

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

Die Geomorphologie und Quartärgeologie des Sarekgebirges.

Von

AXEL HAMBERG.

(Hierzu Taf. 31—32).

Inhalt.

Die Geomorphologie des festen Gesteins.

Die eiszeitlichen Verhältnisse der Sarekgegend.

Die Uferlinien.

Die Bewegungsrichtungen des Eises.

Die Frequenz der Endmoränen.

Die eisgestauten Seen und glazialen Ströme.

Eiszeitliche Geschichte des Sarekgebirges.

Die postglazialen Klimaschwankungen.

Die postglaziale und rezente Erosion und Akkumulation.

In einer vorhergehenden Abhandlung¹ habe ich gezeigt, dass die Gesteinsmassen, die das Sarekgebirge und seine nächste Umgebung bilden, auf folgende vier, in der Reihe von oben nach unten gerechnete tektonische Gruppen verteilt werden können:

Die Amphibolitscholle,

Die Syenitscholle,

Die Silurformation der östlichen Fazies,

Das Grundgebirge im Osten.

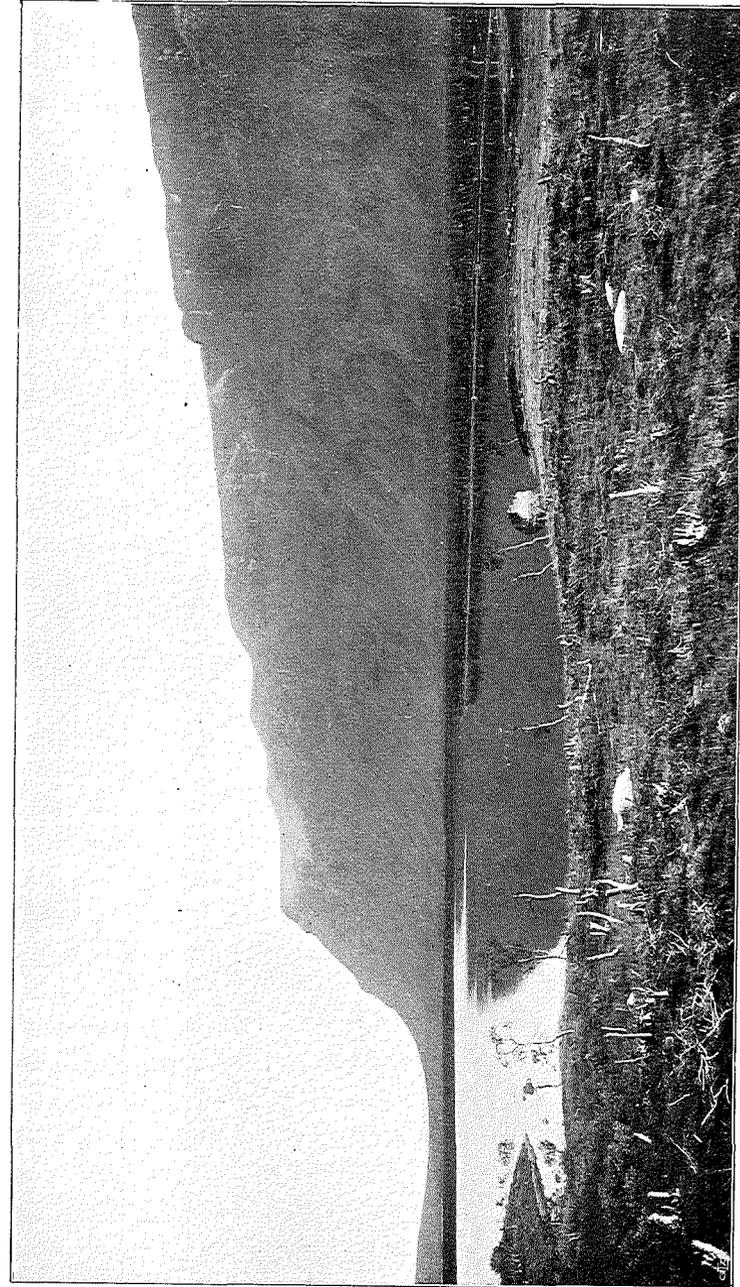
¹ Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette. — Geol. Fören. Förh. 32.

Zwischen der Amphibolitscholle und der Syenitscholle scheinen silurische Schichten der westlichen Fazies eingeschaltet zu sein, die eine kristallinischere Struktur haben. Hinsichtlich der Genesis dieser tektonischen Abteilungen wurde die Ansicht ausgesprochen, dass die östliche Silurfazies mit dem darunter liegenden Grundgebirge autochthone Bildungen seien, die seit der Silurzeit keinen wesentlichen tektonischen Störungen unterworfen worden sind. Über diese östliche Silurfazies wurde zunächst eine hauptsächlich verschiedene Tiefengesteine, darunter meist Syenite, enthaltende Scholle, die Syenitscholle, übergeschoben. Letztere wurde danach durch eine zweite Überschiebung von der Amphibolitscholle bedeckt, die hauptsächlich aus Amphiboliten, dann ausserdem aus Gabbrodiabasen, Glimmerschiefern und Quarziten besteht.

Die Geomorphologie des festen Gesteins.

Die geomorphologischen Grundzüge zeigen eine beträchtliche Abhängigkeit von dem tektonischen Bau und der Beschaffenheit der Gesteine.

Die östliche Silurfazies besteht hauptsächlich aus weichen, leicht erodierten Tonschiefern. Die Erosion hat deshalb hier mit grösserer Geschwindigkeit arbeiten können als im unterliegenden Grundgebirge oder in der überliegenden Syenitscholle. Es ist deshalb eine Kerbe entstanden, die oft unter dem Rand der Syenitscholle so tief eingeschnitten ist, dass Bäche, die über den Abhang fliessen, bei dieser Einbuchtung frei durch die Luft fallen. Häufig ist die Untergrabung der Syenitscholle so bedeutend gewesen, dass die herausragenden Partien derselben heruntergestürzt sind und die Entstehung lotrechter Wände verursacht haben. Solche sind für die Glinthlinie der östlichen Silurfazies, sehr charakteristisch, Fig. 1. (Vergl. auch Fig. 3 der Abhandlung über die Gesteine und die Tektonik des Sarekgebirges.)



Verf. phot. I. Sept. 1905.

Fig. 1. Der Tjakkeli am Laitaure.

Die Basis der östlichen Silurfazies liegt etwa 400—600 *m* ü. d. Meere. Ihre Mächtigkeit ist ungefähr 150 *m*. Die darüber aufragende, in der Syenitscholle ausgeschnittene steile Wand hat häufig eine Höhe von etwa 200 *m*, im Skerfe etwa 300 *m*.

Die obere Fläche der Syenitscholle stellt eine verhältnismässig schwach undulierende Ebene, die Fjeldebene, dar, deren Höhe über dem Meere etwa 800—1,000 *m* beträgt. Die runden Berghügel der Syenitformation, die darüber aufragen, erreichen 1,300—1,400 *m*. Ein hierzu gehöriger Berg, der Skanatjåkko, ragt ausnahmsweise beinahe bis zu 1,800 *m* empor.

Wie aufgesetzt auf der Syenitscholle erheben sich über dieselbe die dunklen Gipfel der Amphibolitformation etwa 1,000—1,200 *m* oder bis zu 2,000 *m* über dem Meere und in einigen Punkten noch höher. Die höchste Spitze der Gegend, der Sarektjåkko, erreicht 2,090 *m* ü. d. M.

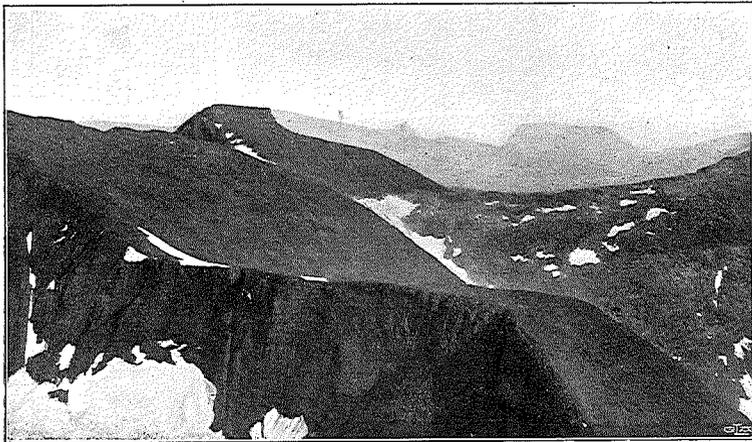
Ein System von grossen Tälern durchschneidet die beiden Schollen mehr oder weniger tief. Als die Erosionsbasis dieser Talbildung kann die Oberfläche des Grundgebirges im Osten betrachtet werden. Von dieser Basis im Osten erheben sich die Täler allmählich bis zu einer Höhe von etwa 900 *m* an der Talwasserscheide, von wo sie wieder nach Westen sich senken. Diese Täler verzweigen sich und bilden ein Netzwerk, das die beiden Schollen in etwas mehr als ein Dutzend grössere Bergmassive zerteilt.

Die grossen Bergmassive werden von kleineren Tälern zerschnitten, die oben meistens geschlossene Sacktäler sind. Zwischen ihnen liegen die Gipfel. Diese haben eine einigermassen gleiche Höhe von etwa 1,700—2,000 *m*. Wenn man sich die kleinen Sacktäler ausgefüllt dächte, so würden die von den grossen Tälern getrennten Bergmassive die Form ungefähr von grossen Tafelbergen mit einer schwach undulierenden Oberfläche annehmen (Fig. 2). Allem Anschein nach haben die grossen Bergmassive auch einst diese Form gehabt. Denn



Verf. phot. 29. Juli 1904.
Fig. 2. Der Komplex des Ruopsoktjåkko (links), des Äpartjåkko (in der Mitte) und des Perikpakke (rechts), von N. aus gesehen.

an vielen Gipfeln findet man noch wenig veränderte Stücke der alten flachen Oberfläche. Ein drastisches Beispiel bietet der hohe Midtji Skårkas, der oben eine flache Ebene trägt (Fig. 3). Hohe Berge, die oben eine schwach undulierende Ebene tragen, sind häufig. Diese sind im allgemeinen ebenso hoch, mitunter höher als die naheliegenden scharfen Spitzen. Es beweist dies, dass letztere durch die Einsenkung zweier oder mehrerer Täler in das Bergmassiv entstanden sind. Wo die Talwände die Tafelfläche abschneiden, da finden wir die oben flachen Gipfel, wo aber die Talwände einander schneiden,



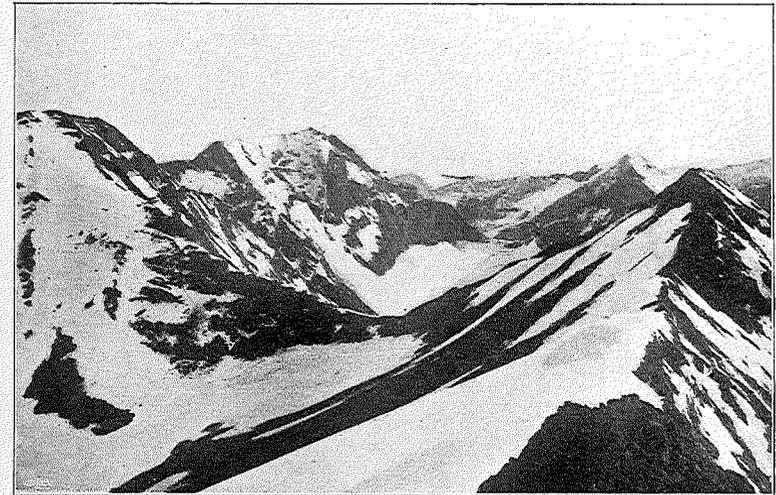
Verf. phot. 31. Juli 1896.

Fig. 3. Alte Ebenen der hohen Gipfel SO. vom Säbbetjåkko. Der entferntere, flach abgestumpfte Gipfel links ist der hohe Midtji Skårkas.

da sind die scharfen Formen herausmodelliert. An den Aussenseiten der grossen Bergmassive treffen wir häufig die hohen flachen Gipfel an, z. B. den Ruopsoktjåkko (Fig. 2), in den zentralen Teilen dagegen häufiger die hohen spitzen Gipfel und Kämme (Fig. 2 u. 4).

Die Fjeldebene, die im allgemeinen die Oberfläche der Syenitscholle bildet und das amphibolitische Hochgebirge allseitig umgiebt, kann auch mitten zwischen den grossen Bergmassiven gespürt werden. Die Luottoebene gehört zu dem-

selben Höhenniveau wie die Fjeldebene. Zu diesem gehören ebenfalls breite Talleisten am Nordabhang des Kaskatjåkko und des Pelloreppe und am Südabhang des Telma und des Sarvatjåkko. Der breite Talboden des Snavvavagge und andere Ebenen gehören gleichfalls demselben Horizont an. Dieser wird durch die jüngeren Täler, wie der Rapadalen, durchschnitten und verhält sich folglich wie ein breites, rei-



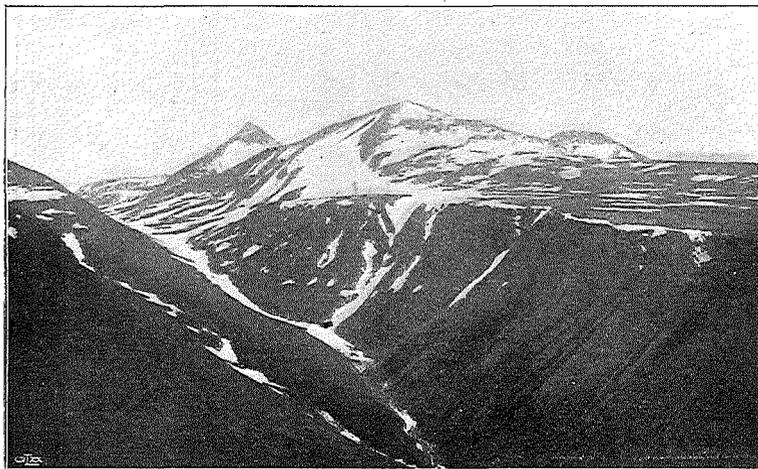
Verf. phot. 20. Juli 1897.

Fig. 4. Unter den Kämmen des Pelloreppe.

feres Talsystem (Fig. 5). Man kann sich zwei Möglichkeiten seiner Bildung denken. Entweder entspricht es einer älteren, lange wirkenden Erosion, bei welcher die Erosionsbasis viel höher oder das Land etwa 600 m niedriger lag als jetzt, oder es steht in irgend einem Zusammenhang mit tektonischen Ebenen, die als Erosionsbasis für das Hochgebirge längere Zeit gedient haben. Diese tektonischen Ebenen könnten dann wohl, wenn meine Hypothese von der Tektonik des Sarekgebirges richtig ist, keine andere sein als die ursprüngliche Oberfläche der Syenitscholle selbst. Diese sollte folglich als Erosionsbasis für die Amphibolitscholle fungiert haben. Die erstgenanten

Deutung darf aber vielleicht als ebenso wahrscheinlich angesehen werden.

Die grossen Täler, die das Hochgebirge durchschneiden, sind im allgemeinen stark übertieft im Verhältnis zu den kleineren Tälern, die hauptsächlich in die Amphibolitmassive einschneiden. Der grosse Rapadalen ist 300—500 m übertieft. Fig. 6. Zur Erklärung dieser Übertiefung habe ich mich schon längst derjenigen Theorie angeschlossen,¹ nach welcher



Verf. phot. 21. Juli 1897.

Fig. 5. Gipfel (Kaskatjækko), eine ältere Ebene (Stuollo) und ein jüngeres Tal (Kaskavagge).

die Übertiefung von der glazialen Erosion während der Eiszeit herkäme. Der Unterschied zwischen der glazialen und der fluvialen Erosion ist in einer solchen Gegend wie dem Sarekgebirge, wo alle Gesteine fest und hart sind, noch grösser als in den Alpen, wo viele jüngere Sedimentgesteine so locker sind, dass sie durch das strömende Wasser ziemlich schnell weggeschlänmt werden können. Auf die sehr festen Amphibolite, Gabbrodiabase, Quarzite, Syenite usw. des Sarekgebirges übt das fliessende Wasser überhaupt keinen merklicheren

¹ Sarjekfjällen. En geografisk undersökning. — Ymer 1901, S. 162.

Einfluss aus. Die in der Unterseite der Gletscher eingeschlossenen Gesteine sind aber ebenso hart und können deshalb ihre Unterlage abnutzen. Alle Gletscherbäche sind deshalb auch hier wie überall anderswo stark schlammführend, alle anderen Bäche, die aus Schneefeldern herkommen oder vom Regen gespeist werden, führen fast stets klares Wasser.

Ein anderes Erosionsphänomen hängt ebenfalls mit der eiszeitlichen Gletschererosion zusammen. Wie schon erwähnt, dringen die grossen Täler durch das Gebirge, haben aber eine



Verf. phot. 24. Juli 1903.

Fig. 6. Die Übertiefung des Rapadalen und die hangenden Nebentäler.

ausgesprochene Talwasserscheide, die im allgemeinen ziemlich weit nach Westen im Hochgebirge liegt. Wahrscheinlich sind die grossen Täler durch rückwärts wirkende Wassererosion sowohl von Osten als von Westen her eingeschnitten. Die von beiden Seiten kommenden Täler sind sich schliesslich an einer gemeinsamen Rückwand begegnet, die sie dann gemeinschaftlich wegzuerozieren anfangen. Im allgemeinen haben die beiden Täler nicht genau übereingestimmt, und an der Wasserscheide muss sich wohl eine Schwelle lange erhalten haben. Keine Spur einer solchen sieht man aber jetzt,

offenbar haben die Eisströme, die das Hochgebirge von Osten nach Westen durchdrangen, diese Schwellen vollständig weggenommen und den Talboden geebnet. Höher hinauf an den Talwänden kann man aber, z. B. im Kopirvågge und Pastavågge, einen im Verhältnis zur Gestalt der umgebenden Berge unnatürlichen Verlauf der Talwände beobachten.

Die eiszeitlichen Verhältnisse der Sarekgegend.

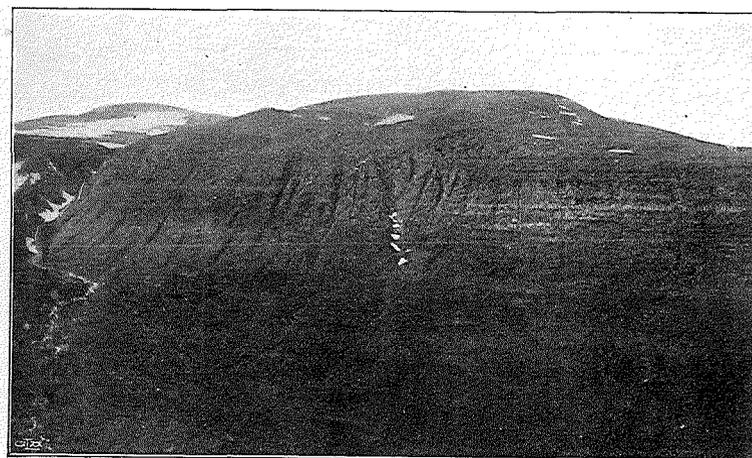
Im Anfang der Eiszeit wurden gewiss die Täler des Sarekgebirges von Gletschern angefüllt, die sich in der Neigungsrichtung des Landes bewegten und allmählich sich über die Tiefebene, besonders im Osten, ausbreiteten. Es ist wahrscheinlich, dass auch während der vollentwickelten Eiszeit das Sarekgebirge ein Zentrum der Eisbewegung war. Dieses Verhalten änderte sich aber später, indem sich die Höhenachse des Inlandeises gegen Osten verschob. Gleichzeitig musste sich auch die Bewegungsrichtung in dem Gebiete zwischen der Höhenachse des Inlandeises und der Wasserscheide des Landes ändern. Der grössere Druck unterhalb der Höhenachse zwang das Eis, sich gegen die südöstliche Neigung des Landes zu bewegen. In dieser Zeit wurde also das Hochgebirge von in nordwestlicher Richtung strömendem Eis durchdrungen. Diese Eismassen führten mit sich Blöcke von den roten Graniten und Syeniten des östlichen Grundgebirges in das Hochgebirge hinein, wo man sie selbst auf den höchsten Gipfeln noch finden kann.

Die Uferlinien.

Die gegen die Neigung des Landes erfolgte Bewegung des Inlandeises wurde zuerst in der Landschaft Jemtland von TÖRNEBOHM¹ nachgewiesen. Während der Abschmelzung bilde-

¹ Några iakttagelser med afseende på flyttblocken i Jemtland. — Geol. Fören. Förh. 1: 80. Stockholm 1872.

ten sich daselbst in den Tälern zwischen der Wasserscheide und der Eisscheide durch das Eis gestaute Seen, die über die Pässe der Wasserscheide Abfluss fanden. Anfänglich waren die Seen klein, aber je nachdem der Eisrand sich gegen Osten zurückzog, wurden sie grösser, Verbindungen zwischen den verschiedenen Seebecken öffneten sich, wobei die Oberfläche sich bis zu der niedrigsten Passhöhe senkte. Diese Seen wurden zuletzt sehr gross, ehe sie unter dem Eis einen Weg nach Osten fanden.



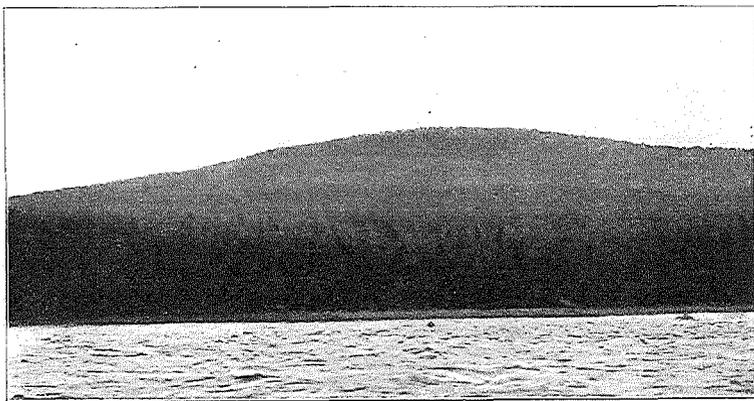
Verf. phot. 16. Juli 1899.

Fig. 7. Uferlinien bis zu 1100—1200 m ü. d. M. auf dem Südbhang des Kertokestjälkäko an der Mündung des Rapadalen.

Solche Seen kommen auch in Norwegen südlich von der Gebirgskette und an verschiedenen Stellen in Schwedisch-Lappland vor. Die Spuren ihrer Wasserflächen kann man noch in meistens gut entwickelten, breiten Uferterrassen erkennen, deren Höhen mit derjenigen der Passhöhen übereinstimmen. Die erste richtige Erklärung dieser Uferlinien verdanken wir dem norwegischen Forscher A. M. HANSEN. Auf der schwedischen Seite haben eine ganze Reihe Forscher sich mit dem Studium dieser eisgestauten Seen beschäftigt, unter denen Hö-

BOM,¹ G. ANDERSSON, GAVELIN und O. SJÖGREN die wertvollsten Beiträge geliefert zu haben scheinen.

Im Sarekgebirge fehlen die an bestimmte Niveaus gebundenen, scharfen und breiten Uferterrassen. Stattdessen kommen in allen Niveaus zwischen den Talböden und den Gipfeln im allgemeinen nicht sehr stark entwickelte, mitunter jedoch sehr deutliche horizontale Linien vor, die offenbar von Wasserflächen herrühren (Fig. 7). Ich glaubte anfänglich, dass diese Linien in grossen eisgedämmten Seen gebildet worden wären, die von einem im Osten des Hochgebirges liegenden Eisreste aufgestaut gewesen wären, und dass die Seen



Verf. phot. 26. Aug. 1909.

Fig. 8. Vermutete Uferlinien auf dem Nuorta Kirkeäive am Stora Lule elf.

nicht über Passhöhen im festen Felsen, sondern über Senkungen im Eise abgeflossen wären. Da diese Passhöhen allmählich abschmolzen, konnten die Seespiegel nicht längere Zeit konstant bleiben und deutliche Uferlinien schaffen. Um der Lage der Höhenachse des Inlandeises nachzuforschen, dehnte ich darauf meine Untersuchungen weiter nach Osten aus, um zuletzt zu Gegenden zu kommen, wo die Berge wegen ihrer

¹ Quartärgeologische Studien im mittleren Norrland. — Geol. Fören. Förh. 31: 557. Stockholm 1910.

Lage östlich von der Eisscheide keine Uferlinien mehr zeigten. Ich fand aber ganz ähnliche Uferlinien überall längs dem 50 km langen Berge Ultevis und noch weiter nach Osten, z. B. auf dem Nuorta Kirkeäive, etwa 100 km östlich vom Sarekgebirge (Fig. 8). Dass die Eisscheide noch weiter östlich läge, ist undenkbar, und für die Entstehung der weniger deutlichen, aber in allen möglichen Niveaus vorkommenden Uferlinien dürfte es also nicht nötig sein, einen grossen im Osten liegenden Inlandeisrest oder grosse von ihm gestaute Seen anzunehmen.

Die Bewegungsrichtungen des Eises.

Die in allen Höhenlagen vorkommenden Blöcke des östlichen Grundgebirges beweisen eine westliche Bewegungsrichtung des Inlandeises durch das Hochgebirge. Diese fremden Blöcke sind aber die einzigen Anzeichen davon. Die Schrammen der Rundhöcker ergeben ein ganz anderes Resultat. Sie zeigen, dass das Eis in den grossen Tälern im allgemeinen, jedoch nicht immer, sich der Neigung des Talbodens entlang bewegt. Diese entgegengesetzten Ergebnisse müssen daher kommen, dass der fragliche Blocktransport einem älteren Zeitabschnitt als die Herausbildung der jetzt erhaltenen Schrammen angehört. Ersterer geschah, als noch das Hochgebirge von Eis vollständig bedeckt war, letztere entstanden in einer späteren Zeit, als hauptsächlich nur noch die Täler von Eis bedeckt waren. Die meisten Anzeichen einer alten Vergletscherung, die wir im Sarekgebirge finden, rühren ganz überwiegend aus letzterer Epoche her, bei der das Inlandeis in Reste aufgelöst war, die hauptsächlich in den Tälern lagen.

Die Verhältnisse dieser Eisreste bilden aber ein interessantes Kapitel. Zum Studium ihrer Bewegungsrichtungen suchte ich zunächst geschrammte Felsen auf. Solche sind aber im Hochgebirge äusserst selten. Ich versuchte dann mit Hilfe der Richtung der Endmoränenbogen in der Nähe der Tal-

wände die Bewegungen dieser Eismassen zu erforschen. Letztere Methode erwies sich hauptsächlich wegen des häufigen Vorkommens der Endmoränen als erfolgreich. Beobachtungen über den Blocktransport lieferten auch wertvolle Ergänzungen.

Aus diesen Untersuchungen hat es sich ergeben, dass die grossen Täler von Eismassen erfüllt waren, die sich meistens in der Richtung der Neigung des Bodens bewegten.

Am Stora Sjöfallet beweisen sowohl die Schrammen der Felsen als die Biegung der Endmoränen, dass im grossen Tale des Stora Lule vatten ein Eisstrom in südöstlicher Richtung sich bewegt hat. Noch weit unten am Stora Lule elf findet man Gesteine aus der Gegend des Stora Sjöfallet. Ein ähnlicher Eisstrom scheint sich auch im Tale der dem Lilla Lule elf angehörigen Seenkette (Saggat, Skalka, Parkijaur, Randijaur, Purkijaur und Vaikijaur) bewegt zu haben.

Im Rapadalen kann dieselbe Bewegungsrichtung ziemlich genau verfolgt werden, sowohl an Schrammen als an den Endmoränen. Letztere beweisen, dass der Eisstrom des Rapadalen ziemlich mächtig gewesen ist und an mehreren Stellen in Nebentäler (Snavvavagge, Kåtokjokk) Eiszungen hineingesandt hat, die Endmoränenbogen hinterlassen haben.

Von gewissen Ebenen zwischen den Bergen scheinen Eisströme in verschiedenen Richtungen ausgegangen zu sein. Eine solche *zentrale Eismasse* befand sich auf der Ebene zwischen dem Vuoinen und dem Slugga. Von derselben gingen Eisströme *entgegen* der Neigung der Talböden durch den Kukkesvage und den Vuoskelvage und gemäss der Neigung zum Sitojaure, Petsaure und Kårtjejaure aus. Auch scheinen in der Talerweiterung zwischen Pelatjäkko und Sarvatjäkko am oberen Anfang des Rapadalen grössere Eismassen sich erhalten zu haben, die sowohl nach dem Kukkesvage als dem Rapadalen hin Eis abgaben.

Südlich vom Säkok scheint eine ähnliche Eishöhe gelegen zu haben. Sie sandte Eiszungen über die Ebene von Päreck, wo riesige Endmoränenbogen hinterlassen wurden.

Die Talwasserscheiden liegen in den grossen Hochgebirgstälern Njåtsosvage, Sarvesvage, Alkavage, Kopirvage und Ruotesvage ziemlich weit nach Westen. Im allgemeinen scheinen die Eisscheiden in diesen Tälern weit östlich von den Wasserscheiden gelegen und die westliche Eisbewegung also östlich von derselben angefangen zu haben.

Die Frequenz der Endmoränen.

Die Endmoränenbogen kommen in den Hochgebirgstälern keineswegs überall mit derselben Häufigkeit vor. Am Ende der grösseren Täler haben sie im allgemeinen ihre grösste Entwicklung erreicht. Weiter hinein in den Tälern sind sie weit seltener und fehlen auf grosse Strecken hin fast vollständig. Man darf aber nicht annehmen, dass die Endmoränenwälle der Talmündungen etwa einer Klimaverschlechterung oder einem Vorrücken der Gletscher entsprächen. Vielmehr ist dieses Verhalten in der Weise zu deuten, dass an der Talmündung verhältnismässig leicht eine Unterbrechung der im Tale befindlichen Eismassen und der ausserhalb desselben liegenden stattfand. An der Talmündung entstand dann ein ausgeprägtes Abschmelzungsgebiet, wohin die im Tale verhältnismässig geschützten Eismassen vordringen konnten. Erst nachdem sie sehr verdünnt waren, zog sich das Ende im Tal zurück.

Diese Endmoränenwälle treten hauptsächlich vor den Mündungen der grösseren Täler und ihrer Verzweigungen auf. Vor den kleineren Tälern, die von derselben Grössenordnung sind wie die jetzigen Gletschertäler, findet man meist keine Endmoränenbogen. Die Mündungen der kleinen Täler und Kare sind meist flach und eben. Vor den Enden der heutigen Gletscher sieht man auch keine alten Endmoränenwälle. Schon in einer Entfernung von einigen hundert Metern hören die rezenten Endmoränen der Gletscher auf. Weiter unten ist nur flacher Talboden mit den Spuren der

eiszeitlichen Uferlinien, und im allgemeinen forscht man umsonst nach vermittelnden Moränenreihen, die den Übergang zwischen den glazialen und den rezenten bilden könnten.

Die glazialen Endmoränen der grossen Täler scheinen also keineswegs Rückzugsstadien von Gletschern zu bezeichnen, die durch Abschmelzung ihres unteren Endes allmählich sich nach den Tälern der jetzigen Gletscher zurückzogen. Die glazialen Eismassen, die in den grossen Tälern lagen, scheinen sich vielmehr nicht nur von unten, sondern auch von oben verkürzt und die jetzigen Gletschertäler und andere hochliegende Täler wahrscheinlich wegen mangelnder Schneeakkumulation geräumt zu haben.

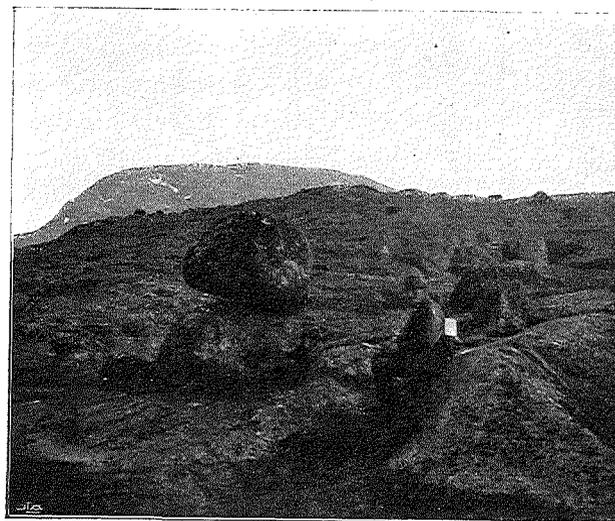
In der letzten Phase der Eiszeit gingen die hier und da in den Tälern und auf den Ebenen liegenden Eisreste in tote Gletscher über, die keine bemerkenswerte Geschwindigkeit hatten, sondern nur abschmolzen und sich mit Schutt bedeckten, den sie später auf ihrer Unterlage abluden. Es giebt im Gebiete an mehreren Stellen erratische Blöcke, die eine so labile Lage einnehmen, dass man sie als von »toten« oder beinahe unbeweglichen Eismassen vorsichtig abgeladen annehmen muss. Besonders dürfte die Oberkante der sich sowohl von unten als von oben verkürzenden Eismassen die Eigenschaft gehabt haben, das Moränenmaterial vorsichtig abzuladen (Fig. 9).

Die eisgestauten Seen und glazialen Ströme.

Es ist im Vorhergehenden nachgewiesen worden, dass im Sarekgebirge und in seiner Umgebung Uferlinien sehr häufig vorkommen, aber an keine bestimmten Niveaus gebunden sind, und dass man für ihre Entstehung das Vorhandensein einer grösseren, östlich vom Gebirge liegenden Eisscheide nicht anzunehmen braucht. Diese Uferlinien rühren offenbar von kleineren Nunatakseen her, die zwischen den Talseiten und in der Mitte des Tales liegenden Eisresten gestaut wurden.

Schon beim ersten Anblick eines der fraglichen Täler findet man diese Verteilung von Eis und Wasser bestätigt. Die grossen Endmoränenbogen sind auf den Talboden beschränkt und gehen nur bei Talkrümmungen auf die Seiten hinauf. Die Uferlinien finden sich fast überall auf den Talseiten (Fig. 10).

An gewissen Stellen sind die Uferlinien besonders deutlich und breit. Dies ist der Fall an den meisten Mündungen der Nebentäler. Wahrscheinlich waren dort die Wasserflächen



Verf. phot. 7. Aug. 1909.

Fig. 9. Von der »Oberkante« eines Inlandeisrestes vorsichtig abgeladener Felsblock am Stuottajaure.

und deshalb auch ihre erodierenden Wirkungen grösser als an ebenen Gebirgswänden. Im unteren Teile des Rapadalen (Fig. 7) und am Südabhang des Täresäive an der Ansiedlung Aktse sind die Uferlinien so scharf und auf weite Strecken hin zusammenhängend, dass man zu der Annahme eines grösseren Sees über dem jetzigen Laitaure geführt wird.

Ein eigentümlicher See ist von SVENONIUS¹ aus dem Autsojtjvagge beschrieben. Dieser See nahm einen Teil des jetzigen Petsaure auf und erstreckte sich dann nach SO. in den Autsojtjvagge hinein, wo man als seine Fortsetzung nach Süden eine gewaltige glaziale, jetzt beinahe trockene Flussrinne findet, die in der Nähe des Sitojaur sich in zwei Arme teilt, von denen der eine sich noch 1 km fortsetzt, ehe er plötzlich aufhört. Den Abfluss des Sees hat SVENONIUS im Ahotjkárså gefunden. Der Touristenpfad zwischen der Sitohütte und dem Saltoluokte am Langasjaur folgt diesem ganzen glazialen Wassersystem.

Offenbar steht die Stauung dieses Sees in engstem Zusammenhang mit der oben (S. 736) erwähnten Eismasse auf der Ebene zwischen dem Vuoinen und dem Slugga. Diese Eismasse hat einen Arm zum Petsaure ausgesandt und dadurch den See gestaut. Ausserdem erfüllte aber ein anderer Arm den grossen See Sitojaure und stand dort wahrscheinlich mit Eismassen in Zusammenhang, die das breite Tal zwischen Täresåive und Ultevis einnahmen. Eine Ausbuchtung des über dem Sitojaure liegenden Eises scheint in den südlichsten Teil des Autsojtjvagge eingedrungen zu sein. Dort scheint sich *unter dem Eise* oder dicht *am Rande des Eises* der erste Anfang der grossen Flussrinne ausgebildet zu haben, denn diese Rinne ist quer zu der Neigung des Bodens eingeschnitten und zeigt selber keine Spur von Neigung in der Richtung, in der das Wasser sich bewegte (Fig. 11). Es ist deshalb wahrscheinlich, dass das Wasser hier in einem oben durch Eis geschlossenen Tunnel lief, oder wenigstens durch den Eisrand verhindert wurde, der Neigung des Bodens zu folgen.

Glaziale, jetzt fast trockene Flussrinnen und Schluchten kommen an mehreren Stellen vor. Der Kalakjokk, der Suobatkárså, der Bach zwischen Akavare und Stuottajaure und

¹ Öfversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltraktens geologi. — Geol. Fören. Förh. 21: 541. Stockholm 1899.



Verf. phot. 21. Aug. 1902.
Fig. 10. Bild aus dem Nordabhang des Sarektjåkko (2090 m) mit dem Sarektjåtscher. Im Vordergrund Endmoränenreihen eines von SO. sich bewegenden Inlandeisrestes, im Mittelgrund zahlreiche Uferlinien nach vom Eisreste gestauten Seen.

andere, nunmehr kleine Bäche sind im Verhältnis zu ihrer jetzigen Entwässerungsarea und Wassermenge (soweit ich die letztere kenne) ungemein tief eingeschnitten und verdanken wahrscheinlich wasserreichen glazialen Flüssen ihre Entstehung. Die oedeutendsten Beispiele dieser Art dürften aber der schon erwähnte zuerst von SVENONIUS beobachtete Ahotjkärså und eine zwischen Akavare und Snutjotes befindliche jetzt ebenfalls trockene Schlucht sein. Die fluvioglaziale Herkunft der letzteren ist zweifellos.

Unterhalb des Snutjoteskärså und des Ahotjkärså befinden sich gewaltige terrassierte Deltabildungen. Man darf daraus schliessen, dass gleichzeitig mit dem Vorhandensein des Sees im Autsojvage und der Eismassen im Kukkesvage, Petsaure und Sitojaure sich auch im grossen Tale des Langasjaure Eisströme befanden, die Wasser gegen die Gebirgswände an mehreren Stellen aufstauten.

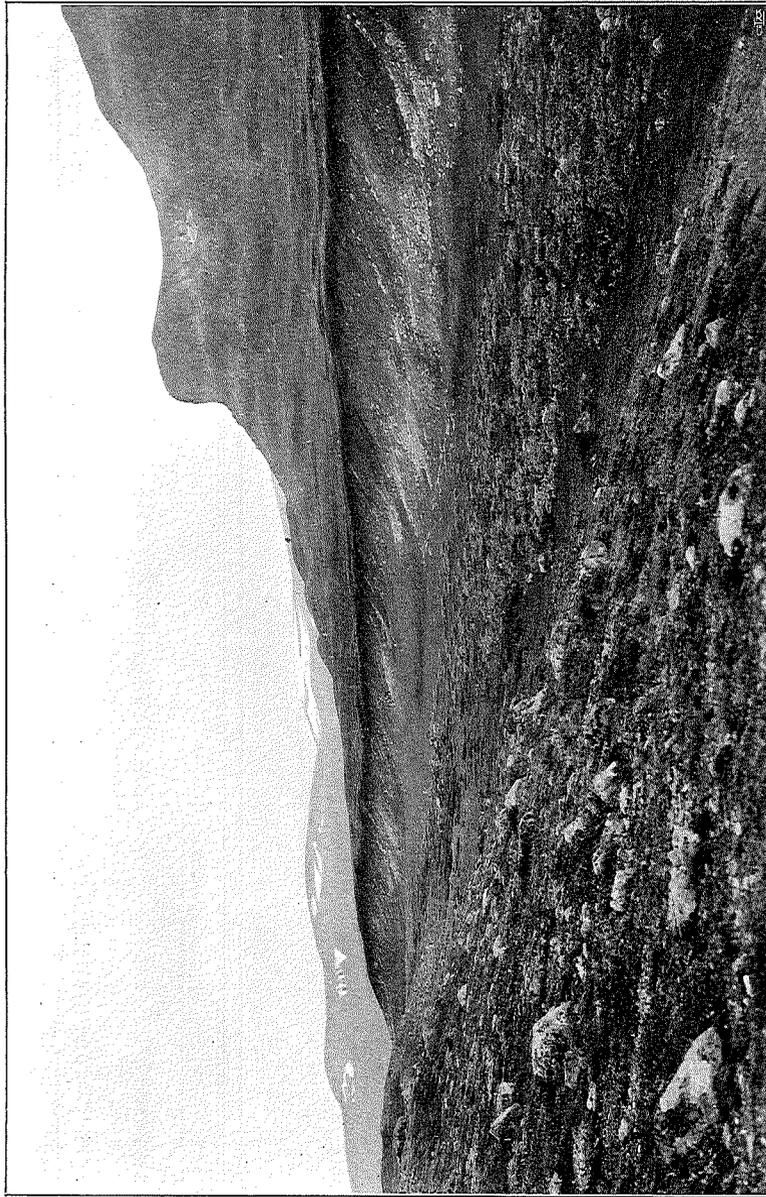
Im Westen des Hochgebirges haben die glazialen Flüsse mächtige Kies- und Sandablagerungen wahrscheinlich in ziemlich grossen eisgestauten Seen abgelagert. Hierzu gehört ein etwa 1 km langer und 85 m hoher Rullstensås zwischen Mattåive und Alatjåkko.

Eiszeitliche Geschichte des Sarekgebirges.

Die im Obigen gewonnenen Ergebnisse können zu folgendem Bilde der Geschichte des Sarekgebirges während der Eiszeit zusammengestellt werden.

Die Eiszeit dürfte im Gebirge in der Weise begonnen haben, dass die Gletscher daselbst sich ausbreiteten und die Niederungen mit Eis bedeckten. Noch lange Zeit blieb das Hochgebirge ein Zentrum der Eisbewegung. Später verschob sich die Höhenachse des Inlandeises nach Osten, und das Sarekgebirge wurde dann von in nordwestlicher Richtung sich bewegenden Eismassen durchdrungen.

Während der Abschmelzungszeit senkte sich diese Eis-



Verf. phot. 28. Juli 1907.

Fig. 11. Fluvioglazialer Erosionskanal im Autsojvage.

höhe allmählich etwa bis auf das Niveau des Eises im Gebirge. Die Eisoberfläche lag dann *horizontal*, und *keine Bewegung* konnte stattfinden. Wegen der Abschmelzung am Eisrande im Osten, Süden und Westen senkte sich die Eisoberfläche aber noch weiter und nahm danach eine geringe Neigung *vom Gebirge nach den Niederungen* an.

Endlich wurden die Gipfel eisfrei. Um die Gipfel herum fingen dann Nunatakseen sich zu bilden an, die hier und da horizontale Marken von ihren Wasserflächen her in den nicht allzu steilen Wänden der Gipfel verursachten. Die Eisoberfläche senkte sich allmählich, behielt aber eine sehr geringe Neigung bei. Im Gebirge erweiterten sich die Nunatakseen, je nachdem die Berührungslinie zwischen Eis und Bergwand anwuchs. Im Dasselbst wurden auch gewisse hochliegende Eismassen bei der Senkung der Eisoberfläche sehr dünn, da bei dem nunmehr sehr günstigen Klima keine genügende Schneeakkumulation stattfand. Diese Eismassen wurden von den dicken, sich schneller bewegenden unterliegenden Eismassen abgeschnürt.

Die Abschmelzung schritt besonders an den Bergwänden fort; auf den Ebenen blieben dagegen verhältnismässig dicke Eismassen zurück, von denen Eisströme sogar gegen die Neigung der Täler ausgingen.

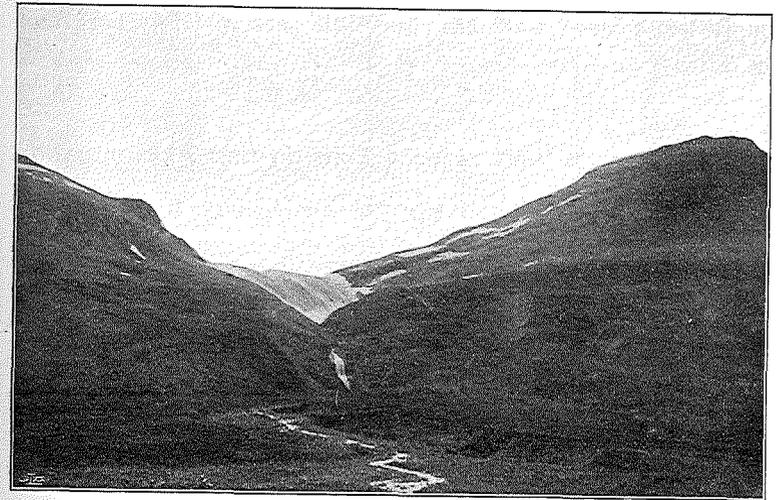
Die merkwürdigste Abschnürung von Eismassen fand am Stora Sjöfallet statt, wo sich das auf der Syenitscholle zwischen Kirkao und Vuoinen liegende Eis von demjenigen im Tale des Langasjaur trennte. Von dem oberen Eisreste liefen Schmelzwasserströme, die in Stauseen des unterliegenden Eisstromes mündeten.

Wie schon erwähnt, muss man annehmen, dass das Klima des Hochgebirges zur Zeit dieser Abschmelzungsvorgänge sehr günstig war. Schon als der Rand des Inlandeises im mittleren Schweden stand, war das Klima in geringer Entfernung vom Eise nicht viel strenger als jetzt und etwa ebenso wärme-fordernde Pflanzen wie die jetzigen konnten den vom Eise

freigelassenen Boden fast unmittelbar in Besitz nehmen. Das Klima hatte sich aber danach gewiss noch mehr verbessert und war sicher in der Abschmelzungsperiode der im Sarekgebirge liegenden Eismassen besser als jetzt daselbst. Daraus erklärt sich die trotz der grossen Meereshöhe energische Abschmelzung des Eises.

Die postglazialen Klimaschwankungen.

Über die seit der Eiszeit in Skandinavien stattgefundenen Klimaschwankungen sind verschiedene Meinungen ausgesprochen worden. Nach der von A. BLYTT und R. SERNANDER¹



Verf. phot. 29. Aug. 1900.

Fig. 12. Noch in der Nähe eines jetzigen Gletscherendes (des Jokkotjkasha-gletschers) erhaltene Uferlinien eines eisgestauten Sees im Rapadalen.

vertretenen Anschauung soll das Klima nach der Eiszeit mehrere ausgeprägte Schwankungen haben erkennen lassen. Darunter soll auch eine Periode, die subatlantische Periode,

¹ G. DE GEER und R. SERNANDER, On the evidences of late Quaternary changes of climate in Scandinavia. — Geol. Fören. Förh. 30: 457. Stockholm 1908.

vorgekommen sein, während der das Klima feuchter und kälter als das jetzige gewesen sei.

Im Sarekgebirge findet man aber, dass die Uferlinien der eisgestauten Seen bis in die unmittelbare Nähe der rezenten Endmoränen der jetzigen Gletscher gehen; dies zeigen z. B. die Fig. 10 und 12. Da die Gletscher die vor ihren Endmoränen liegenden Uferlinien nicht zerstört oder mit Moränen bedeckt haben, kann aber daselbst das Klima seit der Zeit der eisgestauten Seen nie schlechter gewesen sein als jetzt.

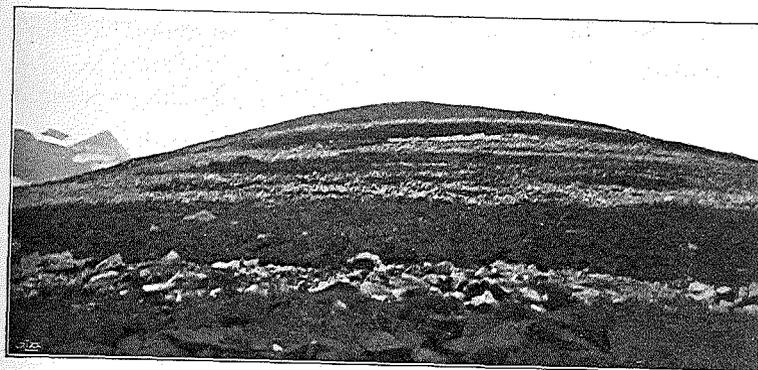
Nach den Angaben von SERNANDER soll aber die subatlantische Periode von sehr kurzer Dauer gewesen sein, und es ist deshalb möglich, dass die Zeit nicht hinreichte, um die während der vorausgehenden warmen Periode geleerten Gletschertäler wieder mit Eis über die jetzige Gletschergrenze zu füllen.

Die postglaziale und rezente Erosion und Akkumulation.

Nach der Abschmelzung der im Gebirge liegenden Eisreste traten Verhältnisse ein, die wahrscheinlich nicht viel von den jetzigen abwichen. Die jetzt wirksamen dynamisch-geologischen Kräfte dürften wohl deshalb der Hauptsache nach während der ganzen postglazialen Periode wirksam gewesen sein, wenn man auch eine gewisse Variation gemäss den Klimaschwankungen annehmen muss.

Die hohen Gipfel wurden wohl unter der Eisdecke von ihrem Verwitterungsschutt befreit und vielleicht abgeschliffen. Jetzt sind sie vom Frost derart zersprengt worden, dass der feste Felsen häufig kaum sichtbar ist. Die losgesprengten Stücke sind gross und liegen meist noch ungefähr in ihrer ursprünglichen Lage. Wo der Untergrund aus verschiedenen Gesteinen der Amphibolitformation besteht, findet man, dass die losen Blöcke der verschiedenen Gesteine auf der Gipfelfläche dem Untergrund entsprechende Figuren bilden (Fig. 13).

Eine eigentümliche Erscheinung an den Gipfeln, wo feinkörnigere Verwitterungsprodukte neben den Steinen vorkom-



Verf. phot. 9. Juli 1909.

Fig. 13. Die Verwitterungsprodukte der flachen »Felsenmeere« der Gipfel bleiben liegen und zeigen die stratigraphische Zusammensetzung des Untergrundes. Auf dem Pärtetjäcko bei etwa 1800 m.



Verf. phot. Juli 1901.

Fig. 14. Polygonboden auf dem Pärtetjäcko.

men, ist die, dass das feinkörnige Material sich in rundliche oder polygonale Partien von einigen Dezimetern Durchmesser

ansammelt und sich mit den grösseren Steinen umgiebt, die, wenn flach, auf der Hochkante mit der grossen Ebene der Polygonkante ungefähr parallel orientiert sind (Fig. 14). Die Bildung dieser »Polygonboden« scheint auf wiederholtem Frieren und Auftauen des Bodens zu beruhen.¹

Auf den steilen Abhängen bleiben die losgesprengten Stücke selbstverständlich nicht liegen, sondern stürzen herunter und sammeln sich zu Talusbildungen am Fusse des Berges an. Wo die Abhänge hoch sind, hört man hin und wieder besonders bei regnerischem Wetter Steine fallen oder grössere Steinblöcke herunterrutschen. Besonders in dem tief eingeschnittenen Rapadalen sieht man Spuren grösserer Bergstürze, die mitunter Steine, gross wie Häuser, mitten in den Fluss verfrachtet haben. Dasselbst steigen die Talusbildungen mehrere hundert Meter über dem Talboden auf.² Im Njåtsosvagge, Jillavagge usw. haben die Bergstürze Seen und Teiche aufgedämmt.

Unter den hochliegenden Abstürzen finden sich häufig die Akkumulationsgebiete der Gletscher; dort werden die Talusbildungen beseitigt, indem die Gletscher die niedergefallenen Steine und Blöcke mit sich tragen. An solchen Stellen pflegen die Lawinen eine grosse Rolle zu spielen. Grosse Massen von Schnee und Rauhrost können sich hoch oben an den Abstürzen bei niedriger Temperatur festsetzen, rutschen aber bei erstem Tauwetter herunter und reissen dabei Steine mit sich.³

An den weniger steilen Böschungen kann man mitunter plastische Bewegungsformen in dem Material von losen Stei-

¹ B. HÖGBOM, Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. — Bull. Geol. Instit. Upsala, Bd. 9. S. 51. Uppsala 1910.

² Vergl. Fig. 3 der Abhandlung über die Gesteine und die Tektonik des Sarekgebirges (l. c.).

³ A. HAMBERG, Die Eigenschaften der Schneedecke in den lappländischen Gebirgen. — Naturw. Unters. des Sarekgebirges. Bd. I, Abt. III, S. 57. Stockholm 1907.

nen, die die Gipfel bedecken, beobachten. Solche sind in der Amphibolitformation nicht gerade häufig, kommen aber mitunter vor. An den Abhängen der Luottoebene und im Westen des Hochgebirges, wo Phyllite und andere glimmerreiche Gesteine allgemein sind, kann man prachtvolle Solifluktionserscheinungen beobachten.

Die erodierende Wirkung der jetzigen Gletscher spielt im Sarekgebirge eine bedeutende Rolle, wo etwa einhundert Gletscher vorkommen. Ihre transportierende Tätigkeit hinsichtlich des auf sie gefallenem Steinmaterials ist bereits erwähnt. Die beträchtliche Abnutzung auf der Unterlage kann man in jedem Gletscherbach unmittelbar sehen, denn alle Gletscherbäche führen im Sommer trübes Wasser, während andere Bäche fast stets klares Wasser zeigen. In heissen Tagen können die Schlammengen der Gletscherbäche bis auf 2 kg pr m^3 steigen, den Transport ungerechnet, der in dem Fortrollen von Steinen längs des Bodens besteht.

Die Steine verschiedener Grösse werden auf den Schuttkegeln der Gletscherbäche gelassen, das feinere Material wird nach den grösseren Wasserläufen hin mitgeführt. Der Rapaätno, der Hauptfluss des Sarekgebirges, der etwa 30 Gletscher entwässert, führt im Sommer stets trübes Wasser. Nach dem Ausfluss aus dem See Laitaure wird dieser Fluss Blackälfven (schwed. Name = der Trübfluss) genannt. Ich habe mehrere Jahre flüchtige Beobachtungen über die Wassermenge und Schlammmenge des Rapaätno angestellt¹ und bin dabei zu dem Ergebnis gelangt, dass sein Transport von festen Partikeln etwa 180,000 Tonnen pro Jahr beträgt. Für das Areal der Gletscher berechnet, entspricht dies einer jährlichen Senkung des Gletscherbodens um 0.5 mm. Die wirkliche dürfte aber grösser sein, da sich die an den Gletscherenden abgeladenen Moränen und in den Bachrinnen zurückgebliebene Gerölle dieser Berechnung entziehen.

¹ Sarjekfjällen. — Ymer 1901, S. 194.

Der Rapaätno mündet in den ursprünglich etwa 15 *km* langen, sehr malerischen See Laitaure, der jetzt durch die Schlammablagerungen des Flusses fast zur Hälfte durch ein Delta (Taf. 31 Fig. 1) ausgefüllt ist, das in Bezug auf Reichtum seiner Details und Schönheit der Umgebung kaum seinesgleichen haben dürfte. Der Fluss wird da in drei grössere Arme, den Nuortätno, den Kuoutätno und den Ärjeliätno, und ausserdem in eine unzählige Menge kleinerer Kanäle geteilt. Von dem 600—700 *m* über dem Laitaure hinaufragenden Berge Tjakkeli und Skerfe und von dem niedrigeren Nammatj hat man vorzügliche Aussichtspunkte über das Delta und kann seine Bildung studieren. Die über das Wasser emporragenden Sand- und Schlammablagerungen sind hauptsächlich als Wälle entstanden, die die Flussarme und Kanäle umgaben. Diese Wälle wurden immer weiter in den See hinein ausgebaut und schlossen Lagunen ein, die fast stets einen Ausfluss behielten. Durch diesen kamen bei jeder Flut neue Schlammassen in die Lagunen hinein und schütteten sie allmählich zu, so dass die Lagunen jetzt meistens ziemlich klein sind, während dagegen die Bodenflächen der Inseln grösser geworden sind. Am Ufer wurden ebenfalls Lagunen eingeschlossen, die aber klares Wasser enthalten, wenn sie Zuflüsse vom Lande her haben. Die Uferlagunen sind deshalb meistens gross und werden nur durch verhältnismässig schmale Wälle vom den Flussarmen getrennt.

Im Anfang des Deltas durchschneiden einige Moränenrücken das Flusssediment, und an den Ufern unterhalb des Skerfe und des Tjakkeli sind einige Bergstürze darin eingemischt, sonst dürfte es von einer sehr homogenen Zusammensetzung sein.

Das Delta im Laitaure wächst rasch an und dürfte schliesslich einmal den See ausfüllen. Dann wird die Deltabildung nach dem nächsten See, dem kleinen Snavvasavon verlegt werden, der wohl bald gefüllt sein wird. Der zweite in der Reihe nach dem letzteren ist der grosse See Skalka. Sehr

feiner Schlamm kommt schon jetzt dorthin, ja wird bisweilen in den unten liegenden Seen und im Luleelf selbst beobachtet.

Der Rapaätno hat früher einen anderen See ausgefüllt. Dieser nahm den schönsten Teil des Rapadalen zwischen Skärkas und Läddepakte einerseits und Kätokkaisse und Pellorepppe andererseits ein und hatte eine Länge von etwa 12 *km*. Diese Strecke, die Rapaure genannt wird, bildet nunmehr eine zusammenhängende Reihe von Flussarmen, Inseen und Lagunen (Taf. 31 Fig. 2) und dürfte jetzt nicht mehr Schlamm aufnehmen können. Das, was bei Niedrigwasser abgelagert wird, dürfte bei Hochwasser wieder weggeführt werden.

Auch die glazialen Flüsse dürften eine nicht unbeträchtliche Rolle für den Aufbau dieser und zahlreicher anderer im Sarekgebirge vorkommenden Deltabildungen gespielt haben. Der grösste Teil ist wohl aber postglazial.