

SUOMEN GEOLOGINEN TOIMIKUNTA

BULLETIN

DE LA

COMMISSION GÉOLOGIQUE

DE FINLANDE

N:o 131

**MORÄNENUNTERSUCHUNGEN IM WEST-
LICHEN NORDFINNLAND**

VON

V. OKKO

MIT 12 ABBILDUNGEN UND 4 TABELLEN IM TEXT

HELSINKI
JUN 1944

SUOMEN GEOLOGINEN TOIMIKUNTA
BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 131.

MORÄNENUNTERSUCHUNGEN IM WEST-
LICHEN NORDFINNLAND

VON
V. OKKO

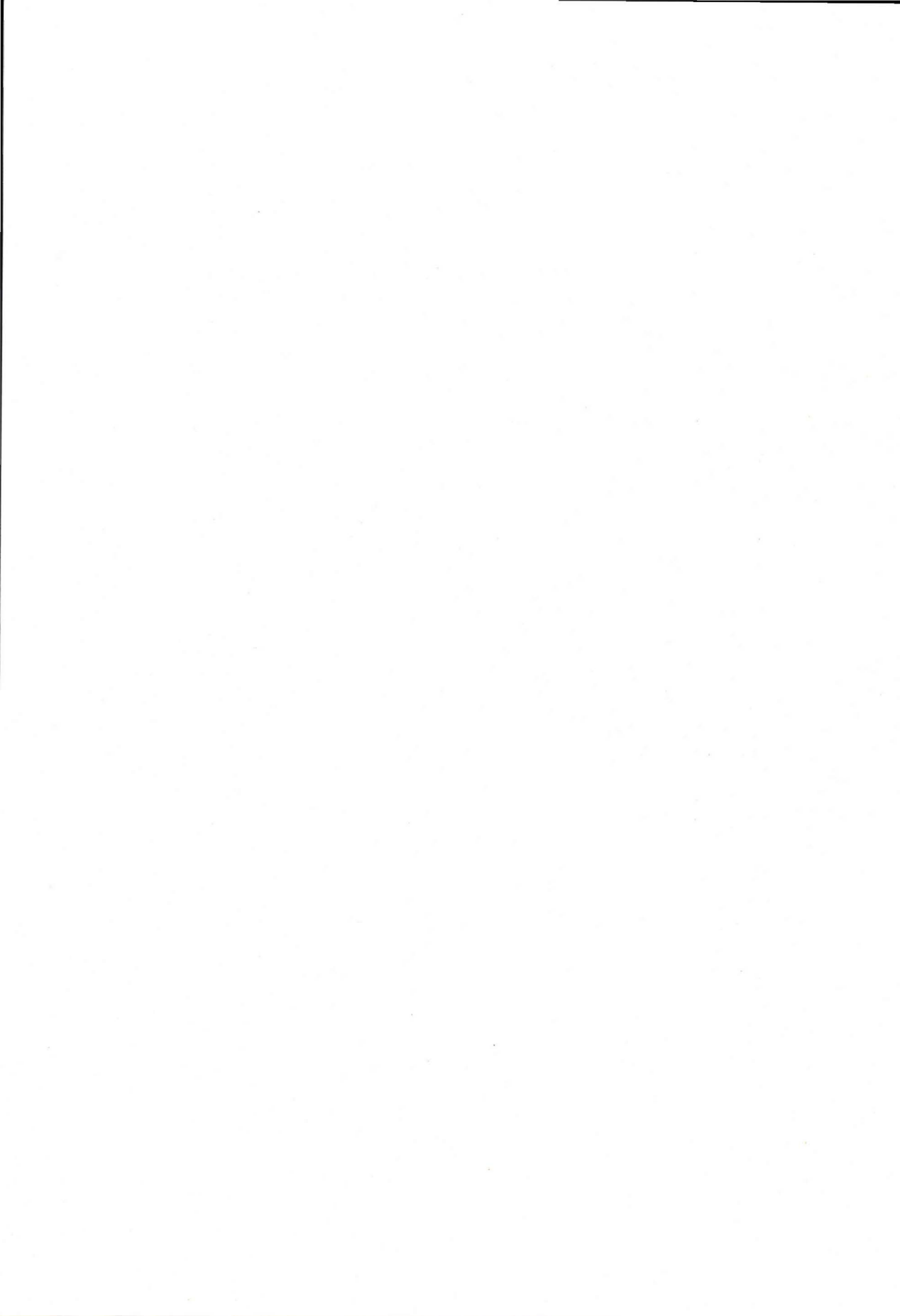
MIT 12 ABBILDUNGEN UND 4 TABELLEN IM TEXT

HELSINKI
JUN 1944
IMPRIMERIE DE L'ÉTAT



INHALT.

	Seite
Einleitung	5
Der Felsgrund	6
Das Verhältnis der Moräne zum Felsgrund	12
Der petrographische Aufbau der Moräne	14
Der mechanische Aufbau der Moräne	17
Die Podsolierung der Moräne	26
Moräne und Pflanzenwuchs	34
Zusammenfassung	41
Literatur	45



EINLEITUNG.

In den Vorkriegsjahren wurden im Auftrage der Geologischen Reichsanstalt*) im westlichen Nordfinnland in den Gebieten der geologischen Kartenblätter von Rovaniemi und Ylitornio Bodenkartierungen ausgeführt, Neben der eigentlichen Kartierungsarbeit wurde bei den Feldarbeiten in den Jahren 1937 und 1938 auch den Eigenschaften der Moränenböden und der auf ihnen herrschenden Vegetation Aufmerksamkeit zugewandt. An den Untersuchungsarbeiten beteiligten sich ausser Verfasser auch Dr. phil. Karl Mölder und Mag. phil. Jorma Mattila, denen ich für ihre wertvolle Hilfe und die angenehme Zusammenarbeit danken möchte. Das Untersuchungsgebiet umfasste zwischen den Flüssen Tornionjoki und Kemijoki ungefähr die Gegend, die zwischen 66° und 67° n. Br. liegt (Abb. 1).

Als Beobachtungsstellen wurden im Gebiet solche Stellen ausgewählt, an denen die Moräne eine ausgedehnte und einheitliche Schicht bildete. Da die Untersuchung in einer Hinsicht auch dem Zweck dienen sollte, inwieweit das Moränenmaterial auf die örtliche Vegetation einwirkt, kam es darauf an, die Beobachtungsstellen so zu wählen, dass bei ihnen die äusseren Bedingungen annähernd gleich wären: eine flache, ebene oder sanft geneigte Fläche, ziemlich tief stehendes Grundwasser, eine starke Moränenschicht sowie eine im Naturzustande befindliche Vegetation. Bei jeder Beobachtungsstelle wurde folgendes berücksichtigt: ungefähre Meereshöhe, Oberflächengestaltung, Grundwassernähe, Felsgrund (sowohl nach der Gesteinskarte als auch möglichst nach örtlichen Beobachtungen), Stärke der Moräne, petrographische Zusammensetzung, Korngrösse, Geschiebereichtum, Podsolierung, Holzarten sowie Waldtyp.

Die Beobachtungsstellen (Abb. 1) sind über das ganze Untersuchungsgebiet verstreut gelegen. Doch ist darauf gesehen worden, aus dem von jeder Gesteinsart gebildeten Felsgrundgebiet mehrere Beobachtungen zu erhalten, selbst wenn es sich um ein verhältnismässig wenig umfangreiches Vorkommen handeln sollte. Doch ist es bei den Waldtypen nicht darauf angekommen, die Beobachtungsstellen irgendwie unterzubringen.

*) Unter dem Namen Geologische Reichsanstalt wird in dieser Arbeit die staatliche geologische Untersuchungsanstalt bezeichnet, die finnisch Geologinen Toimikunta genannt wird.

DER FELSGRUND.

Wie Verfasser in anderem Zusammenhang (Okko 1941) nachzuweisen Gelegenheit gefunden hat, ist das Moränenmaterial des Untersuchungsgebietes durch das Inlandeis vom Felsgrund losgelöst worden. Daher ist die Kenntnis des örtlichen Felsgrundes eine unerlässliche Voraussetzung für die Ermittlung der Gesteinszusammensetzung der Moräne sowie für

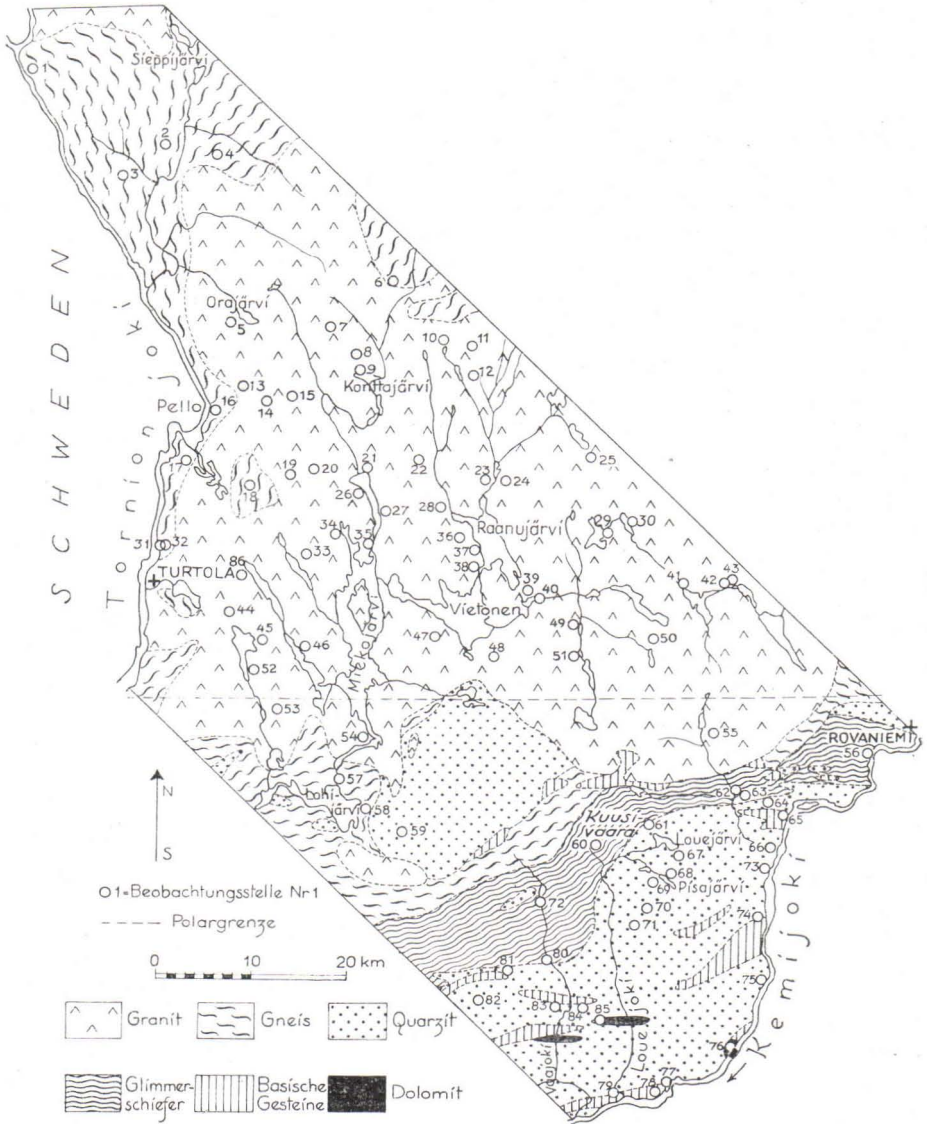


Abb. 1. Das Untersuchungsgebiet, sein Felsgrund und Beobachtungsstellen.

die mit ihrer Hilfe unternommene Erforschung der Bewegungsrichtungen des Eises. Entsprechend bietet die Moränenuntersuchung ein Hilfsmittel für die Felsgrundkartierung zur Bestimmung der Verbreitungsgrenzen der Gesteine sowie zur Auffindung von Gesteins- und Erzvorkommen geringen Umfangs.

Als die Bodenkartierung unternommen wurde, lagen für das Untersuchungsgebiet schon eine Felsgrundkarte (Geologische Reichsanstalt 1910) sowie ein mit ihr verbundenes Erläuterungsheft (Hackman 1918) vor, die als Hilfsmittel benutzt werden konnten. Die Gesteine des Gebietes wurden unter leichter Generalisierung der Felsgrundkarte sowie unter Ausserachtlassung der als unsicher erkannten Alterseinteilung (u. a. Eskola 1941) in sechs verhältnismässig deutlich voneinander unterschiedene Gruppen eingeteilt: granitische, gneisische, quarzitische, glimmerschieferige, basische und karbonatische Gesteine.

Der Anteil dieser Gesteine am Felsgrund der Gegend geht aus Abb. 1 hervor.

Bei Betrachtung der Verbreitungsgebiete der verschiedenen Gesteine ist zu erkennen, dass Granit und Gneis hauptsächlich nur im Nordteil des Gebietes verbreitet sind, während weiter südlich durch das Untersuchungsgebiet eine Zone kristalliner Schiefer verläuft, die Vorkommen basischer Gesteine geringen Umfangs einschliesst. In der Natur geht der Granit gewöhnlich allmählich in Gneis und dieser weiter in Glimmerschiefer und stellenweise in Quarzit über, so dass die Wandlung eines Gesteins in ein anderes meistens durch Vermittlung einer Übergangszone vor sich geht (Hackman 1918, S. 46) und die auf der Karte angegebenen Grenzen nicht genau der Wirklichkeit entsprechen. Auch verallgemeinert die Karte zugleich die Verbreitung der Gesteine, da die kleinflächigen und wenig zahlreichen Einschlüsse fremder Gesteine nicht in sie eingetragen worden sind (Hackman 1918, S. 44).

Den Hauptteil vom Felsgrund des Untersuchungsgebietes macht der Granit aus, der meistens mittelkörniger, roter, massenförmiger und ziemlich gleichmässig gekörnter Mikroklinbiotitgranit ist. Doch nimmt der rote Granit bisweilen durch die grossen Feldspatkristalle porphyrischen Charakter an. Die Farbe des Granits ist manchmal infolge des Feldspats grau. Ferner enthält der Granit stellenweise glimmergneisartige Einschlüsse, so dass der granitische Felsgrund trotz seines Massivcharakters nicht so homogen ist, wie die Karte zeigt. Über den für das Gebiet typischen rötlichen mittelkörnigen Granit hat Hackman drei chemische Analysen (1918, S. 72) veröffentlicht, die in Tabelle Nr. I durch die Nummern 1—3 wiedergegeben sind. In dieselbe Tabelle sind ferner auch andere früher veröffentlichte Gesteinsanalysen aufgenommen worden, um die Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung der verschiedenen Gesteinsgruppen zu zeigen.

Tabelle I. Chemische Analysen einiger Gesteine, die den Haupttypen des Felsgrundes auf dem Untersuchungsgebiete entsprechen. Die Analysen sind aus früheren Veröffentlichungen entnommen und die Probestellen sind folgende: 1 Valkeajärvenvaara, Turtola, 2 Marrasjärvi, Rovaniemi, 3 Aavasaksa, Ylitornio (1—3 nach Hackman 1918), 4 Pikkavaara, Salla (Hackman 1927), 5 Kallinkangas, Kemi (Hackman 1923), 6 Nurmo (Hietanen 1938), 7 Kelontekemä, Kittilä (Hackman 1927), 8 Mantovaara, Sodankylä (Mikkola 1941), 9 Liejeenjoki, Puolanka (Väyrynen 1927), 10 Kittilä Grünsteine (Mikkola 1941), 11 Nuljuvaara, Rovaniemi (Hackman 1914), 12 Kalliokoski, Vaajoki, Tervola (Hackman 1914), 13 Konttijoki, Taipale, Rovaniemi, 14 Kalliokoski, Vaajoki, Tervola, 15 Pirttima, Arpela, Alatornio (13—15 Eskola, Hackman, Laitakari, Wilkman 1919).

Nr.	Granit			Gneis		Quarzit		Glimmerschiefer			Basische Gesteine			Karbonat. Gesteine		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
SiO ₂	74.20	71.24	70.40	73.6	80.93	88.60	61.71	52.87	64.57	49.86	51.28	51.11	—	—	—	
TiO ₂	0.13	0.26	0.16	0.2	—	0.01	1.85	1.19	0.18	2.48	0.35	1.28	—	—	—	
Al ₂ O ₃	12.16	14.81	15.21	14.0	12.88	0.25	17.07	24.89	20.23	13.15	15.14	12.75	} 0.91	} 0.30	} 1.20	
Fe ₂ O ₃	1.04	1.25	0.18	1.0	—	0.92	2.18	5.18	3.83	2.55	1.30	6.90				
FeO	0.16	1.14	1.22	0.9	—	7.92	4.85	5.33	1.87	10.58	6.29	6.81	1.01	1.22	1.44	
MnO	—	—	—	—	—	0.04	0.02	0.09	0.01	—	—	—	—	—	—	
CaO	0.80	1.37	1.33	1.3	—	0.72	0.99	0.97	0.00	7.98	11.67	5.87	29.50	28.25	28.76	
MgO	0.31	0.62	0.59	0.6	0.52	1.25	2.75	2.10	0.23	7.05	10.64	7.22	18.37	19.02	19.55	
N ₂ O	2.48	3.02	2.79	4.5	4.13	0.13	3.02	1.53	2.52	3.17	1.99	4.67	—	—	—	
K ₂ O	6.33	5.11	6.27	3.7	2.02	0.04	3.46	2.46	3.79	0.59	0.30	0.65	—	—	—	
P ₂ O ₅	0.09	—	0.05	—	—	—	—	—	0.64	—	—	0.03	—	—	—	
H ₂ O	0.58	1.44	0.78	0.2	—	0.68	2.00	2.87	1.40	2.30	0.47	1.68	—	—	—	
S	—	—	—	—	—	—	—	—	0.09	—	—	—	—	—	—	
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0.57	—	—	—	—	43.19	42.76	43.93	
Insol.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8.12	8.40	5.52	
Rest.	—	—	—	—	—	—	—	—	2.53	0.29	—	—	—	—	—	
	98.28	100.26	98.98	100.00	100.48	100.56	99.90	100.05	101.89	100.00	99.43	98.97	101.10	99.95	100.40	

Nach den Analysen ist die chemische Zusammensetzung des Granits ziemlich konstant; er enthält neben Quarz, Aluminium und Eisen in geringerem Masse Kalium-, Natrium-, Kalzium- sowie Magnesiumoxyde. Ferner umfasst er geringe Mengen Phosphorpentoxyd sowie Manganoxyd. Diese Bestandteile bilden verschiedene Mineralien, unter denen Quarz, Feldspat (Mikroklin und Oligoklas in wechselnden Mengen) sowie Glimmer (Biotit und weniger Muskovit) die wichtigsten sind. Neben diesen Hauptmineralien tritt im Granit stellenweise Hornblende auf, und als zufällige Bestandteile sind in ihm Magnetit, Apatit und Zirkon anzutreffen (Hackman 1918).

An den Rändern des Granitgebietes sowie auch in seinem Innern finden sich gneisgranitische sowie gneisische Teile, wie Abb. 1 zeigt. Sie bilden vorwiegend Randzonen um das Granitmassiv. Die gneisischen Gesteine sind hauptsächlich Glimmergneise, die bald glimmerschieferartig, bald wiederum granitgneisisch sind, so dass das Gestein sowohl in seinem Aufbau

als auch zugleich in seiner chemischen Zusammensetzung wechselt. Der Glimmer in ihnen ist vorwiegend Biotit, wenngleich auch das Auftreten von Muskovit nicht selten ist. Leider steht keine chemische Analyse für die Gneisgesteine des Gebietes zur Verfügung, aber auf Grund ihrer Struktur schiene ihre Zusammensetzung etwa dieselbe wie die der Granite zu sein, nur dass man bei zunehmender Glimmermenge annehmen kann, dass entweder der Kalium- oder der Natriumoxydgehalt in der Gneiszone wachse. Vergleichshalber sei nach Hackman (1925, S. 17) die für den Gneisgranit des Pikkavaara in Salla berechnete chemische Zusammensetzung dargestellt (Analyse Nr. 4 in Tab. I). Sie erweist sich als den obengenannten Graniten entsprechend, nur dass das Verhältnis der Kalium- und Natriumoxyde verändert ist, da der Glimmer im Gneisgranit des Pikkavaara Muskovit ist.

Durch den Südteil des Untersuchungsgebietes verläuft in der Richtung W—E eine Zone von Sedimentgesteinen, in der die Quarzite und Glimmerschiefer den Hauptteil ausmachen. Ferner ist Quarzit in Vorkommen geringeren Umfangs in der südlichen Randzone des Granitmassivs anzutreffen. Stellenweise gehen die Quarzite in ihren Randteilen ohne deutliche Grenze in Glimmerschiefer über. Die Struktur der Quarzite wechselt von klastischer zu glasartiger sowie von schieferiger zu homogener. Die Quarzitkörner sind fast ausschliesslich Quarz, denn Arkosen sind nur selten anzutreffen und ohne regionale Bedeutung. Auch die Zementierung ist meistens Quarz, wenngleich stellenweise auch ein karbonatischer Zwischenstoff auftritt. Als weitere Bestandteile in den Quarziten kommen Magnetit- und Pyritkristalle vor sowie ferner in den schieferigen Quarziten serizierter Muskovit. Somit sind die Quarzite des Gebietes als Gestein recht homogen, aber ihre regionale Ganzheit wird durch die sie durchdringenden Granitgänge zerbrochen. Die chemische Zusammensetzung der Quarzite ist durchschnittlich zu 80—90 % SiO_2 , aber in den Arkosen nimmt die Quarzmenge ab, wie die von Hackman (1923) dargestellte Analyse über den arkosehaltigen Quarzit von Kallinkangas zeigt (Tab. I Nr. 5). Ausserdem ist in die Tabelle eine Analyse für Süd-Pohjanmaa (Hietanen 1938, S. 59) aufgenommen worden, die die Zusammensetzung der feldspatarmen und also häufigsten Quarzite darstellt (Tab. I Nr. 6).

Nördlich des eigentlichen Quarzitgebietes verläuft parallel mit ihm eine aus Glimmerschiefern bestehende Zone. Im westlichen Teil sind diese phyllitartige, dunkelgraue Gesteine. Weiter nördlich gehen sie zunächst in eigentliche Glimmerschiefer und dann ohne scharfe Grenze in Gneis über. In der Mineralzusammensetzung bedeutet die genannte Veränderung, dass im südlichen Teil der Zone das Gestein dicht, hier chlorit- und da kohlehaltig ist, in dem mittleren die Glimmermenge am reichlichsten ausfällt und im nördlichen der Feldspatgehalt zunimmt. In kleinen Vorkommen sind im Glimmerschiefer Hornblendeschiefer sowie Talkserizitschiefer anzutreffen. Infolge der reichlichen Al-Menge kommen im Glimmerschiefer

stellenweise Granate und Andalusit vor. Der Glimmer in den Schiefen ist bald Biotit, bald wiederum Muskowit, oder beide Glimmerarten können auch zusammen auftreten. Da über die Glimmerschiefer des Gebietes keine chemischen Analysen vorliegen, hat man zum Nachweis der chemischen Zusammensetzung des Gesteins zu andernorts angestellten Bestimmungen zu greifen. Daher sind in Tabelle I drei Analysen anderen Ursprungs aufgenommen worden: Nr. 7 von Hackman (1927) über Glimmerschiefer aus Kelontekemä in Kittilä, Nr. 8 von Mikkola (1941) über Serizitchloritschiefer vom Mantovaara in Sodankylä, welcher Schiefer ausserdem Andalusit enthält, sowie Nr. 9 von Väyrynen (1928) über phyllitischen Glimmerschiefer vom Liejeenjoki in Puolanka. Obgleich die angeführten Stellen weit voneinander entfernt liegen und das Gestein dort seiner Mineralzusammensetzung nach in gewissem Masse wechselt, zeigen die über die Proben angestellten Analysen gewisse Übereinstimmungen. Nach ihnen ist die Gesamtzusammensetzung der Glimmerschiefer nicht so monoton, quarz- und glimmerführend, wie man im allgemeinen annimmt. Der Glimmer ist grösstenteils Biotit, da die Menge des Kaliums grösser als die des Natriums bleibt. Im Vergleich mit der allgemeinen Zusammensetzung der Tonsedimente Finnlands (Aarnio 1938 a, S. 15) sind die Glimmerschiefer stärker verändert als die Tone, wobei in ihnen die Aluminium- und die Eisenmenge gewachsen sind.

Die basischen Gesteine, die Hackman (1918) als Metabasite bezeichnet, bilden in der Quarzit- und teilweise auch in der Gneiszone im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes Vorkommen geringer Ausdehnung. Ihre Gesteine sind nach Hackman »schieferige oder noch massige Veränderungsergebnisse von ursprünglichen Gabbrobergarten, Diabasen, Melaphyren, Pikriten, Peridotiten, basischen Tuffen usw., so dass zu den Metabasiten Uralitgabbros, Uralitdiabase, Uralitporphyrite, Serpentinsteine, Amphibolite und teilweise Amphibolschiefer gehören können, soweit sie nicht sedimentären Ursprungs sind» (Hackman 1918, S. 33). Im Untersuchungsgebiet sind sie meistens Amphibolite, die stellenweise in Hornblendeschiefer übergegangen sind. Bisweilen treten zwischen den Hornblendelamellen helle oder rötliche Feldspate auf, wobei sich das Gestein in Uralitdiabas oder Uralitgabbro wandelt. Auch sogenannte Diabasmandelsteine sind stellenweise anzutreffen. Ihre Mandeln sind aus Anhäufungen verschiedener Mineralien wie Epidot, Chlorit, Biotit und Kalzit entstanden. In ihrer Gesamtfarbe sind die basischen Gesteine grün oder dunkel. Die Farbe beruht auf dunklem oder grünlichem Amphibol, der das Hauptmineral der basischen Gesteine ausmacht. Eine grüne Farbe verleihen ferner Chlorit und Epidot. An sonstigen Mineralien treten Biotit, Feldspat und Erzkörner auf. Der Feldspat ist zur Andesinlabradorgruppe gehörender Plagioklas, aber auch Kalifeldspat ist anzutreffen. Da die Gruppe viele voneinander unterschiedene Gesteine umfasst, ist sie auch in ihrer chemischen Zusammensetzung nicht einheitlich. Doch liegen die Schwankungen innerhalb ge-

wisser Grenzen. Mikkola hat einen Durchschnittswert von 8 Analysen dargestellt (1941, S. 260), die über Grünstein aus Kittilä ausgeführt worden sind (Tabelle I Nr. 10). Vergleicht man mit diesen Werten die von Hackman (1918) dargestellten Analysenergebnisse über den Uralitgabbro des Nuljuvaara in Rovaniemi (Nr. 11) sowie den Diabasmandelstein von Kalliokoski am Vaaajoki in Tervola (Nr. 12), so ist zu erkennen, dass auch deren chemische Zusammensetzung zu derselben Gruppe gehört, so dass die von Mikkola dargestellte Analyse wahrscheinlich auch die durchschnittliche Zusammensetzung der basischen Gesteine des Untersuchungsgebietes widerspiegelt. Kennzeichnend für sie ist die verhältnismässig niedrige SiO_2 -Menge, während dagegen der Anteil von Fe_2O_3 , MgO , CaO und Na_2O im Vergleich zu den vorhergehenden Gesteinen zugenommen hat. K_2O enthalten sie in geringeren Mengen als die Gesteine der granitene Gruppe.

Auch das Auftreten der karbonatischen Gesteine beschränkt sich auf den südlichen Teil des Untersuchungsgebietes, wo sie im Zusammenhang mit Quarziten und basischen Gesteinen ziemlich kleine Vorkommen ausmachen. Sie sind meist dichte, feinkörnige Gesteine, die von hellgrauer oder gelblicher Farbe sind. Gewöhnlich ist die Oberfläche der Felsen wie auch der losen Steine von einer dünnen gelbbraunen Verwitterungskruste bedeckt. Bisweilen ist das Gestein schieferig, wobei auf den Schieferflächen Serizit auftritt. Als sonstige zusätzliche Bestandteile sind im Karbonat Schwefelkies-, Magnetit- und Hämatitkörner anzutreffen. Auch enthalten sie stellenweise Quarzkörner sowie Biotitschuppen. Die chemische Zusammensetzung der Karbonatsteine ist wiedergegeben durch die Analysen Nr. 13—15, die der Untersuchung über die Kalksteine Finnlands (Eskola, Hackman, Laitakari, Wilkman 1919) entnommen sind. Nach ihnen sind die Karbonatsteine des Gebietes Dolomite, deren Kalziumoxydmenge von 28—30 % und deren Magnesiumoxydmenge von 18—20 % wechselt, während sich der Kohlendioxydbetrag auf ca. 43% beläuft. Sonstige Bestandteile sind 1.5—2.5 % salzsäurelösliches Eisen sowie ein unlöslicher Silikatrest, der nicht ausführlicher analysiert worden ist. Aus den oben angegebenen Werten lässt sich das $\text{CaCO}_3/\text{MgCO}_3$ -Verhältnis berechnen, das sich als ziemlich konstant erweist. So bilden die Karbonatgesteine des Gebietes, rein auftretend, ein recht homogenes Dolomitgestein. Seine Einheitlichkeit stören jedoch zahlreiche Quarzgänge sowie in den schieferigen Vorkommen phyllitische wie auch stellenweise quarzitische Zwischenschichten. Soweit ein Dolomitvorkommen an basische Gesteine grenzt, wie im S-Teil des Kirchspiels Rovaniemi, enthält es in reichlicher Menge grünliche Strahlsteinbänder, und seine Randteile scheinen auch sonst der Kontaktwirkung ausgesetzt gewesen zu sein (Hackman 1918, S. 31).

Die Topographie des Felsgrundes bestimmt die allgemeinen Höhenverhältnisse des Gebietes, denn die Moräne verhüllt nur in einer dünnen Schicht die Oberfläche des Felsgrundes. Daher lässt das Relief des Gebietes erkennen, dass die Oberfläche des Felsgrundes schwach von Norden

nach Süden sowie von der Wasserscheide zwischen den in das Bottnische Meer mündenden Flüssen, Kemijoki und Tornionjoki, auch gegen den Fluss geneigt ist. Zusammen mit den absoluten Höhen wachsen auch die relativen Höhen gegen Norden, denn die höchsten Gipfel des Gebietes, die sogenannten Vaara-Berge, liegen auf den Wasserscheiden in seinen nördlichen Teil. Auf verschiedene Felsgrundgebiete sind die Erhebungen nicht deutlicher verteilt, denn sie sind im ganzen Untersuchungsgebiet anzutreffen. Ein einziger beträchtlicherer Unterschied besteht zwischen den flachen und niedrigen Glimmerschiefer- und Dolomitgebieten sowie auf der anderen Seite den höhenreicheren Quarzitgebieten. Dagegen wechselt in den Granit- und Gneisgebieten die Topographie regional, denn teils sind in ihnen zahlreiche Vaara-Berge anzutreffen, teils ist ihr Felsgrund sogar stark ausgeebnet.

Die Abtragung der Oberfläche des Felsgrundes ist hauptsächlich vor der Eiszeit vor sich gegangen. Die Bewegung des Inlandeises hat nur Schrammen und Rinnen in der Oberfläche verursacht und stellenweise die Felsen zu sogenannten Rundhöckern abgeschliffen. Derartige Anzeichen, die die Bewegungsrichtung der Vereisung erkennen lassen, sind im Untersuchungsgebiet nur an verhältnismässig wenigen Stellen angetroffen worden, da die postglaziale Verwitterung sie abgetragen hat an den Stellen, wo die Oberfläche des Felsens längere Zeit nackt gewesen ist. Die Schrammenbeobachtungen erweisen, dass die frühere Bewegung und Verfrachtung des Inlandeises aus NNW vor sich gegangen ist. Zuletzt hat die Vereisung sich von Westen nach Osten bewegt (Okko 1941).

DAS VERHÄLTNIS DER MORÄNE ZUM FELSGRUND.

Die Moräne macht im Gebiet die am meisten verbreitete Bodenart aus, von der der grösste Teil des Felsgrundes bedeckt ist. Nur stellenweise ist die Moränenschicht so dünn, dass sie ganz abgetragen worden ist, wie in den gegenwärtigen und früheren Uferzonen an Stellen, wo die Abrasion dank Topographie und Exposition stark gewirkt hat. Bisweilen wiederum ist die Moräne von später entstandenen Bodenarten bedeckt worden und erstreckt sich somit nicht überall bis an die Bodenoberfläche, obgleich sie in der Tiefe die jüngeren Bodenarten vom Felsgrund trennt. In Anbetracht ihrer Ausdehnung ist die Moränenschicht sehr dünn. Ihre grösste Stärke erreicht sie auf niedrigem und ebenem Grund, aber auch die Moränendecke, die die Hänge und Gipfel der Erhebungen verhüllt, ist, abgesehen von den obengenannten örtlichen Felsgrundblößen, so gut wie einheitlich. Für eine derartige, verhältnismässig dünne, den Formen des Felsgrundes elastisch folgende Moränenschicht kennzeichnend ist eine dichte, unsortierte Struktur, die bisweilen durch Tonmaterial sehr fest zementiert ist. Die dichte Grundmoräne ist bedeckt von einem lockereren Oberflächenteil, so

dass die Bodenart an die von Kivinen (1941) beschriebene, in den Vaara-Gebieten auftretende Moräne erinnert, deren Verbreitung jedoch stärker beschränkt ist, denn im Untersuchungsgebiet ist in der Moräne auch auf niedrigen Boden eine lockerere Oberflächenschicht anzutreffen. Im allgemeinen wirkt die Moränenschicht ausgleichend auf die Höhenverhältnisse des Gebietes ein, denn die ausschliesslich aus Moränenmaterial gebildeten Erhebungen sind von geringer Grösse. Die häufigsten unter ihnen sind die in der Bewegungsrichtung des Eises langgestreckten Moränenrücken, deren Form von schmalen osförmigen bis zu fast runden wechselt. Die senkrecht gegen diese gelegenen Randmoränen sind wenig zahlreich und von geringer Grösse.

Das Moränenmaterial ist durch das Inlandeis von seiner Unterlage abgelöst und verfrachtet worden, bis es bei der Eisschmelze an seinen gegenwärtigen Stellen aufgeschüttet worden ist. Da Verfasser früher in anderem Zusammenhang die Moräne des Gebietes in ihrem Verhältnis zum Felsgrund behandelt hat (Okko 1941), mag es hier genügen, die angestellten Beobachtungen kurz zu wiederholen.

Durch eine an jeder Beobachtungsstelle ausgeführte Steinzählung wurde die petrographische Ausbildung der Moräne bestimmt. Dadurch konnte ermittelt werden, dass die Moräne grösstenteils von dem örtlichen Felsgrund herrührte. Gewöhnlich war sie jedoch in gewissem Masse von der Bewegungsrichtung des Inlandeises abgewichen. Am stärksten ist die Abweichung im Nordwestteil des Untersuchungsgebietes gewesen, wo festgestellt wurde, dass das Moränenmaterial sich vom Nordwesten und Westen her auf den entgegenstehenden Felsgrund so reichlich verschoben hatte, dass die Gesteinsgrenze in der Moräne östlich der entsprechenden Grenze des Felsgrundes zu liegen kam. Das Inlandeis ist dann noch während des Schmelzstadiums aktiv gewesen und hat in so reichlichen Mengen Material mit sich zu führen vermocht, dass die aus seiner Unterlage gelösten Steine bei weitem nicht gleich dazu gekommen sind, in den Oberflächenteil der Moränenschicht aufzusteigen. Darauf beruht der beim Erzschrufen beachtenswerte Umstand, dass die aus dem Mutterfels abgelösten Geschiebe oft gar nicht in der Bodenoberfläche gleich in unmittelbarer Nähe des Felsens, sondern erst eine Strecke weit entfernt in der Bewegungsrichtung des Eises anzutreffen sind. Wenn der Mutterfels von Moräne bedeckt ist, hat man ihn, mit anderen Worten, weiter entfernt von der Zuflussrichtung des Eises als von der Stelle zu suchen, auf die die Spitze des Beschüttungskegels fällt.

Im Südteil des Untersuchungsgebietes ist die Verfrachtungsfähigkeit geringer gewesen, da die Moräne dort örtlicher als weiter nördlich ist. Das bezeugen unter anderem die für verhältnismässig kleine Dolomitgebiete angestellten Steinzählungen, nach denen die Steine in der Oberflächenschicht der Moräne fast zur Hälfte von dem unterlagernden Felsgrund ausgegangene Dolomitgesteine sind. Da in demselben Gebiet die Richtung

der Schrammen, die die letzte Vorstossrichtung des Eises wiedergeben, schwankt, ist es offenbar, dass die Topographie der Unterlage dabei die Bewegung des Eisrandes bestimmt hat. Das beweist im Verein mit der schwachen Verfrachtungsfähigkeit des Eises, dass der Eisrand während der Schmelzzeit dünn wie auch schwach aktiv gewesen ist (H. W-son Ahlmann 1938, S. 335—336).

Je grösser das der Moräne als Unterlage dienende, aus demselben Gestein bestehende Felsgrundgebiet ist, desto beträchtlicher ist die Menge des von ihm ausgegangenen, in der Moräne enthaltenen Materials.

Gegenüber der Abtragung durch das Eis verhielten sich die Gesteine des Gebietes in verschiedener Weise. Als am festesten stellte sich der Quarzit heraus, dessen einzelne Steine bis zu 85 km von der Ausgangsstelle vom Eis verschleppt werden konnten. Auch schon als Fels ist dieses Gestein am widerstandsfähigsten gewesen, denn seine Erhebungen bilden auch heute noch die südliche Vaara-Zone des Untersuchungsgebietes. Am meisten Geschiebe sind in die Moräne aus granitischem und gneisischem Felsgrund eingetreten, was auf der weiten Verbreitung dieser Vorkommen wie auch auf der für die granitischen Gesteine eigenartigen Spaltbarkeit beruhen mag. Der Glimmerschiefer dagegen erweist sich als leicht abnutzbar und sein Anteil am feinen Material der Moräne ist grösser als unter den Steinen, deren Menge in der Bewegungsrichtung des Eises leicht abnimmt.

Als allgemeine Regel scheint im Untersuchungsgebiet zu gelten, dass, je härter das Gestein ist, seine Geschiebe um so weiter haben verfrachtet werden können. Geschiebe eines weichen und leicht zerfallenden Gesteins sind am reichlichsten anzutreffen in unmittelbarer Nähe des Mutterfelsens, wo der Anteil des Gesteins in den feineren Fraktionen zuzunehmen scheint.

DER PETROGRAPHISCHE AUFBAU DER MORÄNE.

Aus dem Obigen folgt, dass in der Entstehungsphase der Moräne in beträchtlichem Masse eine Vermischung des aus dem Felsgrund ausgetretenen Materials vor sich gegangen ist. Die Felsgrundkarte gibt daher von der petrographischen Zusammensetzung der Moräne nur das vorherrschende Gestein an. Soweit es sich um im Felsgrund anzutreffende Gesteinsvorkommen sehr geringer Ausdehnung handelt, kann das von ihnen ausgegangene Material in der Moräne sehr belanglos bleiben.

Durch die im Untersuchungsgebiet angestellten Steinzählungen sollte die durchschnittliche Gesteinzusammensetzung des einem jeden Felsgrundgebiet entsprechenden Morärentyps ermittelt werden. Da bei den Steinzählungen nur Steine mit einem Durchmesser von 5—10 cm berücksichtigt worden sind, lässt sich mit ihrer Hilfe nur die relative Zusammensetzung des Materials dieser Grössenklasse herausstellen. Das Verhältnis braucht nicht bei allen Grössenstufen dasselbe zu bleiben, aber es bietet immerhin

einen Vergleichspunkt für den petrographischen Aufbau der Moränen der verschiedenen Gebiete. Das erhaltene Ergebnis wird durch Abb. 2 veranschaulicht. Aus ihr geht zunächst hervor, dass im Granitgebiet die

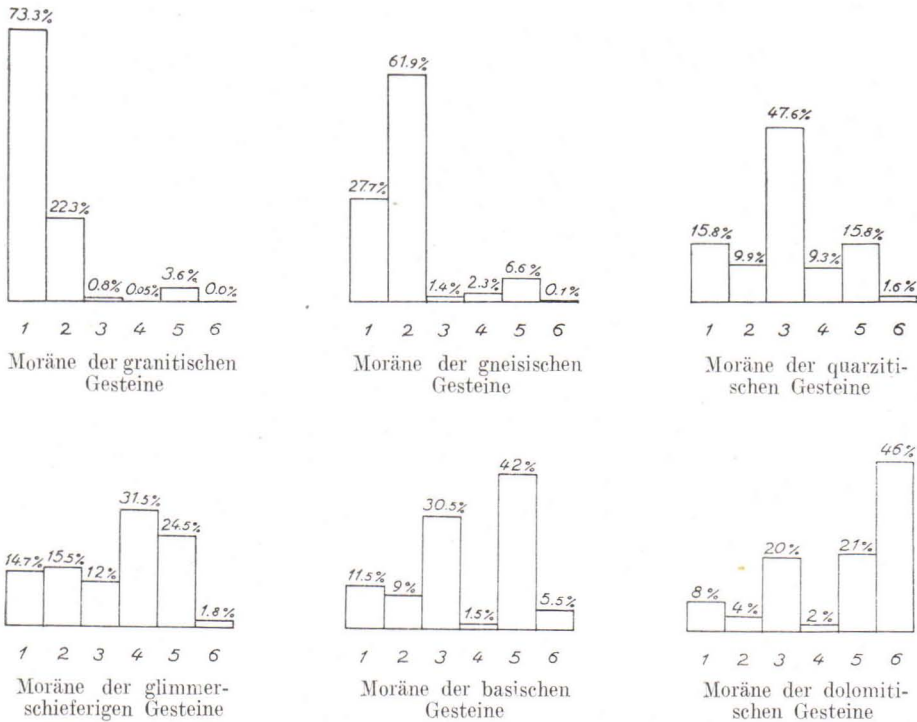


Abb. 2. Die durchschnittliche petrographische Zusammensetzung der Moräne in den Gebieten der verschiedenen Gesteine (nach Morärentypen). Waagerechte Numerierung: 1 granitische, 2 gneissische, 3 quarzitische, 4 glimmerschieferige, 5 basische und 6 karbonatische Gesteine.

Wirkung des örtlichen Felsgrundes am deutlichsten ist. Der Anteil der granitischen Steine an der Zusammensetzung der Moräne macht dort 73.3 % aus. Zählt man zu diesem Betrag den der Gneise hinzu, nämlich 22.3 %, so ist festzustellen, dass die Moräne fast ausschliesslich aus dem örtlichen Felsgrund entstanden ist, was auch natürlich erscheint, da das Granitgebiet eine einheitliche und ausgedehnte Fläche umfasst. Die Moräne enthält ausser dem granitischen Bestandteil in kleinen Mengen Quarzit, Glimmerschiefer sowie basische Gesteine. Sie vertreten zum Teil weither gekommenes Material, das bekanntlich in erster Linie in der Oberflächenschicht der Moräne, über die alle Steinzählungen ausgeführt worden sind, verstreut auftritt. Auf der anderen Seite wies die Häufung einzelner Geschiebe in bestimmten Gebieten darauf hin, dass der granitische Felsgrund aus diesen Gesteinen bestehende Einschlüsse geringer Ausdehnung enthielte (Okko 1941). Dasselbe betrifft begreiflicherweise auch die Moräne

anderer Gesteinsgebiete, da ihr petrographischer Aufbau noch abwechslungsreicher ist. Ferner zeigt die Abbildung, dass der Anteil des vom örtlichen Felsgrund stammenden Materials an der Moräne im allgemeinen abnimmt, je kleiner das Gesteinsgebiet ist. Mehr als zur Hälfte örtliches Material enthält nur die Moräne der Granit- und Gneisgebiete. Am wenigsten eigenes Material hat glimmerschieferiger Felsgrund gegeben. Dagegen ist zu bemerken, dass die Moränensteine verhältnismässig wenig umfangreicher Dolomitvorkommen infolge der Fähigkeit des Dolomitgesteins, mechanischem Zerbrechen zu widerstehen, fast zur Hälfte örtlich sind. Mit anderen Worten, nicht allein die Grösse eines einheitlichen Gesteinsgebietes sondern auch die Eigenschaften des betreffenden Gesteins wirken auf den petrographischen Aufbau der Moräne ein. Vergleicht man miteinander z. B. Moränen von Quarzit- und Glimmerschiefergebieten, so ist zu erkennen, dass der Quarzit Material von einer für die Steinzählungen geeigneten Grösse in weit reichlicherem Masse als der weiche Glimmerschiefer an die Moräne abgegeben hat. Das bedeutet keineswegs zugleich auch dies, dass das Verhältnis ebenfalls auf den anderen Grössenstufen gleich bliebe. Vielmehr erscheint es natürlich, dass der Glimmerschiefer schon bei der Verfrachtung mit dem Eise in feinere Fraktionen zerrieben worden ist.

Da die Moränen der oben dargestellten Gesteinsgebiete trotz der Vermengung des Materials jede petrographisch ihren eigenen Morärentyp bilden, kann die Moräne des Untersuchungsgebietes unter Zugrundelegung einer petrographischen Einteilung in die den Gesteinsgruppen entsprechenden Morärentypen geschieden werden. Damit ist bei der zu demselben Morärentyp gehörenden Moräne überall der Anteil derselben Gesteinsgruppe massgebend. Dabei ist jedoch zu bemerken, dass im Untersuchungsgebiet nirgends eine Moräne angetroffen worden ist, die, ausschliesslich von dem als Unterlage dienenden Felsgrund ausgegangen, aus einem einzigen Gestein entstanden wäre. Nur in den Granit- und in den Gneisgebieten entspricht die Moräne in ihrer Zusammensetzung am meisten dem örtlichen Felsgrund, während sie überall andernorts eine Mischung bildet, bei der der Anteil des örtlichen Felsgrundes im allgemeinen am grössten ist, wengleich daneben auch Bestandteile anderer Gesteine auftreten. Somit gleichen sich in der Moräne die petrographischen Verschiedenheiten des Felsgrundes aus, und die ihnen entsprechenden Grenzen werden zu Übergangszonen.

Entsprechend gleicherweise ist naturgemäss die Mineralzusammensetzung der Moräne. Das bedeutet, dass ausser den im örtlichen Felsgrund auftretenden Mineralien in der Moräne auch aus anderen Gesteinen der nächsten Umgebung stammende enthalten sind, so dass das Moränenmaterial in diesem Sinne vielseitiger als die des örtlichen Felsgrundes ist. So umfasst z. B. die Moräne im Dolomitgebiet ausser den Karbonatmineralien unter anderem Minerale basischer und granitischer Gesteine. Bei der Vermengung des Mineralmaterials gleicht sich auch die chemische Zusammensetzung

der Moräne so aus, dass bei ihr im Vergleich zu der des Felsgrundes die Unterschiede geringer sind. So ist z. B. im Quarzitgebiet die chemische Zusammensetzung der Moräne, nach ihrer petrographischen Ausbildung zu schliessen, weit vielseitiger, als der Felsgrund erkennen lässt. Eine derartige Vermischung des Moränenmaterials ist in einem bestimmten Sinne günstig z. B. für die Vegetation, der dadurch ein vielseitiger Standboden zur Verfügung steht.

DER MECHANISCHE AUFBAU DER MORÄNE.

Zur Feststellung der mechanischen Zusammensetzung der Moräne wurde an jeder Beobachtungsstelle schon im Zusammenhang mit den Feldarbeiten eine augenscheinliche Schätzung ausgeführt, bei der das Moränenmaterial in folgende Gruppen eingeteilt wurde: Geschiebe, Kies, Sand, Feinsand, Schluff und Ton. Die Frequenz jedes Bestandteils wurde unter Benutzung folgender Skala geschätzt: 3 = reichlich, 2 = normal, 1 = wenig und 0 = gar nicht. Auch wurden Zwischenstufen benutzt, wobei hinter die Frequenzzahl ein +- oder -- Zeichen gesetzt wurde, je nachdem es notwendig war. Einer ähnlichen Abstufung haben sich zuvor Granlund und Wennerholm bedient (1935, S. 12).

Die Geschiebefrequenz wurde meistens auf Grund der an der Erdoberfläche auftretenden Geschiebe bestimmt. Nur an Stellen, wo ein tieferer Vertikalschnitt, ein Kiesgrubengang oder dgl., zur Verfügung stand, liess sich die Geschiebefrequenz auch tiefer feststellen, wobei im allgemeinen beobachtet wurde, dass an der Bodenoberfläche auch an anscheinend nichtausgewaschenen Stellen in reichlicherem Masse Geschiebe auftraten. Am meisten Geschiebe fanden sich begreiflicherweise in den eigentlichen Ufer- u. a. Aufschüttungen, aber sie bleiben hier ausser Betracht. Der Geschiebereichtum der Moräne konzentriert sich auf bestimmte Gebiete, deren Oberfläche von reichlichem Geröll bedeckt ist. Es tritt entblösst an solchen Stellen auf, an denen die Bodenvegetation verbrannt oder sonstwie entfernt ist (z. B. Abb. 3). Derartige geschiebereiche Gebiete waren als Vorkommen geringer Ausdehnung hier und da im ganzen Untersuchungsgebiet verstreut anzutreffen, auch scheinen sie sich weder auf eine bestimmte Höhe zu konzentrieren noch mit bestimmten Steinen verbunden zu sein. Als Beispiele derartiger Vorkommen genannt seien Vuoskulompolo in Ylitornio (28), Selkävaara in Turtola (20), das Gelände nördlich des Sees Kuusijärvi (19), im Quarzitgebiet der Kätkävaara in Tervola (84), Valkia-vaara (82) und die Umgebung des Sees Sivakkajärvi (81) sowie im Glimmerschiefergebiet Mustamaa am Vaajoki in Tervola (80).

Die Mittelwerte der für verschiedene Beobachtungsstellen erhaltenen Geschiebefrequenzen wurden berechnet, indem die Beobachtungsstellen nach ihrer absoluten Höhe derart in drei Gruppen eingeteilt wurden, dass

zu der ersten Gruppe alle die Beobachtungen gehören sollten, deren Höhe weniger als hundert Meter über dem Meere betrug, während die der zweiten Gruppe zuzuzählenden zwischen 100 und 200 m und die in die dritte Gruppe einzubeziehenden über 200 m hoch gelegen waren. Die so abgegrenzten Höhenzonen vertreten zugleich ungleichaltrigen Boden, denn die post-



Abb. 3. Geschiebereiche Moräne auf dem Naskuttajavaara im Kirchspiel Rovaniemi.

glaziale Landhebung hat auch im Untersuchungsgebiet Uferverschiebung verursacht. Je geringer die gegenwärtige absolute Meereshöhe einer Beobachtungsstelle ist, um so kürzere Zeit ist diese von der Wasserbedeckung befreit gewesen. Im beginnenden Litorina lag das Ufer ca. 100 m höher als heute, so dass die zu der untersten Höhenzone gehörenden Beobachtungsstellen erst während des Litorina oder danach aus dem Meere aufgestiegen sind. Einen anderen Anhaltspunkt bietet die Höhenlage von etwa 200 m, da im Untersuchungsgebiet die stark entwickelten Uferbildungen, die annähernd in dieser Höhe liegen, im ausgehenden Spätglazial entstanden sind (Hyypä 1936 sowie sein Vortrag in der Finnischen Geographischen Gesellschaft am 15. 10. 1943). Somit ist der Boden an den in der zweiten Höhenzone gelegenen Beobachtungsstellen im Postglazial vor Beginn des Litorina aus dem Wasser aufgestiegen. Die oberste Höhenzone umfasst dagegen solche Stellen, die schon im Spätglazial landfest geworden sind.

Als das Ufer sich von seiner höchsten Lage stufenweise an seine gegenwärtige Stelle verschob, wurde jedes in höhenmässiger Reihenfolge der Behandlung der Uferkräfte ausgesetzt. Die Untersuchungen über die nacheiszeitliche Landhebung (u. a. Lidén 1938, Sauramo 1939) haben erwiesen, dass die Uferverschiebung im Spätglazial am schnellsten gewesen ist, wonach sie sich auf die Gegenwart zu stetig verlangsamt hat. Somit sind die früher vom Meere befreiten Stellen kürzere Zeit als das später verlandete Gebiet in der Uferzone gelegen gewesen. Der entsprechende Unterschied, müsste man annehmen, trete auch in der Auswaschung der

oberflächlichen Schicht des Bodens hervor, denn der Einfluss der Uferkräfte erscheint naturgemäss am stärksten an solche Stellen, an denen die Uferverschiebung langsam vor sich gegangen ist. Somit bieten die in verschiedenen Höhen angestellten Beobachtungen zugleich die Gelegenheit, den Aufbau der Moräne in ungleichaltrigen sowie verschieden stark ausgewaschenen Zonen zu vergleichen.

Dasselbe Material wurde auch unter Benutzung eines anderen Einteilungsgrundes den petrographischen Typen der Moräne entsprechend gesichtet, wobei für jeden Moränentyp der Mittelwert der Geschiebefrequenz bestimmt wurde. Die so erhaltenen Ergebnisse machen keinen Anspruch auf absolute Genauigkeit, sondern bezeichnen die relative Geschiebefrequenz der Oberflächenschicht der Moräne und gestatten Vergleiche zwischen verschiedenen Stellen.

Das gewonnene Ergebnis wird durch Abb. 4 veranschaulicht. In dieser ist links die Geschiebefrequenz nach Moränentypen und rechts nach Höhenverhältnissen angegeben. Beim gegenseitigen Vergleich der Moränentypen

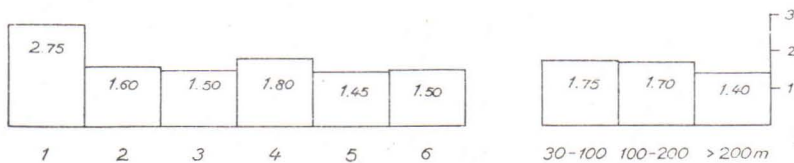


Abb. 4. Die Geschiebefrequenz der Moräne links nach Moränentypen und rechts nach Höhenverhältnissen gruppiert. Die Moränentypen sind von links nach rechts in laufender Zahlenreihe untergebracht, wobei die Numerierung folgende ist: 1 = Moräne granitischer Gesteine, 2 = Moräne gneissischer Gesteine, 3 = Moräne quarzitischer Gesteine, 4 = Moräne glimmerschieferiger Gesteine, 5 = Moräne basischer Gesteine und 6 = Moräne dolomitischer Gesteine.

erweist sich die Moräne granitischer Gesteine als geschiebereicher als die übrigen Gruppen, indem sie die durchschnittliche Frequenzstufe von 3—erreicht, während bei den übrigen Moränentypen die Geschiebefrequenz zwischen 1—2 bleibt. Bei allen anderen ist sie ungefähr 1.5, abgesehen vom Glimmerschiefergebiet, wo sie unerwartet auf 1.8 steigt. Die Moräne granitischer Gesteine ist auch früher als verhältnismässig geschiebereich festgestellt worden, so dass es sich um eine auf der eigenen Natur des Gesteins beruhende Eigenschaft handeln mag. Damit könnte man auch zwischen den übrigen Gesteinsgebieten deutlichere Grenzen erwarten. Ihr Moränenmaterial ist jedoch, wie oben nachgewiesen, stärker gemischt als in dem grossen Granitgebiet, was seinerseits ausgleichend auf die Geschiebefrequenz eingewirkt hat. Darauf kann teilweise die Geschiebefrequenz des Glimmerschiefergebietes beruhen, da dort am meisten Fremdmaterial auch schon im Gesteinsmaterial der Steinzählungen festgestellt wurde. Der Glimmerschiefer hat jedoch auch selbst stellenweise recht reichliche Geschiebe abgegeben, wie z. B. am Vaajoki festzustellen ist. Immerhin lassen die Geschiebe dann Verwitterung erkennen, was beweist, dass das Gestein nicht widerstandsfähig gegen Abnutzung ist.

Nach der absoluten Höhe gruppiert, scheint die Geschiebefrequenz am grössten zu sein in dem am niedrigsten gelegenen Gebiet, von wo aus sie sich mit wachsender Höhe vermindert. Doch ist der Unterschied unbedeutend und an den verschiedenen Beobachtungsstellen wechselnd. Da die Geschiebebeobachtungen in verschiedenen Höhenzonen an einer in verschiedener Weise ausgewaschenen Bodenoberfläche angestellt worden sind, beruht offenbar die Zunahme der Geschiebefrequenz weiter unten darauf, dass das ehemalige Meer in seiner Rückzugsphase die Bodenoberfläche näher der jetzigen Küste stärker ausgewaschen und dadurch mehr Steine freigelegt hat. Somit erscheint die bei der Uferverschiebung vor sich gegangene Auswaschung als Zunahme der Geschiebefrequenz in solchen Gebieten, in denen die Regression langsam gewesen ist.

Die übrigen Bestandteile der Moräne wurden im Zusammenhang mit den Feldarbeiten aus der unter der Oberflächenschicht gelegenen unausgewaschenen Moräne dadurch bestimmt, dass eine hinreichend, ca. 0.5 m tiefe Grube in ihr ausgehoben wurde, wobei ihr Grund in die unveränderte Moräne reichte. Soweit fertige Schnitte zur Verfügung standen, wurden in entsprechender Höhe an ihrer Wand Beobachtungen angestellt. Dabei kam es darauf an, unter Benutzung der oben dargestellten Skala die relative Frequenz jedes Bestandteils zu bestimmen. Da die Trennung der feinsten Fraktionen, Schluff und Ton, sich im Felde als schwer erwies, wurden sie später zu einer gemeinsamen Gruppe vereinigt. So ergaben sich als Grundlage der Behandlung vier Fraktionsgruppen, nämlich Kies, Sand, Feinsand, Schluff + Ton. Ihre durchschnittlichen Frequenzwerte wurden gesondert für jeden Morärentyp sowie die verschiedenen Höhenzonen berechnet. Abb. 5 zeigt die Verteilung der verschiedenen Fraktionen auf diese Gruppen. In allen Fraktionen wechseln die Frequenzen in den Ge-

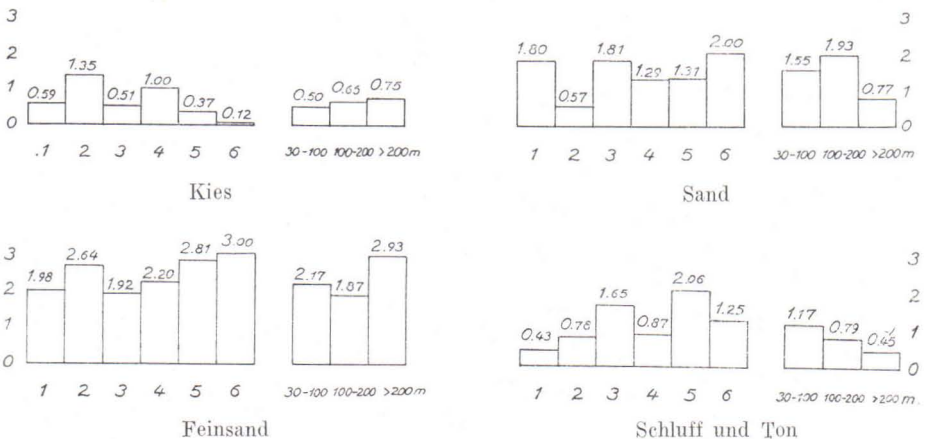


Abb. 5. Die Frequenz der verschiedenen Fraktionen der Moräne nach Morärentypen und Höhenzonen. Die waagerechte Numerierung 1—6 bezeichnet die Reihenfolge der Morärentypen, die dieselbe ist wie in Abb. 4, Rechts sind die Höhenzonen angegeben. In beiden Abbildungen bezeichnet die Höhe der Kolumnen unter Benutzung einer Skala von 0—3 die relative Frequenz des Bestandteils.

bieten der verschiedenen Morärentypen, wenngleich das Hauptmaterial überall aus Sand und Feinsand besteht. Kies findet sich am meisten in der Moräne gneisischer Gesteine, danach in der Moräne glimmerschieferiger Gesteine, und am wenigsten ist er im Zusammenhang mit Dolomit anzutreffen. In seiner Frequenz tritt somit bei den verschiedenen Morärentypen ein recht beträchtlicher Wechsel auf, bei dem die Tendenz zu bestehen scheint, dass der Kiesgehalt in den im Südteil des Untersuchungsgebietes gelegenen Moränen quarzitischer, basischer und dolomitischer Gesteine abnimmt. Zugleich nimmt die Kiesmenge mit wachsender absoluter Höhe etwas zu. Im Vergleich mit der Geschiebefrequenz vollzieht sich die letztere Veränderung in umgekehrter Richtung. Desgleichen ist die geschiebereiche Moräne granitischer Gesteine sehr kiesarm. Nur im Glimmerschiefergebiet treten sowohl Geschiebe als auch Kies in einer über dem Durchschnitt gelegenen Menge auf.

Das Hauptmaterial der Moräne machen überall Sand und Feinsand aus, die ebenso wie Kies und Geschiebe einander derart zu ergänzen scheinen, dass, wo in reichlicheren Mengen Sand vorkommt, wie in den Moränen granitischer und quarzitischer Gesteine, entsprechend weniger Feinsand auftritt. Ein anderer Wechsel im Vorkommen des Sandes kann nicht unterschieden werden. Dagegen scheint der Feinsandgehalt in den Moränen der basischen und dolomitischen Gesteine zuzunehmen, in denen auch der Anteil der feinsten Fraktion verhältnismässig beträchtlich ist. Ebenso verhält es sich auch mit den Quarzitmoränen. Die erhaltenen Unterschiede sind jedoch so gering, dass für die Moräne des Untersuchungsgebietes überall ein fast gleicher mechanischer Aufbau, in den Sand und Feinsand den Hauptteil ausmachen, kennzeichnend ist. Das Material ist im Granitgebiet etwas gröber als anderswo.

Um zuverlässigeres Vergleichsmaterial zu gewinnen, wurde unter Benutzung der Köhnschen Pipettenmethode über Proben, die an 29 Beobachtungsstellen aus 0.5 m Tiefe entnommen worden waren, eine Schlamm-analyse angestellt. Die Analyseergebnisse sind dargestellt in Tabelle II, aus der ferner die Entnahmestellen der Proben, die Ablagerungsform der Moräne, ihr petrographischer Typ, ihre Meereshöhe sowie relative Geschiebefrequenz zu ersehen sind. Des weiteren ist in der Tabelle jede Probe mit der entsprechenden Ziffer versehen, mit der ihre Entnahmestelle in Abb. 1 bezeichnet ist. Die analysierten Proben sind darin nach den absoluten Höhen der Beobachtungsstellen gruppiert, ausserdem sind in der Tabelle der durchschnittliche Aufbau der Moräne in den verschiedenen Höhenzonen sowie der Mittelwert aller Proben angegeben. Ein wesentlicher Unterschied in der mechanischen Zusammensetzung der Moräne tritt in den verschiedenen Höhenzonen nicht hervor, vielmehr gehört ihr Aufbau überall zu demselben Typ, der durch den hohen Feinsandgehalt gekennzeichnet ist. Ferner ist zu bemerken, dass der Tonreichtum in allen Höhenlagen verhältnismässig stark wechselt, wie auch andernorts in Finnland

Tabelle II. Mechanische Zusammensetzung der Moräne nach Schlämmanalysen.

Nr.	Probestelle	Oberflächenform	Morärentyp	Höhe ü. M. in M.	Geschle- betze- quantz	Korngrösse in mm.					
						2—0.5	0.5— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.02	0.02— 0.002	<0.002
14	Turtola, Pello Ritavaara	Gipfel des »Vaara-Berges»	gneisisch	c. 260	2—3	14.10	5.67	35.25	24.80	18.20	2.00
4	Kolari S, Sammalvaara	»	»	247	2—3	26.03	8.56	33.22	16.45	14.70	1.00
2	Kolari S, Äijävaara	»	»	240	1	21.63	13.45	38.02	11.65	12.95	2.30
36	Ylitornio, Romakka	»	granitisch	c. 240	1	25.95	14.38	41.07	8.20	9.70	0.70
34	Ylitornio, Moinavaara	»	»	235	1	32.99	13.42	34.23	9.10	9.15	1.10
42	Ylitornio, Näätävaara	»	»	215	1	27.51	15.98	38.66	5.40	10.95	1.50
47	Ylitornio, Sompanen	»	»	210	2	21.45	16.32	46.53	9.25	5.75	0.70
21	Ylitornio, Lankovaara	»	»	203	3	33.52	16.10	34.67	8.2	6.75	0.75
45	Turtola, Et. Alposrova	»	»	c. 200	1—2	14.70	10.04	44.51	13.55	15.55	1.65
	Mittelwert der Proben 1—9			200—260		24.21	12.65	38.46	11.84	11.52	1.30
60	Rovaniemi, Kuusivaara	Drumlin	glimmerschieferig	c. 180	1	21.61	11.58	38.75	13.45	12.05	2.55
71	Rovaniemi, Pisavaara	Gipfel des »Vaara-Berges»	quarzitisch	c. 170	3	17.83	13.34	29.62	16.30	20.40	2.50
61	Rovaniemi, Palokkaanmaa	Grundmoräne	glimmerschieferig	153	2	19.81	12.62	40.56	17.80	8.80	0.40
24	Ylitornio, Muotkavaara	Gipfel des »Vaara-Berges»	granitisch	130—140	1	27.56	10.87	35.06	10.80	12.70	3.00
64	Rovaniemi, Hirvas	Drumlin	quarzitisch	130	3	19.71	12.02	41.86	10.90	13.65	1.85
72	Rovaniemi, Vaajoki	Grundmoräne	glimmerschieferig	c. 120	2	21.44	16.32	46.53	9.25	5.75	0.70
57	Ylitornio, Lohijärvi	»	granitisch	c. 100	2—3	34.04	17.70	35.45	7.40	4.70	0.70
43	Rovaniemi, Lehtojärvi	Radialmoräne	»	c. 100	2—3	36.63	11.77	28.15	7.35	12.60	3.50
	Mittelwert der Proben 10—17			100—200		24.83	13.28	36.99	11.65	11.33	1.97
56	Rovaniemi, 8 km SW	Drumlin	glimmerschieferig	90—100	2—3	18.21	12.06	46.12	10.40	10.85	2.35
81	Tervola, Sivakkajärvi	»	quarzitisch	80—100	2—3	16.90	9.92	38.28	16.50	17.60	0.80
82	Tervola, Valkeavaara	»	»	80—100	3	14.72	10.83	41.35	15.00	16.60	1.50
84	Tervola, Kätkävaara	Gipfel des »Vaara-Berges»	basisch	c. 90	3	10.04	8.09	46.41	16.90	17.45	1.10
17	Turtola, Pello Kylänvaara	»	gneisisch	87	2—3	20.70	14.15	46.75	5.90	11.00	1.40
65	Rovaniemi, Hirvas	Grundmoräne	basisch	72	3	20.07	11.12	45.40	11.80	9.30	2.30
73	Rovaniemi, Muurola	Drumlin	quarzitisch	72	1	35.18	7.68	25.12	12.20	17.20	2.60
85	Tervola, Kätkäjärvi S	»	dolomitisch	c. 70	1—2	14.34	6.70	36.75	15.30	23.40	3.50
74	Rovaniemi, Jaatila	»	basisch	65	1	34.79	16.42	39.28	3.50	4.95	1.05
76	Tervola, Koivu Ollila	Grundmoräne	dolomitisch	c. 56	1	24.93	8.65	60.81	2.10	2.00	1.50
78	Tervola, Oinas	Drumlin	basisch	45	1—2	6.30	12.15	61.03	11.50	8.11	0.90
77	Tervola, Peura	»	»	41	2—3	21.03	13.29	45.07	10.90	8.45	1.25
	Mittelwert der Proben 18—29			41—100		19.76	10.92	44.36	11.00	12.24	1.68
	Mittelwert der Proben 1—29			41—260		22.45	12.11	40.50	11.44	11.76	1.64

festgestellt (z. B. Aarnio 1938 b). Auch scheint der Geschiebereichtum der Bodenoberfläche mit dem mechanischen Aufbau des übrigen Teils der Moräne nicht in kausalem Zusammenhang zu stehen, denn sowohl in tonreichen als auch -armen Gebieten treten in reichlicher Masse Geschiebe auf.

Der mechanische Aufbau der Moräne bleibt somit nach den Feldbeobachtungen wie auch Schlämmanalysen einen halben Meter unter Gelände in den verschiedenen Höhen so gleichartig, dass in dieser Schicht keinerlei Auswaschung der Moräne mehr festzustellen ist. Die Untersuchungen von Aaltonen erweisen, dass das von der Bodenoberfläche tiefer versickernde Wasser die Oberflächenschicht ständig auswäscht, wobei das feinste Material von der Oberfläche tiefer in den Boden eindringt, und durch Schlämmanalysen hat nachgewiesen werden können, dass in erster Linie im Tonmaterial Sortieren vor sich gegangen ist (Aaltonen 1939, S. 41). Wenn selbst eine so schwache Erscheinung durch Analysen festgestellt werden kann, so müsste die um ein Vielfaches stärkere, in der Uferzone vor sich gehende Auswaschung noch deutlicher hervortreten als Sortieren feiner Bestandteile vorwiegend in einer Zone, die der Arbeit der Uferkräfte längere Zeit ausgesetzt gewesen ist. Das erhaltene Ergebnis erweist jedoch, dass die in der Uferzone vor sich gegangene Auswaschung der Oberflächenschicht des Bodens sich nicht bis in eine Tiefe von 0.5 m erstreckt hat, vielmehr hat die Moräne dort ihren ursprünglichen mechanischen Aufbau unverändert beibehalten. So hat auch auf Grund des hier zu behandelnden Materials in einer Tiefe von einem halben Meter in der mechanischen Zusammensetzung der Moräne kein Unterschied zwischen dem supraaquatischen und dem subaquatischen Boden festgestellt werden können. Zu demselben Ergebnis sind zuvor Aarnio sowie Kivinen gekommen; ersterer hat festgestellt, dass im Auftreten der tonreichen und -armen Moränen keine Regelmässigkeiten zu erkennen sind (1938 b, S. 8), letzterer hat erwiesen, dass die für die Vaara-Moränen charakteristische lockere Oberflächenschicht sowohl ober- als auch unterhalb des höchsten Ufers dieselbe mechanische Zusammensetzung aufweist (1941, S. 28).

Geologisch wäre es recht interessant festzustellen, wie der mechanische Aufbau der Moräne sich zu ihren Oberflächenformen und zu der genetischen Gruppierung ihrer Bildung verhält. In diesem Sinne ist auch die Oberflächenform der Moräne an jeder Beobachtungsstelle in die Tabelle II eingetragen. Doch ist das Material zu gering für einen derartigen Vergleich und auch sonst dafür ungeeignet, denn das günstigste Material für diesen Zweck liesse sich im Gebiet einheitlichen Felsgrundes und an fast in gleicher Höhe gewählten Beobachtungsstellen gewinnen, da dann die durch Höhenunterschiede sowie petrologische Schwankungen etwa verursachten Veränderungen geringer ausfielen.

Um eine klarere Auffassung davon zu gewinnen, inwieweit der mechanische Aufbau der Moräne in den feinsten Fraktionen der verschiedenen

Moränentypen wechselt, sind aus der obigen Tabelle die Mittelwerte auch bei den verschiedenen Moränentypen berechnet worden. Infolge des geringen Umfangs des Materials suchen auch sie nicht weiter als einen Ausgangspunkt für künftige Untersuchungen zu geben. Das erhaltene Ergebnis ist in Abb. 6 dargestellt. In ihr ist jeder Moränentyp vertreten durch eine Kolumne, in der die verschiedenen Fraktionen, vom größten Material ausgehend bis zum feinsten, untereinander angegeben sind. Die Schwankungen stimmen mit den im Felde angestellten Beobachtungen ungefähr

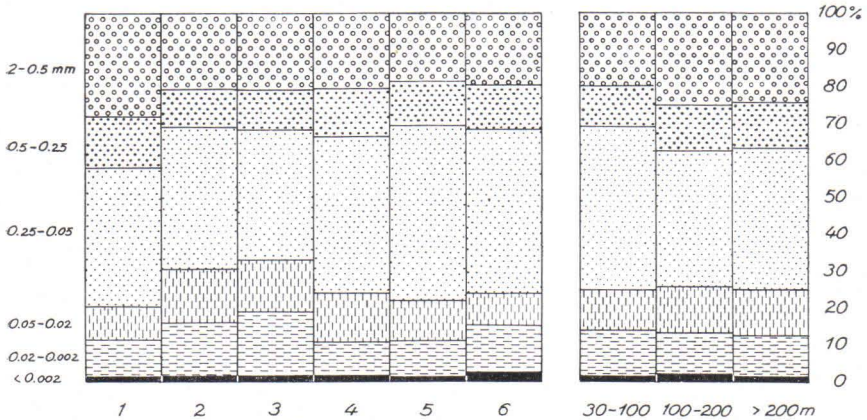


Abb. 6. Der mechanische Aufbau der Moräne nach Schlämmanalysen. Links die Analysenergebnisse entsprechend den Moränentypen und rechts nach Höhenzonen gruppiert. Die Reihenfolge der Spalten ist dieselbe wie in Abb. 4.

überein. So enthält die Moräne der granitischen Gesteine auch jetzt am meisten größtes Material, Sand, dessen Anteil wieder bei allen anderen Moränengruppen fast unverändert bleibt. Die Feinsandmenge ist in den Moränen der glimmerschieferigen und basischen Gesteine am grössten. Der Feinsand ist in den Analysen in zwei Fraktionen geschieden worden, deren feinerem Teil eine Korngröße von 0.05—0.02 mm zukommt. Dessen Betrag schwankt vielleicht am meisten bei allen Analysen (von 24.8 bis 2.1 %), so dass die in den Mittelwerten sich widerspiegelnden, verhältnismässig regelmässigen Unterschiede in der Verteilung des feinen Feinsandes auf die verschiedenen Moränentypen kein richtiges Bild von seinem Auftreten verleihen. Ein grosser Wechsel erscheint ferner im Schluffgehalt, während dagegen die Veränderungen der Tonmenge innerhalb weit geringerer Grenzen vor sich gehen (von 3.5 bis 0.4 %), wodurch erwiesen wird, dass die Moräne im ganzen Gebiet zu den tonarmen Moränen gehört (Aarnio 1938 b, S. 8—9). Die Tonmenge bleibt bei allen Moränentypen fast gleich, und zwar liegt der durchschnittliche Wechsel nur zwischen 2.5 und 1.3 %. Das gegenseitige Verhältnis der feineren Fraktionen ist auch aus der folgenden Tabelle III zu ersehen.

Tabelle III.

Morärentyp	Der %ische Anteil der feineren Fraktionen			Anzahl der Beobachtungen
	0,05—0,02	0,02—0,002	< 0,002	
granitischer Gesteine	8,80	9,76	1,57	9
gneisischer »	14,70	14,21	1,67	4
quarzitischer »	14,18	17,09	1,85	5
glimmerschief. »	12,72	9,36	1,50	4
basischer »	10,92	9,64	1,32	5
dolomitischer »	8,70	12,70	2,50	2
Das ganze Gebiet	11,44	11,76	1,64	29

In der Verteilung des feineren Materials bestehen keine grossen Unterschiede, und auch diese dürften sich ausgleichen, wenn reichlicheres Material zur Verfügung stände. Nach der Frequenz des feinen Materials lassen sich die Morärentypen in nachstehender Reihenfolge unterbringen:

1. Moräne quarzitischer Gesteine	33,12 %	< 0,05 mm
2. » gneisischer »	30,58 »	» »
3. » dolomitischer »	23,90 »	» »
4. » glimmerschieferiger »	23,58 »	» »
5. » basischer »	21,88 »	» »
6. » granitischer »	20,13 »	» »

Lässt man den feineren Feinsand weg und rechnet man nur den gemeinsamen Anteil des Schluffes und Tones, so verändert sich die Reihenfolge ein wenig:

1. Moräne quarzitischer Gesteine	18,94 %	< 0,02 mm
2. » gneisischer »	15,88 »	» »
3. » dolomitischer »	15,20 »	» »
4. » granitischer »	11,33 »	» »
5. » basischer »	10,96 »	» »
6. » glimmerschieferiger »	10,86 »	» »

Auf den ersten Stufen der Aufzählung bleibt die Reihenfolge der Morärentypen mit reichlicherem feinen Material bei Anwendung beider Einteilungsgründe unverändert, aber bei den grössten Moränen tauschen die granitische und die glimmerschieferige ihre Plätze.

Der mechanische Aufbau der Moräne wirkt entscheidend auf den Wasserhaushalt des Bodens ein, denn das Wasserhaltungsvermögen des Mineralbodens wird in erster Linie durch die Menge des feinsten Materials bestimmt. Das Verhältnis zwischen dem Betrage der Fraktion < 0,02 und dem das Wasserhaltungsvermögen des Bodens angegebenden Feuchtigkeitsäquivalent ist ungefähr geradlinig, wenn der Anteil der feinen Fraktion geringer als

40 % der Gesamtmenge ist (Aaltonen 1940, S. 86—87). Somit zeigt die zuletzt dargestellte Gruppierung der Morärentypen zugleich das relative Wasserhaltungsvermögen, das in demselben Verhältnis wie die Menge des feinen Materials wächst. Da in den verschiedenen Höhenzonen der Ton- und Schluffgehalt ungefähr konstant bleibt, kann auch in den Feuchtigkeitsverhältnissen der Moräne kein unmittelbar durch die Höhenverhältnisse bedingter regionaler Unterschied bestehen. Ein örtliches, von den Höhenverhältnissen unabhängiges Schwanken dagegen wird durch das ungleichmäßige Auftreten des feinen Materials wie auch durch die strukturellen Verschiedenheiten der Moräne bewirkt.

DIE PODSOLIERUNG DER MORÄNE.

Im Untersuchungsgebiet reicht die Moräne nicht bis an die Erdoberfläche als unveränderte homogene Schicht, sondern ihr oberer Teil zerfällt, wie man beobachten kann, überall in einige mit der Oberfläche parallel verlaufende Horizonte. Mit anderen Worten, auf der unveränderten Moräne ist als Bodenbildungsergebnis das sogenannte Podsolprofil anzutreffen, das durch folgende Zonen charakterisiert ist: zuoberst eine hauptsächlich aus organischer Substanz bestehende Humusschicht, darunter eine gebleichte und ausgewaschene Eluvialschicht, der A-Horizont. Unter ihr liegt eine wechselnd dicke, meist rostbraune Illuvialschicht oder der B-Horizont, der in seinem unteren Teil in unveränderten Untergrund oder den C-Horizont übergeht. Eine derartige Schichtenfolge ist nach Aaltonen kennzeichnend für schwach kalkhaltige Gebiete kalter und kühler Klimate (1940, S. 188). Ihre Entstehung ist ausser durch das Klima und den chemischen Aufbau des Bodens verursacht durch Struktur und mechanische Zusammensetzung der Oberflächenschicht, Bedingungen, die den Dichtegrad des Bodens bestimmen und zugleich auf seinen Wasserhaushalt einwirken. Da die Beobachtungsstellen so gewählt sind, dass dort das Grundwasser im allgemeinen tief steht, ist die Feuchtigkeit der Oberflächenschicht von der Menge des dem Boden zufließenden Wassers abhängig. Dabei wäscht das Wasser Bestandteile sowohl aus der oberflächlichen Humusschicht als auch aus dem sie unterlagernden A-Horizont, der allmählich verarmt und heller wird. Dadurch wirkt der chemische Aufbau des Bodens zusammen mit der Humusschicht auf die Beschaffenheit und Menge der im Wasser gelösten Salze ein. Der Karbonatgehalt des Bodens verzögert im allgemeinen die Bewegungen der kolloiden Stoffe. Unter der Auslaugungsschicht macht die Bewegung der im Wasser gelösten Stoffe Halt, wobei die Kolloide als Anreicherungsschicht oder B-Horizont ausgefällt werden. Je länger die Bodenbildung vor sich gegangen ist, desto deutlicher haben sich die verschiedenen Horizonte herausgebildet, so dass nach Aaltonen in der Bodenbildung des höher gelegenen »alten« Bodens und des näher

dem gegenwärtigen Meeresspiegel auftretenden »jungen« ein Unterschied beobachtet werden kann (Aaltonen 1940, S. 210).

Da alle Beobachtungsstellen auf in ihrem mechanischen Aufbau annähernd gleichwertiger Bodenart, nämlich auf Moräne, gelegen und ausserdem so gewählt worden sind, dass die Bodenoberfläche dort fast eben ist, sind die physikalischen Eigenschaften des Bodens und der Einfluss der klimatischen Bedingungen an jeder Beobachtungsstelle ungefähr gleich. So bieten die Beobachtungsstellen eine Gelegenheit, Beschaffenheit und Stärke der Bodenbildung sowohl auf ungleichaltrigem Moränenboden (bzw. in verschiedenen Höhen) als auch auf den verschiedenen Morärentypen zu vergleichen. Zur Bestimmung der Podsolierung wurde an jeder Beobachtungsstelle die Stärke der Humusschicht wie auch der unter ihr lagernden Horizonte A und B gemessen. Dabei wurde auch der Deutlichkeit der verschiedenen Horizonte Aufmerksamkeit zugewandt. Soweit in der Stärke irgendeiner Schicht eine Schwankung auftrat, wurde zur Feststellung der mittleren Horizontstärke an mehreren Stellen eine Messung ausgeführt. Die so erhaltenen Ergebnisse sind dargestellt in Tabelle IV, in der die Beobachtungsstellen in einer ihrer Höhe entsprechenden Reihenfolge gruppiert und mit derselben Nummer wie in Abb. 1 versehen sind. Ausserdem sind für die Tabelle die mittleren Stärken der den weiter oben dargestellten Höhenzonen entsprechenden Podsol-schichten berechnet worden. Bei ihrer Durchsicht zeigt es sich, dass bei zunehmender absoluter Höhe die Podsol-horizonte und die Humusschicht dünner werden. Dabei ist jedoch in Betracht zu ziehen, dass in den niedrigeren Höhenlagen der petrographische Aufbau abwechslungsreicher und basischer ist, was seinerseits auf ein Zunehmen der Stärke der Podsol-schichten hinwirkt. Damit die Wirkung der Höhenverhältnisse deutlicher hervortrete, sind aus der Tabelle für das Gebiet der Moräne granitischer Gesteine die den obigen entsprechenden Mittelwerte berechnet worden:

Anzahl der Beobachtungen	Höhe ü. M.	Humus	A-Horizont	B-Horizont
9	> 200 m	3,2 cm	6,5 cm	14,8 cm
32	100—200	3,0	10,6	23,3
9	< 100	3,1	9,1	25,1
50	38—270	3,1	9,0	22,4

Nach ihnen besteht der grösste Unterschied zwischen den zwei oberen Zonen, während wiederum bei den unterhalb 200 m angestellten Beobachtungen keine nennenswerten Veränderungen hervortreten. Nur der B-Horizont wird regelmässig mit zunehmender Höhe dünner. Auch der A-Horizont wird weiter aufwärts schwächer, während dagegen die Humusschicht in allen Höhenzonen ungefähr gleich stark bleibt. Mit dem Alter des Bodens verglichen, bedeutet dies, dass die Humusschicht ihre Stärke

Tabelle IV. Podsolierung und Vegetation

Nr.	Beobachtungsstelle	Absolute Höhe	Morärentyp
14	Turtola, Ritavaara	270—260	granitisch
36	Ylitornio, Romakka	c. 250	»
4	Kolari, Sammalvaara	247	gneisich
2	Kolari, Äijävaara	240	»
34	Turtola, Moinavaara	235	granitisch
48	Ylitornio, Näätävaara	230	»
47	Ylitornio, Sompanen	215	»
52	Turtola, Niemivaara	220—200	»
21	Turtola, Lankovaara	203	»
45	Turtola, Et. Alposrova	c. 200	»
19	Turtola, Iso Apina	c. 200	»
	Mittelwert	270—200	
27	Turtola, Pallistaja	190	granitisch
6	Turtola, Lompolonvaara	200—150	»
7	Turtola, Mustitunturi S	180—160	»
13	Turtola, Makkaravaara	180—160	»
71	Rovaniemi, Pisavaara	160—150	quarzitisch
61	Rovaniemi, Palokkaanmaa	153	glimmerschieferig
60	Rovaniemi, Kuusivaara	c. 150	basisch
5	Turtola, Kaulavaara	160—140	gneisich
24	Ylitornio, Muotkavaara	140—130	granitisch
64	Rovaniemi, Ternujoki	c. 130	quarzitisch
1	Kolari, Lappea	c. 130	gneisich
22	Ylitornio, Karhurova	130—120	granitisch
50	Rovaniemi, Hypykkä	130—120	»
8	Turtola, Saarikoskenmaa	130—120	»
11	Turtola, Kalavaara	130—120	»
63	Rovaniemi, Keskimerkkiavaara	c. 125	glimmerschieferig
26	Turtola, Kuusivaara	c. 120	granitisch
29	Turtola, Konttajärvi	c. 120	»
46	Turtola, Viitavaara	c. 120	»
15	Turtola, Saukkoriipi W	c. 120	»
55	Rovaniemi, Ternujoki N	c. 120	»
39	Ylitornio, Säikkärän rovat	120	»
12	Turtola, Liikalaki	c. 120	»
72	Rovaniemi, Vaajoen niska	120—110	glimmerschieferig
25	Ylitornio, Nuasjärvi S	120—110	granitisch
3	Kolari, Koivumaa	115	gneisich
41	Rovaniemi, Pölkylampi N	120—100	granitisch
29	Ylitornio, Kermajärvi E	120—100	»
30	Rovaniemi, Kalliovaara	120—100	»
62	Rovaniemi, Ternujoki	c. 110	glimmerschieferig
37	Ylitornio, Hoikkaniemi	c. 110	granitisch
19	Turtola, Saaripalo	110	»
67	Rovaniemi, Louejärvi	110	quarzitisch
68	Rovaniemi, Pisajärvi	109	»
38	Ylitornio, Raanujärvi W	106	granitisch
42	Rovaniemi, Lehtojärvi	c. 105	»
53	Ylitornio, Torasvaara	110—100	»
28	Ylitornio, Vuoskulompolo	110—100	»
24	Ylitornio, Lompolonvaara	110—100	»
54	Ylitornio, Palolompolo	c. 105	»
83	Tervola, Luppovaara	110—90	quarzitisch
43	Rovaniemi, Lehtojärvi	c. 100	granitisch

auf verschiedenen Beobachtungstellen.

Podsolierung in cm			Holzart	Waldtyp
Humus	A	B		
3	9	undeutlich	●(○△)	CT
4	10	dick u. undeutl.	△(○)	HMT
3	10	12	●(○)	CT
3	6	10	●	CT
2	3	10	●(△○)	CT
6	7	13	△(●○)	MT
4	8	18	△●	HMT
3	9	11	●○	EVT
2	3	22	●	CCIT
3	5	20	△●○	HMT
2	5	10	○●△	EVT
3.18	6.81	14.0 (2 undeutlich)		
3	8 undeutlich	c. 35	○△●	MT
4	5	15	●	CCIT
6	20	25	△	HMT
3	7	11	●(○)	EVT
3	7	10 undeutlich	●△	EVT
6	10	20	△(○)	HMT
15	15	undeutlich	△○	GDT
3	14	35	△●○	MT
4	8	20	●△○	VMT
6	10	18	△○	MT
9	10	c. 25	○△	MT
3	9	30	●○△	HMT
2	9	20	●○	VMT
3	6	13	△(○●)	EVT
2	4	20	●(△○)	CCIT
7	8	16 undeutlich	○△●	GDT
1	2	30	●(△)	HMT
3	10	c. 20	△○	MT
5	9	35	△●○	MT
2	4 undeutlich	c. 50	●	VT
6	16	dick u. undeutlich	△○	MT
2	2 undeutlich	undeutlich	●	CCIT
4	13	15	●○△	EVT
8	12 undeutlich	c. 15	△○	MT
2	9	10	●○	EVT
6	10	25	●△	MT
2	12	20	●○	VMT
3	12	35	●△○	MT
2	11	20	●○	CT
10	25	45	△	MT
3	18	undeutlich	●(△)	EVT
2	11	c. 15	●○(△)	EVT
5	12	20	△●	HMT
10	undeutlich	undeutlich	△(○)	GDT
5	11	c. 30	△○	HMT
4	9	18	●△○	MT
2	10	15	●○	CT
1	20	c. 35	●○	EVT
4	20	40	●○△	HMT
2	5	11	●○	CCIT
2	7	30	△○	HMT
3	7	20	●	CCIT

Nr.	Beobachtungsstelle	Absolute Höhe	Moränentyp
49	Ylitornio, Airiksenvaara	c. 100	granitisch
44	Turtola, Kasuriwaara	c. 100	»
57	Ylitornio, Lohijärvi	c. 100	»
19	Turtola, Kuusijärvi	c. 100	»
	Mittelwert	200—100	
59	Ylitornio, Annukkajärvi	100—90	quarzitisch
69	Rovaniemi, Pisajärvi	100—90	»
86	Turtola, Yrttimaa	95	granitisch
56	Rovaniemi, 7.9 SW	c. 90	glimmerschieferig
70	Tervola, Pisavaara	100—80	quarzitisch
51	Ylitornio, Ruokovaara	100—80	granitisch
18	Turtola, Hirvimaa	100—80	»
82	Tervola, Valkeavaara	100—80	quarzitisch
81	Tervola, Sivakkajärvi	100—80	»
32	Turtola, Yl. Korpivaara	90	granitisch
17	Turtola, Pello Kylänvaara	87	gneisich
16	Turtola, Unhola	86	»
20	Turtola, Selkävaara	90—80	granitisch
54	Ylitornio, Pessalompolo	81	»
58	Ylitornio, Palokangas	c. 80	»
31	Turtola, Al. Korpivaara	75	»
80	Tervola, Vaajoki	80—70	glimmerschieferig
66	Rovaniemi, Muurola	c. 75	quarzitisch
35	Turtola, Seikkula	73	granitisch
65	Rovaniemi, Hirvas S	c. 72	basisch
73	Rovaniemi, Muurola	72	quarzitisch
85	Tervola, Kätkäjärvi	70—60	dolomitisch
74	Rovaniemi, Raappana	c. 65	quarzitisch
84	Tervola, Kätkavaara	c. 60	»
76	Tervola, Ollila	c. 56	dolomitisch
75	Rovaniemi, Saarela	c. 55	quarzitisch
78	Tervola, Oinas	c. 45	basisch
77	Tervola, Mäkipaura	c. 41	»
79	Tervola, Loue	38	quarzitisch
	Mittelwert	100—38	

Podsolierung in cm			Holzart	Waldtyp
Humus	A	B		
3	12	15	●○△	VMT
3	5	20	△○●	MT
1	17	20	●○	CT
2	20 undeutlich	undeutlich	○●△	MT
4,15	10,9 (6 undeutlich)	13,6 (8 undeutlich)		
4	20	15	●△○	MT
3	3	15	△○●	VMT
2	5	28	●○	VMT
4	12	15	△●○	VMT
3	5	15 undeutlich	△○●	VMT
2	12	20	●○	EVT
2	4	15	●○△	HMT
2	20	15	△●○	VMT
2	undeutlich	undeutlich	●○	EVT
3	18	25	●○	EVT
3	13	undeutlich	●(△)	VT
4	10	25 undeutlich	●	EVT
5	13	25	○●△	HMT
5	12	c. 40 undeutlich	●(△)	VT
2	10	18	△●○	VMT
5	10	undeutlich	●○	MT
2	12	15	△○	GDT
4	12 undeutlich	30 undeutlich	△○	MT
2	7	30 undeutlich	●△	VT
15	10	undeutlich	△○	VMT
5	10	30 undeutlich	△	HMT
3	4	undeutlich	△●○	GDT
4	15	4 undeutlich	△●○	VMT
3	20 undeutlich	undeutlich	●△	VMT
3	14	17	△(●○)	MT
2	10	20	△(●)	HMT
5	13	16	△●	MT
3	12	34 undeutlich	●(△)	EVT
20	—	25 undeutlich	—	Wiese
4,20	11,3 (4 undeutlich)	22,9 (15 undeutlich)		

verhältnismässig schnell erreicht hat, wonach diese fast unverändert geblieben ist. Dagegen hat sich die untere Grenze des A-Horizonts erst etwas weiter abwärts verschoben, wobei seine Stärke etwas zugenommen zu haben scheint, aber später ist bei zunehmendem Alter der A-Horizont dünner geworden und seine untere Grenze der Oberfläche beträchtlich näher gekommen. Auch der B-Horizont hat sich mit wachsendem Alter verändert. Seine untere Grenze hat sich ständig aufwärts verschoben, wobei die Gesamtstärke der Schicht abgenommen hat. Somit scheinen bei zunehmendem Alter des Bodens der A- und besonders der B-Horizont dünner zu werden sowie sich zugleich aufwärts zu verschieben, während die Humusschicht unverändert bleibt. So werden die verschiedenen Horizonte mit zunehmendem Alter oder wachsender Höhe deutlich und scharf abgegrenzt, wie aus folgendem hervorgeht:

Anzahl der Beobachtungen	Höhenzone	Anzahl der undeutlichen Horizonte	
		A-Horizont	B-Horizont
11	über 200 m	0	2
45	100—200 »	6	8
28	unter 100 »	4	15

Bei seiner Untersuchung über der Podsolierung in den verschiedenen Teilen Finnlands hat Aaltonen das Land in fünf Podsolgebiete eingeteilt, von denen weiter die Küstengegend (III) in zwei Teile, III a und III b, geschieden ist. Ersterer, III a, umfasst auch den Südteil der hier zu untersuchenden Gegend, während der Nordteil zu Aaltonens Podsolgebiet II gehört (Aaltonen 1933, Karte S. 8). Somit bietet keines von Aaltonens Podsolgebieten einen genauen Vergleichsgegenstand. Auf Grund des benutzten umfassenden Materials kommt Aaltonen bei seinem Vergleich der Podsolierung mit dem geologischen Alter des Bodens zu dem Ergebnis, »dass der A- und B-Horizont und wahrscheinlich auch die Humusschicht bei zunehmendem Alter des Bodens an Mächtigkeit abnehmen, was im allgemeinen auch eine Zunahme der Humidität und der Höhe über dem Meeresspiegel bedeutet« (1933, S. 10 u. 14). Da es sich nun einmal um eine klimabedingte Verschiedenheit handelt, ist es natürlich, dass sie auf weitem Raum deutlicher erscheint als in einem verhältnismässig begrenztem Gebiet, wie es den Beobachtungen Verfassers zugrunde gelegen hat. Doch steht Verf:s Ergebnis in vollem Einklang mit Aaltonens oben angeführtem Endergebnis, was die Entwicklung des B-Horizonts betrifft. In gleicher Richtung scheint sich auch der A-Horizont zu entwickeln, obgleich das von Verfasser gewonnene Ergebnis nicht so deutlich ist. Eine Verminderung in der Dicke der Humusschicht bei zunehmendem Alter des Bodens hält Aaltonen für wahrscheinlich, während wiederum auf Grund von Verf:s Material die Stärke der Humusschicht vom Alter des Bodens unabhängig bleibt, solange die Beobachtungen sich auf das Gebiet desselben petrographischen Moränentyps beschränken. Dagegen kann ein Abneh-

men der Stärke erst dann festgestellt werden, wenn alle Beobachtungen unbekümmert um den petrographischen Aufbau der Moräne berücksichtigt werden.

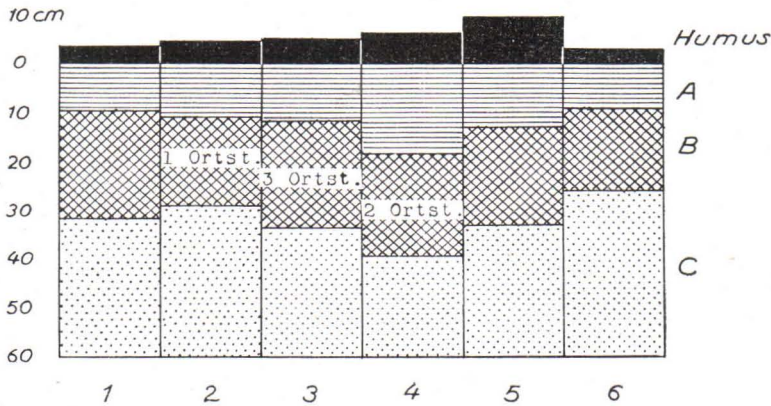


Abb. 7. Die Podsolierung bei den verschiedenen Moränentypen. Deren Reihenfolge ist dieselbe wie in Abb. 4.

Aus Tabelle IV sind ferner die mittleren Stärken der Podsolsschichten für die verschiedenen Moränentypen berechnet worden, damit festgestellt werden könne, inwieweit und auf welche Weise der petrographische Aufbau der Moräne Veränderungen in der Podsolierung verursacht. Das Resultat ist in Abb. 7 dargestellt. Sie zeigt, wie die silikatreichen Moränen ihre eigene Gruppe bilden, in der die Humusschicht im Gebiet der Moräne granitischer Gesteine am dünnsten ist und mit zunehmender Menge basischer Gesteine ziemlich regelmässig stärker wird. In gleicher Richtung bewegt sich die Entwicklung beim A-Horizont, während hingegen der B-Horizont unregelmässige Schwankungen aufweist und in erster Linie gleich gross bleibt, jedoch in Moräne granitischer Gesteine am stärksten ist. Von ersteren unterscheidet sich ziemlich scharf als eigene Gruppe die von dolomitischen Gesteine ausgegangene Moräne, in der die Stärken aller Schichten kleiner als in den silikatreicheren Moränen sind, was auch auf dem zu geringem Material beruhen mag. Irgendeine Regelmässigkeit scheint zwischen dem mechanischen Aufbau und der Podsolierung der Moräne nicht zu bestehen, denn vergleicht man Abb. 7 mit der weiter oben S. 27 dargestellten, nach der Menge der feineren Komponenten durchgeführten Gruppierung, so können keine entsprechenden Übereinstimmungen dargestellt werden. Demnach hat der mechanische Aufbau der Moräne nicht nennenswert auf die Podsolierung der Oberflächenschicht eingewirkt.

Da jedoch in den Gebieten der verschiedenen Moränentypen vorwiegend in der Stärke der Humusschicht und des A-Horizonts ein Unterschied hervortritt, muss er in erster Linie auf dem chemischen Aufbau der Moräne beruhen, wobei die Steigerung der Basizität in der Moräne von Silikat-

gesteinen die Erstarkung der Humusschicht und des A-Horizonts entsprechend gefördert hat. Dagegen unterscheidet sich die karbonatreichere Moräne von jenen darin, dass in ihr die verschiedenen Schichten am dünnsten sind.

Der chemische Aufbau der Moräne, könnte man denken, wirkt auf zweierlei Weise auf die Podsolierung ein. Das von der Oberfläche her versickernde Wasser löst aus dem A-Horizont ionendispers oder kolloidendispers die in diesem ursprünglich gewesenen, in der chemischen Zusammensetzung des Bodens enthaltenen Stoffe, die sich in erster Linie durch die Verwitterung zu in saurem Wasser löslichen Verbindungen umgesetzt haben. Da infolge der nördlichen Lage des Gebietes die Verwitterung der Moräne dort zur Hauptsache in mechanischem Zerfall besteht, kann daher angenommen werden, dass aus dem Mineralboden der Oberflächenschicht weniger Salze aufgelöst worden sind als in einem Klima, in dem die chemische Verwitterung stärker ist.

Als eine andere Weise, in der die Zusammensetzung des Mineralmaterials auf die Podsolierung hat einwirken können, hat der auf dem Pflanzenwuchs beruhende Einfluss zu gelten. Von den Pflanzen dringen in erster Linie die Wurzeln der verschiedenen Holzarten unter die Oberflächenschicht der Moräne bis in ihre vom Grundwasser angefeuchteten Teile vor und saugen dort die im Mineralboden anzutreffenden Pflanzennährstoffe auf. Diese steigen durch Vermittlung der Pflanzen über die Bodenoberfläche auf und breiten sich in alle Teile der Pflanzen aus. Nachdem die Pflanzenreste, trockene Blätter u. a. Teile, auf die Bodenoberfläche gefallen sind, bildet sich die hauptsächlich aus organischer Substanz bestehende Humusschicht, die aus den für Pflanzen aufnehmbaren, ursprünglich aus tieferen Bodenteilen aufgestiegenen und also in der Moräne vorgekommenen Mineralverbindungen besteht. Somit kommt der Vegetation eine recht wichtige Aufgabe bei der Podsolierung zu.

MORÄNE UND PFLANZENWUCHS.

Da im petrographischen Aufbau der Moräne im Untersuchungsgebiet regionale Schwankungen festgestellt werden können, ist es wahrscheinlich, dass die Moräne auch mit Rücksicht auf die Vegetation einen ungleichwertigen Standboden bildet, denn die verschiedenen Morärentypen enthalten in wechselnden Mengen die für die Vegetation erforderlichen Nährstoffe. Die wichtigsten von ihnen sind (ausser den aus der Luft aufzunehmenden) K, Ca, Mg, Fe, S, P und N, von denen alle, mit Ausnahme des letzten, in der Asche der Pflanzen anzutreffen sind. Die gleichzeitige Anwesenheit aller dieser Stoffe ist erforderlich, und keiner von ihnen kann durch den Überschuss eines anderen ersetzt werden. Auch müssen sie als bestimmte Salze oder, da sie im Wasser ionisiert werden, als bestimmte Ionen vorhanden sein (Sierp 1928, S. 169). Da die verschiedenen Pflanzen-

arten diese Stoffe in verschiedenen Mengenverhältnissen beanspruchen, bilden sich auf den verschiedenen Standböden voneinander unterschiedene Pflanzengesellschaften, selbst wenn die übrigen Bedingungen gleichartig wären. In mildem und feuchtem Klima sucht der Moränenboden naturbedingt Wald zu tragen, in dem sowohl der Waldtyp als auch die Holzarten eine bestimmte Stabilität erlangen. Somit bieten sie einen Vergleichsgegenstand insofern, als festgestellt werden könnte, ob im regionalen Vorkommen der Holzarten und Waldtypen den Morärentypen des Untersuchungsgebietes entsprechende Schwankungen auftreten.

Daher wurden an jeder Beobachtungsstelle auch der Waldtyp und die waldbildenden Holzarten bestimmt (Tabelle IV). Die Festlegung der Wald-

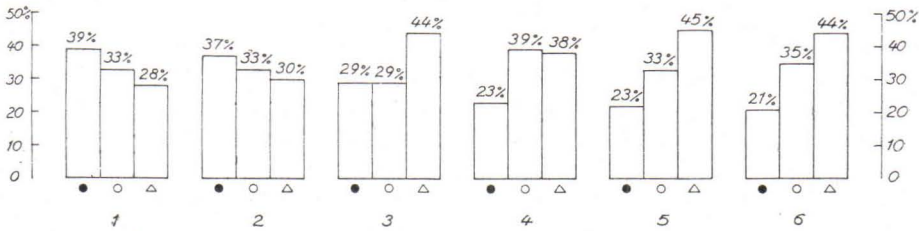


Abb. 8. Die relative Frequenz der waldbildenden Holzarten auf den verschiedenen Morärentypen. Deren Reihenfolge ist dieselbe wie in Abb. 4. ● = Kiefer, ○ = Birke und △ = Fichte.

typen wurde augenscheinlich, ohne genauere Pflanzendeckeanalyse, an gestellt, und dabei wurden die Wälder in folgende Waldtypen gruppiert: Geranium-Dryopteristyp (GDT), Myrtillustyp (MT), Hylocomium-Myrtillustyp (HMT), Vaccinium-Myrtillustyp (VMT), Vacciniumtyp (VT), Empetrum-Vacciniumtyp (EVT), Callunatyp (CT) und Calluna-Cladinatyp (CCIT).

Die relative Frequenz der waldbildenden Holzarten auf den verschiedenen Morärentypen geht aus Abb. 8 hervor. Das in ihr dargestellte Ergebnis ist auf die Weise ermittelt worden, dass die verschiedenen Beobachtungsstellen auf Gruppen, die den Morärentypen entsprechen, verteilt sowie für jede Gruppe die relative Frequenz der Holzarten, als Prozentanteil an der Gesamtmenge ausgedrückt, ausgerechnet worden ist. Als kieferabeherrscht erwiesen sich die aus Moräne granitischer und gaeischer Gesteine bestehenden Gebiete, in deren Wäldern das Verhältnis zwischen den Holzarten fast unverändert bleibt. Auf den übrigen Morärentypen ist die Kiefernmenge geringer, während die Fichte entsprechend häufiger wird. Am fichtenreichsten sind die Wälder auf den Standböden von Moränen quarzitischer, basischer und dolomitischer Moränen. Auch im Glimmerschiefergebiet wächst bedeutend mehr Fichte als Kiefer. Die Abwechslung dieser Holzarten scheint sich somit nach den verschiedenen Morärentypen zu richten. Dagegen bleibt die Birkenfrequenz im ganzen Gebiet ungefähr gleich (29—39 %), so dass die Birke sich den Morärentypen gegenüber als

so gut wie indifferent erweist. Da die verschiedenen Morärentypen sich nach der oben angeführten Auffassung in ihrem mechanischen Aufbau nicht erheblicher voneinander unterscheiden, ist es wahrscheinlich, dass im Untersuchungsgebiet der petrographische Aufbau der Moränen in den Frequenzverhältnissen der Holzarten einen Wechsel verursacht in der Weise, dass die Kiefer auf saurem Standboden und die Fichte auf basischem und kaliumreichem die vorherrschende Holzart bildet. Auch auf Moräne quarzitischer Gesteine sind die Wälder von der Fichte beherrscht. Nach Aaltonen entnimmt die Fichte dem Boden mehr K_2O , CaO , P_2O_5 und MgO als die Kiefer (1940, S. 397), so dass sie am besten gedeiht auf einem Boden, der ihr im richtigen Verhältnis und in ausreichender Menge Pflanzennährstoffe bietet. So ist die Fichte hinsichtlich des Standbodens anspruchsvoller als die Kiefer. In Anbetracht dessen erscheint das Auftreten der Fichte als vorherrschendes Holz im Quarzitgebiet sonderbar und lässt vermuten, dass der Boden dort auch noch andere Pflanzennährstoffe enthält, als der karge Quarzit zu bieten vermag. Im Zusammenhang mit dem Quarzit sind denn auch basische und Karbonatgesteine anzutreffen in kleinflächigen Vorkommen, deren Einfluss in der Zusammensetzung der Moräne zu spüren ist. Ausserdem wird infolge der allgemeinen Vermischung des Moränenmaterials ihre Mineralzusammensetzung vielseitiger als die des als Unterlage dienenden Felsgrundes. Zum Teil können die günstigen Wuchsbedingungen des Quarzitgebietes auch darauf beruhen, dass dort die Menge des feinen Materials in der Moräne grösser als bei den übrigen petrographischen Typen ist.

Frequenz der Fichte im Gebiet der glimmerschieferigen Moräne ist gleicherweise auffallend, denn diese ist weiter oben schon als magerer Boden, in dem K_2O den hauptsächlichsten Pflanzennährstoff ausmacht (Aarnio 1934, S. 15), festgestellt worden. Im Glimmerschiefer ist das Kalium hauptsächlich an Biotit gebunden, aus dem es sich nachweislich leichter als aus den Feldspaten auflöst (Goldschmidt und Johnson 1922, S. 84). Die in Norwegen ausgeführten Pflanzenbauversuche haben denn auch erwiesen, dass der Biotit den Kaliumbedarf wenigstens der als Versuchspflanzen benutzten Erbsen und Hafer zu decken vermag (B. Hansteen Cranner 1922, S. 29). So ist der biotitreiche Glimmerschiefer als Kaliumquelle der Pflanzen bedeutend vorteilhafter als ein Gestein, in dem eine entsprechende Kaliummenge an Feldspat gebunden ist. Nach den in Tabelle I, S. 10 dargestellten Analysen ist die chemische Zusammensetzung des Glimmerschiefers ausserdem wechselnd, auch andere Pflanzennährstoffe, unter anderem CaO , enthaltend. Da der Glimmerschiefer im Untersuchungsgebiet zugleich eine schmale Zone bildet, die senkrecht zur Bewegungsrichtung des Landeises gelegen ist, hat sich seine Moräne in stärkerer Masse als bei den übrigen Morärentypen vermischt und enthält daher eine vielseitigere Mineralzusammensetzung, als der örtliche Felsgrund voraussetzt. So bildet die Moräne des Glimmerschiefergebietes im Untersuchungsgebiet einen zu den

günstigen Wuchsunterlagen zählenden Boden, der die Fichte als waldbildende Holzart bevorzugt. Wahrscheinlich verhält es sich auch anderswo gleicherweise, denn z. B. in der Umgebung von Mikkeli, wo der örtliche Felsgrund vorwiegend aus Biotitgneis besteht, suchen die Fichten auf den im Naturzustand befindlichen Moränenböden als vorherrschende Holzart aufzutreten, auch erreichen sie dort eine beträchtlichere Grösse als die Kiefern.

In Bezug auf die Waldtypen erscheint der chemische Aufbau des Bodens nicht ebenso entscheidend, denn unter anderem hat schon Cajander festgestellt, dass sie von der Summe vieler verschiedenen Standortsfaktoren abhängig sind (Cajander 1913). Edaphische Faktoren sind vor allem die mechanische Zusammensetzung des Bodens, die auf die Feuchtigkeitsverhältnisse einwirkt, und sein chemischer Aufbau. Da die Gruppierung der Waldtypen sich auf die Bodenvegetation gründet, deren Wurzeln sich nur in die Oberflächenschicht erstrecken, sind die nächst der Bodenoberfläche bestehenden Eigenschaften mit Rücksicht auf den Waldtyp entscheidend. So bestimmt das von der Oberfläche versickernde Wasser die Feuchtigkeitsverhältnisse, während auf den chemischen Aufbau die Auswaschung des Bodens und die Beschaffenheit der Humusschicht einwirken. Somit könnte man annehmen, dass der Waldtyp nicht ebenso empfindlich wie die Holzarten auf den Moränentyp reagiert.

Das zur Verfügung stehende Moränenmaterial ist so spärlich, dass es keine exakte Auffassung von dem Einfluss des petrographischen Aufbaues der Moräne auf die Waldtypen verleiht. Das gewonnene Ergebnis ist ersichtlich aus Abb. 9, in der die Waldtypen in senkrechten Spalten und die Moränentypen in waagerechten untergebracht sind. Die auf deren Kreuzungspunkt entfallende Zahl bezeichnet, an wie vielen Beobachtungs-

Waldtypen → Moränentypen ↓	CCIT	CT	EVT	VT	VMT	HMT	MT	GDT	Summa
der granitischen Gesteine . .	6	5	12	3	6	10	10	—	52
d. gneissischen Gest.	—	2	1	1	—	—	3	—	6
d. quarzitäen Gest.	—	—	3	—	5	4	3	1	16
d. glimmerschieferigen Gest.	—	—	—	—	1	1	1	2	5
d. basischen Gest.	—	—	1	—	1	—	1	1	4
d. dolomitischen Gest. . . .	—	—	—	—	—	—	1	1	2
Summa	6	7	17	4	13	15	19	5	86

Abb. 9. Gruppierung der Waldtypen mit Rücksicht auf den petrographischen Aufbau der Moräne.

stellen z. B. auf Moräne granitischer Gesteine Wald vom Calluna-Cladinatyp angetroffen worden ist. Zugleich geht aus der Abbildung hervor, welche Waldtypen in jedem Moränengebiet aufgetreten sind. Dass viele Vierecke in der Tabelle leer geblieben sind, beruht auf der geringen Anzahl der Beobachtungsstellen und bedeutet keineswegs, dass auf dem bestimmten Moränentyp nicht auch andere Waldtypen, als die Abbildung zeigt, auf-

treten könnten. Desgleichen kann natürlich der petrographische Aufbau des Standbodens der verschiedenen Waldtypen abwechslungsreicher als der dargestellte sein. Erst dann, wenn ein hinreichend umfassendes Material vorliegt, aus dem die Mittelwerte berechnet werden können, die die Häufigkeit der verschiedenen Waldtypen auf einer bestimmten Moränenart angeben, wird sich diese Frage besser beleuchten lassen.

Immerhin scheinen bestimmte Regelmässigkeiten aus der Abbildung hervorzugehen. Zunächst wachsen trockene Heidewälder, die zum Calluna-Cladina- und Callunatyp gehören, nur auf Moräne granitischen und gneisichen Ursprungs. Dagegen sind frische Heidewälder, unter denen die Wälder vom Vaccinium- und Myrtillustyp nebst Variationen vorherrschen,

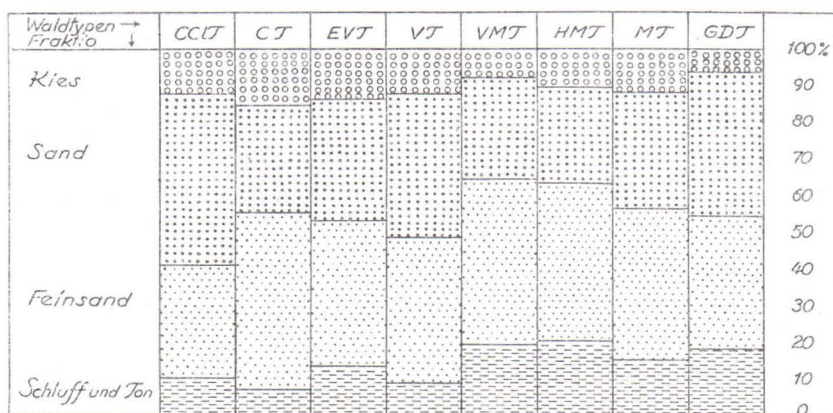


Abb. 10. Der mechanische Aufbau der Moräne bei den verschiedenen Waldtypen nach den Feldebeobachtungen.

als hauptsächliche Waldform des Gebietes anzutreffen, die auf allen Moränenunterlagen fortzukommen scheint. Den besten Waldtyp im Gebiet bildet der Geranium-Dryopteristyp, dessen Auftreten sich in erster Linie auf die Gebiete der basischen Gesteine konzentriert. Auf Moräne granitischer und gneisicher Herkunft ist Wald von diesem Typ nicht angetroffen worden, obgleich erstere am meisten Beobachtungsstellen umfasst. Dagegen wuchs auf zwei der fünf Beobachtungsstellen auf Moräne glimmerschieferiger Gesteine GDT-Wald, der die oben dargestellte Auffassung von dem aus Glimmerschiefer bestehenden, mit Rücksicht auf die Vegetation günstigen Standort bestätigen dürfte. Auch die Verteilung der Waldtypen auf die Moräne quarzitischer Gesteine weist darauf hin, dass auf ihr hauptsächlich Fichtenbestände vom Myrtillustyp gedeihen.

Um herzustellen, inwieweit der mechanische Aufbau der Moräne auf die Verteilung der Waldtypen einwirkt, wurde für jeden Standort nach den im Felde ausgeführten Bestimmungen der Korngrösse der Moräne die mittlere mechanische Zusammensetzung bei jedem Waldtyp berechnet.

Da die so erhaltenen Werte relativ sind, eignen sie sich nur als Vergleichsskala zwischen den verschiedenen Waldtypen und vermitteln kein absolutes Bild von dem Aufbau der Moräne. Das Ergebnis der Berechnung ist in Abb. 10 dargestellt. In ihr hat jeder Waldtyp sein eignes Vertikalfeld, in dem die Korngrößen der Moränenanalyse, von den zuunterst gelegenen, feinsten Fraktionen ausgehend, übereinander untergebracht sind. Der Anteil jeder Fraktion am Vertikalfeld wird durch seinen prozentischen Anteil an der gesamten Moräne bestimmt. Bei einem gegenseitigen Vergleich der so zustande gekommenen Kolumnen kann ein bestimmter Wechsel in dem mechanischen Aufbau der Moräne bei den verschiedenen Waldtypen festgestellt werden. Auf den sand- und kiesreichsten Moränen gedeihen vorwiegend trockene Heidewälder, unter denen vorwiegend beim Calluna-Cladinatyp der Standboden aus sandiger Moräne besteht. Bei den frischen Heidewäldern sinkt die Kies- und Sandmenge bei zunehmenden feineren Korngrößen. Die Veränderungen gehen nicht regelmässig vor sich, so dass das Auftreten der Waldtypen auch durch andere edaphische Faktoren, unter anderem durch den petrographischen Aufbau der Moräne, bestimmt ist.

Dagegen scheint die feinste Korngrösse der Moräne nicht wesentlich an dem Zustandekommen der Waldtypen beteiligt zu sein. Als Grundlage der Betrachtung dienen die in Abb. 11 den verschiedenen Waldtypen ent-

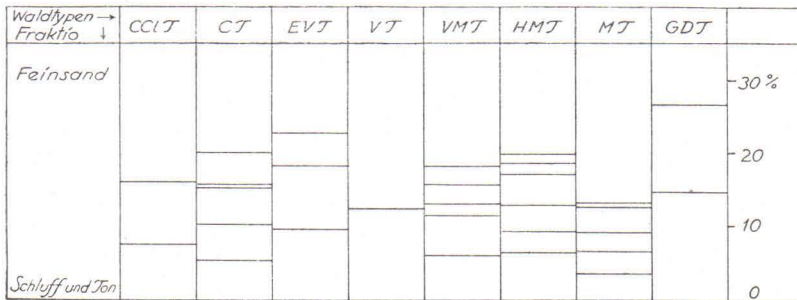


Abb. 11. Der Anteil der feinen Moränenkomponente gemäss den Schlämmanalysen nach Waldtypen dargestellt.

sprechend gruppierten Ergebnisse der Schlämmanalysen von Tabelle II. Für jeden Waldtyp ist auch jetzt ein eigenes Vertikalfeld vorgesehen, in dem durch waagerechte Linien der für jede Moränenprobe eines Waldtyps erhaltene Wert angegeben ist, der den gemeinsamen Anteil des Tones und Schluffes angibt, berechnet in Prozent von dem Teil der Moräne, deren Korngrösse unter 2 mm beträgt. Auf der Ordinate ist darum eine den Hundertsätzen entsprechende Skala vermerkt, gemäss der in der Abbildung waagerechte Linien gezogen sind. Ein regelmässiger Wechsel in der Menge der feinen Komponente tritt nicht hervor. Im Gegenteil, am allerwenigsten feines Material findet sich beim Myrtillustyp, bei dem es in einer Probe mit

nur 6.25 % vertreten ist. Diese Probe ist der Moräne glimmerschieferiger Gesteine entnommen (Nr. 72 in Abb. 1), was seinerseits beweist, wie der Waldtyp wenigstens hier in erster Linie von der petrographischen Beschaffenheit der Moräne abhängig ist. Am meisten feines Material (26,7 %) enthält eine vom Geranium-Dryopteristyp entnommene Moränenprobe (Nr. 85 in Abb. 1), die zugleich Moräne dolomitischer Gesteine vertritt und somit nicht erkennen lässt, ob der Waldtyp in diesem Fall durch den mechanischen oder den chemischen Aufbau der Moräne bedingt ist. In sehr reichlicher Masse feines Material enthalten jedoch die vom Calluna-Cladinatyp entnommenen, Moräne granitischer Gesteine vertretenden Proben, was zusammen mit dem Obigen darauf hinwies, dass der petrographische Typ der Moräne entschiedener als der mechanische Aufbau auf die Bildung des Waldtyps einwirkt, wenngleich der günstigste Einfluss dann zustande kommt, wenn die Moräne von feinem Material und geeignetem chemischem Aufbau ist.

Oben ist wiederholt angeführt worden, dass das von der Bodenoberfläche tiefer versickernde Wasser aus der bodendeckenden, hauptsächlich aus Pflanzenresten bestehenden Humusschicht Bestandteile aufnimmt. Sie ist aus der Streu u. a. Pflanzenteilen des an der betreffenden Stelle herrschenden Waldtyps entstanden und steht in einem direkten Abhängigkeitsverhältnis zu dem Waldtyp. Aaltonens Untersuchungen (1935 und 1939) erweisen denn auch, dass zwischen den Waldtypen und der Podsolierung insofern ein deutlicher Kausalzusammenhang besteht, als die Stärke der Humusschicht und des A-Horizonts von den trockenen Heidewäldern zu den frischen zunimmt, während der B-Horizont um die Mitte der Reihe am dicksten ist. Die Beziehungen zwischen dem Waldtyp und der Podsolierung im Untersuchungsgebiet sind dargestellt in Abb. 12,

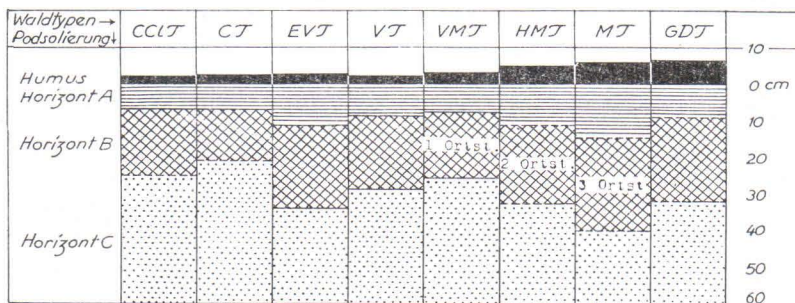


Abb. 12. Die Podsolierung bei den verschiedenen Waldtypen.

in der die mittlere Stärke der Podsolsschichten, nach Waldtypen berechnet, angegeben ist. Die Grenze zwischen den Horizonten ist, soweit sie in der Natur undeutlich erscheint, durch eine gestrichelte Linie angegeben. Ausserdem ist in der Abbildung vermerkt, wie der Ortstein sich nach den Feststellungen auf die verschiedenen Waldtypen verteilt. Die Abbildung zeigt

zunächst, dass die Humusschicht regelmässig von den trockenen Wäldern her auf die feuchteren und besseren Waldtypen zu stärker wird. Dieselbe Erscheinung ist auch beim A-Horizont zu beobachten. Doch ist der Wechsel nicht regelmässig, denn beim Empetrum-Vacciniumtyp ist die Auslaugungsschicht stärker als bei den übrigen Wäldern vom Vacciniumtyp, und beim Geranium-Dryopteristyp ist sie bedeutend dünner als bei den Myrtillustypen. Vielleicht hätte ein umfangreicheres Material diese Unterschiede zum mindesten bei ersterem Typ ausgeglichen, aber bei letzterem Waldtyp sind die Unterschiede so gross, dass dort, wie man wohl annehmen muss, verschiedene Podsolierungsmöglichkeiten vorliegen. Das mag mit dem Kalkgehalt des Bodens im Zusammenhang stehen, da bei der Moräne dolomitischer Gesteine zuvor eine entsprechende Erscheinung festgestellt wurde.

Beim B-Horizont sind die Schwankungen geringer, denn er bleibt bei allen Waldtypen ungefähr gleich stark, abgesehen von den Gebieten trockener Heidewälder, wo der B-Horizont durchschnittlich dünner als anderswo ist. Seine untere Grenze ist jedoch in vielen Fällen hier wie auch in den Wäldern von Myrtillustyp undeutlich. In Zusammenhang mit letzteren, also den frischen Heidewäldern, lassen sich auch die in Moränenböden angetroffenen Ortsteinvorkommen bringen. Am deutlichsten ist die untere Grenze des B-Horizonts in den Wäldern vom Vacciniumtyp.

Somit scheint der Podsolierungsbetrag sowohl mit dem petrographischen Aufbau der Moräne als auch mit ihrer Vegetation im Zusammenhang zu stehen. Ihre kausalen Beziehungen sind jedoch unaufgeklärt. Wahrscheinlich hat die Beschaffenheit der Moräne die auf ihr herrschende Vegetation bestimmt, von der wiederum die Stärke der Humusschicht abhängig ist. Auch Deutlichkeit und Stärke der Horizonte A und B scheinen im Untersuchungsgebiet in erster Linie auf der Bodenvegetation und somit nur mittelbar auf der Beschaffenheit der Moräne zu beruhen.

ZUSAMMENFASSUNG.

DER FELSGRUND (S. 8—14).

Der Felsgrund des Untersuchungsgebietes lässt sich nach der Beschaffenheit der Gesteine in sechs Gruppen einteilen, die jede ihr eigenes regionales Vorkommen besitzen (Abb. 1, S. 8) und sich auch in ihrem chemischen Aufbau voneinander unterscheiden (Tabelle I, S. 10). Unter ihnen bilden die granitischen und gneisischen Gebiete einen quarzreichen Felsgrund, der jedoch auch andere Stoffe, wie kleine Mengen Kalium, Kalzium und Phosphor, enthält. Noch monotoner ist der quarzitische Felsgrund, der hauptsächlich aus Quarz besteht. Der Anteil sonstiger Stoffe am Quarzit ist von den Verunreinigungen des Gesteins, z. B. vom Feldspatgehalt, sowie

auch von den aus anderen Gesteinen bestehenden Vorkommen in den Quarzitgebieten abhängig. Ein kaliumreiches Gestein vertritt der Glimmerschiefer, dessen an Biotit gebundenes Kalium leichter löslich als das Kalium der Feldspate ist. Ausser Quarz und Glimmer sind im Glimmerschiefer auch andere Mineralien anzutreffen. Sie bewirken, dass der chemische Aufbau des Gesteins wechselt, indem es in geringen Mengen Kalzium und stellenweise auch Phosphor enthält. Einem umgekehrten Verhältnis begegnet man im Aufbau der basischen Gesteine des Gebietes, für den eine geringere Kaliummenge kennzeichnend ist. Dagegen ist ihr Kalziumgehalt bedeutend grösser als bei den vorhergehenden Gruppen. Doch steigt er noch weit höher in den karbonatischen Gesteinen des Gebietes, die sich aus einzig Kalzium- und Magnesiumkarbonat enthaltendem Dolomit gebildet haben.

DAS VERHÄLTNISS DER MORÄNE ZUM FELSGRUND (S. 14—16).

Aus dem oben beschriebenen Felsgrund löste das Inlandeis bei seinem Vordringen Material heraus, das, eine Strecke mit dem Eis verfrachtet, zu der im Gebiet vorherrschenden, dichten und verhältnismässig ebenen Grundmoräne aufgeschüttet wurde, die als dünne Schicht den Felsgrund überzieht. Ihre Oberfläche ist ausser durch die vom Felsgrund bewirkten Ungleichmässigkeiten stellenweise auch durch die eigenen Formen der Moräne, durch in der Bewegungsrichtung des Landeises sich erstreckende Rücken, die sogenannten Drumlins, gekennzeichnet. Die hauptsächliche Materialverfrachtung vollzog sich in der Richtung SES und in der letzten Phase auch in der Richtung E, so dass die Moräne sich im allgemeinen zu ihrer Unterlage in einer verschobenen Lage befindet. So haben sich auch die Grenzen der Gesteine in der Moräne in der Bewegungsrichtung der Vereisung verschoben, so dass z. B. auf granitischem Felsgrund eine Moräne angetroffen werden kann, deren Hauptbestandteil gneisische Gesteine ausmachen. Die auf der Gesteinskarte angegebenen Grenzen des Felsgrundes bedeuten daher nicht zugleich auch die entsprechenden Moränengrenzen.

DER PETROGRAPHISCHE AUFBAU DER MORÄNE (S. 16—19).

Als die Moräne sich mit dem Inlandeis weiterbewegte, ging in ihr eine so starke Materialvermischung vor sich, dass im Untersuchungsgebiet nirgends eine aus nur einem Gestein bestehende Moräne angetroffen worden ist, vielmehr besteht sie aus verschiedenen Gesteinen, unter denen jedoch das in unmittelbarer Nähe aus dem Felsgrund losgelöste Material den Hauptteil ausmacht. Je grösser das aus einheitlichem Felsgrund bestehende Gebiet ist, um so grösser ist auch der Anteil des von ihm ausgegangenen Materials an der Moräne. Dadurch ist der petrographische Aufbau der Moräne im allgemeinen weit vielseitiger als der des als Unterlage dienenden

Felsgrundes, da die Moräne Mineralien aus vielen verschiedenen Gesteinen enthält, so dass in ihr die Verschiedenheiten des Felsgrundes stark ausgeglichen auftreten (Abb. 2, S. 17). Da jedoch die Moräne grösstenteils aus einem vom örtlichen Felsgrund ausgegangenen Material besteht, kann die Moräne in Morärentypen eingeteilt werden, die den Gesteinen des Felsgrundes petrographisch entsprechen. Die Grenzen zwischen diesen sind nicht scharf, vielmehr entsprechen den Grenzen des Felsgrundes in der Moräne Übergangszonen, die im allgemeinen südöstlich jener Grenzen gelegen sind, da das Inlandeis die Moräne von Nordwesten nach Südosten verfrachtet hat.

DER MECHANISCHE AUFBAU DER MORÄNE (S. 19—28).

Ihrem mechanischen Aufbau nach bildet die Moräne des Gebietes eine ziemlich einheitliche Bodenart, die zum grössten Teil aus Sand und Feinsand besteht. Der Tongehalt bleibt im allgemeinen gering, zwischen 0.4—3.5 % wechselnd (Tabelle II, S. 24). Die Moräne granitischer Gesteine ist geschiebereicher und sandiger als die übrigen, aber im allgemeinen lassen sich im mechanischen Aufbau der Moräne auf dem Morärentyp beruhende regionale Verschiedenheiten nicht herausstellen. Desgleichen verändert sich der mechanische Aufbau der Moräne auch nicht mit wechselnden Höhenverhältnissen, so dass z. B. sub- und supraaquatische Moränen nicht unterschieden werden können (Abb. 5 u. 6, S. 22 u. 26). Örtliche Schwankungen dagegen treten reichlich in ihr auf, und um sie zu erklären, müssten die geologischen Verhältnisse der Bildungen berücksichtigt werden. So sind tonreiche Moränen bei verschiedenen Morärentypen und in verschiedenen Höhen anzutreffen. Nur die Frequenz der an der Bodenoberfläche auftretenden Geschiebe wächst mit abnehmender absoluter Höhe (Abb. 4, S. 21), was wohl auf der postglazialen Auswaschung beruhen mag. Der hauptsächlichste Unterschied der verschiedenen Morärentypen ist somit durch die petrographische Verschiedenheit der Moräne bedingt.

DIE PODSOLIERUNG DER MORÄNE (S. 28—36).

In der Oberflächenschicht der Moräne hat sich durch die postglaziale Podsolierung ein Bodenprofil herausgebildet, in dem sich die verschiedenen Schichten, Humus, A- und B-Horizont, voneinander wie auch von dem unveränderten C-Horizont unterscheiden (Tabelle IV, S. 30—33). Die Stärke der Schichten (Abb. 7, S. 35) wächst in den Gebieten der aus Silikatgesteinen entstandenen Moränen mit zunehmender Basizität. Dagegen bildet die Moräne dolomitischer Gesteine ihre eigene Gruppe, in der die Schichten am dünnsten sind. Die Höhenverhältnisse wirken nur auf den B-Horizont deutlicher ein, der mit wachsender Höhe bzw. mit zunehmendem Alter des Bodens dünner wird. In gleicher Richtung vollzieht sich die Entwicklung

wohl auch im A-Horizont, während die Humusschicht in dieser Hinsicht keine Veränderungen aufweist, soweit es sich um denselben Morärentyp handelt. Der Einfluss des mechanischen Aufbaues der Moräne auf die Podsolierung ist kleiner als die des petrographischen, und ersterer bewirkt keine regionalen Unterschiede.

MORÄNE UND PFLANZENWUCHS (S. 36—43).

Die verschiedenen Morärentypen bilden auch mit Rücksicht auf die Vegetation einen verschiedenen Standboden, wenngleich der chemische Aufbau der Moräne infolge der Vermischung des Materials vielseitiger ist als die des als Unterlage dienenden örtlichen Felsgrundes. Am deutlichsten erscheint der Einfluss der Moräne bei den Pflanzen, deren Wurzeln in den vom Grundwasser angefeuchteten Boden hinabreichen. Somit können in den Frequenzverhältnissen der Holzarten bestimmte Regelmässigkeiten festgestellt werden (Abb. 8, S. 37), nach denen die Kiefernwälder auf Moränen granitischer und gneisischer Gesteine am besten gedeihen. Mit zunehmender Basizität des Bodens nehmen die Fichtenwälder zu. Auch auf einem aus Glimmerschiefermoräne bestehenden Standboden sind sie reichlich anzutreffen. Von den Holzarten scheint die Birke am allerschwächsten auf den chemischen Aufbau des Bodens einzuwirken, da sie auf allen Morärentypen in ungefähr gleichem Verhältnis anzutreffen ist. In gewissem Masse scheinen auch die Waldtypen einem bestimmten Standboden zu folgen. Das zeigt sich am deutlichsten in der Gruppierung der trockenen Heidewälder wie auch der hainartigen Wälder, denn jene sind nur auf Moräne granitischer und gneisischer Gesteine angetroffen worden, während letztere auf ihnen fehlen (Abb. 9, S. 39). Die Menge des feinen Materials erweist sich auch hier nicht als entscheidend, vielmehr wechselt sie sogar bei einem und demselben Typ beträchtlich (Abb. 11, S. 41). Doch scheint die Moräne nach den Feldbeobachtungen in trockenen Heidewäldern am reichlichsten grobes Material zu enthalten (Abb. 10, S. 40).

Auf die Podsolierung wirken die Waldtypen unmittelbar ein (Abb. 12, S. 42). Infolgedessen wird die Humusschicht von den trockenen Heidewäldern her auf die hainartigen Typen zu stärker. Dieselbe Tendenz besteht auch beim A-Horizont, aber beim B-Horizont kann eine entsprechende Regelmässigkeit nicht festgestellt werden.

LITERATUR.

- AALTONEN, V. T., 1933. Über die postglazialen, natürlichen Veränderungen des Waldbodens in Finnland. *Comm. Inst. Forest. Fenniae* 18, 4.
- »— 1935. Zur Stratigraphie des Podsolprofils besonders vom Standpunkt der Bodenfruchtbarkeit. *Comm. Inst. Forest. Fenniae* 20, 6.
- »— 1939. Zur Stratigraphie des Podsolprofils besonders vom Standpunkt der Bodenfruchtbarkeit. *Comm. Inst. Forest. Fenniae* 27, 4.
- »— 1940. Metsämaa. Metsämaatieteen oppi- ja käsikirja. Werner Söderström O.Y. Porvoo.
- AARNIO, B., 1934. Über die Einwirkung der Gesteine auf die Pflanzennährstoffe des Naturbodens. *Agrogeologia julkaisuja* N:o 35.
- »— 1938 a. Über die Tone Finnlands und ihre Eigenschaften. *Agrogeologia julkaisuja* N:o 46.
- »— 1938 b. Moreenin mekaaninen kokoomus Suomessa. Deutsches Referat: Die mechanische Zusammensetzung der Moräne in Finnland. *Agrogeologia julkaisuja* N:o 45.
- AHLMANN, H. W-SON, 1938. Über das Entstehen von Toteis. *Geol. Fören. Förhandl.* Bd. 60, Häfte 3, N:o 414.
- CAJANDER, A. K., 1913. Studien über die Moore Finnlands. *Acta Forest. Fennica* 2.
- ESKOLA, HACKMAN, LAITAKARI, WILKMAN, 1919. Suomen kalkkikivi. *Geoteknillisiä tiedonantoja* N:o 21. Geologische Reichsanstalt.
- ESKOLA, PENTTI, 1941. Erkki Mikkola und der heutige Stand der präkambrischen Geologie in Finnland. *Geologische Rundschau* Bd. 32, Heft 4/5.
- Geologische Reichsanstalt, 1910. Geologische Übersichtskarte von Finnland. Kartenblätter B 6 und C 6 (Ylitornio und Rovaniemi). Gesteinartkarte.
- GOLDSCHMIDT, V. M. og JOHNSON, E., 1922. Glimmermineralernes betydning som kalikilde for planterne. *Norges Geologiske Undersøkelse*, Nr. 108.
- GRANLUND, ERIK och WENNERHOLM, STEN, 1935. Sambandet mellan moräntyper samt bestånds- och skogstyper i Västerbottens Lappmarker. *Sv. Geol. Unders.* Ser. C, N:o 384.
- HACKMAN, VICTOR, 1918. Geologische Übersichtskarte von Finnland. Kartenblätter C 6, B 5 und B 6. Vuorilajikartan selitys. Geologische Reichsanstalt.
- »— 1923. Über den Quarzit von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 59.
- »— 1925. Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinnland. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 72.
- »— 1927. Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä—Lappmark. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 79.
- HANSTEEN CRANNER, B., 1922. Om vegetationsforsøk med glimmermineralerne biotit og serisit som kalikilde. *Norges Geologiske Undersøkelse*, Nr. 114.
- HIETANEN, ANNA, 1938. On the petrology of Finnish Quarzities. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 122.
- HYYPÄ, ESA, 1936. Über die Spätquartäre Entwicklung Nordfinnlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 115.

- KIVINEN, ERKKI, 1941. Tutkimuksia vaara-alueiden moreenimaiden ominaisuuksista. Deutsches Referat: Über die Eigenschaften der Moränenböden in den ost-finnischen Vaara-Gebieten. *Agrogeologia* julkaisu N:o 51.
- LIDÉN, RAGNAR, 1938. Den senkvartära strandförskjutningens förlopp och kronologi i Ängermanland. *Geol. Fören. Förhandl.* Bd. 60.
- MIKKOLA, ERKKI, 1941. Geologische Übersichtskarte von Finnland. Kartenblätter B 7, C 7, D 7 (Muonio—Sodankylä—Tuntsajoki). Kivilajikartan selitys. Geologische Reichsanstalt.
- OKKO, V. 1941. Über das Verhältnis der Gesteinzusammensetzung der Moräne zum Felsgrund in den Gebieten der Kartenblätter von Ylitornio und Rovaniemi im nördlichen Finnland. *Geologische Rundschau* Bd. 32, Heft 4/5.
- SAURAMO, M., 1939. The mode of the land upheavel in Fennoscandia during Late Quaternary time. *Bull. Comm. géol. Finlande* N:o 125.
- SIERP, H., 1928. *Physiologie. Lehrbuch der Botanik für Hochschulen* von Strassburger, Noll, Schenck, Schimper. 17 Auflage. Jena.
- VÄYRYNEN, H., 1928. Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiete. *Bull. Comm. géol. Finlande* N:o 78.

Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande.

N:o 1.	Ramsay, Wilhelm und Nyholm, E. T. Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi. S. 1—12. 4 Fig. 1895 ..	15:—
N:o 2.	Sederholm, J. J. Ueber einen metamorphosirten praecambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo. S. 1—16. 12 Fig. 1895 ..	15:—
N:o 3.	Ramsay, Wilhelm, jemte Bihang 1 och 2 af Hackman, Victor och 3 af Sederholm, J. J. Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i Södra Finland. S. 1—44. 1 karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. 1896 ..	25:—
N:o 4.	Frosterus, Benj. Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland. S. 1—38. 11 Fig. 2 Taf. 1896 ..	20:—
N:o 5.	Berghell, Hugo. Bidrag till kännedomen om Södra Finlands kvartära nivåförändringar. S. 1—64. 16 fig. 1 plansch. 1 karta. Deutsches Referat: Beiträge zur Kenntniss der quartären Niweauschwankungen Süd-Finlands. 1896 ..	30:—
*N:o 6.	Sederholm, J. J. Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. S. 1—254. 97 Fig. 5 Taf. 2 Karten. 1897 ..	75:—
*N:o 7.	Ailio, Julius. Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari. S. 1—43. 8 Fig. 1 Karte. 1898	25:—
*N:o 8.	Andersson, Gunnar. Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora. S. 1—210. 21 fig. 4 tafl. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. 1898 ..	60:—
N:o 9.	Sederholm, J. J. Esquisse hypsométrique de la Finlande. P. 1—17. 1 carte. 1899 ..	25:—
N:o 10.	Sederholm, J. J. Les dépôts quaternaires en Finlande. P. 1—28. 2 Fig. 1 carte. 1899 ..	25:—
*N:o 11.	Hackman, Victor. Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo. S. 1—45. 12 Fig. 1 Taf. 2 Karten. 1899	25:—
*N:o 12.	Ramsay, Wilhelm und Borgström, L. H. Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå. S. 1—28. 20 Fig. 1902 ..	20:—
*N:o 13.	Frosterus, Benj. Bergbyggnaden i sydöstra Finland. S. 1—168. 18 fig. 8 tafl. 1 karta. Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland. 1902 ..	70:—
N:o 14.	Borgström, Leon. H. Die Meteoriten von Hvittis und Marjalahti. S. 1—80. 8 Taf. 1903 ..	25:—
N:o 15.	Hackman, Victor. Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes. S. 1—143. 1905 ..	30:—
N:o 16.	Sundell, I. G. On the Cancrinite-Syenite from Kuolajärvi and a Related Dike rock. P. 1—20. 1 plate. 1905 ..	15:—
*N:o 17.	Fireks, Curt. On the Occurrence of Gold in Finnish Lapland. P. 1—35. 15 fig. 1 map. Frontispiece. 1906 ..	20:—
N:o 18.	Tanner, V. Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar. S. 1—165. 23 bild. 6 tafl. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. 1906	50:—
*N:o 19.	Trüstedt, Otto. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. S. 1—333. 80 Fig. 19 Taf. 1 Karte. 1907 ..	120:—

* Epuisée.

N:o 20.	Tanner, V. Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärwi-Sees in Lappland. S. 1—22. 3 Fig. 2 Taf. 1 Karte. 1907	15:—
N:o 21.	Tanner, V. Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar. S. 1—127. 10 fig. 6 tafl. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. 1907	50:—
N:o 22.	Borgström, L. H. Granitporphyr von Östersundom. S. 1—20. 3 Fig. 1 Taf. 1907	15:—
N:o 23.	Sederholm, J. J. Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. S. 1—110. 11 fig. 8 tafl. 1 planteckn. 1 karta. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia. 1907.	50:—
*N:o 24.	Sederholm, J. J. Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia. P. 1—39. 20 fig. 1 carte. 1910	25:—
N:o 25.	Tanner, V. Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln. S. 1—13. 5 Fig. 2 Taf. 1911	15:—
N:o 26.	Mäkinen, Eero. Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium. S. 1—8. 1911	10:—
N:o 27.	Sederholm, J. J. Esquisse hypsométrique de la Finlande. P. 1—21. 5 fig. 1 carte. 1911	20:—
*N:o 28.	Sederholm, J. J. Les roches préquaternaires de la Finlande. P. 1—27. 1 carte. 1911	20:—
N:o 29.	Sederholm, J. J. Les dépôts quaternaires de la Finlande. P. 1—23. 5 fig. 1 carte. 1911	20:—
*N:o 30.	Sederholm, J. J. Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fennoskandia. P. 1—66. 13 fig. 6 cartes. 1911	30:—
N:o 31.	Hausen, H. Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringar. S. 1—34. 9 fig. Deutsches Referat. 1912	20:—
N:o 32.	Hausen, H. Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande med tvenne kartor. S. 1—32. Deutsches Referat. 1912	20:—
N:o 33.	Wilkman, W. W. Kvartära nivåförändringar i östra Finland. S. 1—40. 9 fig. Deutsches Referat. 1912	25:—
N:o 34.	Borgström, L. H. Der Meteorit von St Michel. S. 1—49. 1 Fig. 3 Taf. 1912	25:—
N:o 35.	Mäkinen, Eero. Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland und ihre Minerale. S. 1—101. 23 Fig. 1913	30:—
N:o 36.	Eskola, Pentti. On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities. P. 1—50. 15 fig. 1913	25:—
N:o 37.	Sederholm, J. J. Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. S. 1—66. 27 Fig. 1 Taf. 1913	35:—
N:o 38.	Tanner, V. Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter. S. 1—815. 139 fig. 16 tafl. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoskandia. III. Sur la progression et le cours de la récession du glacier continental dans la Laponie finlandaise et les régions environnantes. 1915	150:—
N:o 39.	Hackman, Victor. Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finnland. S. 1—41. 9 Fig. 1914	20:—
*N:o 40.	Eskola, Pentti. On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland. P. 1—277. 55 Fig. 6 plates. 2 maps. 1914	75:—

* Epuisée.

N:o 41.	Borgström, L. H. Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari. S. 1—30. 7 Fig. 1914	15:—
N:o 42.	Hackman, Victor. Über Camptonitgänge im mittleren Finnland. S. 1—18. 3 Fig. 1914	15:—
N:o 43.	Wilkman, W. W. Kaleviska bottenbildningar vid Mölönjärvi. S. 1—36. 11 fig. Résumé en français. 1915	20:—
N:o 44.	Eskola, Pentti. Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvitraktens metamorfa bergarter. S. 1—145. 4 fig. English Summary of the Contents. 1915	30:—
N:o 45.	Ailio, Julius. Die geographische Entwicklung des Ladoga-sees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung. S. 1—158. 51 Abbild. 2 Karten. 1915 ..	50:—
N:o 46.	Laitakari, Aarne. Le gisement de calcaire cristallin de Kirmonniemi à Korpo en Finlande. P. 1—39. 14 fig. 1916	20:—
N:o 47.	Mäkinen, Eero. Översikt av de prekambrika bildningarna i mellersta Österbotten i Finland. S. 1—152. 25 fig. 1 karta. English Summary of the Contents. 1916	50:—
N:o 48.	Sederholm, J. J. On Synantetic Minerals and Related Phenomena (Reaction Rims, Corona Minerals, Kelyphite, Myrmekite, etc.). P. 1—148. 14 fig. in the text and 48 fig. on 8 plates. 1916	60:—
N:o 49.	Wilkman, W. W. Om en prekalevisk kvartsitformation i norra delen af Kuopio socken. S. 1—18. 7 fig. Résumé en français. 1916	15:—
N:o 50.	Sauramo, Matti. Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. S. 1—44. 5 Abbild. 4 Taf. 1918	30:—
N:o 51.	Laitakari, Aarne. Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland. S. 1—13. 5 Abbild. 1918	15:—
N:o 52.	Brenner, Th. Über Theralit und Ijolit von Umptek auf der Halbinsel Kola. S. 1—30. 4 Fig. 1920	15:—
N:o 53.	Hackman, Victor. Einige kritische Bemerkungen zu Iddings' Classification der Eruptivgesteine. S. 1—21. 1920	15:—
N:o 54.	Laitakari, Aarne. Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas) in Finnland. S. 1—113. 40 Abbild. 3 Taf. 1921	30:—
N:o 55.	Eskola, Pentti. On Volcanic Necks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland. P. 1—13. 1 fig. 1921	15:—
N:o 56.	Metzger, Adolf A. Th. Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Älandsgebiet. S. 1—8. 3 Abbild. 1922 ..	15:—
*N:o 57.	Väyrynen, Heikki. Petrologische Untersuchungen der granitodioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. S. 1—78. 20 Fig. 1 Karte. 1923	25:—
*N:o 58.	Sederholm, J. J. Om Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part I. The Pelling Region. P. 1—153. 64 fig. 8 plates. 1 map. 1923	60:—
N:o 59.	Berghell, Hugo and Hackman, Victor. Über den Quarzitz von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse. Nach hinterlassenen Aufzeichnungen von Hugo Berghell zusammengestellt und ergänzt von Victor Hackman. S. 1—19. 19 Fig. 1923	15:—
N:o 60.	Sauramo, Matti. Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland. P. 1—164. 22 fig. in the text. 12 fig., 1 map and 2 diagrams on 10 plates. 1923	50:—
N:o 61.	Hackman, Victor. Der Pyroxen-Granodiorit von Kaksikerta bei Åbo und seine Modifikationen. S. 1—23. 2 Fig. 1 Karte. 1923	15:—
N:o 62.	Wilkman, W. W. Tohmajärvi-konglomeratet och dess förhållande till kaleviska skifferformationen. S. 1—43. 15 fig. 1 karta. 1923	20:—
N:o 63.	Hackman, Victor, Über einen Quarztsyenitporphyr von Saari-selkä im finnischen Lappland. S. 1—10. 2 Fig. 1923	15:—
N:o 64.	Metzger, Adolf A. Th. Die jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland. S. 1—86. 38 Abbild. 1 Taf. 1 Karte. 1924	30:—

* Epuisée.

N:o 65.	Saxén, Martti. Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland. S. 1—63. 13 Abbild. 5 Fig. auf 1 Taf. 2 Karten. 1923	30:—
N:o 66.	Ramsay, Wilhelm. On Relations between Crustal Movements and Variations of Sea-Level during the Late Quaternary Time, especially in Fennoscandia. P. 1—39. 10 fig. 1924 ..	20:—
N:o 67.	Sauramo, Matti. Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospecting. P. 1—37. 12 fig. 1924	20:—
N:o 68.	Tanner, V. Jordskredet i Jaarila. S. 1—18. 2 fig. 10 bild. Résumé en français. 1924	15:—
N:o 69.	Auer, Väinö. Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees. S. 1—132. 10 Fig. 10 Taf. 11 Beil. 1924	50:—
N:o 70.	Sederholm, J. J. The Average Composition of the Earth's Crust in Finland. P. 1—20. 1925	20:—
N:o 71.	Wilkman, W. W. Om diabasgångar i mellersta Finland. S. 1—35. 8 fig. 1 karta. Deutsches Referat. 1924	20:—
N:o 72.	Hackman, Victor. Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinland. S. 1—62. 6 Fig. 1 Taf. 1925	30:—
N:o 73.	Laitakari, Aarne. Über das jotnische Gebiet von Satakunta. S. 1—43. 14 Abbild. 1 Karte. 1925	30:—
N:o 74.	Metzger, Adolf A. Th. Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinland. S. 1—24. 9 Abbild. 2 Karten. 1925 ..	20:—
N:o 75.	Frosterus, Benj. Ueber die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge. S. 1—52. 1 Fig. 1925	30:—
N:o 76.	Hausen, H. Über die präquartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere. S. 1—100. 1 Übersichtskarte. 13 Fig. 2 Taf. 1926	30:—
N:o 77.	Sederholm, J. J. On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part II. The Region around the Baröunds fjärd W. of Helsingfors and Neighbouring Areas. P. 1—143. 57 fig. in the text and 44 fig. on 9 plates. 1 map. 1926	60:—
N:o 78.	Väyrynen, Heikki. Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiete. S. 1—127. 37 Fig. 2 Taf. 2 Karten. 1928	40:—
N:o 79.	Hackman, Victor. Studien über den Gesteinsaufbau der Kitilä-Lappmark. S. 1—105. 23 Fig. 2 Taf. 2 Karten. 1927	40:—
N:o 80.	Sauramo, Matti. Über die spätglazialen Niveaushiftungen in Nordkarelien, Finnland. S. 1—41. 8 Fig. im Text. 11 Fig., 1 Profildiagramm und 1 Karte auf 7 Taf. 1928	15:—
N:o 81.	Sauramo, Matti and Auer, Väinö. On the Development of Lake Höytiäinen in Carelia and its Ancient Flora. P. 1—42. 20 fig. 4 plates. 1928	15:—
N:o 82.	Lokka, Lauri. Über Wiikit. S. 1—68. 12 Abbild. 1928	30:—
N:o 83.	Sederholm, J. J. On Orbicular Granites, Spotted and Nodular Granites etc. and on the Rapakivi Texture. P. 1—105. 19 fig. in the text and 50 fig. on 16 plates. 1928	50:—
N:o 84.	Sauramo, Matti. Über das Verhältnis der Ose zum höchsten Strand. S. 1—16. 1928	10:—
N:o 85.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 1. 1 stéréogramme. P. 1—88. 1929	40:—
N:o 86.	Sauramo, Matti. The Quaternary Geology of Finland. P. 1—110. 39 fig. in the text and 42 fig. on 25 plates. 1 map. 1929	60:—
N:o 87.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 2. P. 1—175. 48 fig. 8 planches. 1929	70:—
N:o 88.	Tanner, V. Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Om nivåförändringarna och grunddragen av den geografiska utvecklingen efter istiden i Ishavsfinland	

	samt om homotaxin av Fennoskandias kvartära marina avlagringar. S. 1—593. 84 fig. 4 tabl. 1 karta. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandie. IV. Sur les changements de niveau et les traits fondamentaux du développement géographique de la Finlande aux confins de l'océan Arctique après l'époque glaciaire et sur l'homotaxie du quaternaire marin en Fennoscandie. 1930	150:—
N:o 89.	Wegmann, C. E. und Kranck, E. H. Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. I. Übersicht über die Geologie des Felsgrundes im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Onas. II. Petrologische Übersicht des Küstengebietes E von Helsingfors. S. 1—107. 4 Fig. 16 Taf. mit 32 Fig. 1 Übersichtskarte. 1931	40:—
N:o 90.	Hausen, H. Geologie des Soanlahti-Gebietes im südlichen Karelien. Ein Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und tektonischen Verhältnisse der Jatulformation. S. 1—105. 23 Fig. im Text und 12 Fig. auf 4 Taf. 1 Übersichtskarte. 1930	50:—
N:o 91.	Sederholm, J. J. Pre-Quaternary rocks of Finland. Explanatory notes to accompany a general geological map of Finland. P. 1—47. 40 fig. 1 map. 1930	30:—
N:o 92.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 3. P. 1—140. 29 fig. 3 planches. 1930	50:—
N:o 93.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 4. P. 1—68. 12 fig. 6 planches. 1931	40:—
N:o 94.	Brenner, Thord. Mineraljorderternas fysikaliska egenskaper. S. 1—159. 22 fig. Deutsches Referat. 1931	70:—
N:o 95.	Sederholm, J. J. On the Sub-Bothnian Unconformity and on Archæan Rocks formed by Secular Weathering. P. 1—81. 62 fig. 1 map. 1931	50:—
N:o 96.	Mikkola, Erkki. On the Physiography and Late-Glacial Deposits in Northern Lapland. P. 1—88. 25 fig. 5 plates. 1932	50:—
N:o 97.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 5. P. 1—77. 15 fig. 1932	40:—
N:o 98.	Sederholm, J. J. On the Geology of Fennoscandia. P. 1—30. 1 map. 1 table. 1932	30:—
N:o 99.	Tanner, V. The Problems of the Eskers. The Esker-like Gravel Ridge of Čahpatoaiv, Lapland. P. 1—13. 2 plates. 1 map. 1932	15:—
N:o 100.	Sederholm, J. J. Über die Bodenkonfiguration des Päijänne-Sees. S. 1—23. 3 Fig. 1 Karte. 1932	50:—
N:o 101.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 6. P. 1—118. 17 fig. 5 planches. 1933	50:—
N:o 102.	Wegmann, C. E., Kranck, E. H. et Sederholm, J. J. Compte rendu de la Réunion internationale pour l'étude du Précambrien et des vieilles chaînes de montagnes. P. 1—46. 1933	30:—
N:o 103.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 7. P. 1—48. 2 fig. 1933	25:—
N:o 104.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 8. P. 1—156. 33 fig. 7 planches. 1934	55:—
N:o 105.	Lokka, Lauri. Neuere chemische Analysen von finnischen Gesteinen. S. 1—64. 1934	30:—
N:o 106.	Hackman, Victor. Das Rapakiwirandgebiet der Gegend von Lappeenranta (Willmanstrand). S. 1—82. 15 Fig. 2 Taf. 1 Analysentabelle. 1 Karte. 1934	35:—

N:o 107.	Sederholm, J. J. On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part III. The Åland Islands. P. 1—68. 43 fig. 2 maps. 1934	40:—
N:o 108.	Laitakari, Aarne. Geologische Bibliographie Finnlands 1555—1933. S. 1—224. 1934	50:—
N:o 109.	Väyrynen, Heikki. Über die Mineralparagenesis der Kieserite in den Gebieten von Outokumpu und Polvijärvi. S. 1—24. 7 Fig. 1 Karte. 1935	20:—
N:o 110.	Saksela, Martti. Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. S. 1—35. 11 Fig. 1 Titelbild. 1 Taf. 1 Karte. 1935	25:—
N:o 111.	Lokka, Lauri. Über den Chemismus der Minerale (Orthit, Biotit u. a.) eines Feldspatbruches in Kangasala, SW-Finnland. S. 1—39. 2 Abbild. 1 Taf. 1935	25:—
N:o 112.	Hackman, Victor. J. J. Sederholm. Biographic Notes and Bibliography. P. 1—34. With a vignette. 1935	20:—
N:o 113.	Sahama (Sahlstein), Th. G. Die Regelung von Quarz und Glimmer in den Gesteinen der finnisch-lappländischen Granulitformation. S. 1—119. 5 Fig. 80 Diagramme. 3 Taf. 1936	40:—
N:o 114.	Haapala, Paavo. On Serpentine Rocks in Northern Karelia. P. 1—88. 21 fig. 2 maps. 1936	30:—
N:o 115.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 9. P. 1—505. 83 fig. 20 planches. 1936	100:—
N:o 116.	Väyrynen, Heikki. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi—Kammikivittunturi in Petsamo. S. 1—198. 71 Abbild. 36 Tab. im Text. 1 Karte. 1938	50:—
N:o 117.	Kilpi, Sampo. Das Sotkamo-Gebiet in spätglazialer Zeit. S. 1—118. 36 Abbild. im Text. 3 Beil. 1937	50:—
N:o 118.	Brander, Gunnar. Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland. S. 1—76. 7 Fig. im Texte u. 7 Fig. auf 2 Taf. 1937	40:—
N:o 119.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 10. P. 1—170. 30 fig. dans le texte. 4 planches. 1937	50:—
N:o 120.	Hyypä, Esa. Post-Glacial Changes of Shore-Line in South Finland. P. 1—225. 57 fig. in the text. 21 tab. 2 append. 1937	50:—
N:o 121.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 11. P. 1—166. 47 Abbild. 8 Tab. im Text. 2 Karten. 1938	50:—
N:o 122.	Hietanen, Anna. On the Petrology of Finnish Quartzites. P. 1—118. 20 fig. in the text. 8 plates. 3 maps. 1938	50:—
N:o 123.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 12. P. 1—107. 20 fig. dans le texte. 3 planches. 1938	50:—
N:o 124.	Väyrynen, Heikki. On the Geology and Tectonics of the Outokumpu Ore Field and Region. P. 1—91. 11 fig. in the text. 2 maps. 1939	50:—
N:o 125.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 13. P. 1—119. 45 fig. dans le texte. 1 planche. 1939	30:—
N:o 126.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 14. P. 1—140. 60 fig. dans le texte. 28 tab. 1941	50:—
N:o 127.	Mölder, Karl. Studien über die Ökologie und Geologie der Bodendiatomeen in der Pojo-Bucht. P. 1—204. 7 Abbild. 1 Karte. 14 Diagr. und 14 Tab. im Text. 1943	60:—

N:o 128.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 15. P. 1—183. 43 fig. dans le texte et 2 planches. 1943	70: —
N:o 129.	Lokka, Lauri. Beiträge zur Kenntnis des Chemismus der finnischen Minerale. Glimmer, Pyroxene, Granate, Epidote u. a. Silikatminerale sowie melnikowitähnliches Produkt und Shungit. S. 1—72. 48 Tab. 1943	50: —
N:o 130.	Hietanen, Anna. Über das Grundgebirge des Kalantigebietes im südwestlichen Finnland. S. 1—105. 55 Fig. im Text, 8 Tafeln u. 1 Karte. 1943	100: —
N:o 131.	Okko, V. Moränenuntersuchungen im westlichen Nordfinland. S. 1—48. 12 Abb. u. 4 Tab. im Text. 1944	30: —
N:o 132.	Paraître prochainement.	

