer Aufwölbung oder einer von dem unterliegenden Grundgebirge auftauchenden rückenförmigen

Masse. Im Osten von dem Dolomitvorkommen sieht man einen Rücken von dunkelfarbigem Schiefergesteinen, die mit deutlich westlichem Fallen das Tal überqueren und beinahe absperren. Diese Schiefer bestehen z. T. aus bleigrauen, dichten, phyllitähnlichen, granat- und biotitführenden Glimmerschiefern, z. T. aus mehr kataklastischen oder grobflaserigen, gneissartigen Gesteinen. Auch amphibolitartige, dichte Gesteine kommen vor. Aller Wahrscheinlichkeit nach gehören diese Schiefer zu einer Zone archaischer Schiefergesteine, die von



Fig. 27. Das Kårsåtal an dem Dolomitvorkommen, in westlicher Richtung gesehen, nach einer Photographie. Im Vordergrunde sieht man die Gruben-
hütte. Die weisse Masse des Kårsågletschers im Inneren des Tales ist auch
sichtbar.

ähnlicher Art wie die Sjangeli- und Kuokula-Schiefervorkommen, aber von kataklastischen Vorgängen mehr als diese beeinflusst sind.

Ein anderes »Fenster« scheint in dem innersten Teile des Kårsotales unweit des Gletschers, an der nördlichen Seite des Gletscherflusses, vorzukommen. Hier ist der *Kalkstein* in einer kañonartigen Schlucht, die von dem Gletscherfluss gebildet worden ist, entblösst. An einer Stelle ist eine durch unterirdische Flusserosion entstandene Brücke von Kalkstein

vorhanden. Zusammen mit dem Kalkstein findet sich an dieser Stelle Hartschiefer und ein grünes Schiefergestein. Der Komplex zeigt sehr starke Faltungen mit grossen Z-förmigen Umbiegungen. Über demselben folgt im Norden der Granatglimmerschiefer. Südlich von diesem Kalksteinvorkommen, d. h. am nördlichen Fusse des Wuottasreita, begegnen wir dem groben Glimmerschiefer, der, wie wir gesehen haben, wahrscheinlich dem Grundgebirge angehört, aber in grossen schwebenden Falten sich über die Hochgebirgsschiefer ausbreitet. Das Vorkommen von Kalkstein und Hartschiefer längs dem Gletscherfluss zwischen Granatglimmerschiefer im Norden und dem groben Glimmerschiefer des Wuottasreita bestätigt also die aus anderen Verhältnissen schon gezogene Folgerung, dass jener Glimmerschiefer dem Grundgebirge angehört.

In der Umgebung des landschaftlich so prachtvollen Sees *Abiskojaure* hat der Gebirgsgrund auch die Charakter eines entblössten Urgebirges. Man findet hier nämlich einen Wechsel von Schiefergesteinen und massigen Gesteinsarten, die von anderer Beschaffenheit sind als die in einiger Entfernung von dem See liegenden Hochgebirgsschiefer. Zwar zeigen diese Gesteinsmassen Mylonit-Charaktere und könnten folglich den Myloniten zugerechnet werden. Im grossen und ganzen sind aber ihre Strukturen nicht zerstört, und sie haben eine eigene, von den Hochgebirgsgesteinen ganz abweichende einheitliche Lagerstellung, was sie entschieden von der Mylonitgesteinsformation abtrennt. Wie aus der Karte ersichtlich, zeigen die Schieferarten am *Abiskojaure* ein nord-südliches Streichen. Das Fallen ist meistens sehr steil. Eine intensive Faltung der steilstehenden Gesteine ist aber oft vorhanden, und dadurch erhalten sie eine Verschieferungs- oder »Cleavage«-Struktur, die ziemlich flach nach Westen oder Südwesten abfällt. Diese Struktur hat denselben Charakter wie die Umbiegung im Wuottasreita, d. h. sie besteht in dem Vorhandensein von Z-förmigen Falten, durch die der ursprünglich steilstehende Schiefer in einem System von liegenden Falten eine flache

Lagerstellung erhält. Die Umgebungen des Abiskojaure bieten sehr zahlreiche Beispiele für diese Art von Transformationen, wodurch die vertikale Schichtenstellung des Grundgebirges in eine flachliegende Schieferigkeit übergeführt wird. Oft hat es den Anschein, als wäre die ganze steilstehende Schichtenmasse zuerst nach W. oder SW. geneigt worden, worauf dann die Entstehung zahlreicher kleiner, übergekippter

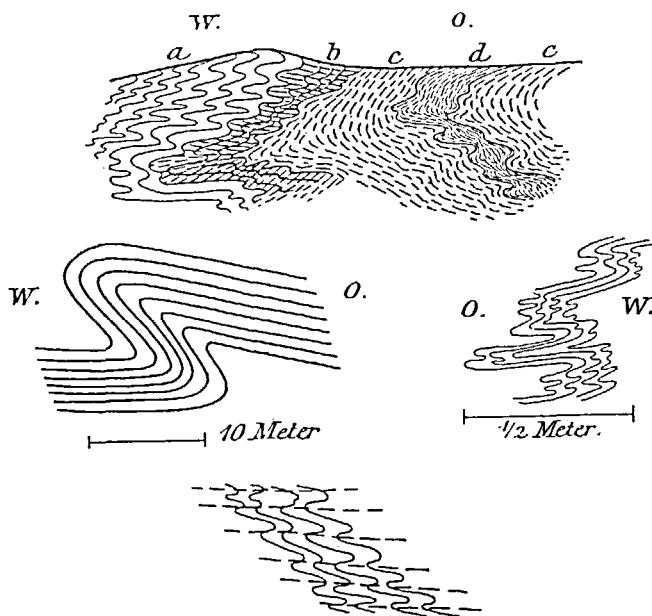


Fig. 28. Schematische Darstellung des Übergangs der steilstehenden Lagerstellung in eine flachliegende durch Überkippen und Z-Faltung. In der obersten Figur bedeutet *a* Granatglimmerschiefer, *b* Kalkstein, *d* schwarzen Schiefer und *c* dichten Schiefer.

Falten erfolgt wäre (vgl. die Fig. 28). Man kann sich nicht des Gedankens entschlagen, ob nicht diese Verhältnisse im kleinen die Hauptprinzipien der Tektonik dieser Gegenden abspiegeln. In der Tat sind die Z-Strukturen sehr gewöhnliche Züge in den Hochgebirgskomplexen und besonders in den Grundgebirgsmassen, die eine ähnliche Stellung einnehmen wie diejenigen am Abiskojaure, und — was besonders wichtig ist — in dem groben höchstliegenden Glimmerschiefer.

Sehr oft sind sie auch in den Hartschieferkomplexen beobachtet worden, z. B. an der südöstlichen Seite des Kårså-
 njuonje westlich vom Abiskojaure. In den höheren (west-
 lichen) Teilen des *Håikamatal*s sind die Z-Strukturen beson-
 ders allgemein, und die Schiefergesteine tragen bald die Cha-
 raktere der Grundgebirgsgesteine, zu denen sie auch zweifels-
 ohne gehören, bald sind sie als kataklastisch umgeformte Ge-
 steine zu bezeichnen und also der Mylonitformation zuzurech-
 nen. Das obere *Håikamatal* hat also teilweise den Charakter
 eines Fensters in der flachliegenden Hochgebirgsformation.

Die Westgrenzen der Hochgebirgsformation am Torne, Träsk.

Wie in der Einleitung hervorgehoben wurde, ist die Hoch-
 gebirgsformation im Torne Träsk-Gebiet im Westen durch die
 Erosion abgeschnitten und dadurch von ihrer Fortsetzung,
 namentlich den *eingefalteten* Komplexen, die jetzt an der
 norwegischen Küste zu finden sind, abgetrennt worden. An
 den westlichen Grenzen des schwedischen Hochgebirgsgebiets
 findet man also das Grundgebirge in grosser Ausdehnung
 vollständig entblösst. Hier kann also der einstmalige Un-
 tergrund der Hochgebirgsformation Gegenstand eingehender
 Untersuchungen werden. Bisher sind solche nur in sehr ge-
 ringem Masse ausgeführt worden. Es hat sich ergeben, dass der
 Wassijauregranit sehr grosse Teile dieser entblössten Grund-
 gebirgsareale einnimmt. Im Westen vom Wuottasreita besteht
 das Grundgebirge indessen aus einem Gemenge grauer Granite
 und grober gneissartiger Schiefergesteine. Diesem Gebiet wen-
 det der Wuottasreita einen sehr steilen und schroffen Abhang
 zu (siehe Fig. 29), in dem die Schiefermassen wirr zusam-
 mengeschoben zu sein scheinen. In der hochgelegenen Enge
 am Fusse dieses Abhangs, die man bei der Wanderung vom
 Wassijaure bis Sjängeli oder umgekehrt passiert, sieht man
 mehr steilstehende Schichten aus dem Vordergrunde hinauf-
 ragen, als ob sie ursprünglich mit den Schiefermassen zu-

sammengehört hätten und nur durch die Kluftbildung von diesen abgetrennt worden seien. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass in gleicher Weise wie im mittleren Wuottasreita eine Verbindung zwischen dem Grundgebirgsschiefer und dem groben Glimmerschiefer dieses Gebirges auch an den Stellen, wo die jetzige westliche Glinthlinie verläuft, existiert haben könnte. Es scheint mir ausserdem annehmbar, wenn auch die Frage gegenwärtig nicht näher erörtert werden kann,

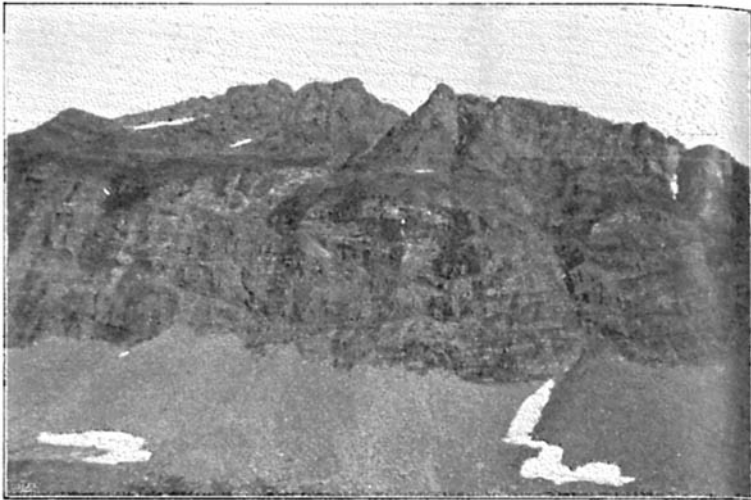


Fig. 29. Der nordwestliche Abhang des Wuottasreita.

dass die mächtigen Massen von grobem Glimmerschiefer, die besonders die westlichen der Hochgebirgsmassive im Torne-Träsk-Gebiet aufbauen, ein System von Z-Falten darstellen, die, von dem Grundgebirge hinaufgehend, über die jüngeren, wahrscheinlich zum Teil silurischen Schiefer und Kalksteine übergeschoben sind.

Indessen findet man auch längs den westlichen Glinthlinien auf ganz analoge Weise wie in den östlichen Randgebieten rein klastische Gesteine, vorwiegend Sparagmite (Arkose), Tonschiefer und schwarze Schiefer zwischen den Hochgebirgsbildungen und dem Grundgebirge eingelagert. Ich habe sie an

der südwestlichen Seite des Wuottasreita und in südlicher Richtung bis zu dem oberen Häikamatal, über welches sie fortstreichen, beobachtet. Hier bestehen sie grösstenteils aus sog. Blauquarz. Im Jerbele und Sadnatjåkko wurde dieselbe Zone von klastischen Gesteinen früher von VALFR. PETERSSON beobachtet und genau kartiert. Nach seinen Beobachtungen setzt sich diese Zone längs der östlichen und südlichen Seite des Sadnatjåkko, immer von gneissähnlichen, stark gepressten Gesteinen überlagert, fort und kann bis in das obere Kamajokk-Tal verfolgt werden. Von diesem Tale ist sie nach demselben Beobachter noch weiter nach Süden verfolgbar, nämlich über den Stuor Allakats und Snarpapakte, also im ganzen ungefähr 30 km weit. Auf dieser Strecke ist die Kontinuität nur einmal unterbrochen. Hier tritt aber ein ganz neues Verhältnis hinzu. Man beobachtet nämlich, dass das Ausgehen der klastischen Zone nicht an die horizontalen Linien der Topographie gebunden erscheint, sondern an vielen Stellen quer über die Höhenkurven verläuft. Die tektonische Bedeutung dieses, gegenüber den rein klastischen Bildungen des östlichen Gebietes abweichenden Verhaltens, ist nicht näher erforscht worden.

Nach einigen Beobachtungen kommen dünne Lagen von klastischen Gesteinen auch an den westlichen und nördlichen Fussteilen des Wuottasreita und Wassitjåkko vor. Mehrmals sind bei den geologischen Untersuchungen diese Strecken überwandert worden, ohne dass solche Vorkommnisse beobachtet worden sind. Es scheint daher, als ob die klastischen Bildungen nur streckenweise und sehr untergeordnet in diesen Gebieten auftreten.

Von allergrösstem Interesse sind die Vorkommen rein klastischer Komplexe in den ausgedehnten Urgebirgsarealen westlich vom Torne Träsk. Die klastischen Gesteine, hauptsächlich feldspathaltiger, blaugrauer Sandstein (sog. Blauquarz), kommen hier in dem Urgebirge gleichsam eingeschoben oder eingeklemmt vor. Sie sind also teilweise von Urgesteinsmassen (Granit oder Schiefer) überdeckt und lagern an eben-

solchen Gesteinen. Bisweilen ist eine meist nur schwache Verschieferung, die sowohl durch das ältere Gestein als durch den Sandstein hindurchgeht (Fig. 30, 31 und 32), beobachtet worden. Ein solches Vorkommen ist inmitten des Schieferfeldes Kuokula zu sehen, ein anderes befindet sich an der Nordseite des Sees Wassijaure, und ein drittes liegt beim

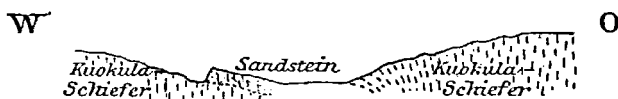


Fig. 30. Klastischer Sandstein, durch eine kleine *Überschiebung*, die von Ost nach West verlaufen ist, in archaischem Schiefer eingeschaltet. Kuokula zwischen Torneträsk und Wassijaure.

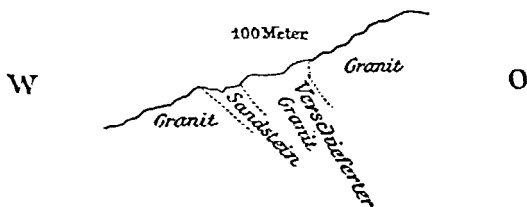


Fig. 31. Klastischer Sandstein, durch eine kleine *Überschiebung*, die von Ost nach West verlaufen ist, in archaischem Granit eingeschaltet. An der Südwestseite des Björnfjeldes ein paar Kilometer westlich von der Reichsgrenze.



Fig. 32. Sandstein, in archaischem Granit eingeklemmt. Südwestseite des Björnfjeldes.

Björnfjeld (Bärenberg), ein paar Kilometer westlich von der Reichsgrenze unweit der Eisenbahn. Diese Vorkommen sind dadurch von sehr grossem Interesse, dass die *Überschiebung* dort von Osten nach Westen vor sich gegangen ist (vergl. Fig. 30, 31, 32).

Noch ein sehr interessantes Vorkommen von klastischem Sandstein finden wir in diesen Gegenden. Es liegt ein wenig

oberhalb der Eisenbahnstrecke an der nördlichen Seite des hoch emporragenden Gebirges Låktatjåkko. Das hier vorkommende klastische Gestein besteht aus einem blauquarzartigen Sandstein, der eine flach nach Süden einfallende Bank bildet. Das Hangende und das Liegende dieser Sandsteinbank sind nicht direkt sichtbar, es zeigt sich aber, dass sie von den kataklastischen Massen und von dem Grundgebirge gebildet werden. Der Sandstein wird also von den mächtigen Schieferkomplexen im Låktatjåkko wahrscheinlich überlagert. Während aber die kataklastischen Gesteine in ihrem Hangenden äusserst stark mechanisch beeinflusste Gesteine sind, hat er selbst eine Struktur, die von derartigen Einflüssen völlig unberührt erscheint. Das Verhältnis wird dadurch noch bemerkenswerter, dass wir in einem nahegelegenen Eisenbahndurchschnitt ein Vorkommen beobachten können, wo der »Blauquarz« inmitten steilstehender archaischer Schiefer sich vorfindet und in einen stark schieferigen Quarzit umgewandelt worden ist.

Rückblick auf die tektonischen Verhältnisse im Torne Träsk-Gebiet.

Die durch die Erosion stark abgetragenen Hochgebirgskomplexe im Torne Träsk-Gebiet enthalten nur den einen Teil einer normalen Querschnittszone der Gebirgskette, nämlich denjenigen der flachliegenden Schieferkomplexe. Derselbe ist in den skandinavischen Gebieten immer die östliche Zone, während die eigentliche Faltungszone die westlichen Regionen der Gebirgskette einnimmt. Durch das sehr deutliche Hervortreten der Überschiebungen könnte erstere auch als die Überschiebungszone bezeichnet werden.

Eine Reihe von Umständen macht es sehr wahrscheinlich, dass die übergeschobenen Massen, d. h. in erster Linie die Mylonite und Hartschiefer der östlichen Teile des Torne Träsk-Gebietes und der grobflaserige Glimmerschiefer des westlichen

Hochgebirges, von den in der Nähe anstehenden archaischen Gesteinen herkommen. Diese Umstände sind hauptsächlich die folgenden:

Die Mylonite haben dieselbe chemische und mineralogische Zusammensetzung wie die in der Nähe anstehenden Granite Syenite und archaischen Schiefergesteine. So besteht der Luopajta aus einem syenitischen Mylonit, der Kaisepakte, Kuoble-

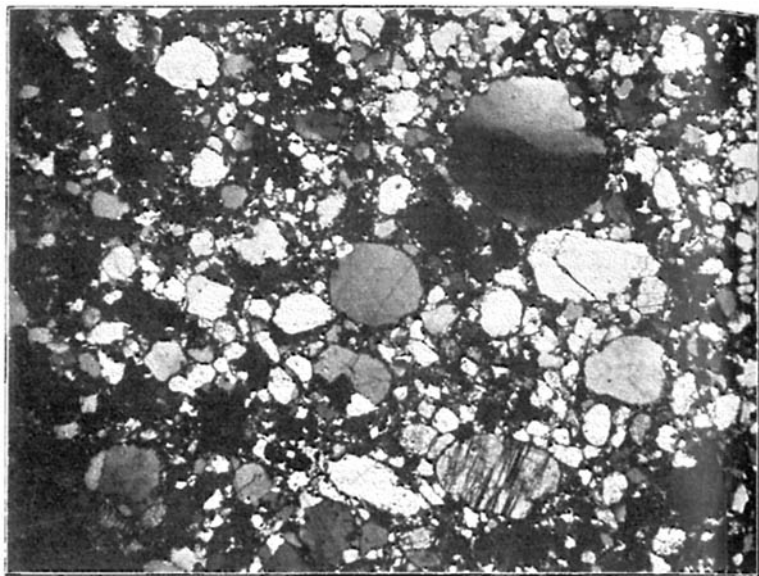


Fig. 33. Mikrophotographie eines klastischen Sandsteins vom Björnfeld (vgl. Fig. 28). Vergr. 18 \times . Nic. gekr.

tjåkko und Wuoskovara enthalten granitische Mylonite, und in den westlichen Bergmassiven kommen mylonitisierte, den archaischen Schiefern ähnliche Gesteine vor.

Die petrographischen Charaktere des die westlichen Hochgebirgskomplexe überlagernden Glimmerschiefers stimmen mit dem archaischen Glimmerschiefer, der in der Nähe des Wassijaur vorkommt, sehr gut überein, und aus den geologischen Verhältnissen geht hervor, dass diese Glimmerschiefer wahrscheinlich noch in direkter Verbindung stehen.

*Auch die Gesteine der Kambrosilurformation, die, wenn
ein klastisch ausgebildet, immer zwischen dem Grundgebirge
und den Myloniten eingeschaltet liegen, werden in den über-
geschobenen Massen wiedergefunden. Hier sind sie von meta-
morphischen, kataklastischen oder schieferigen Gesteinen um-
hüllt und daher selbst mehr oder weniger metamorphisch ent-*



Fig. 34. Mikrophotographie eines kristallinen Glimmersandsteinschiefers aus dem Tsasinnjaskatjäkko. Vergr. 18 \times . Nic. gekr.

wickelt. Solche Vorkommen sind nicht selten in den dichten Myloniten des Luopahta und Kaisepakte zu sehen. Der Wuoskovara ist, wie wir gesehen haben (Seite 937), zum grossen Teil von derartigen Massen zusammengesetzt. Das westliche Hochgebirgsgebiet enthält ähnliche Einlagerungen, z. B. im Kårsänjuonje, Tsasinnjaskatjäkko und Kedjetjärro, und ausserdem sind die schwarzen Phyllite und die Kalksteine dieser Gegenden wahrscheinlich silurische Sedimentgesteine. Fig. 33 zeigt die Mikrostruktur eines klastischen Sandsteins

vom Björnfeld (vgl. auch Fig. 31) und Fig. 34 diejenige eines kristallinen Glimmersandsteinschiefers aus dem Tsasin-njaskatjåikko.

Die *Überschiebungsfläche* im Luopahta und Kaisepakte sinkt regelmässig von Osten nach Westen, zuerst sehr langsam (6:1 000), im westlichen Kaisepakte aber schneller (25:1 000), und in dem inneren Teile des Pessistales fällt der Silur 45° nach W. unter die Mylonite hinein. An dem Kuobletjåikko südwestlich vom Luopahta geht das Fallen der Überschiebungsfläche 15—20° nach Südwesten. Der grobe Glimmerschiefer des westlichen Gebietes hat gleichfalls ein deutliches Abfallen nach Westen. An der Ostseite des grossen westlichen Massives ist möglicherweise der Kalkstein von übergeschobenen Schiefermassen bedeckt. Die in solchem Falle anzunehmende Überschiebungsfläche fällt flach nach Westen ab. Wahrscheinlich enthält auch der Granatglimmerschiefer zahlreiche nach Westen oder Südwesten einfallende Gleitflächen, die aber durch die regionalmetamorphe Kristallisation dieses Gebietes nicht mehr als solche hervortreten. Dagegen fallen die klastischen Gesteine, die an der Nordseite des westlichen Komplexes zwischen dem Grundgebirge und den Myloniten liegen, nach Süden ein, und bei den entsprechenden Bildungen an der Westseite des Komplexes ist das Fallen gegen Nordost, Ost oder Südost gerichtet. Als allgemeines Resultat ergibt sich also, dass *die Überschiebungen mehreren von Ost nach West übereinander gelegenen Ebenen gefolgt sind, und dass sie im allgemeinen flach nach Westen oder Südwesten, bisweilen aber auch in anderen Richtungen abfallen.* Die Tektonik wird in hohem Grade durch die *Z*-Faltungen und die Streckungsstrukturen bestimmt. Die *Z*-Falten kommen in allen Horizonten des Schieferkomplexes vor, und sie scheinen in der Tat die beinahe einzige Faltungsform im Torne Tråsk-Gebiet zu sein. Die *Z*-Falten streichen in verschiedenen Richtungen. Im Granatschiefergebiet sind dieselben O—W oder WNW—OSO. In dem »Fenster«-Gebiet am Abisko-

jaure geht das Streichen dagegen N—S. Auf dem Pieskenjarka und auf Abiskosuolo herrscht die Streichungsrichtung NW—SO. Die Streckungsstrukturen der Gesteine zeigen sehr konstant die Richtung NW—SO. Im Granatglimmerschiefer sind sie aber mehr nach O—W gerichtet. Längs dem Torne Träsk tritt eine kräftige transversale Faltungs- und Streckungszone auf, die besonders im Pieskenjarka, auf Abiskosuolo und Mjelleniemi deutlich beobachtet werden kann.

Man könnte wohl behaupten, dass der Hochgebirgskomplex am Torneträsk »Deckenstruktur« besitzt. Auf dem Grundgebirge scheinen nämlich öfters die rein klastischen (Silur-) Sedimente horizontal aufgelagert vorzukommen. Darüber folgen deckenförmige Massen von Mylonit und Hartschiefer. Die Amphibolite gehören als mächtige Massive den Hartschiefern an oder überlagern dieselben, haben aber keine Deckenform. Dagegen könnte behauptet werden, dass der Kalkstein im grossen und ganzen Deckenform besitzt, wie auch der schwarze Phyllit, der Granatglimmerschiefer und der höchstliegende grobe Glimmerschiefer. Meiner Auffassung nach ist diese Deckenstruktur, streng genommen, eine nur scheinbare. Eingehende Kartierungen dürften die Beweise dafür liefern können, dass die deckenförmigen Massen in der Tat von schief gelegenen Gleitebenen durchzogen sind, gleichwie es sich erwiesen hat, dass die östlichen Teile dieses Gebietes tatsächlich so aufgebaut sind.

Es sei zugegeben, dass, wenn man die Verbreitung und die tektonische Lage der klastischen, aller Wahrscheinlichkeit nach äquivalenten, d. h. kambrosilurischen Bildungen des Torne Träsk-Gebietes ins Auge fasst, es aus der Karte unmittelbar hervorzugehen scheint, dass diese Bildungen eine zusammenhängende Decke ausmachen, die von allen anderen Hochgebirgsbildungen überlagert ist. Da aber die Überlagerung von Myloniten und Hochgebirgsschiefern auf den Silurgesteinen offenbar durch Überschiebung entstanden ist, scheint man sich der Folgerung nicht entziehen zu können, dass das ganze

Hochgebirgsgebiet zwischen der norwegischen Grenze und dem Grundgebirge weitest im Osten überschoben worden ist. Dies wäre gleichbedeutend mit einer Überschiebung von wenigstens 60 km von West nach Ost. Über die am nördlichen Fusse des Låktatjåkko beinahe horizontal ruhende Sandsteinbank (vgl. Seite 974) sollte dieser Auffassung gemäss ein mehr als 1000 m mächtiger Gesteinskomplex wenigstens 50 km sich bewegt haben! Gegen diese Folgerung spricht die anscheinend völlig ungestörte Lage und petrographische Beschaffenheit dieses Sandsteins und ausserdem, wie wir gesehen haben, die Tektonik des Wouttasreita, Kårsånjuonje, Nuolja und Wuoskovara, sowie auch die unverkennbare Übereinstimmung, die zwischen den Gesteinen der Hochgebirgsformation und denjenigen des angrenzenden Grundgebirges besteht. Die im Torne Träsk-Gebiet vorkommenden Faltungsformen und das Vorhandensein von *Überschiebungen, die von Bewegungen von Ost nach West in den Grundgebirgsmassen zeugen*, scheinen mir andere Möglichkeiten als die eben angedeutete für eine endgültige Erklärung der Überschiebungstektonik zu eröffnen.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
SiO ₂	49,56	47,64	48,72	58,03	58,07	66,90	67,00	59,36	67,49	67,80	68,68
Al ₂ O ₃	21,19	—	—	22,01	21,88	21,82	19,59	25,96	13,85	14,08	13,91
Fe ₂ O ₃	9,10	—	—	3,96	3,86	—	—	1,80	3,55	3,24	2,94
FeO	—	—	—	—	—	—	—	3,70	1,95	1,60	3,40
MnO	—	—	—	—	—	—	—	1,09	0,08	Spur	0,25
MgO	4,61	—	—	1,75	—	0,24	—	1,90	0,53	0,67	2,45
CaO	5,33	—	—	2,87	2,37	—	1,02	1,30	1,50	2,61	2,66
Na ₂ O	7,66	8,69	—	4,74	—	—	2,45	1,31	3,60	3,42	4,89
K ₂ O	1,34	—	—	4,23	—	—	6,50	2,27	5,56	4,87	4,27
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,30	0,61	0,50	0,45
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	0,50	0,33	0,05	0,60
Glühverlust	2,64	—	—	2,87	2,86	—	2,56	0,75 ¹	0,80 ¹	1,05 ¹	0,95 ¹
Summe = 101,43 %				100,45 %			99,12 %	100,23 %	99,85 %	99,89 %	99,83 %

¹ = H₂O.

Die Analysen 1—7 sind im Jahre 1902 von Praktikanten an der Bergschule in Stockholm ausgeführt worden. Die Analysen 1, 2, 3 entsprechen dem *kabritischen Syenit im östlichen Lappland* und wurden von Hrn. G. FAGERBERG ausgeführt. 4 und 5 wurden von Hrn. G. GAUKE an einem *Mylonit im Wuoskovara* gemacht; 6, 7, 8 von Hrn. B. ORTON an einem der ebenschieferigen Hartschiefer am Abiskojeck. Nr. 8 führte Hr. E. NORLIN im Laboratorium für chemische Technologie aus; die Gesteinsprobe gehörte zu dem *Granat-glimmerschiefer* und stammte aus dem Tale an der Westseite des Låktatjåko. Analyse Nr. 9 entspricht einem *roten Granit aus dem Pessital* und ist von Dr. R. MAUZELIUS ausgeführt. 10 entspricht einem *normalen Wassijaure-Granit* von der Eisenbahnstation Riksgränsen und 11 dem *abweichenden Granittypus von der Westseite des Kuohula-Schieferfeldes*. Erstere ist von Hrn. O. BEHG in Gelle und letztere von Hrn. T. SUNDBERG im Laboratorium für chemische Technologie der Techn. Hochschule zu Stockholm ausgeführt.

Litteraturverzeichnis.

1. D. HUMMEL. Officiell reseberättelse. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, N:r 23, 1877.
2. O. GUMELIUS. Officiell reseberättelse. Ibidem. 1877.
3. KARL PETTERSEN. De geologiske bygningsforholde langs den nordlige side af Torneträsk. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 9, 1887.
4. F. SVENONIUS. Om berggrunden i Norrbottens län. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, N:r 126, 1892.
5. A. E. TÖRNEBOHM. Försök till en tolkning af det nordligaste Skandinavien's fjällgeologi. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 15, 1893.
6. F. SVENONIUS. Några bidrag till belysning af eruptivens betydelse för fjällbildningarne. Ibidem, Bd. 18, 1896.
7. V. PETERSSON. Om de geologiska förhållandena i trakten omkring Sjängeli kopparmalmsfält i Norrbottens län. Ibidem, Bd. 19, 1897.
8. P. J. HOLMQUIST. En geologisk profil öfver fjellområdena emellan Kvikkjokk och norska kusten. Ibidem, Bd. 22, 1900.
9. HJ. SJÖGREN. Enkrinitfynd i fjällskiffrarna vid Sulitelma. Ibidem, Bd. 22, 1900.
10. F. SVENONIUS. Öfversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltraktens geologi. Ibidem, Bd. 22, 1900.
11. P. J. HOLMQUIST. Bidrag till diskussionen om den skandinaviska fjällkedjans tektonik. Ibidem, Bd. 29, 1901.
12. AXEL HAMBERG. Sarjekfjällen, en geografisk undersökning. Ymer. 1901.
13. A. E. TÖRNEBOHM. Om formationsgrupperna i det nordligaste Skandinavien. Geol. Fören. Förhandl., Bd. 23, 1901.
14. P. J. HOLMQUIST. En geologisk profil öfver den skandinaviska fjällkedjan vid Torneträsk. Ibidem, Bd. 25, 1903.
15. A. E. TÖRNEBOHM. Om Torneträsk-profilens tydning. Ibidem, Bd. 25, 1903.
16. P. J. HOLMQUIST. Högfjällsbildningarne utmed profilinien Stor Uman—Ranenfjord. Resumé eines Vortrages. Ibidem, Bd. 25, 1903.
17. P. J. HOLMQUIST. Bihang till Torneträsk-profilen. Ibidem, Bd. 25, 1903.

18. A. E. TÖRNEBOHM. Några erinringar i anledning af P. J. HOLMQUISTS »Bihang till Torneträsk-profilen». Ibidem, Bd. 25, 1903.
 19. A. E. TÖRNEBOHM. Kurze Übersicht über die präquartäre Geologie Schwedens. Guide 2 des XI:ten Internationalen Geologenkongresses in Stockholm, 1910.
 20. AXEL HAMBERG. Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges. Guide 9 des XI:ten Internationalen Geologenkongresses in Stockholm, 1910.
-

