

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 179

UNTERSUCHUNGEN ÜBER DIE BEWEGUNGEN DES
INLANDEISES IN NORDKARELIEN

VON
REINO REPO

MIT 114 TEXTABBILDUNGEN, EINER TAFEL UND EINER BEILAGE

HELSINKI
1957

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS
BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 179

UNTERSUCHUNGEN ÜBER DIE BEWEGUNGEN DES
INLANDEISES IN NORDKARELIEN

VON
REINO REPO

HELSINKI 1957

Helsinki 1957. Valtioneuvoston kirjapaino

VORWORT

Die in die vorliegende Untersuchung eingehenden Feldarbeiten hat Verfasser in den Jahren 1945—1956 im Zusammenhang mit quartärgeologischen Forschungen in Nordkarelien und mit dortiger Bodenkartierung ausgeführt.

Herrn Professor Aarne Laitakari, Direktor der Geologischen Forschungsanstalt, möchte ich meinen besten Dank für sein gütiges Entgegenkommen bei meiner Arbeit sowie für die Genehmigung, das Manuskript in der Schriftenreihe der Forschungsanstalt erscheinen zu lassen, zum Ausdruck bringen.

Zu ganz besonderem Dank verpflichtet bin ich meinem Vorgesetzten, dem Leiter der Bodenkundlichen Abteilung, Doz. Dr.phil. Esa Hyypä, von meiner akademischen und praktischen quartärgeologischen Ausbildung an, des weiteren für die Wahl meines Untersuchungsgebietes sowie die wertvollen Ratschläge in den verschiedenen Stadien meiner Arbeit. Bei Fortführung meiner Arbeit von Jahr zu Jahr hat Herr Dr. Hyypä stets nötigenfalls als unermüdlicher Berater und Freund die Voraussetzungen für die Vollendung meines Vorhabens geschaffen. Ihm gebührt mein brüderlicher Dank.

Für einige mit meiner Untersuchung verbundene Bestimmungen schulde ich Dank meinen Kollegen Mag. phil. Risto Vanhala (Schwermineralien), Mag. phil. Lauri Hyvärinen (Erzmineralien) und Mag. phil. Arvo Löfgren (spektrographische Bestimmungen). Zugleich danke ich allen übrigen Kollegen in der Geologischen Forschungsanstalt, die mir bei den verschiedenen Phasen meiner Arbeit auf diese oder jene Weise Hilfe geleistet haben.

Dank für wertvolle Ratschläge bei meiner Arbeit schulde ich den Herren Professor Dr. Matti Sauramo, Professor Dr. Väinö Auer, Professor Dr. Martti Saksela und Dr. phil. Erkki Aurola. Zugleich möchte ich Herrn Dr. phil. V. O. Vähätalo sowie den übrigen Geologen der AG Outokumpu für die mir geleistete Hilfe danken.

Die Übertragung des Manuskriptes ins Deutsche hat Dr. phil. Marta Römer besorgt. Die mit der Veröffentlichung verbundenen Karten und Diagramme hat Frau Lyyli Orasmaa ins reine gezeichnet.

Für das Ausführen der Schlämmanalysen sowie für Hilfe in manchen praktischen Angelegenheiten danke ich den Laborantinnen Annikki und Kyllikki Parkkonen.

Alle in der Veröffentlichung enthaltenen photographischen Aufnahmen sind von Verfasser gemacht worden, aber die Vergrößerungen und Kopien der Filme hat grösstenteils Herr Erkki Halme gefertigt.

In der Zeit meiner 12jährigen Untersuchungen habe ich Stipendien von folgenden Stiftungen erhalten: Emil Aaltonen-Stiftung, Seth Sohlberg-Stiftung und Finnische Stiftung zur Erforschung der Naturschätze (Suomen Luonnonvarain Tutkimussäätiö). Diesen Fonds, dank deren Unterstützung die Durchführung meiner Arbeit ermöglicht worden ist, spreche ich meinen besten Dank aus.

— — — — —

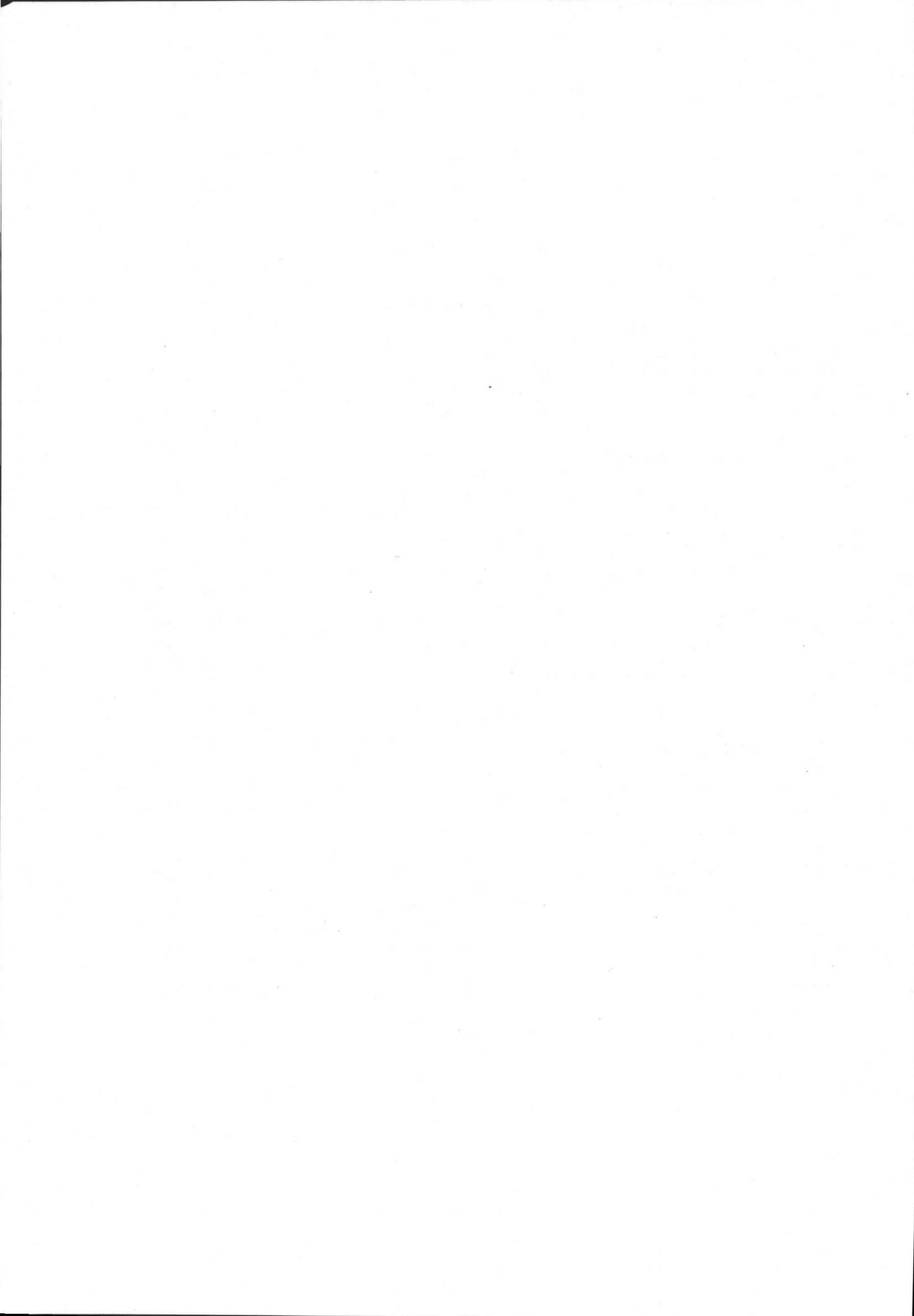
Zum Schlusse gelten meine innigsten Gedanken Nordkarelien, der Landschaft mit ihren grünen rauschenden Wäldern, ihren blauen Seen und in der Ferne schimmernden Höhen, Nordkarelien, in dessen anmutiger Natur ich manchen unvergesslichen Sommer habe verbringen dürfen, — einige meiner besten. Karelien, meiner schönen Heimat, sei meine Untersuchung zugeeignet.

Helsinki, den 3. Mai 1957

Reino Repo

INHALTSVERZEICHNIS

Einleitung	7
Geographische Beschreibung des Gebietes	9
Lage und Oberflächengestaltung	9
Felsgrund	12
Bodendecke	14
Gewässer	16
Die Bewegungen des Inlandeises und ihre Zeugen	18
Die glazigene Abtragung des Felsgrundes	18
Charakter der Eisbewegung	18
Auftreten und Analyse der Schrammen	19
Schrammensysteme	26
Die Beziehung der Schrammen zu den Osbildungen	33
Ausprägung der Bewegungen des Inlandeises in Aufschüttungsformen und -material	43
Moränendecke	43
Entstehung und Oberflächenformen der Moräne	43
Gefügetypen	45
Mechanische Zusammensetzung	53
Petrographische Zusammensetzung	57
Ausrichtung der Steine	89
Glazifluviale Bildungen	98
Randbildungen	110
Salpausselkä	110
Jaamankangas	112
Uimaharju	131
Schlussfolgerungen über die Bewegungen des Inlandeises und ihre Beziehung zu den glazigenen Bildungen	138
Die Entwicklung der glazigenen Abtragung	138
Gesichtspunkte zur Entstehung glazigener Bildungen	144
Die Bewegungen des Inlandeises in ihrem Verhältnis zur Eiszeit	158
Vergleich mit benachbarten Gebieten	162
Zusammenfassung	164
Schrifttum	170



EINLEITUNG

Als die Eiszeittheorie in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts in Finnland Fuss fasste und stets grösseren Anklang fand, wandte sich die Forschung anfangs Südfinnland zu. Ziemlich bald richtete sich bei Präzisierung und Erweiterung der Probleme das Interesse der Forscher auch auf die östlichen Teile des Landes. Insbesondere Nordkarelien, wo der grösste fennoskandische Randbildungszug Salpausselkä endet, wurde eines der klassischen Gebiete der finnischen glazialgeologischen Forschung. Schon in der ersten über Finnland auf Grund der Eiszeittheorie veröffentlichten umfassenderen Schilderung, in einem Reisebericht des Russen Krapotkin (1876), sind einige glazigene Bildungen dieses Gebietes verhältnismässig ausführlich beschrieben worden. Ferner seien auch die später erschienenen Untersuchungen über den östlichen Teil des Salpausselkä-Zuges von Ramsay (1891), desgleichen Rosbergs (1892, 1899) Arbeiten über Randbildungen in Nordkarelien und in Russisch-Karelien angeführt.

Das späte 19. Jahrhundert war in Finnland eine Zeit lebhafter Entwicklung nicht nur der glazialgeologischen, sondern auch der übrigen geologischen Forschung. Um ein genaues Bild von dem Aufbau des Felsgrundes und der Bodendecke zu gewinnen, begann die 1885 gegründete Geologische Forschungsanstalt (Geologische Kommission) in Süd- und Mittelfinnland eine geologische Kartierung auszuführen. In Nordkarelien kam diese Arbeit schon 1895 in Gang, und sie wurde hinsichtlich der quartären Bildungen für den grössten Teil der Provinz schon bis zur Jahrhundertwende fertig. Die Feldarbeiten besorgte zum wesentlichsten Teil der verdiente Kartierer und Geologe der genannten Forschungsanstalt, W. W. Wilkman. Das von ihm zusammen mit dem Staatsgeologen Benj. Frosterus veröffentlichte Bodenkartenblatt des Gebietes (Joensuu D 3, 1 : 400 000) erschien 1910 und die dazugehörige Erläuterung 1915 (auf finnisch 1917).

Nach den Zeiten von Wilkman sind in Nordkarelien neue Schrammenbeobachtungen zur Klärung der Bewegungen des Inlandeises so gut wie gar nicht veröffentlicht, noch alte präzisiert worden. Ebensowenig hat man das quartärgeologische Kartenbild nennenswerter revidiert. Einige Lücken und Fehldeutungen in der in Anbetracht der damaligen Verhältnisse überaus verdienstvollen Arbeit von Frosterus und Wilkman haben sich

somit bis in unsere Tage erhalten. Doch kann dieses Werk trotz allem mit gutem Grunde als die beste der älteren finnischen Erläuterungen der Bodenkartenblätter angesehen werden.

In späteren Jahrzehnten ist Nordkarelien bei Klärung quartärgeologischer Sonderfragen Gegenstand der Untersuchung gewesen. So bearbeitet Leiviskä das Gebiet zum Teil in seinem umfassenden Salpauselkä-Werk (1920) wie auch in seiner späteren Randmoränenuntersuchung (1951). Die Untersuchungen über die Niveaushiftungen von Sauramo (1921, 1928, 1937, 1939, Sauramo & Auer 1928) sowie die entsprechenden Arbeiten von Hyyppä (1943 a, b) im östlichsten Teil des Gebietes und die von Virkkala (1948 a) im nördlichsten wie auch die Mooruntersuchungen Lumialas (1937) und Aurolas (1938 a) vertreten desgleichen die gegenwärtige Forschungsmethode auf ihren eigenen Sondergebieten.

Die alte Bodenkartierung Nordkareliens ist neben der Felsgrundkartierung vor sich gegangen. Diese beiden klassischen Kartierungen samt den mit ihnen verbundenen Detailstudien erwiesen sich später beim Erzschürfen als überaus wichtige grundlegende Arbeit. Der 1908 in Rääkylä-Kivisalmi gefundene Kiesblock führte nämlich 1910 zu dem Entdecken des ausgedehnten Kupfererzvorkommens von Outokumpu, eines der reichsten Europas (vgl. Saksela 1948). Bei dieser Prospektierung war gerade die Kenntnis der glazialgeologischen Hauptzüge des Gebietes sehr wesentlich an dem Gelingen der Aufgabe beteiligt. Die Schürfarbeiten haben in späteren Jahren ihrerseits die glazialgeologische Kenntnis des Gebietes gesteigert. Besonders bei den von der AG Outokumpu ausgeführten Untersuchungen ist für die glaziale Blockverfrachtung wichtiges Beobachtungsmaterial in reichlichen Mengen angefallen (Aurola & Vähätalo 1939; Aurola 1955). Im Zusammenhang mit Erzuntersuchungen ist die Blockverfrachtung im Gebiet des weiteren insbesondere u. a. von Sauramo (1924), Saksela (1923, 1933, 1948, 1951) und Väyrynen (1923, 1935, 1939) erforscht worden.

Eine Wendung in der glazialgeologischen Erforschung Nordkareliens bedeuten die Revisionsuntersuchungen, die die Bodenabteilung der Geologischen Forschungsanstalt 1945 unter Leitung des Staatsgeologen E. Hyyppä in den Gegenden von Kontiolahti, Kiihtelysvaara und Eno eingeleitet hat. Bei diesen Untersuchungen, denen sich später eine Bodenkartierung im Maßstab 1 : 20 000 angeschlossen hat, ist es in erster Linie darauf angekommen, die verschiedenen Bewegungsrichtungen des Inlandeises, den Transport des Steinmaterials, Aufbau und Vorkommen glazigener Bildungen sowie spät- und nacheiszeitliche Entwicklung des Gebietes zu erforschen. Bei der Untersuchung des glazigenen Materials wurde 1945 zugleich auch die Orientierungsanalyse in Gebrauch genommen, mit deren Hilfe man in Finnland kurz zuvor bei Erhellung der Verfrachtung

des Steinmaterials zu den ersten praktischen Ergebnissen gelangt war (Hyypä 1948; vgl. Kivekäs 1946).

Die oben angeführten Untersuchungen hat Verfasser vom Salpausselkä-Zug nach Westen fortgesetzt und dabei die Hauptaufmerksamkeit der Klärung der Bewegungen des Inlandeises zugewandt. Mit seinen zahlreichen Felsblößen bietet das Untersuchungsgebiet auch sehr gute Voraussetzungen für diesen Zweck.

Das gewählte Untersuchungsgebiet enthält einen in Finnland glazialgeologisch einzigartigen Knotenpunkt: das Enden des Salpausselkä-Zuges in der Randbildung Jaamankangas. Diesen Zügen schliessen sich zugleich zahlreiche Osbildungen an, u. a. der Anfangsteil des längsten finnischen Oszuges Kuusjärvi—Siilinjärvi—Küste des Bottnischen Meerbusens sowie viele ungleichaltrige Schrammensysteme. Das Untersuchungsgebiet nimmt auch insofern eine Sonderstellung ein, als es bei einzelnen Gletscherströmungen Grenz- und Endgebiet ist, wo sich die gegenseitigen Beziehungen der mit den Bewegungen verbundenen Erscheinungen leichter und deutlicher untersuchen lassen als in den ausgedehnten, im allgemeinen verhältnismässig monotonen Gebieten Innerfinnlands. Nordkarelien hat sich denn auch als glazialgeologisch bedeutend komplizierter erwiesen, als nach den frühen Untersuchungen geschlossen werden konnte. Ist es doch zu verstehen, dass die von Wilkman vor mehr als einem halben Jahrhundert geleistete Forschung zum Teil schon veraltet ist, zumal da das Beobachtungsmaterial in dem nicht von Wilkman, sondern von anderen kartierten Teil bereits von Anfang an sehr ungleichmässig gewesen ist. In Wirklichkeit ist die gesamte Bodenkarte nur als Nebenprodukt der Felsgrundkartierung entstanden. Somit lässt sich mit neuen Forschungsmethoden, insbesondere unter Auswertung eingehenderer Schrammenforschung und einer den verschiedenen Eigenschaften des Moränenmaterials zugewandten Analyse, neues, die Inlandeisbewegungen präziser erhellendes Material gewinnen aus diesem Gebiet, das sich auch erzgeologisch fortgesetzt als wichtig erwiesen hat. Das Verfolgen des Wanderns der im Gebiet angetroffenen zahlreichen Erzblöcke setzt gerade eine möglichst genaue Kenntnis der Bewegungsrichtungen des Eises und eine ausführliche Klärung der Verfrachtung des Steinmaterials voraus.

GEOGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DES GEBIETES

LAGE UND OBERFLÄCHENGESTALTUNG

Die Lage des Untersuchungsgebietes ist auf der Karte Abb. 1 dargestellt. Das Gebiet umfasst eine etwa 100×100 km² weite Fläche im östlichen Seengebiet Innerfinnlands, 62° 30' n. Br., 29° 30' ö. L. Es gehört der Provinz nach in seinem Hauptteil zu Nordkarelien, die westlichsten Teile zu Nord-Savo.

Seiner Oberflächengestaltung nach ist das Gebiet ein Peneplan, für den hier flach umrissenes Hügel- und Bergland kennzeichnend ist (s. Granö 1931). Die absolute Höhe wechselt hier grösstenteils zwischen 100 und 150 m, und nur wenige Gipfelpunkte liegen höher als 180—200 m ü. d. M. (Höhenkarte Abb. 2). Über 200 m aufsteigende Gelände sind hauptsächlich nur in den nordöstlichen und nördlichen Teilen des Gebietes anzutreffen. Diese Teile gehören schon zu einer anderen geographischen Provinz als Seenfinnland, zu dem sog. Vaara-Karelien (Granö, op. c.). Nach den Berechnungen Renkonens (1933) beträgt die mittlere Höhe der ersteren Provinz um 115 m, die der letzteren um 150 m ü. d. M.

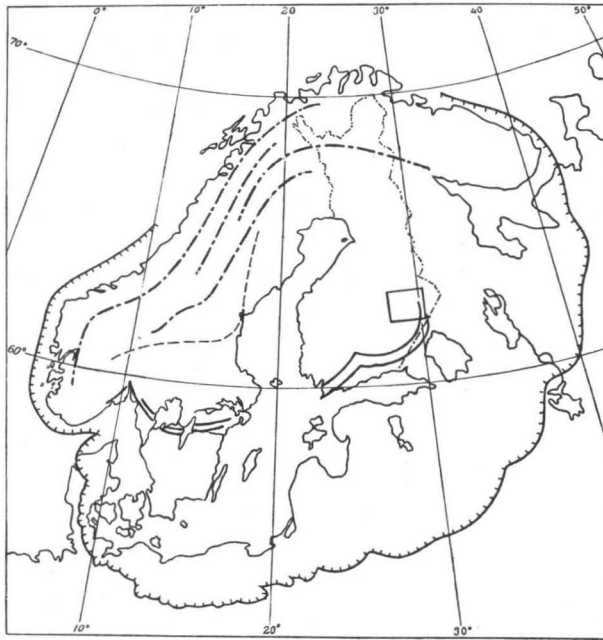


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes (Viereck), äussere Grenze der letzten Vereisung (Kammlinie), einige Lagen der Eisschilde (gestrichelte Linien), beide Züge der Salpausselkä in Finnland sowie ihre Fortsetzungen im südlichen Skandinavien (ausgezogene, fette Linien). Nach Ljungner (1949), Tanner (1915), Woldstedt (1954) usw.

Die höchste Stelle des Untersuchungsgebietes ist der an seinem Nordrande im Kichspiel Juuka aufsteigende Quarzitberg Halivaara, 295 m ü. d. M. — (Hinsichtlich der im Texte vorkommenden Ortsnamen sei hingewiesen auf die mit Namen versehene Karte, Abb. 114.) — Annähernd gleich hoch sind auch einige, ebenfalls quarzitische Vaara-Gipfel im NE-

Teil des Gebietes. An den letztgenannten Quarzitzug schliesst sich unmittelbar nördlich der Grenze des Untersuchungsgebietes der höchste Berg Nordkareliens an, der Koli, 347 m ü. d. M., mit einigen nahe gelegenen, über 300 m aufsteigenden Bergen. Im NE-Teil des Untersuchungsgebietes sind auch die grössten relativen Höhenunterschiede, 100—200 m, anzutreffen, während die betreffende Höhe im Hauptteil des Gebietes nur zwischen etwa 20—80 m wechselt. Am geringsten, 5—20 m, sind die relativen Höhenunterschiede in den mittleren Teilen des Gebietes, besonders bei den südlich des Jaamankangas gelegenen Ton- und Sandfeldern von den Gegenden des Sees Sysmäjärvi nach Liperi und weiter bis nach den Landstrichen von Joensuu—Pielisensuu. In diesen Gegenden, wie auch im allgemeinen im übrigen Gebiet rings um die grossen Seen, ist die absolute Höhe am geringsten, 100—76 m ü. d. M. Im allgemeinen vermindert sich die absolute Höhe des Geländes nach Süden zu.

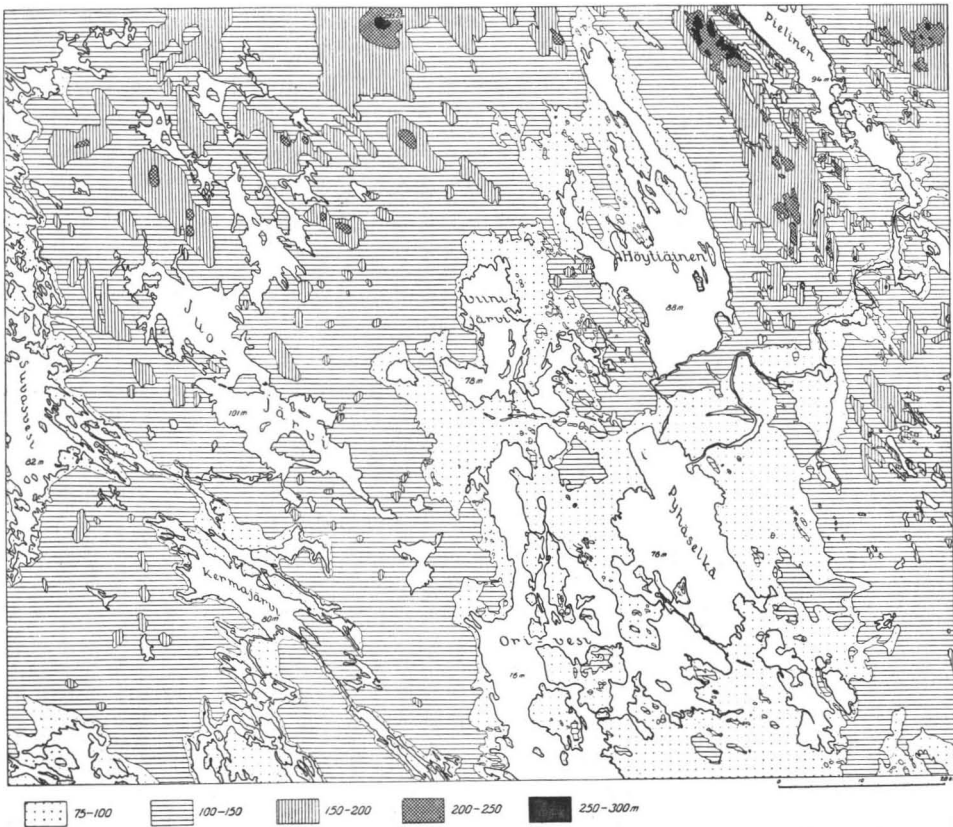


Abb. 2. Höhenkarte des Untersuchungsgebietes.

Die durch die ausgerichteten Erhöhungen und Senkungen hervorgerufene Streifigkeit im Gelände ist am deutlichsten in den NE-, E- und SW-Teilen des Untersuchungsgebietes. Hauptsächlich spiegelt die Streifung Relief und Tektonik des Felsgrundes, teilweise auch eiszeitliche Erosion und Akkumulation wider, wobei sie da am stärksten erscheint, wo die Wirkung dieser Faktoren gleichgerichtet ist (vgl. Kaikko 1934).

Die langen Seebecken mit ihren zahlreichen Landzungen und Buchten bezeichnen tektonische Bruchlinien und Verwerfungen. Ihre häufigste Richtung ist NW—SE, stellenweise annähernd N—S. Von den in trockenem Gelände zu sehenden Bruchlinien ist am bedeutendsten das auf der Grenze zwischen den Kirchspielen Kontiolahti und Eno sich erstreckende, um 12 km lange, 80—100 m tiefe Schluchttal Kolvananuuro (Frosterus & Wilkman 1917 S. 7, Kallio 1952).

FELSGRUND

In dem Felsgrund des Gebietes, der in seiner Gesamtheit dem Urgebirge zugezählt wird, lassen sich drei Hauptteile unterscheiden (s. Karte Abb. 3). In der Mitte verläuft in der Richtung NNW—SSE die Karelische Glimmerschiefer- und Phyllitzone. E-seits dieses Schieferzuges liegt ein Gneisgranitgebiet, das sich nach Osten über die Reichsgrenze hinaus fortsetzt. Westlich des Glimmerschiefers liegt die dritte der Hauptzonen des Felsgrundes, das Gebiet der gneisartigen Schiefer, der sog. Savo-Schiefer. Von diesen drei Teilen ist die östliche Gneisgranitzone am ältesten. Sie unterlagert die Karelischen Bildungen und tritt in den mittleren Teilen des Schiefergebietes in den Granitkuppeln von Sotkuma und Kontiolahti zutage (Frosterus & Wilkman 1920, Wegmann 1928, Eskola 1941).

Die Grenze der Karelischen Schieferzone gegen das östliche Gneisgranitgebiet ist scharf. Zuäusserst im Osten gehören zur Schieferzone mehr oder weniger metamorphosierte Konglomerate, Quarzite und Quarzitschiefer. Auf diese geschichtet sind westlich Phyllite, Glimmerschiefer und phyllitische schwarze Schiefer. Als eigene gesonderte Bildung anzuführen ist der im westlichen Teile des Glimmerschiefergebietes gelegene, aus Quarzit- und Serpentinegesteinen bestehende, erdgeologisch bedeutsame Outokumpu-Zug, der in der Richtung NE—SW vom Kirchspiel Polvijärvi bis zum See Kuusjärvi verläuft.

Die Gesteine der Karelischen Glimmerschieferzone gehen ohne deutliche Grenze in die migmatitisierten gneisartigen Savo-Schiefer über. Die letzteren Schiefer gehören zu der Grenzzone der Karelischen und der Swekofennischen Bildungen. — Gegen Ende der karelischen Orogenie ist das umfangreiche intrusive Granitmassiv des Maarianvaara im NW des Untersuchungsgebietes entstanden.

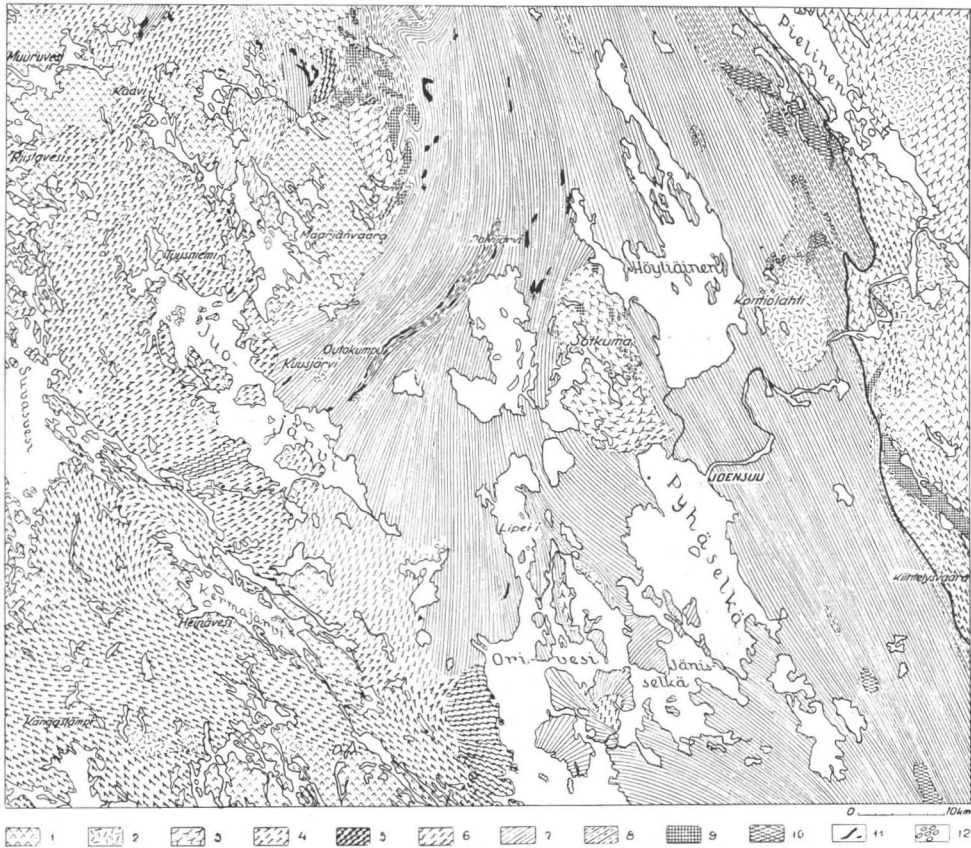


Abb. 3. Der Felsgrund im Untersuchungsgebiet. — Der dicke Strich im östlichen Teil des Gebietes bezeichnet die Ostgrenze der Karelischen Bildungen.

1. Gleichmäßig gekörnter Granit
2. Porphyrgranit
3. Gneisgranit
4. Adergneis
5. Glimmergneis
6. Gneisartiger Schiefer mit Granitadern
7. Glimmerschiefer, Phyllit und phyllitischer schwarzer Schiefer
8. Quarzit und Quarzitschiefer
9. Gabbro und Amphibolit
10. Metadiabas
11. Serpentin
12. Konglomerat

An basischen Gesteinen sind Gabbro, Amphibolit, Metadiabas und Serpentin hier und da als kleinere, im allgemeinen längliche Gebiete anzutreffen, die sich gewöhnlich an die Hauptrichtung des umgebenden Gesteins anpassen. Ganz am Nordrand des Gebietes, im Kirchspiel Juuka, gibt es kleine Dolomitvorkommen, die in der beigegebenen Felsgrundkarte nicht zu sehen sind. Diese Karte ist auf Grund des Kartenblattes Joensuu von Frosterus & Wilkman (1920) schematisch gezeichnet und nach Väyrynen (1939, 1954) und Vähätalo (1953) präzisiert worden.

BODENDECKE

Wie in Finnland allgemein, ist auch in Nordkarelien der Felsgrund grösstenteils von losen quartären Ablagerungen bedeckt. Am weitesten verbreitet und die älteste unter den losen Bodenarten ist die Moräne, die allgemein auch die übrigen glazigenen oder postglazialen Absätze unterlagert (s. Frosterus & Wilkman 1917; Bodenkarte, Blatt D 3, Joensuu). Die Dicke der Moränenbedeckung scheint im Gebiet im allgemeinen nur einige Meter auszumachen, am dicksten ist sie in den Tälern, am dünnsten oben auf den Berggipfeln. Der tiefste von mir wahrgenommene Moränenschnitt liegt an der Eisenbahn unweit der Station Vihtari, wo Moräne distalseits einer Felsblösse in einer etwa 12 m hohen Wand zu sehen ist, sich aber noch tiefer unter die Schnittbasis fortsetzt.

In den Oberflächenteilen der Moränengelände finden sich im Normalfalle verstreut Steine und Blöcke. Zahlreiche und grosse Blöcke enthält die



Abb. 4. Sehr steiniges Moränengelände in Palopää, Kuusjärvi.

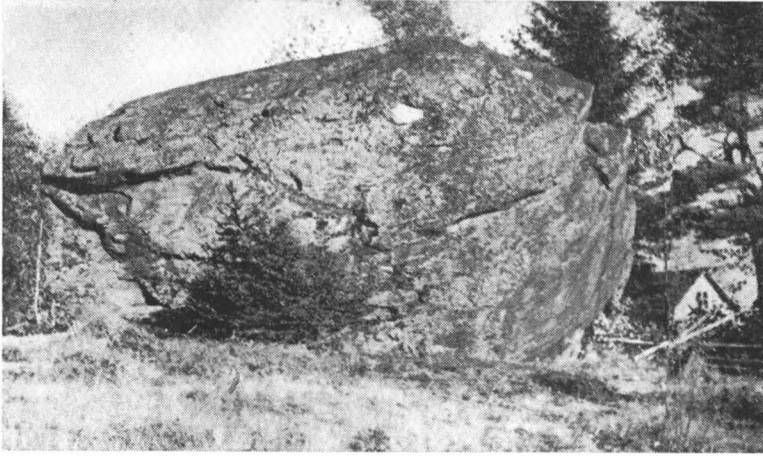


Abb. 5. Grosser Findling an der Strasse Ruskeala—Mustinlahti.

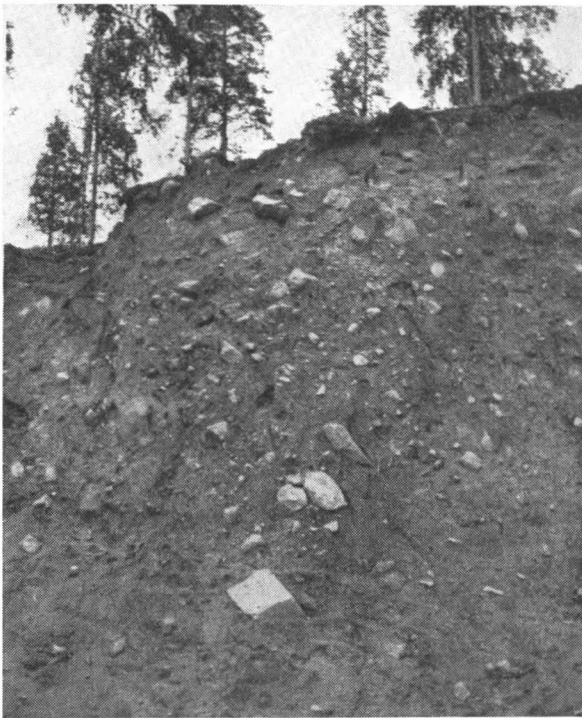


Abb. 6. Typischer Moränenschnitt, Kirchspiel
Heinävesi, Sappu.

Moräne im SW des Untersuchungsgebietes im Kirchspiel Kangaslampi, in den S- und N-Teilen des Kirchspiels Heinävesi, im W des Kirchspiels Kuusjärvi sowie an vielen Stellen im Kirchspiel Kiihtelysvaara. Vereinzelt, überaus grosse erratische Blöcke sind neben kleineren hier und da in verschiedenen Gegenden des Untersuchungsgebietes zu sehen (Abb. 4 und 5). Die blockarmen oder blockleeren Moränenböden sind selten und kleinflächig. Das in Schnitten zu sehende Moränenmaterial ist in seiner typischsten Form unsortierte, normalsteinige, dichtgepackte, fein- und grobsandreiche sowie spärlich tonhaltige Grundmoräne (Abb. 6).

Sortierte Bodenarten, Kies, Grobsand und Feinsand, kommen im Untersuchungsgebiet verhältnismässig häufig vor. Sie alle finden sich als hauptsächlichlicher Baustoff in Oszügen und Randbildungen sowie in den mit diesen zusammenhängenden Hügel- und Grubengeländen. Sind Grob- und Feinsand später als die ersteren glazifluvialen Bildungen entstanden, so sind sie auch als Uferablagerungen anzutreffen. Am zahlreichsten kommen Uferablagerungen in der Umgebung grosser Seen und am Fusse von Osern und Randbildungen vor, recht allgemein auch in den Oberflächenteilen von Moränenböden als dünne Schicht, die von spät- oder postglazialen Meeres- oder Seestadien zeugt.

In bedeutend geringerem Masse als die obengenannten sortierten Bodenarten sind Ton und Schluff in den niedrigsten Gegenden des Untersuchungsgebietes anzutreffen, vor allem distalseits des Jaamankangas sowie auf alten Überschwemmungsböden der Seen Höytiäinen und Viinijärvi, weniger in der Umgebung der übrigen Seen. Ihrer Zusammensetzung nach sind alle Tone magere Schlufftone.

Torfschichten, Moore, gibt es am meisten in den nördlichen Teilen des Untersuchungsgebietes, wo sie stellenweise über 40 % des Bodenflächenraumes ausmachen (Ilvessalo 1930), während dagegen in den mittleren und südlichen Teilen des Untersuchungsgebietes, im Seengebiet, der Anteil der Moore zwischen etwa 10 und 20 % wechselt. Ausgedehntere, offene Weissmoore sind selten, wogegen Bruchmoore und wüchsige Reisermoore reichlich auftreten. Im allgemeinen sind die Moore ziemlich schmale, aber verzweigte Talmoore, die netzartig miteinander zusammenhängen und in der Pflanzendecke wechselnde Moortypen umfassen. Derartige Moore gehören zu dem sog. Karelischen Kompextyp (Cajander 1913).

GEWÄSSER

Zu dem Oberflächenbau Finnlands gehören als typischer Teil zahlreiche von Wasser ausgefüllte Becken: Seen und Weiher. Im Untersuchungsgebiet umfasst die Wasserfläche nach ungefährender Berechnung etwa 21.3 % seiner Gesamtfläche. Für die grössten Seen, die entweder ganz

oder zum grössten Teil in den Bereich des Untersuchungsgebietes gehören, seien — soweit Angaben zugänglich gewesen sind — folgende Ziffern dargestellt:

	Wasserfläche	Grösste Länge	Meereshöhe	Grösste gemessene Tiefe
Juojärvi	290 km ²	45 km	101 m ü. d. M.	64 m
Höytiäinen . . .	265 »	40 »	88 » »	»
Suvasvesi	240 »	50 »	82 » »	102 »
Viinijärvi	150 »	20 »	78 » »	48 »
Kermajärvi . . .	85 »	30 »	80 » »	56 »
Pyhäselkä	235 »	30 »	76 » »	67 »
Orivesi (N-Teil)	»	42 »	76 » »	34 »

Die zwei letztgenannten, Pyhäselkä und Orivesi, sind keine selbständigen Seen, sondern gehören als direkte Teile zu dem umfassenden Seenkomplex des Saimaa, dem fünftgrössten See Europas, in den sich auch alle anderen obengenannten Seen ergiessen. Der Saimaa oder Satanen sammelt das Wasser aus weiten Gebieten Südost- und Mittelfinnlands innerhalb des Salpausselkä-Zuges, durchbricht diesen abriegelnden Randbildungsgürtel bei Vuoksenniska und fliesst längs dem Vuoksi in den Ladoga ab.

Die wichtigsten Flüsse im Untersuchungsgebiet sind der Pielisjoki, durch den der ausgedehnte Pielisjärvi (850 km²) sich von der NE-Seite des Gebietes in den Pyhäselkä ergiesst sowie der in denselben See mündende sog. Höytiäinen-Kanal. Letzterer Wasserweg entstand bei Einbruch eines 1859 durch die Randbildung Jaamankangas gegrabenen, eben vollendeten Kanals und Überfluten der Wasser des Höytiäinen. Der Spiegel des Höytiäinen sank um etwa 9.5 m bei diesem grössten nordischen Seesturz in historischer Zeit, und der alte Abfluss des Sees in den Viinijärvi versiegte (Palmén 1903, Frosterus & Wilkman 1917, Sauramo & Auer 1928). Beim alten Ufer des Höytiäinen sind heute ausgedehnte Gerölle zu sehen, und der Abfluss oder Kanal bildet ein um 500 m breites, stellenweise über 30 m tiefes Tal durch den Jaamankangas.

Die ganz am Ostrande des Untersuchungsgebietes, im Kirchspiel Kiihtelysvaara gelegenen kleineren Seen münden direkt in den Ladoga. Die Wasserscheide gegen die Gewässer des Saimaa verläuft in der Gegend des nördlichen Teiles des Salpausselkä.

Dass die Gewässer in ausgedehnten, für Innerfinnland typischen Seenreihen miteinander verbunden sind, hat seinerseits die Lage der Besiedlung beeinflusst. Im allgemeinen ist die Besiedlung verhältnismässig dünn, und weite Wälder mit überwiegendem Nadelholz sind vorherrschend. Die Gewässersysteme haben im Wirtschaftsleben der Provinz gute Voraussetzungen für die Verfrachtung von Holzware geboten und so die Grundlage für die Auswertung der reichen Waldvorräte des Gebietes geschaffen.

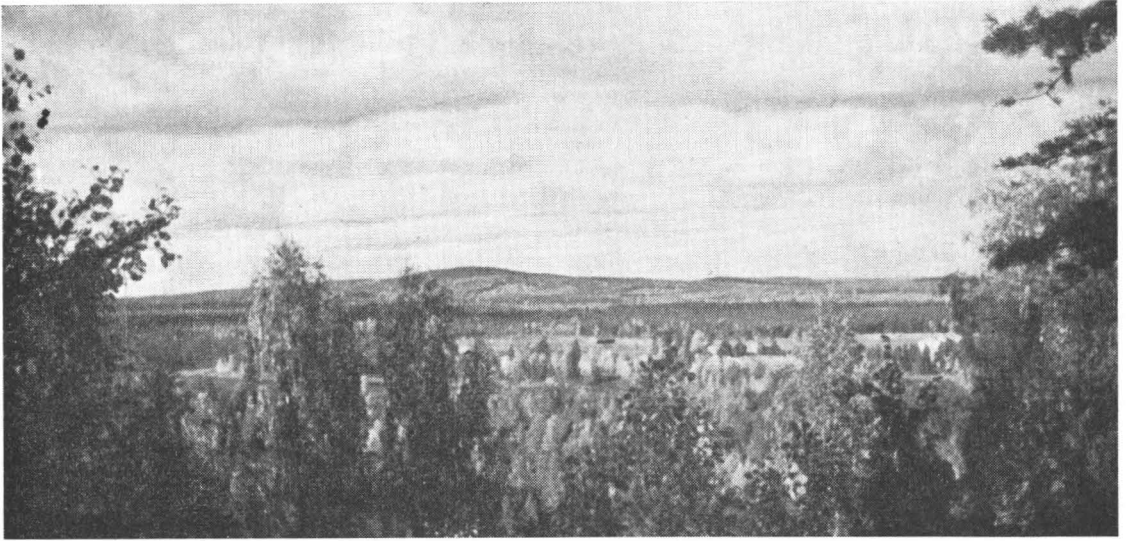


Abb. 7. Ausblick von Paihola aus, vom Gipfel des Salpausselkä nach Norden. Im Vordergrunde einer der höchsten Berge im Gebiet, Pyytivaara (230 m) in Kontiolahti.

DIE BEWEGUNGEN DES INLANDEISES UND IHRE ZEUGEN

DIE GLAZIGENE ABTRAGUNG DES FELSGRUNDES

CHARAKTER DER EISBEWEGUNG

Die allgemeine Klimaabkühlung auf der Erde um die Wende vom Tertiär zum Quartär (Woldstedt 1954; u. a.) hatte in den Hochgebirgen und den Polargegenden das Entstehen eines das ganze Jahr über fortbestehenden Schneegebietes zur Folge. Unter diesen Klimaverhältnissen sank die Schneegrenze progressiv, was zu einer unaufhörlichen Vermehrung der ständigen Schneemenge, zu Entstehung und Anwachsen von Gebirgsgletschern und schliesslich zu dem Auftreten der ausgedehnten Inlandeisflächen des Quartärs geführt hat. Die Gletscher trugen — wie es in allen Eiszeiten geschehen ist — ihre Unterlage ab, beförderten das von ihnen abgelöste Steinmaterial und schütteten es auf.

Darüber, wie der Mechanismus der Gletscherbewegung theoretisch zu verstehen ist, haben verschiedene Forscher zahlreiche verschiedene Auffassungen dargestellt (vgl. Demorest 1942; v. Klebelsberg 1948; Seligman 1949; Perutz 1953; Woldstedt 1954; u. a.). Sicher ist es, dass die Bewegung bei den früheren wie auch bei den gegenwärtigen Gletschern durch die Wirkung der Schwerkraft vor sich gegangen ist. Die Bewegung

ist im wesentlichen das Streben nach einem Ausgleich der im Gletscher bestehenden differentiellen Zustände. Im den starreren rand- und oberflächennahen Teilen vollzieht sich Bewegung längs übereinander sich schiebenden laminaren Scherflächen, während sie in den tieferen, plastischen Gletscherteilen zähflüssige Strömung ist (Demorest 1942, S. 35, extrusion flow).

Infolge der Schwankungen u. a. im Gefälle der Unterlage, im Druck und im Gradienten der Gletscheroberfläche sind in den Eisbewegungen sowohl die Scher- als auch die plastische Fließbewegung zweifellos oft ineinander übergegangen und oft auch als verschiedene Kombinationen beider Bewegungen aufgetreten. Wie Untersuchungen von rezenten Gletschern erweisen (vgl. Hobbs 1911, 1926; Demorest 1942, 1943; Flint 1947 u. a.), scheint die Bewegung der Gletscher zum grössten Teil in der Randzone vor sich zu gehen, wo auch das Erosionsvermögen des Eises zugleich am grössten ist. Weiter vom Rande entfernt, in den inneren Teilen des Gletschers, ist die Bewegung langsam und das Erosionsvermögen geringer.

AUFTRETEN UND ANALYSE DER SCHRAMMEN

Die Inlandeisströmung über den östlichen Teil Fennoskandiens ist dadurch erleichtert worden, dass sich das Gelände schon vor der Eiszeit bis zum Peneplanstadium ausgeglichen hatte. Die Exaration des Eises hat eine letzte, wenn auch nicht stärkste Ebnung und Glättung der Oberflächenformen bedeutet (s. Tanner 1938). Überall in Nordkarelien, wo der Felsgrund unter den Bodenarten hervortritt oder wo die Bodendecke dünn ist, herrschen allgemein abgerundete Formen (Abb. 7).

Am schärfsten sind die Anzeichen der Gletscherabtragung im Untersuchungsgebiet in den Umgebungen der gegenwärtigen Seen zu sehen, wo die abgewaschenen Uferfelsen recht allgemein die typischen Formen geschliffener Felsen (»roches moutonnées») mit ihren normalen Proximal- und Distalteilen erkennen lassen. An einem wohlentwickelten geschliffenen Felsen ist die Hauptrichtung der einstigen dortigen Gletscherströmung schon auf Grund der länglichen Felsform wahrzunehmen, wobei die gerundete Proximalseite die Ankunftsrichtung bezeichnet. Da aber die Messung einzig nach der Form des geschliffenen Felsens oft ungenau ist, hat Verfasser beim Analysieren der Richtung als Ausgangspunkt hauptsächlich Schrammenbeobachtungen benutzt. Diese stehen im Gebiet im allgemeinen auch verhältnismässig reichlich zu Gebote. Als Schrammen sind die von der Richtung des Eisstromes zeugenden, in den Schleifflächen der Felsen zu sehenden, verschieden langen Anzeichen glazigener Abtragung gerechnet worden, von dem dünnen, sogar weniger als 1 mm breiten Kratz bis zu

einer Vertiefung von mehreren cm Breite (vgl. Chamberlin 1888). Auch noch breitere und stärkere Anzeichen von Abtragung, trogförmige Rinnen, sind im Gebiet hier und da zu beobachten. Insbesondere haben sich in Felsspalten Rinnen »eingefressen« (Abb. 9). Auch in Schiefer- und Migmatitfelsen, bei denen härtere und weichere Schichten miteinander abwechseln, haben sich Rinnen gebildet, soweit der Verlauf der Schieferung und die Richtung des Eisfließens miteinander übereingestimmt haben. Seltener und geringfügiger sind im Untersuchungsgebiet dagegen die in Schleifflächen anzutreffenden glazigenen Abtragungsspuren, Sprungbögen und -löcher: Sichelbrüche, Parabelrisse, Muschelbrüche (friction cracks, chattermarks; vgl. Ljungner 1930; Flint 1947; Hyypä 1946; Virkkala 1948, S. 20; Saksela 1949; Okko 1950), Abb. 10.



Abb. 8. Verschrämmte Oberfläche eines geschliffenen Felsens in Vihtari, Heinävesi.

Das Messen der Schrammen ist mit dem Kompass mit 5° Genauigkeit unter Beachtung der magnetischen Deklination ausgeführt worden. Beim Messen ist es darauf angekommen, eine flache Oberseite, die das Abtragen möglichst im Mittel vertritt, zu wählen, da auf den schrägen und gewölbten Seitenflächen der geschliffenen Felsen die Schrammenrichtung örtlich stark von der normalen Hauptrichtung abweichen kann (Holmes 1937, Demorest 1938, Virkkala 1951). Unbeachtet sind postglaziale, durch Uferkräfte verursachte Ritze und Zerklüftungen oder als solche zu verdächtigende Erosionsmarken geblieben, desgleichen überhaupt ganz vereinzelt und versprengte



Abb. 9. Eine vom Inlandeis in einem Felsenspalt erodierte Kluft. Kangaslampi, Syrjä.

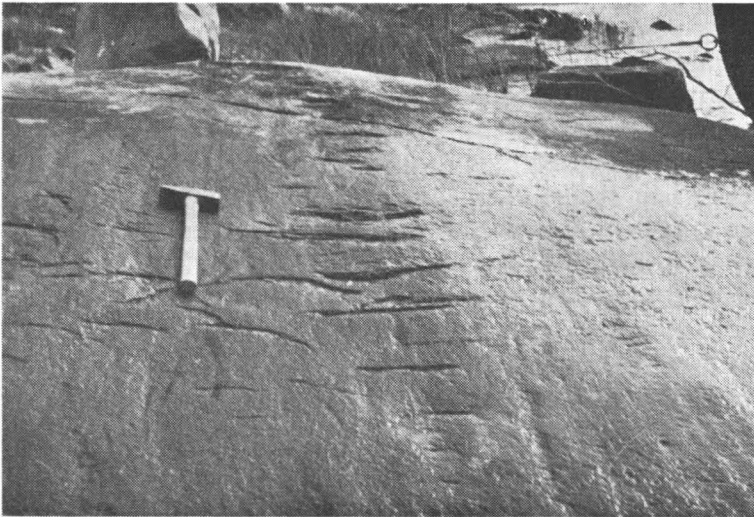


Abb. 10. Sichelbrüche und Parabelrisse auf der Insel Sarvisaari im See Kermajärvi. Die Eisbewegung ist vom Beschauer weg vor sich gegangen.

Schrammen. Nur solche Abtragungsmarken sind berücksichtigt worden, die als sichere glazigene Schrammen angesehen werden können und die sich, selbst wenn sie einzeln aufträten, auch an anderen Felsen der nächsten Umgebung zu wiederholen scheinen.

Zwei oder mehrere verschiedene Fliessrichtungen des Eises können an geschliffenen Felsen als Abtragungszeichen sog. Kreuzschrammen hinterlassen haben. Doch schneiden die Schrammen verschiedener Systeme einander nicht immer unmittelbar, vielmehr ist meistens jede Fliessrichtung an den Felsen durch ihre eigene Abtragungsfazette vertreten. Die nach Lage und gegenseitiger Einstellung der Schrammen anzustellende Erosionsanalyse erweist die Altersverhältnisse der verschiedenen Bewegungen. — Unter den Forschern, die in den nordischen Ländern in den letzten Jahrzehnten die glazigene Abtragung analysiert haben, sei insbesondere des Schweden Ljungner (1943, 1945, 1949), der Analysenmethoden entwickelt hat, und des Norwegers Gjessing (1953, 1955—56, Gjessing & Fjellang 1956) gedacht; in Finnland hat u. a. Helaakoski (1940) Schrammenuntersuchungen ausgeführt.

In Nordkarelien hat Verfasser mit Rücksicht auf die Kraft der Gletscherabtragung folgende Hauptfälle der gegenseitigen Beziehungen ungleichaltriger Fliessrichtungen unterschieden:

- 1) die letzte Abtragung ist so stark gewesen, dass alle älteren Erosionsmarken ausgelöscht sind,
- 2) Verschrammung in älteren Abtragungsrichtungen sichtbar auf Distalseiten in verschiedenen Fazetten oder sonstwie in Distallagen (Abb. 11—13),
- 3) ungefähr gleich starke Kreuzverschrammung auf einer und derselben Fläche wahrnehmbar; der einheitliche Abtragungssektor des Felsens dabei oft umfangreich (Abb. 14),
- 4) eine ältere Richtung hat den Felsen im ganzen geformt, eine jüngere Abtragungsrichtung nur in schwachen, oberflächlichen Schrammen und Kritzen zu erkennen (Abb. 15 und 16).

Meistens verhält es sich so, dass die Schrammen der jüngsten Bewegungsrichtung überwiegend vorherrschen und dass der Fels sich auch gemäss dieser Richtung gestaltet hat. Eine derartige jüngste deutliche Hauptabtragungsrichtung heisst im Folgenden *herrschende Richtung*. Ausnahmsweise sind im Gebiet einige Beobachtungsfelsen angetroffen worden, an denen zahlreiche unregelmässige hier- und dahin kreuzende Schrammen und eine undeutliche Gesamtabtragung die Möglichkeit ausschliessen, die Altersverhältnisse der Bewegungen zu entscheiden. An diesen Stellen dürfte die hauptsächliche Abtragung verhältnismässig gleichzeitig gewesen sein. Zuweilen wiederum haben durch Veränderung im Vertikaleinfallswinkel einer gewissen Eisbewegung einander

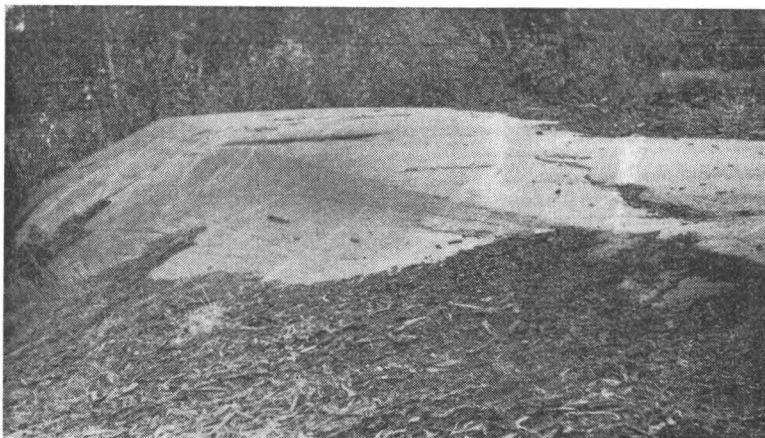


Abb. 11. Zwei ungleichaltrige Abtragungsfazetten mit Schrammen an einem und demselben geschliffenen Felsen. Auf der ebenen Scheitelfläche die jüngere, vorherrschende Richtung (285°), im zurückliegenden Teil auf der schrägen Fläche die ältere Richtung (325°). Heinävesi, Petrumaa.

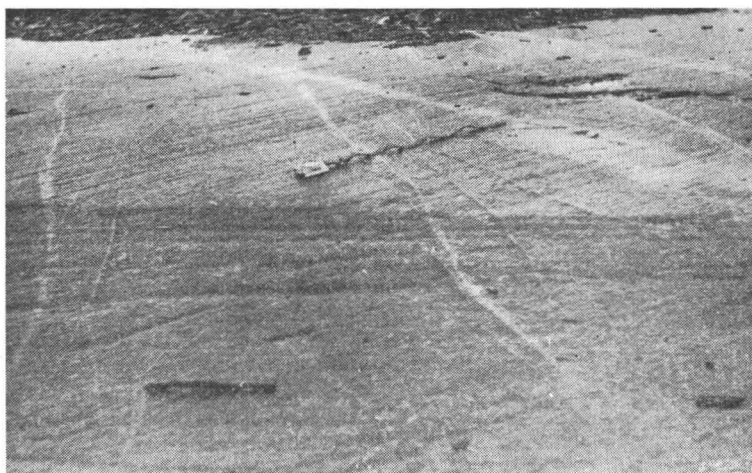


Abb. 12. Einzelheit aus dem vorhergehenden Bild. Eine scharfe Kante trennt jüngere und ältere Abtragung.

schneidende verschiedene Abtragungsfazetten entstehen können, in denen allen dennoch die Richtung der Schrammen die gleiche ist. Derartiges ist u. a. auf den Proximalseiten einiger Felshänge im südlichen Kirchspiel Kangaslampi wahrzunehmen. Ähnliches hat Edelman (1951) im südwestfinnischen Schärenhof festgestellt.

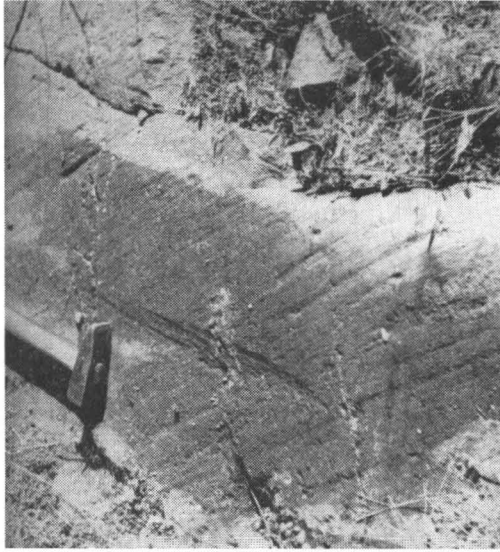


Abb. 13. In einer Vertiefung der Scheitel-
fläche haben sich Reste älterer Schrammen
erhalten (Richtung des Hammerstiels).
Riistavesi bei Otuslampi.

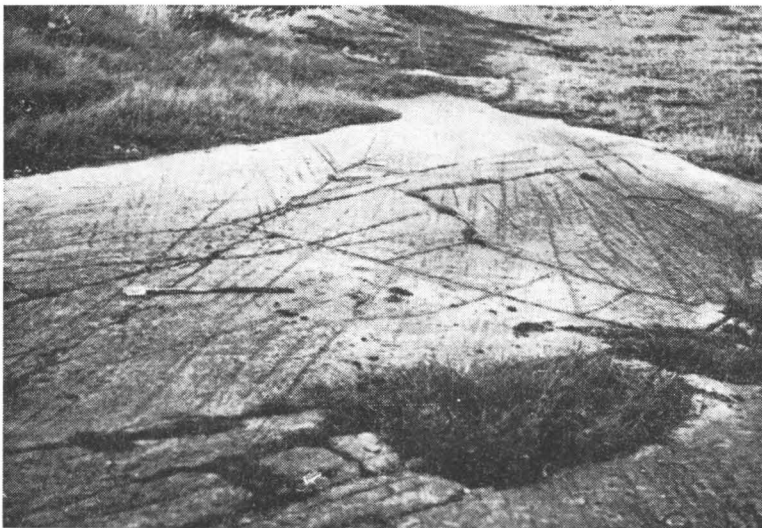


Abb. 14. Kreuzschrammen auf einer und derselben Fläche. Der
Kompassriemen weist nach Norden. Kontiolahti, Mönni.

Mit Ausnahme der Quarzitgesteine sind in den höher gelegenen Gegenden des Untersuchungsgebietes die Felsblößen im allgemeinen an der Oberfläche durch Verwitterung schon so verfallen, dass keine Schrammen mehr zu sehen sind. Daher hat man denn auch nach Beobachtungen an zweierlei Stellen zu suchen: an den gegenwärtigen Seen auf den Uferfelsen, die durch die Landhebung und infolge von Senkungen des Wasserspiegels erst spät

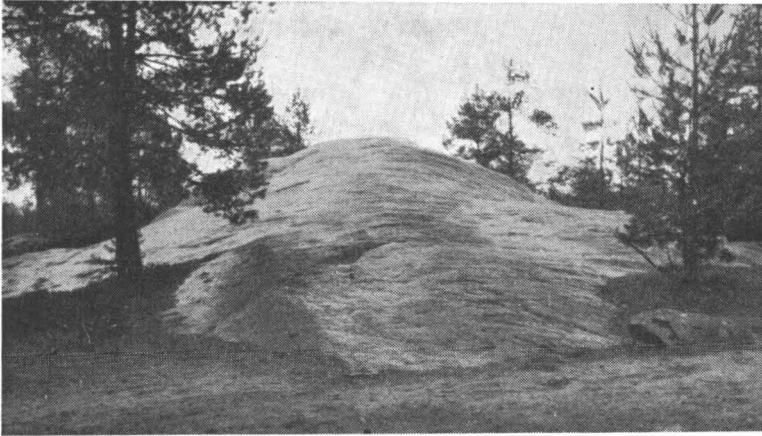


Abb. 15. Die ältere Abtragungsrichtung (333°) hat die Form des geschliffenen Felsens geschaffen; vorn die Proximalseite. Joensuu, Onttola, Sohle des Höytiäinen-Kanals.

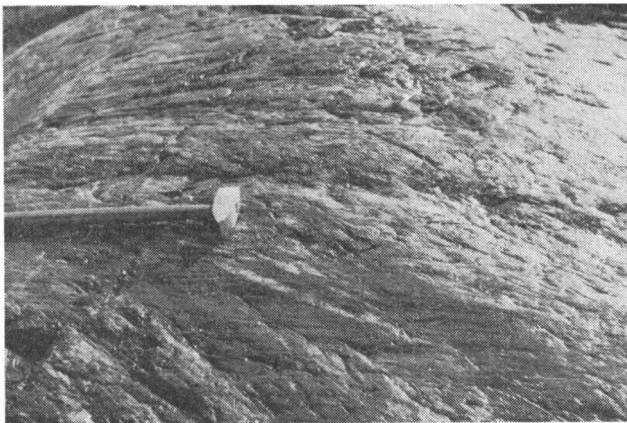


Abb. 16. Schrammen der schwächeren, südwestlichen Abtragungsrichtung (233°) auf dem Gipfel des oben genannten Felsens (in der Richtung des Hammerstiels).

unter der schützenden Wasserbedeckung hervorgetreten sind, wie auch anderseits in Landstrassen- und Eisenbahnschnitten, in Baugruben und an anderen entsprechenden Stellen, wo die Bodendecke auf dem Fels später weggeschafft worden ist. Die am besten erhaltenen und stärksten Schrammen sind an den Schiefergesteinen, die undeutlichsten und schwächsten im allgemeinen auf granitischer Unterlage beobachtet worden.

SCHRAMMENSYSTEME

Bei Eintragung der Beobachtungen in die Verschrammungskarte ist das Ergebnis der an den Kreuzschrammenstellen ausgeführten Altersanalyse dadurch wiedergegeben, dass der Richtungspfeil um so mehr Querstriche erhalten hat, je älter die Verschrammung gewesen ist, um die es sich jeweils handelt. Zu den Eintragungen ist zu vermerken, dass die zeitliche Zuweisung gesondert nur jede einzelne Beobachtungsstelle angeht. So brauchen keineswegs die mit gleichen Querstrichen versehenen Richtungspfeile nahe beieinander gelegener Stellen stets das gleiche Bewegungsstadium zu bedeuten. Doch hat sich nicht immer bei allen Kreuzschrammenstellen volle Klarheit über die Altersverhältnisse gewinnen lassen, so dass auf der Karte nur das vermerkt ist, was sicher gewesen ist, z. B. die jüngste Richtung mit einem und alle älteren Richtungen mit zwei Querstrichen. Nach dem Obigen lässt sich also lediglich auf Grund der Richtung nicht erschliessen, dass z. B. alle NW—SE-gerichteten Schrammen in den verschiedenen Teilen des Gebietes dasselbe Bewegungsstadium des Eises verträten, geschweige denn dass die Schrammenbeobachtungen so ohne weiteres mit dem übrigen Finnland konnektiert werden könnten. In jeder umfangreicheren Eisbewegungsphase kann die Wanderrichtung örtlich in beträchtlicher Abwendung von der herrschenden sich ausnehmen, so dass die Schrammenrichtungen in den verschiedenen Teilen des Gebietes stark voneinander abweichen können, selbst wenn es sich um eine Bewegung handelt, die zu der gleichen Phase gehört und um dieselbe Zeit vor sich gegangen ist.

Die darzustellenden Schrammenbeobachtungen sind grösstenteils vom Verfasser gemacht worden. Zu ihnen gehören namentlich die komplizierteren Fälle. Die alten Beobachtungen Wilkmans, die in die Erläuterung zu dem Kartenblatt Joensuu (Frosterus & Wilkman 1917) eingehen, sind zu ihrem wichtigsten Teil mit einbezogen, doch ist versucht worden, sie möglichst weitgehend zu revidieren. Ausserdem umfasst das ausgewertete Material einige von den Forschern der AG Outokumpu gemachte Beobachtungen (Tagebücher der Jahre 1935—36) hauptsächlich in den nördlichen Gegenden des Höytiäinen und des Viinijärvi.

Wie aus der darzustellenden Schrammenkarte (Beilage I) zu ersehen, zerlegen die Randbildungen Salpausselkä und Jaamankangas¹⁾ sowie einige Oszüge das Untersuchungsgebiet in verhältnismässig deutliche Teilgebiete, in denen die Richtungen und auch die Altersverhältnisse der Schrammen verschieden sind. Betrachtet man anfangs nur die als die jüngsten vermerkten Eisbewegungen (— die an den Felsen am meisten vorherrschende Richtung; am Beobachtungspfeil nur ein Querstrich —), so wendet sich die Aufmerksamkeit zunächst zwei umfangreicheren Schrammensystemen zu, die das Kartengebiet annähernd in zwei Teile scheiden. Der eine dieser Züge von Hauptbewegungen verläuft südlich des Jaamankangas im Mittel aus der Ankunftsrichtung W (d. h. etwa 290° — 260° ; — die Richtungen sind als Nordnadelzahlen für die Ankunftsrichtung bestimmt, wobei Osten 90° , Süden 180° , Westen 270° , Norden 360° bedeutet) und endet im Osten im Randbildungsbogen des Salpausselkä. Für diese Gesamtbewegung, deren Gebiet die Gegenden Suvasvesi—Juojärvi—Orivesi und Pyhäselkä sind, wird im Folgenden die Gesamtbezeichnung westliche Richtung benutzt. Der andere Hauptbewegungszug wiederum kommt im Mittel aus der Richtung NW—NNW (etwa 320° — 350°), verläuft in annähernd rechtem Winkel zu der obigen westlichen Verschrämmung und endet im Süden am Jaamankangas. Für diese Gesamtströmung wird die Bezeichnung nordnordwestliche Richtung angewandt. Vorkommensgebiet der genannten Bewegung sind also hauptsächlich die Gegenden Kaavi—Rikkavesi—Viinijärvi—Höytiäinen.

In dem Gebiet der westlichen Richtung kann festgestellt werden, dass das jüngste Schrammensystem rechtwinklig zum Salpausselkä verläuft. Das ist um so deutlicher, je näher man dieser Randbildung kommt. In der Gegend von Joensuu haben sich die herrschenden Schrammen demgemäss vom normalen Gesamtverlauf W—E bis gegen Nordosten orientiert²⁾. Im SW-Winkel des Untersuchungsgebietes, im Kirchspiel Kangaslampi, wiederum bekundet das flache Ausweichen der Schrammen bis annähernd in die Wanderrichtung Nordwesten—Südosten entsprechend

¹⁾ Zu der Randbildung Jaamankangas zählt man (Frosterus & Wilkman 1917) ausser einem breiten, dem Salpausselkä ähnelnden Plateauteil (zwischen Höytiäinen und Pyhäselkä) einen von diesem nach Westen südlich um den Viinijärvi verlaufenden schmalen, längsostförmigen Teil, der im Osknoten von Outokumpu—Kuusjärvi endet. — Das Appellativ »Salpausselkä« hat Verfasser im Folgenden für den nach Nordkarelien, in das Untersuchungsgebiet hineinreichenden Teil des II. Salpausselkä benutzt. — Nach Sauramo (1937) vertritt die genannte Randbildung zwei ältere Salpausselkä Südfinnlands, den Salpausselkä I und den Salpausselkä II.

²⁾ Aus der Gegend von Joensuu—Pielisensuu teilt Wilkman (1917, S. 31) nur zwei Schrammenbeobachtungsstellen mit: »N 60° , 76° W« (= Joensuu, Niinivaara) und »N 65° W« (= Saunavaara, östlich von Joensuu). An diesen Stellen habe ich die erwähnten nordwestlichen Schrammenrichtungen nicht auffinden können. Dagegen ist aber an beiden Stellen eine SW—NE-gerichtete Abtragung, die überall in der Gegend von Joensuu allgemein vorherrschend ist, deutlich zu erkennen.

das Wenden des Salpausselkä-Bogens gegen Südwesten südlich des Gebietes. SW-seits des Untersuchungsgebietes, wo die beiden Salpausselkä-Bögen quer durch Südfinnland schon annähernd in der Richtung W—E (die Strecke Lahti—Kouvola) verlaufen, ist diese »westliche« Schrammenrichtung Nordkareliens schon in eine nord—südliche übergegangen.

Gegenüber dem Jaamankangas und dem ihn fortsetzenden Oszug Kuusjärvi—Tuusniemi—Riistavesi verhalten sich die Schrammen der westlichen Richtung auf zweierlei Weise: entweder passen sie sich in gleicher Richtung den Umrissen des Jaamankangas an, wie namentlich der grossen Biegung des Distalrandes zwischen dem See Kuorinkajärvi und dem N-Ende des Pyhäselkä, oder sie schlagen in unmittelbarer Nähe des Oszuges eine rechtwinklig oder annähernd rechtwinklig gegen ihn verlaufende Richtung ein, wie zwischen Kuusjärvi und Tuusniemi. Eine gleichartige Eisbewegung gegen den Oszug ist auch andernorts im Untersuchungsgebiet zu beobachten, sehr deutlich u. a. in den Gegenden von Ruskeala zwischen Juojärvi und Suvasvesi. Von dieser in mancher Hinsicht wichtigen Erscheinung wird weiter unten des näheren die Rede sein.

An Schrammensystemen, die älter als die vorherrschende Richtung sind, lassen sich im Gebiet der westlichen Bewegung zwei feststellen. Das eine von ihnen, das nördlichere, ist im Mittel von der Richtung 325° — 335° und das andere, nordwest-südöstlich gerichtet, im Mittel von 290° — 315° . Die erstere, alte nordnordwestliche Richtung erscheint über den ganzen östlichen Teil des Gebietes. Nach Westen hat sie sich nach den zur Verfügung stehenden Beobachtungen eigentlich nur über das Gebiet des Kirchspiels Kuusjärvi sowie von da aus nach Süden in die Gegend des Kermajärvi und weiter nach dem Süden des Untersuchungsgebietes ausgebreitet. Auf den zahlreichen guten geschliffenen Felsblössen in der Gegend des Suvasvesi dagegen habe ich keine Anzeichen dieser alten nordnordwestlichen Abtragung mehr wahrgenommen. Das Gebiet der alten nordnordwestlichen Verschrammung scheint also so weit nach Westen zu reichen wie entsprechend innerhalb des Jaamankangas-Zuges das Gebiet der nordnordwestlichen Hauptrichtung. Die erstere Verschrammung ist also gleichsam eine unmittelbare Fortsetzung der letzteren. In den mittleren Teilen des Untersuchungsgebietes, in den Gegenden von Liperi, Rääkkylä und Pyhäselkä, ist diese alte nordnordwestliche Richtung an zahlreichen Stellen sehr deutlich und überzeugend festgestellt worden, und dieses Schrammensystem reicht einheitlich ostwärts auch bis über den Salpausselkä-Bogen hinaus.

An allen deutlich erhaltenen Beobachtungsstellen hat sich das alte nordnordwestliche Schrammensystem als älter als die übrigen Schrammenrichtungen erwiesen.

Neben der alten nordnordwestlichen Richtung scheint sich das älter als die westliche Hauptrichtung erscheinende nordwest-südöstliche Schrammensystem (etwa 290° — 315°) von Westen aus der Umgebung des nördlichen Teiles des Juojärvi südlich am Jaamankangas vorbei bis zum Salpausselkä ausgebreitet zu haben. In der Gegend des Juojärvi treten diese NW—SE-gerichteten alten Schrammen stark und unter Bildung eigener Abtragungsfazetten auf, in der Gegend Liperi—Pyhäselkä sind sie dagegen im allgemeinen nur als undeutliche, verhältnismässig vereinzelte Reste auf Abtragungsflächen der westlichen Hauptrichtung zu sehen ¹⁾. Das nordwest—südöstliche Schrammensystem ist jünger als die alte Richtung NNW. Wie das letztere System setzt sich die nordwest—südöstliche Schrammenrichtung über den Salpausselkä hinaus fort, wo sie als vorherrschende Verschrammung auftritt.

Die nordnordwestliche Richtung, deren Verbreitungsgebiet nach dem früher Dargestellten die Gegenden nördlich des Jaamankangas von Kaavi bis zur Umgebung des Höytiäinen ist, erscheint in ihrem zentralen Gebiet verhältnismässig einheitlich, zwischen etwa 325° und 350° . Weiter östlich, gleich ausserhalb des Höytiäinen-Beckens, beginnt das Schrammensystem dagegen allmählich von der allgemeinen Richtung etwa nach Nordwesten abzuweichen. In diesem Teilgebiet ist ausserdem eine junge westnordwestliche — annähernd W—E-gerichtete Strömung zu erkennen, die sich über die normale nordnordwest—nordwestliche Verschrammung hinweggeschoben hat. Diese jüngste Strömung ist schon seit den Zeiten Wilkmans (1917) bekannt gewesen. — Zu der genannten fast westlich gerichteten jüngsten Strömung gehört aber nicht die SE-seits des Tuopanjärvi von Verf. gemachte Schrammenbeobachtung von $220^{\circ}/320^{\circ}$. Bei dieser schliesst sich die jüngere Richtung von 220° einem Os an, wie es entsprechend schon an einigen Stellen im Gebiet der westlichen Hauptrichtung festzustellen gewesen ist. Mit einem Os zusammenhängend könnte etwa auch die am NW-Teil des Höytiäinen, am Ausgang einer langen Bucht gemachte, westlicher als normalerweise ausgerichtete, die jüngste Bewegung bezeugende Schrammenbeobachtung von 297° sein (aus dem Tagebuch der AG Outokumpu erhaltene Beobachtung).

Gegenüber der eigentlichen Jaamankangas-Bildung (Kontiolahti—Outokumpu) liegt die nordnordwestliche Richtung rechtwinklig. Eine abweichende Schrammenbeobachtung von 300° , die in der SW-Ecke des Höytiäinen am Puntarkoski gemacht worden ist, dürfte entweder als Zeugnis örtlicher Oszillation des Eises gegen den Proximalteil der Randbildung anzusehen

¹⁾ Auf der Karte sind in SW-Liperi, NW-seits des Orivesi, in demselben Punkt zwei einander ganz nahe gelegene Kreuzschrammenbeobachtungen vereinigt: Wilkmans alte Beobachtung $275^{\circ}/340^{\circ}$, welche Stelle Verf. nicht gefunden hat, sowie Verf.s Beobachtung $275^{\circ}/290^{\circ}$. Mit ziemlicher Sicherheit kann angenommen werden, dass von diesen Richtungen 340° die älteste ist; 290° ist ihrerseits älter als die vorherrschende von 275° .

sein oder als Anzeichen dafür, dass das Gebiet der südlich des Jaamankangas festgestellten »alten nordwest—südöstlichen Schrammenrichtung« auch seine Nordseite eingeschlossen hat. Die Beobachtungsstelle am Puntarkoski, auf dem Gipfel eines hohen geschliffenen Felsens, liess die Schrammenrichtungen 300° und 330° zugleich auf derselben Fläche erkennen, und ich habe ihre Altersverhältnisse nicht genauer bestimmen können. Doch ist die allgemeine Abtragung des Felsens in der Richtung 330° vor sich gegangen.

Vom Osknotenpunkt von Outokumpu nach Westen sind die Vorkommensgrenze des nordnordwestlichen Schrammensystems und sein Verhältnis zu den glazifluvialen Bildungen beachtenswert. Nach Wilkman (1917, S. 62) kann als unmittelbare Fortsetzung des Jaamankangas nach Westen der südlichste der drei Oser des genannten Osknotenpunktes, der Oszug Kuusjärvi—Tuusniemi—Riistavesi, angesehen werden. Der mittlere dieser drei Oser scheint aber die Fortsetzung der Randbildung besser zu vertreten, da das vorherrschende nordnordwestliche Schrammensystem nach den zur Verfügung stehenden Beobachtungen deutlich an diesem Oszug Outokumpu—Rikkavesi und den ihn SW-seits des Rikkavesi fortsetzenden Sandfeldern endet. Gegen diesen Rikkavesi-Oszug, morphologisch ein typischer Längsos (Abb. 52 a), suchen sich die nordnordwestlichen Schrammen senkrecht einzustellen, ja sogar mit einer Abwendung aus der Haupttrichtung nach NE hinüber.

Das Feld zwischen dem Tuusniemi-Oszug und dem genannten Rikkavesi-Os ist am besten als eigenes Teilgebiet zu verstehen, dessen Schrammensysteme weder der einen noch der anderen Haupttrichtung angehören. Kennzeichnend für dieses Gebiet ist die Unruhe der Schrammenrichtungen. Die allgemeine Ankunftsrichtung ist NW, aber in ihrem Bereich ist die Streuung recht gross. Auf nahe beieinander gelegenen Felsen und auch an einer und derselben Blösse können die Schrammen in ihrem Verlauf beträchtlich voneinander abweichen (z. B. auf einer Insel östlich des Sundes Ohtaansalmi: 275° — 315°), und zugleich sind die Altersverhältnisse unklar. Doch scheint es, dass die Variationen zwischen W—NW (—NNW) allgemein gesehen ziemlich zeitgleich sind. Dagegen habe ich festgestellt, dass an den Rändern des Feldes die jüngste Strömung deutlich gegen die es begrenzenden Tuusniemi- und Rikkavesi-Oszüge vor sich gegangen ist. Zu dieser Gruppe gehörende Kreuzschrammenbeobachtungen sind in der Schrammenkarte sowie in der weiter unten darzustellenden Detailkarte zu sehen.

Das allgemeine NW-gerichtete Hauptschrammensystem des oben beschriebenen Feldes Tuusniemi—Rikkavesi, des Unruhegebietes, scheint sich gegen das Kirchspiel Riistavesi zu mehr nach Westen zu kehren, während sich auch der Tuusniemi-Oszug in seinem Verlauf mehr nach

Westen wendet. Die Schrammen an den Beobachtungsfelsen sind auch jetzt in ihrem Auftreten einheitlicher. Unruhe beginnt aufs neue in der Gegend des Kirchspiels Muuruvesi hervorzutreten. Das durch die Muuruvesi- und Juankoski-Oszüge abgeschiedene Gebiet, in dem der Richtungswechsel der Schrammen wieder auffallend ist, liesse sich am besten als Übergangsbereich bezeichnen. Hier erstrecken sich zwei Oszüge, der eine gegen Nordwesten, der andere annähernd gegen Norden. In dem zwischen beiden gelegenen breiten Dreieck scheint sich das Fliessen des Eises so herausgebildet zu haben, dass näher dem nordwestlichen Os (Muuruvesi) die nordwestliche Strömungsrichtung des Eises deutliche Abtragungsmarken hinterlassen hat, während wiederum in der Nähe des nördlichen Oses (Juankoski) entsprechend die nordnordwestliche Strömung überlegen gewesen ist. Das Gelände zwischen ihnen ist ein Gebiet, in dem beide Ausrichtungen mehr oder weniger gleichwertig vorkommen.

Die älteren Schrammensysteme im Gebiet der nordnordwestlichen Richtung. In den nördlichen Teilen des Kirchspiels Kaavi sind im Gebiet der nördlichen Schrammenrichtung an vielen Stellen auf den Distalseiten der geschliffenen Felsen oder sonst in geschützten Lagen deutliche Überreste eines älteren westnordwestlichen Schrammensystems von 282° — 298° zu erkennen, also einer Bewegung, die richtungsmässig ihre Entsprechung gleich westlich in der Gegend Muuruvesi—Riistavesi hätte, obschon sie dort als jüngste Verschrammung auftritt. Darüber, wie weit nach Osten diese alten westnordwestlichen Schrammen über das Kirchspiel Kaavi hinausreichen, liegen nur sehr spärliche Beobachtungen vor. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die nordnordwestliche Eisströmung, die sehr wirksam gewesen ist und die Proximalseiten der geschliffenen Felsen stark geformt hat, weiter gegen die Mitte ihres Vorkommensgebietes alle Anzeichen der älteren Bewegungen ausgelöscht hat. Erst auf dem Haapovaara in Polvijärvi habe ich in einer kleinen Fazette einer Felsblösse Reste einer Schrammenrichtung von 305° angetroffen. SE-seits des Kirchdorfes Polvijärvi, an dem Wege nach Niskaniemi liegt jedoch eine sehr überzeugende Beobachtungsstelle, an der sich deutlich zwei starke Abtragungsfazetten unterscheiden: die Scheitelfläche mit den vorherrschenden Schrammen von 340° und die distalseitige alte Abtragungsfläche mit Schrammen in den Richtungen von 280° und 310° . Meine Annahme, dass die von der alten westnordwestlichen Schrammenrichtung vertretene Bewegung über das ganze von der nordnordwestlichen Richtung später beherrschte Gebiet gereicht hätte, wird meines Erachtens teilweise ausser durch die vorhergehenden durch die in Viinijärvi—Taipale und südlich von Harmaasalo festgestellten Schrammen (265° , 280° und 265° , 290°), die älter als die vorherrschende Richtung sind, gestützt.

Zu der obigen Betrachtung des Hauptteils des Untersuchungsgebietes gehört ferner das am Ostrande der Karte gelegene Gebiet *ausserhalb des Salpausselkä*. Die in diesem Teilgebiet vorherrschende jüngste Schrammenrichtung ist nordwest—südöstlich. Im Bereich dieser Verschrammung kann aber eine gewisse richtungsmässige Streuung wahrgenommen werden. So sind stellenweise zwischen Onkamo und Kiihtelysvaara die Schrammen verhältnismässig westlich (282° — 292°) und entsprechen in ihrer Richtung den innerhalb des Salpausselkä an dieser Stelle herrschenden Schrammen. Im Normalfalle jedoch bilden diese jüngsten Richtungen inner- und ausserhalb des Salpausselkä miteinander einen deutlichen Winkel, wie z. B. in der Gegend des Heinävaara, wo die Schrammen des aussenliegenden Gebietes die kennzeichnende nordwestliche Richtung, die des innenseitigen wiederum eine westsüdwestliche erkennen lassen. Als Marke der älteren Bewegung ist aussenseits des Salpausselkä hier und da die nordnordwestliche Richtung (325° — 335°) festzustellen. — Die Eisbewegung von Nordwesten her hat also ausserhalb des Salpausselkä als letzte gewirkt, und die nach der Entstehung des Salpausselkä vor sich gegangenen Strömungen haben sich nicht mehr bis hierher erstreckt.

Die herrschende Schrammenrichtung ausserhalb des Salpausselkä verschmilzt nordwärts mit dem östlich des Höytiäinen zu erkennenden nordwest—südöstlichen Schrammensystem, dessen Ausrichtung im allgemeinen in den östlichen Gegenden des Untersuchungsgebietes vorherrschend ist. Nördlich vom W-Ende der Randbildung Uimaharju ist jedoch in dieser Richtung eine örtliche Wendung mehr nach Norden (340°), senkrecht gegen die Randbildung, festzustellen. — Die südlich des Uimaharju, nahe der Grenze des Untersuchungsgebietes von mir angestellte Kreuzschrammenbeobachtung von $300^{\circ}/323^{\circ}$ ist eine Ausnahme. Die Schrammenkarte Wilkmans (1917, S. 31) stellt aus dem östlichen Teil Nordkareliens keine entsprechende ältere Schrammenrichtung dar. Theoretisch liessen sich die betreffenden älteren Schrammen (300°) mit der N-seits des Jaamankangas festgestellten kollektiven »alten westnordwestlichen Strömung« vereinigen, obschon eine vereinzelte Beobachtung noch keinen sicheren Ausgangspunkt für eine Schlussfolgerung abgibt.

Örtliche Anomalien. Wie aus den Einzelheiten der dargestellten Schrammenkarte zu ersehen, sind im Bereich einer einheitlichen und zeitlich zusammenhängenden Strömung zuweilen kleinere örtliche Schwankungen festzustellen, obschon es sich gar nicht um eigentliche Unruhe- oder Übergangsgebiete handelt. Die Schrammenrichtungen sind, mit anderen Worten, selbst an nahe gelegenen Beobachtungsfelsen nicht stets (annähernd) gleichverlaufend. Die Beschaffenheit derartiger örtlicher Anomalien lässt z. B. die Kreuzschrammenbeobachtung im NW-Teil der Insel Oravisalo in Rääkkylä erkennen. An dieser Stelle ist die jüngere Schram-

menrichtung von 309° »zu« nordwestlich, denn die übrigen in der Nähe gemachten Beobachtungen liessen die Richtung als westlicher, etwa 285° — 295° , voraussetzen. Dass es sich nicht um eine lokale, magnetische Messungsstörung handelt, erweist die normale ältere Richtung 335° . Ebensovienig ist ein topographischer oder durch das Relief des Felsens bedingter Faktor wirksam gewesen, denn die Messung ist auf einer flachen Scheitelfläche ausgeführt worden. — Um eine etwas ausgedehntere örtliche Anomalie schiene es sich beim nordöstlichen Viinijärvi zu handeln, wo die jüngste Bewegung sich aus ungefähr nordöstlicher Richtung (45° — 25°) vollzogen hat.

In den Bereich örtlicher Anomalien gehören auch einige »Wirbel«, wo nach den Beobachtungen die Schrammen an einem und demselben Felsen unregelmässig in verschiedenen Richtungen ohne klare Tendenz durcheinanderkreuzen. Derartige Stellen sind z. B. Wilkmans Beobachtung (Tagebuch J. 1899) an der Bucht Maljolahti im Kirchspiel Kuusjärvi (»Auf einer glatten Felsfläche zahlreiche Kreuzschrammen, die kreuz und quer verlaufen . . .«) sowie Verfs. Beobachtung von dem Dorfe Viuruniemi in Kuusjärvi, wo die jüngste Richtung deutlich war, aber die älteren Richtungen unregelmässig verliefen (s. Schrammenkarte). Wenigstens an der letzteren Stelle war nur an einem Felsen Unregelmässigkeit zu beobachten. Die hauptsächlichste anomale Bewegung dürfte an derartigen Stellen ziemlich gleichzeitig eingetreten sein, da sich keine Klarheit über die Altersverhältnisse der kreuzenden Schrammen gewinnen liess. Die Entstehung von Anomalien der besagten Art dürfte grossenteils auf Störungen im Eise selber und in seiner Fliessbewegung beruht haben. Auf topographische Faktoren wiederum gründen sich die oft an Wänden enger Felsschluchten und steiler Berghänge zu sehenden in der Richtung der Wand verlaufenden Schrammen (vgl. Frosterus & Wilkman 1917, S. 32), die dadurch entstanden sind, dass sich die Grundteile des Eises dem betreffenden Relief plastisch angepasst haben. Doch sind die letzteren Anomalien auf der Schrammenkarte nicht berücksichtigt worden.

DIE BEZIEHUNG DER SCHRAMMEN ZU DEN OSBILDUNGEN

Bereits oben ist von den zweierlei Verhaltungsweisen der Schrammen gegenüber den Osbildungen die Rede gewesen. Die Oser ¹⁾ und die vorherrschenden Schrammen verlaufen entweder nach der Allgemeinregel annähernd parallel miteinander (vgl. Flint 1947, v. Klebelsberg 1948; u. a.), oder die Schrammen wenden sich in der Nähe der Oser in ihrem Verlauf mehr oder weniger senkrecht gegen die Osbildungen (Repo 1954).

¹⁾ Von den morphologischen und strukturellen Eigenschaften der Oser wird weiter unten im besonderen in dem Abschnitt »Glazifluviale Bildungen« die Rede sein.

Ein gutes Beispiel für die Empfindlichkeit des Parallelverlaufes ist die Nordseite des Oszuges Tuusniemi—Riistavesi. Dieser Oszug macht, wie oben bereits angeführt, in seiner Richtung einen beträchtlichen Winkel bei der nördlichsten Bucht des Juojärvi. Die Richtung des in Tuusniemi gelegenen Osteils ist NNW, die des Osteils in Riistavesi WNW. Die vorherrschenden Schrammen nördlich des Kirchdorfes Tuusniemi verlaufen entsprechend 320° — 325° , aber sie wenden sich gleich westlich der genannten Krümmung in eine Richtung von etwa 290° — 300° (siehe Beilage I).

Die vorherrschende Verschrammung nördlich des mit dem vorhergehenden parallelen Rikkavesi-Oszuges verläuft diagonal zu seiner Richtung. Doch erweisen einige in unmittelbarer Nähe des Oszuges angestellte Schrammenbeobachtungen (10° — 15°), dass diese vorherrschende Richtung sich örtlich nach Nordnordosten, d. h. in einen zur Osbildung rechtwinkligen Verlauf, gewendet hat.

Sehr deutlich hat eine Osbildung in der herrschenden Hauptströmung Unruhe und örtliche transversale Bewegung in der Gegend von Ruskeala, zwischen den Seen Juojärvi und Suvasvesi, hervorgerufen. Hier kann zu beiden Seiten der Osbildung ein Wenden der jüngsten Schrammen gegen den Os wahrgenommen werden. Auf der Detailkarte (Abb. 17) ist dieses Beobachtungsgebiet ausführlicher wiedergegeben. Die älteste, nur im nördlichen Teil der Karte zu sehende Schrammenrichtung verläuft 315° — 320° (anderswo in der Umgebung 305° — 320°). Diese Richtung hat keine Beziehung zu der Osbildung. Ein späteres allgemeines Fliessen im Gebiet ist durch eine westlichere, beiderseits des Oszuges deutlich zu sehende Richtung von etwa 275° — 280° vertreten. Aus dem Bereich dieser Richtung, auf einer Strecke im Süden unserer Detailkarte, ist eine örtliche südwestliche Strömung gekommen, die über die westliche Hauptrichtung, deren Schrammen schneidend, verlaufen ist. Je näher diese südwestliche Bewegung dem Oszug kommt, desto deutlicher und steiler richtet sie sich quer gegen diese Bildung, um an der nächstgelegenen Beobachtungsstelle schon in der **Ankunftsrichtung** 210° zu liegen (die Abtragung an diesem Felsen ist sehr deutlich und stark, Abb. 18). Ganz entsprechend erscheint die »Anziehung« des Oszuges nördlich von ihm an den Felsen der Bucht Pieni Vihtalahti. Ihre ersten Anzeichen sind schon im Mündungsteil der Bucht anzutreffen, wenn auch ganz undeutlich und schwach. Im mittleren Teil der Bucht ist die örtliche Bewegung beträchtlich erstarkt; zwar scheint sie noch stellenweise mit der westlichen Bewegung zeitgleich, kann aber schon im allgemeinen als am jüngsten festgestellt werden. In der Gegend um das südliche Ende der Bucht ist die nördliche Strömung am stärksten. Die Schrammen der westlichen Hauptrichtung sind unverkennbar von jener überriffelt worden, und die Marken der ältesten Richtung sind bereits völlig ausgelöscht. — Es ist möglich, dass die Richtung N—S der Bucht

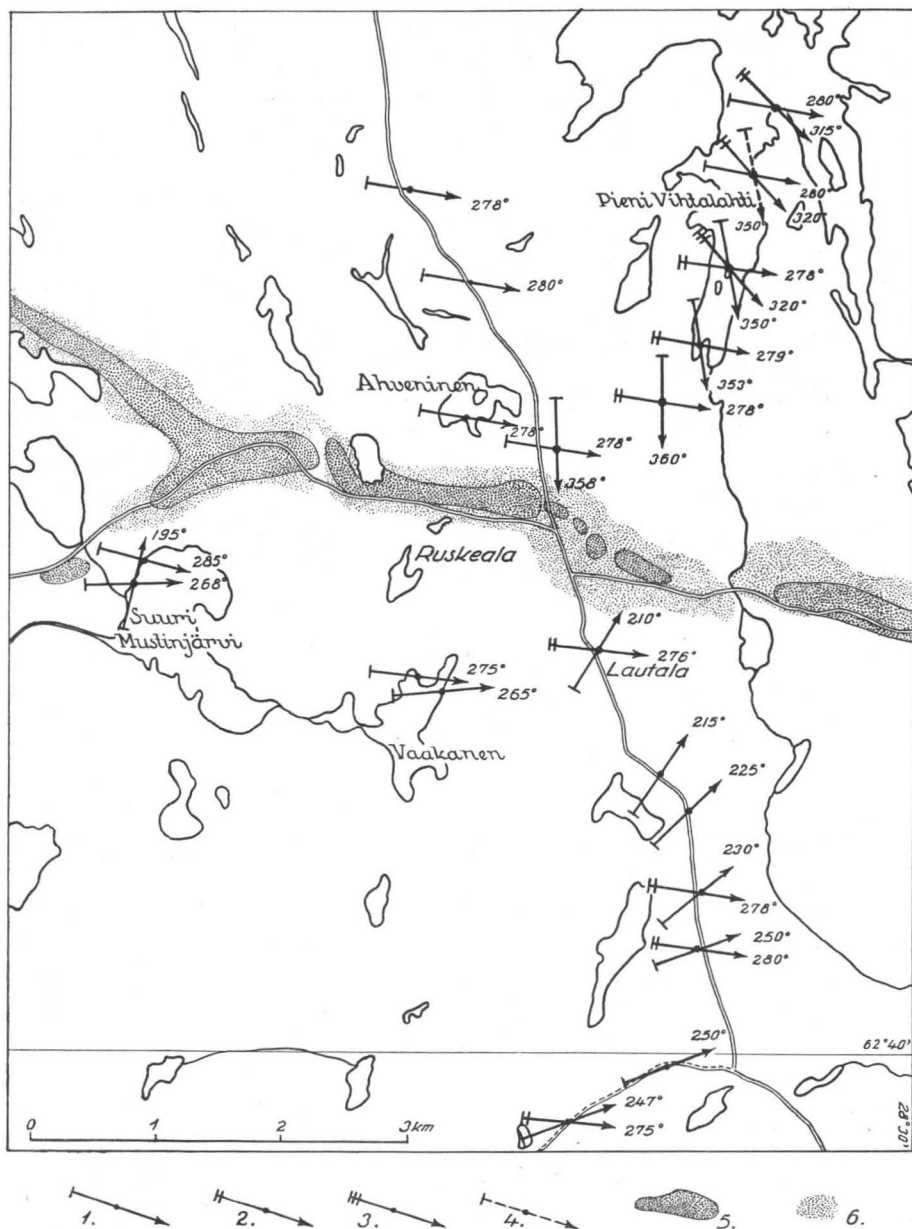


Abb. 17. Die Beziehung der Schrammen zu der Osbildung in der Gegend von Ruskeala in Tuusniemi. 1—3 = Schrammenbeobachtungen; 1 = jüngste Richtung, 2 und 3 ältere Richtungen. 4 = undeutliche Schrammenbeobachtung; 5 = Osrücken, 6 = Sandfeld.

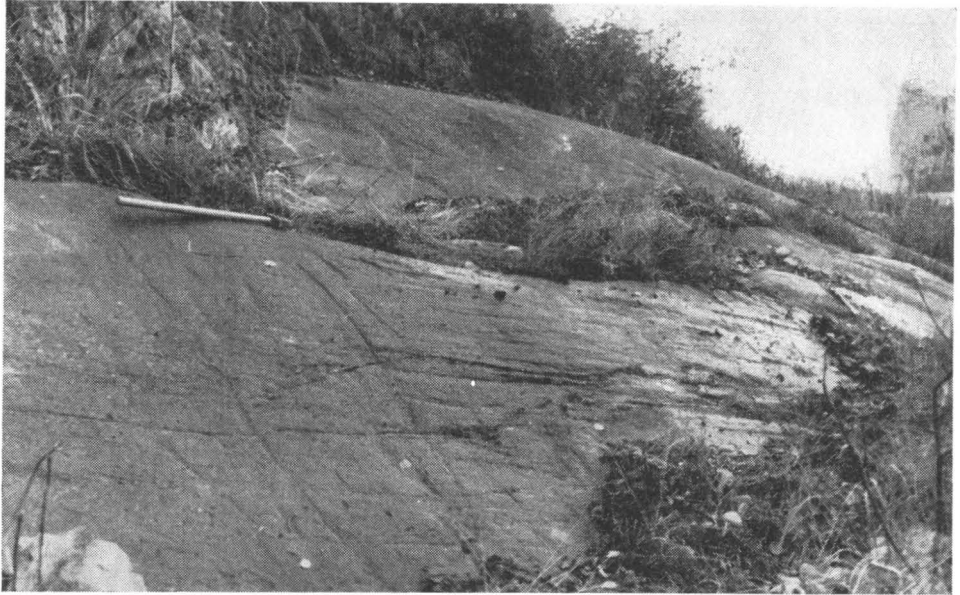


Abb. 18. Profil eines geschliffenen Felsens bei Lautala in Ruskeala, Tuusniemi. Die transversal zum Osrücken verlaufende, jüngste Bewegung (210°) hat den Proximalteil des Felsens nach ihrer eigenen Richtung geformt (im Bilde in der Richtung des Hammers von rechts nach links). Die in der nächsten Umgebung vorherrschende Schrammenrichtung ist in Resten (276° , beim Hammer) unter den jüngsten Schrammen zu sehen.

Pieni Vihtalahti ihrerseits diese letzte, südlich gerichtete Bewegungsphase gesteigert hätte. Die Bewegung ist auch auf verhältnismässig schmaler Fläche vor sich gegangen, denn schon nahe der Landstrasse, auf dem Hofplatz des Gutes Ruskila, lässt sich über das gegenseitige Altersverhältnis der Orientierungen von 278° und 358° keinerlei Klarheit gewinnen, vielmehr ist die Ausrichtung von 278° zahlreicher zu erkennen. Weiter nördlich an der Landstrasse ist die westliche Hauptrichtung (278° — 280°) nur noch ausschliesslich wahrzunehmen. Desgleichen weisen die nächstgelegenen Beobachtungen östlich der Bucht Pieni Vihtalahti nur die normale westliche Hauptrichtung (am Süden der Bucht Suuri Vihtalahti) als jüngste Bewegung aus. Auf breitem Raume erschien die »Anziehung« des Oszuges ebensowenig südlich von Ruskeala, denn an den Felsen des Sees Vaakanen habe ich keine südwestlichen Schrammen mehr erkennen können, und die am NW-Ufer des Sees Suuri Mustinjärvi gemessene Richtung von 195° ist eine nur durchaus örtliche und schwache, von jener gesonderte Beobachtung, obschon diese desgleichen eine entsprechende Tendenz erkennen lässt.

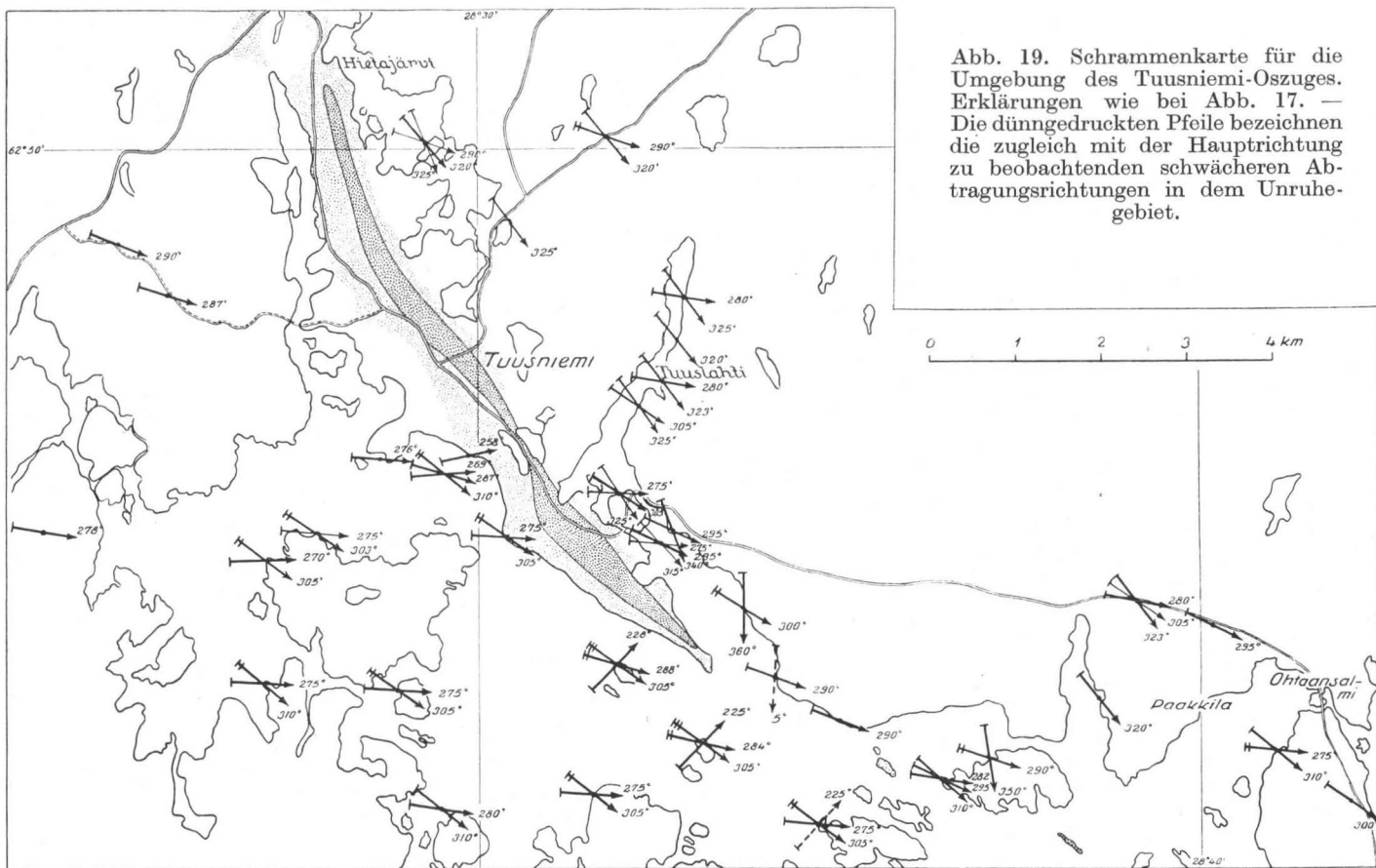


Abb. 19. Schrammenkarte für die Umgebung des Tuusniemi-Oszuges. Erklärungen wie bei Abb. 17. — Die dünngedruckten Pfeile bezeichnen die zugleich mit der Hauptrichtung zu beobachtenden schwächeren Abtragungsrichtungen in dem Unruhegebiet.

Eine andere Detailkarte (Abb. 19) betrifft den nördlichen Teil des Sees Juojärvi, ein Gebiet, aus dem in reichlicher Masse Schrammenbeobachtungen vorliegen¹⁾. Die »Anziehung« des Oszuges verrät sich nur hier und da in unmittelbarer Umgebung der Osbildung²⁾. Südwestlich der Osbildung erscheinen diese jüngsten Schrammen (225° — 228°) meistens nur an den SW-Seiten der Felsen, ohne den Gipfel zu überwinden (Abb. 20), auch sind sie oft nicht sehr stark. Die am Ufer der Molkerei von Tuusniemi (NW-seits der nebeneinander gelegenen Weiher des Oses) gemessene Schrammenrichtung von 258° bezeugt eine etwas weniger steile Kehre der Eisbewegung, doch ist hier die Verschrammung indessen stärker und die Gesamtabtragung des Felsens deutlich. — Auch an der Nordflanke des Oszuges ist stellenweise ein entsprechendes transversales Fliessen wahrzunehmen. Die Verschrammung ist hier überaus unruhig (vgl. S. 30), und die Abtragungsspektoren der Felsen sind umfangreich. Diese innerhalb gewisser Richtungsgrenzen wechselnden Schrammen scheinen im allgemeinen zeitgleich. An einigen osnahen Felsen scheint die Schleifarbeit des Gletschers jedoch so unbeständig vonstatten gegangen zu sein, dass eigentliche Schrammen nicht haben entstehen können, sondern nur eine gerundete glatte Fläche.

Der auf Abb. 18 wiedergegebene geschliffene Fels, stark durch die Transversalbewegung gegen den Os gestaltet, zeugt von der dortigen sehr wirksamen Eisabtragung. Die betreffende Bewegung lässt sich auch an den Schrammen 6—7 km weit in der Richtung SW verfolgen, wo erst das regional vorherrschende Schrammensystem (etwa W—E) zur Dominante wird. Im allgemeinen ist die transversale Abtragung nicht so stark und von langer Erstreckung. Das andere Extrem vertritt die Beobachtung südöstlich des Sees Tuopanjärvi. An dieser Stelle, in einem durch den Osrand geführten Schnitt, ist unter steinigem Kies eine flache geschliffene Felsfläche zum Vorschein gekommen. Der Fels zeigt viele Überreste starker, dem Oszug paralleler Schrammen von 320° . Der glazifluviale grobe Kies hat bei seinem Absetzen teilweise diese ursprünglich deutlichen Spuren vernichtet (Abb. 21). Unmittelbar am Osrand sind dagegen im Felsen sehr feine, aber scharf

¹⁾ Der Verlauf des Oszuges selber ist an der in die Karte eingehenden Stelle aussergewöhnlich. Die allgemeine Ausrichtung des Zuges ist WNW und nicht etwa NNW (s. oben S. 34), wie an dieser Stelle. Die vorherrschenden Schrammen ziehen schon aus diesem Grunde südwestlich des Oses schräg gegen diesen. Im Westen und Osten des Detailkartengebietes verlaufen Oszug und vorherrschende Schrammen wieder in gleicher Richtung.

²⁾ Viele Beobachtungen der gleichen Ausrichtung liegen auch für die Strecke zwischen dem N-Ende des Sees Juojärvi und dem Kirchdorf Kuusjärvi vor. Zwei der am weitesten westlich gemachten Beobachtungen unter den in die Karte (Beilage I) eingetragenen sind seinerzeit von Wilkman angestellt worden, aber W. hat die Richtung entgegengesetzt angegeben, obgleich die Gesamtabtragung der Felsen (möglichst überzeugend u. a. an dem Serpentinfels Levä in Varislahti) deutlich erweist, dass die Bewegung von Süden her gekommen ist. Desgleichen stellt W. in der Deutung der Bewegung (1917, S. 34) eine Fehlfolgerung dar, denn die Bewegung ist nicht umfangreicher, sondern nur örtlich und von kurzer Erstreckung.

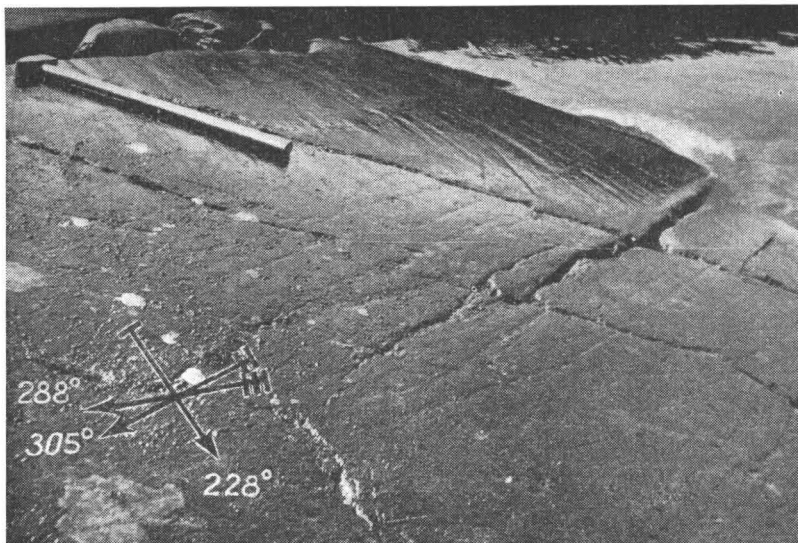


Abb. 20. Verschrammung (228°) nach der gegen den Oszug gerichteten jüngsten Eisbewegung, Kuvesaari, Tuusniemi. Die jüngsten Schrammen erscheinen an der SW-Seite des Felsens, die älteren (im Bild im Vordergrund) an der NW- und der N-Seite. Der Hammerstiel liegt in der Richtung N-S.

erhaltene Schrammen von 220° zu sehen, — also in transversaler Richtung gegen den Os (Abb. 22). Diese Schrammen sind unverkennbar Spuren einer schwachen, unmittelbar am Eisbettrand verlaufenden Bewegung, d. h. einer solchen, die rechtwinklig gegen den örtlichen Eisrand gerichtet gewesen ist.

Obschon Verfasser von Oszugflanken zahlreiche Beobachtungen über die vor sich gegangene transversale Strömung zur Verfügung stehen, lassen sich die betreffenden Bewegungen dennoch nicht an allen geeigneten Felsen wahrnehmen. So ist z. B. an den auf Peltoniemi, südlich Sotkuma unmittelbar neben dem Os gelegenen »guten« geschliffenen Felsen ausser der herrschenden nordnordwestlichen Hauptrichtung auch nicht die Spur anderer Schrammenrichtungen zu sehen gewesen.

Um sich stark entwickeln zu können, braucht die transversale Strömung anscheinend geeignete topographisch oder durch den Gradienten der Eisoberfläche bedingte weitere Voraussetzungen.

Die über längere Strecken ausgedehnten, mit Osern verbundenen transversalen Strömungen des Eises wie auch viele auf andere Ursachen zurückzuführende örtliche Bewegungen scheinen im Rahmen einer *Zunge* vor sich gegangen zu sein, die sich zum mindesten im bewegungsmässigen Sinne von der übrigen Eismasse getrennt hatte. In der Verschrammung



Abb. 21. Fläche eines geschliffenen Felsens unter der Osbildung SE-seits des Tuopanjärvi. Die unscharfen Reste (320°) starker Schrammen im Vordergrunde zeigen die Richtung des Oszuges. — Der Hammerstiel ist nach Norden gerichtet.



Abb. 22. Feine, scharfe Schrammen (220°) am Südrande des vorigen geschliffenen Felsens, — gegen die Osbildung in transversaler Richtung.

ist das Werden solcher örtlichen Strömungszungen, wie oben teilweise schon dargestellt, stufenweise zu erkennen. Als erste Anzeichen erscheinen unter den Schrammen der Hauprichtung spärlich schwache, undeutliche, abweichend gerichtete Kritzen, die noch nicht als ganz zuverlässige Schrammen

angesehen werden können. In der nächsten Phase, schon weiter entfernt von der Ausgangsstelle der Störung, kann festgestellt werden, dass die neue Richtung mit der hauptsächlich zusammen auf derselben Fläche gleicherweise reichlich und stark auftritt. Gegenseitige Altersverhältnisse lassen sich aber bei dieser Phase noch nicht mit Sicherheit festlegen, sondern beide Richtungen wirken zeitgleich. In der dritten Phase ist die vorherige Hauptrichtung schon deutlich den Schrammen der neuen Strömung unterlegen, und wir sind in das Kerngebiet der örtlichen Strömung gekommen, wo auch die Proximalseiten der geschliffenen Felsen bereits die letzte Bewegung erkennen lassen. Die Abschwächung der Schrammen und sonstigen Gletscherabtragung gegen die Seiten der Zunge vollzieht sich nach demselben Schema.

REGIONALE GRUPPIERUNG DER SCHRAMMENSYSTEME

Als Zusammenfassung der oben analysierten Schrammensysteme des Untersuchungsgebietes und der in ihrem Bereich zu erkennenden geringfügigeren Bewegungen des Inlandeises sei folgende regionale Einteilung dargestellt:

1. Westliche Richtung. Etwa aus der Richtung WNW—W kommende Hauptströmung, die südlich der Jaamankangas-Bildung und des im W von ihr ausgehenden Oszuges Kuusjärvi—Tuusniemi—Riistavesi herrscht und östlich im Salpausselkä endet.

2. Nordnordwestliche Richtung. Hauptrichtung in den Gegenden zwischen Kaavi—Rikkavesi—Höytiäinen, nördlich des Jaamankangas-Zuges.

3. Verschrämmung ausserhalb des Salpausselkä. Vorherrschende Richtung von Nordwesten nach Südosten verlaufende Schrammen.

4. Nordnordwestliche Richtung südlich des Jaamankangas. Ältestes im Gebiet festgestelltes Schrammensystem. Reicht im Osten über den Salpausselkä hinaus. Die Bewegung ist von nordseits des Jaamankangas gekommen, wo sie aber nicht von der gleichgerichteten jüngeren nordnordwestlichen (2) hat unterschieden werden können.

5. Nordwest—südöstliche Schrammen im Gebiet der westlichen Richtung; jünger als die alte nordnordwestliche Richtung.

6. Übergang der nordnordwestlichen Richtung im östlichen Teil des Gebietes, E-seits des Höytiäinen, in die Zuflussrichtung WNW—W. Diese junge Bewegung hat sich über die nordnordwestliche (NNW—NW) Abtragung geschoben.

7. Westnordwestliche Schrammen im Gebiet der nordnordwestlichen Richtung (2); erscheinen am deutlichsten im Kirchspiel

Kaavi. In diese Gruppe ist kollektiv alle innerhalb des Jaamankangas anzutreffende Abtragung aufgenommen worden, die älter als die herrschende nordnordwestliche Richtung ist. — Das Schrammensystem scheint zu derselben umfassenderen Bewegungsphase wie Nr. 5 zu gehören.

8. Unruhe- und Übergangsbiete. Zu diesen gehören in erster Linie das zwischen Tuusniemi und Rikkavesi gelegene, nach Riistavesi und Muuruvesi sich fortsetzende Gebiet sowie die Gegenden zwischen Muuruvesi und Juankoski.

9. In der Nähe von Oszügen hervortretende jüngste Strömungen; sie suchen sich mehr oder weniger rechtwinklig gegen die Osbildungen auszurichten. Deutlich u. a. in den Gegenden von Ruskeala, Tuusniemi und Kuusjärvi.

10. Örtliche Anomalien; in ihrer Ausdehnung geringfügigere Bewegungen, die nicht zu den eigentlichen Schrammensystemen gezählt werden.

AUSPRÄGUNG DER BEWEGUNGEN DES INLANDEISES IN AUFSCHÜTTUNGSFORMEN UND -MATERIAL

MORÄNENDECKE

Als eines der sichersten Anzeichen von Gletschertätigkeit hat man im allgemeinen die Moränenablagerungen gehalten. Die Häufigkeit und die vorherrschende Stellung der Moränenbodenart im Untersuchungsgebiet entsprechen denn auch durchaus dem Bilde, das gemäss der starken glazigen Abtragung des Felsgrundes schon vorauszusetzen ist.

ENTSTEHUNG UND OBERFLÄCHENFORMEN DER MORÄNE

Ihrer Entstehung nach ist die Moräne des Gebietes *Grundmoräne*, die in den Basalteilen des Inlandeises verfrachtet und beim Abschmelzen des Eises an ihrer gegenwärtigen Stelle akkumuliert worden ist. Für das Entstehen von Oberflächen- und Innenmoräne hat das Relief des Untersuchungsgebietes praktisch keine ausreichenden Voraussetzungen geboten (vgl. Hyypä 1946 a, Virkkala 1948). Zwar ist in den Ablagerungen oft, besonders in den oberflächlichen Teilen der Schnitte, locker gefügtes Moränenmaterial zu sehen, aber auch dieses ist durch Verwitterung, Bodenfrost, Tagwasser oder einen anderen sekundären Faktor aus Grundmoräne aufbereitet oder vertritt sandige und kiesige, an Tonbestandteilen arme Grundmoränentypen.

Morphologisch tritt als im Gebiet häufigste Aufschüttungsform eine flach gewellte und gehügelte Moränenbedeckung, in der die Bildungen keine selbständige Ausrichtung aufweisen oder nur das Relief des Felsgrundes nachahmen (Abb. 23 und 24). Doch ist es nicht selten, dass die Moränenhügel länglich sind und sich mehr oder weniger deutlich in Gleichlauf mit der in der Gegend vorherrschenden Schrammenrichtung zu lagern suchen. Diese Erscheinung ist am deutlichsten in den östlichen Teilen des Untersuchungsgebietes, insbesondere NW-seits des Höytiäinen in den Kirchspielen Polvijärvi und Juuka, wo schon deutliche Drumlinbildungen anzutreffen sind. In letzterem Gebiet sind die relativen Höhenunterschiede im allgemeinen gering, so dass das Moränenmaterial



Abb. 23. Sanft gewellte Moränenbedeckung in Sepänsalmi, Heinävesi.



Abb. 24. Durch Waldbrand kahlgewordenes Moränengelände in Syrjä, Heinävesi.

sich der Richtung der Eisbewegung (NNW—SSE) leichter hat anpassen können. Dieselbe Tendenz ist zweifellos dadurch gesteigert worden, daß das tektonische (präglaziale) Relief des Felsgrundes lange Täler und Höhenzüge umfasst, deren Richtung dieselbe wie die hauptsächlichste Bewegungsrichtung des Eises ist.

Zur herrschenden Schrammenrichtung querverlaufende Moränenrücken und -hügel sind hier und da zwischen dem S-Ende des Juojärvi und dem Viinijärvi anzutreffen. Die Entstehung dieser Bildungen, die aber nicht immer scharf auftreten, dürfte hauptsächlich mit dem zur Schrammenrichtung queren Relief des Felsgrundes zusammenhängen (s. Frosterus & Wilkman 1917, S. 8), das sich durch die Moränenhülle hindurch ausprägt.

GEFÜGETYPEN

Die in den Schnitten zu sehenden Gefügetypen der Moräne zeigen die von der Bewegung des Eises und dem in ihm bestehenden Druck geleistete Aufarbeitung in dem vom Felsgrund abgelösten Material. Folgende drei Haupttypen sind am häufigsten: *regellose Gefüge*, *Lamellengefüge* und *Flammengefüge*.

Der häufigste Typ, das *regellose Gefüge*, entspricht am besten der klassischen Auffassung von der Moräne als regelloser und unsortierter Bodenart, die Steinmaterial aller Grössen vom feinen Ton bis zu grossen Blöcken ohne irgendwelche mit den Augen wahrzunehmende Regelung umfasst (Abb. 25). Nach Grösse und Frequenz der Steine sowie den in Schlämmanalysen festzustellenden Verteilungsverhältnissen des feineren Steinmaterials lassen sich bei diesem, wie auch bei den übrigen Moränentypen, dennoch mechanische Zusammensetzungsunterschiede zwischen den verschiedenen Gebieten nachweisen. Desgleichen können in den Kantigkeitsgraden der Steine zuweilen örtliche Unterschiede festgestellt werden, wobei entweder scharfkantige oder an den Ecken mehr oder weniger gerundete Formen regional vorherrschend sind.

Recht allgemein kommt im Untersuchungsgebiet auch der Morärentyp mit *Lamellengefüge* vor. Bei dieser Struktur bildet das Moränenmaterial dünne, warvenförmige, undeutliche Schichten, sog. Lamellen. Längs diesen Lamellen zerbröckelt das Material leicht, besonders in trockenem Zustand, aber eine einzelne Schicht kann man im allgemeinen nicht weit verfolgen, meistens nur etwa zehn cm. Abgeplattete Steine haben sich im allgemeinen in gleicher Richtung mit den Lamellen angeordnet. Abb. 26 zeigt einen stark entwickelten Lamellenbau; meistens ist das Gefüge nicht so deutlich, besonders bei Zusammensetzungen mit überwiegendem Kies oder Grobsand. Kennzeichnend für das Lamellengefüge im Untersuchungsgebiet ist es nach



Abb. 25. Ungeregelt strukturierte Moräne. Kontiolahti, Weg von Romo.

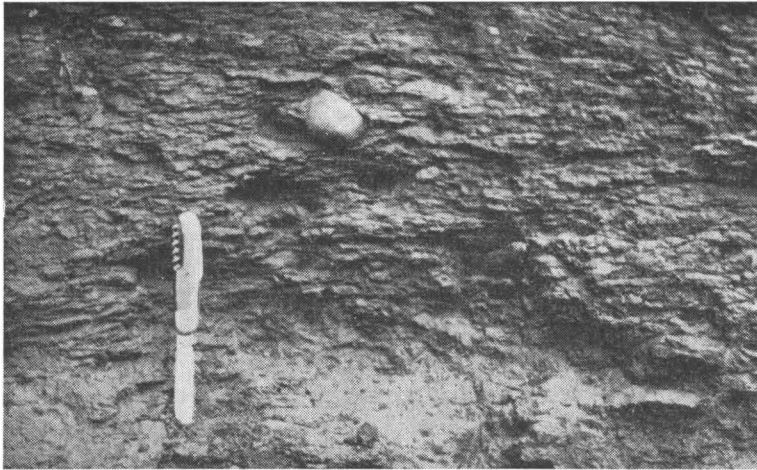


Abb. 26. Moräne in Lamellenstruktur. Polvijärvi, Sotkuma.

Verfs. Beobachtungen, dass es hauptsächlich in den oberen Teilen der Moränenschnitte gleich unter der lockeren Oberflächenschicht vorkommt. Von da aus setzt sich diese Struktur in typischer Ausbildung abwärts gewöhnlich 1—2 m fort, wonach die Warven breiter und schwächer werden und schliesslich weiter unten ein ganz ungeschichtetes, unregelmäßiges



Abb. 27. Moräne in Flammenstruktur. Joensuu, Iiksenvaara.



Abb. 28. Lamellenstrukturierte Moräne geht abwärts in etwa 1 m Tiefe in ein unregelmäßiges Gefüge über. Heinävesi, Sepänsalmi.

Moränengefüge besteht (vgl. Abb. 28). Die Lamellenstruktur, nimmt man an, beruhe darauf (vgl. Flint 1947, S. 106—107; Hyyppä 1946 a; Virkkala 1948 u. a.), dass sich das Material durch die Eisbewegung zu übereinanderliegenden, gegeneinander bewegten Schichten angeordnet habe, ohne dass es jedoch sortiert worden sei. Die dargestellte Erklärung steht gut im Einklang mit den Auffassungen vom Fliessen des Gletschers (vgl. Demorest 1942; Streiff-Becker 1938; u. a.). Die Bewegung des Eises ist eben an der Basis des Gletschers sehr langsam, sie wird durch die Reibung zwischen der Oberfläche des Felsens und dem moränenhaltigen Basalteil des Gletschers sowie durch die innere Reibung ebendieses Basalteils gehemmt. Das Fliessen wird erheblich schneller gleich oberhalb der Basalteile des Eises, wo das Moränenmaterial aufhört und das Eis rein wird. Gegeneinander sich bewegende Schichten bilden sich sehr wahrscheinlich im oberen Teil der Grundmoräne. Das Auftreten des oben beschriebenen Lamellengefüges im oberen Teil der Grundmoränenablagerungen hat Verfasser zu der Überzeugung gebracht, dass in erster Linie die Eisbewegung die in den Moränen des Gebietes wahrzunehmende Lamellenstruktur hervorgerufen hat. Natürlich ist vorauszusetzen, dass in den Basalteilen des Eises ein starker Druck bestanden hat, aber in erster Linie auf die Bewegung ist die Lamellenstruktur auch anderswo in Finnland zurückgeführt worden. Eine abweichende Auffassung in Finnland vertritt indessen Okko (1949, S. 21), nach dem die im Gebiet des Kartenblattes Kokkola anzutreffende Lamellenstruktur der Moräne ein Pressgefüge sei. Deutlicher wäre es, von einer Press- und Fliessesstruktur zu reden.

In der Moräne mit *Flammengefüge* (Virkkala 1948, 1949) lassen sich schmalere Partien feststellen, die sich durch ihre hellere oder dunklere Farbe und die meistens in ihnen zu erkennende, mehr oder weniger deutliche Sortierung des Materials von der Hauptmasse der Moräne unterscheiden und dem Material sein eigenes strukturelles Gepräge verleihen. Gewöhnlich erscheinen diese Bodenpartien in Gestalt von undeutlichen Schichten, Linsen oder gewundenen Gängen (Abb. 27) und vertreten die dem normalen regellosen Moräentyp am fernsten stehende Form. Die Flammenstruktur ist im Gebiet seltener als die beiden anderen Gefügetypen.

Keine der drei dargestellten Strukturtypen der Moräne tritt auch nur annähernd in scharfer Abgrenzung gegen die übrigen auf. Gegenseitige Übergangsstufen gibt es in grosser Zahl, und in einem und demselben Moränenschnitt können alle genannten Strukturen zugleich vertreten sein.

Als von den Normaltypen *abweichende Strukturzüge* sind in den Moränenschnitten verhältnismässig allgemein sortierte, aus glazifluvialen Material bestehende Linsen und Schichten zu sehen, die in der Moräne meistens als Einschlüsse auftreten und sich von dem übrigen Material scharf abheben (Abb. 29—31). Die Erscheinung ist auch anderswo in den Moränen Finn-

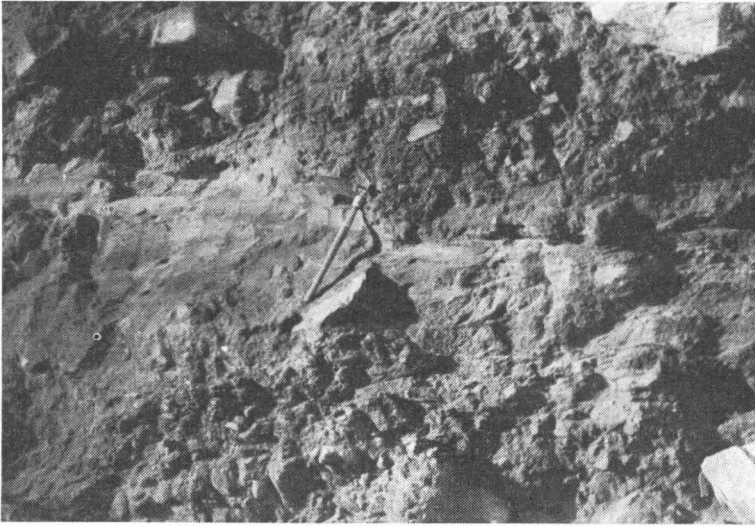


Abb. 29. Grobsandlinie in Moräne in etwa 2.5 m Tiefe. Outokumpu.

lands oft festgestellt worden (u. a. Tanner 1915, S. 148—149; Sauramo 1928, S. 38; Virkkala 1948, 1954 usw.; vgl. Tamm 1940, S. 67), und es wäre denkbar, dass sie in einigen Fällen auf die Weise entstanden wäre, dass sich im Abschmelzstadium in eisrandnahen Rissen vom Wasser sortiertes Material abgesetzt hätte, das später als Einschlüsse in das moränenhaltige Eis geraten wäre. Virkkala (1948, S. 30) führt an, dass in dem nahe gelegenen Gebiet Nurmes die aus sortiertem Material bestehenden Ablagerungen in den tiefsten Teilen der Moränenschnitte zunehmen und schärfer werden. Ebenso verhält es sich auch im Untersuchungsgebiet. Die bei der Flammenstruktur schon undeutlich festzustellende Sortierung des Materials erscheint also in diesen Linsen und Schichten deutlich und scharf. Da die Flammenstruktur wie die Lamellenstruktur am besten in den oberen Teilen der Moränenschnitte zu sehen sind, ist anzunehmen, dass die Eisbewegung weiter oben, wo die Reibung schwächer ist, die sortierten Schichten der Moräne stärker deformiert oder, mit anderen Worten, eine Flammenstruktur verursacht hätte, während sich die tieferen Teile nicht sehr bewegt und die ursprünglichen Linsen ziemlich unverändert an der Stelle geblieben wären.

Der Ursprung der sortierten Teile der Moräne ist auch auf andere Weise zu erklären. In gewissen Fällen scheint es klar, dass das Eis über die vor seinem Rande abgelagerten sortierten Sedimente hin oszilliert und von ihnen etwas mitgenommen hat. In dem entstandenen Gefüge liegen abwechselnde Partien von Moräne und sortiertem Material wie auch deren Zwischenformen, und die Menge der sortierten Masse kann ebenso gross



Abb. 30. Aus sortierem Feinsand bestehende Zwischenschichten in Moräne. Kontiolahti, Weg von Romo.

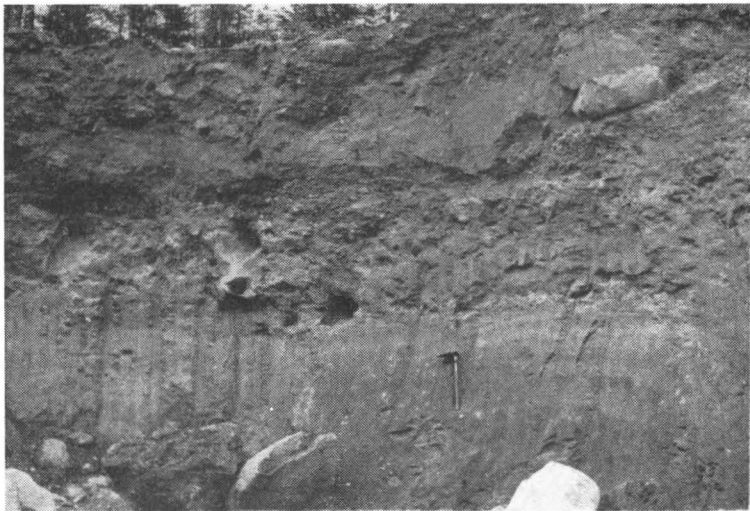


Abb. 31. Aus geschichtetem Schluff bestehende Zwischenablagerung in einem Moränenschnitt bei der Eisenbahnstation Kaltimo.

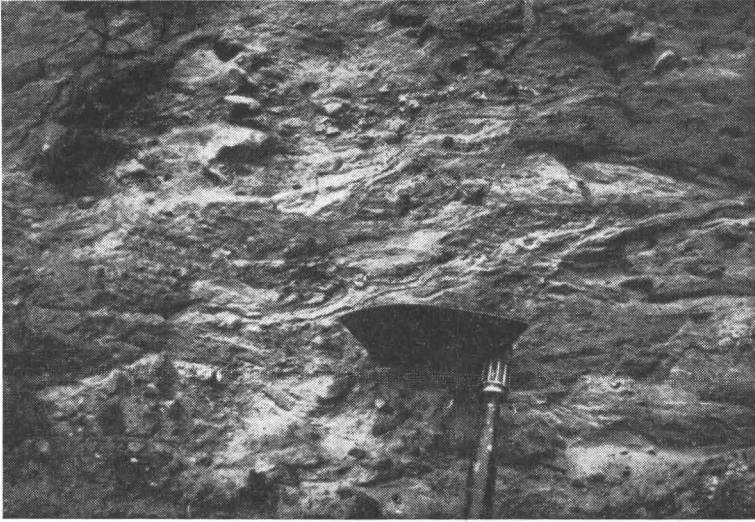


Abb. 32. Übergangsstrukturierte Moräne in Ramusenkari, Polvijärvi. Die Anteile von Moräne und sortiertem Material gleich gross.

oder sogar grösser sein als die der eigentlichen Moräne. Ein derartiger Strukturtyp wäre eigentlich als selbständige Übergangsgruppe zwischen eigentlicher Moräne und sortiertem Material zu rechnen, aber letztens ist er doch als Moräne anzusehen. Das Werden des in Schweden beschriebenen sog. Kalixpinnmo (Beskow 1935; Lundqvist 1943, 1951; Hoppe 1948; Fromm 1949) ist auf dieselbe Weise erklärt worden. Ein entsprechendes Gefüge ist auch stellenweise in Finnland anzutreffen (Okko 1949; u. a.). In Norkarelien habe ich ein derartiges von mir als *Übergangsstruktur* bezeichnetes Moränengefüge in kleineren Vorkommen u. a. auf Ramusenkari in Polvijärvi (Abb. 32), in Rääkkylä-Oravisalo, auf Tutjunniemi in Liperi, in Heinävesi-Pölläkkä sowie auf dem Kuolemanmäki in Leppävirta-Kohmansalo wahrgenommen. An der letztgenannten Stelle scheint die Ausdehnung des Vorkommens am beträchtlichsten zu sein. In einigen Fällen, wenigstens bei den kleineren Vorkommen, schiene die Übergangsstruktur die Neigung zu verraten, in Moränen an Hangstellen von Bergen aufzutreten (Abb. 33).

Moräne und glazifluviales Material können zusammen auch derart auftreten, dass ein scharfbegrenztes Moränenpolster auf ungestörten glazifluvialen Schichten ruht und beide Bestandteile ganz ohne Deformation ihre typischen arteigenen Merkmale beibehalten haben. Eine derartige Anordnung von Schichten habe ich im Gebiet an etwa 15 verschiedenen Stellen beobachtet, von denen die meisten in Proximalteilen von Randbildungen oder in deren unmittelbarer Nähe gelegen sind. Einige

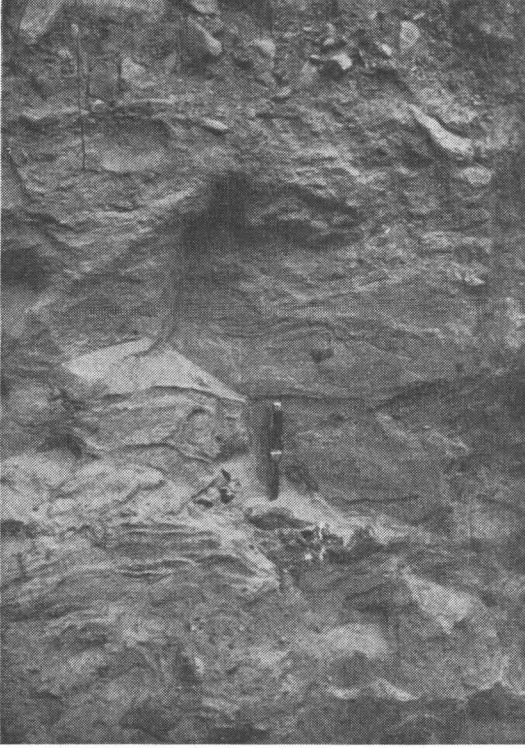


Abb. 33. Übergangsstrukturierte Moräne auf Kunnasniemi, im unteren Hang des Kaunisvaara. Der Anteil des sortierten Materials ist sehr gross, aber die Schichtstruktur unbeständig. Eingelagert sind scharfkantige Steine und Moränenmaterial.



Abb. 34. Moränenpolster auf waagrecht geschichtetem Feinsand. Heinävesi, Rummukkala.

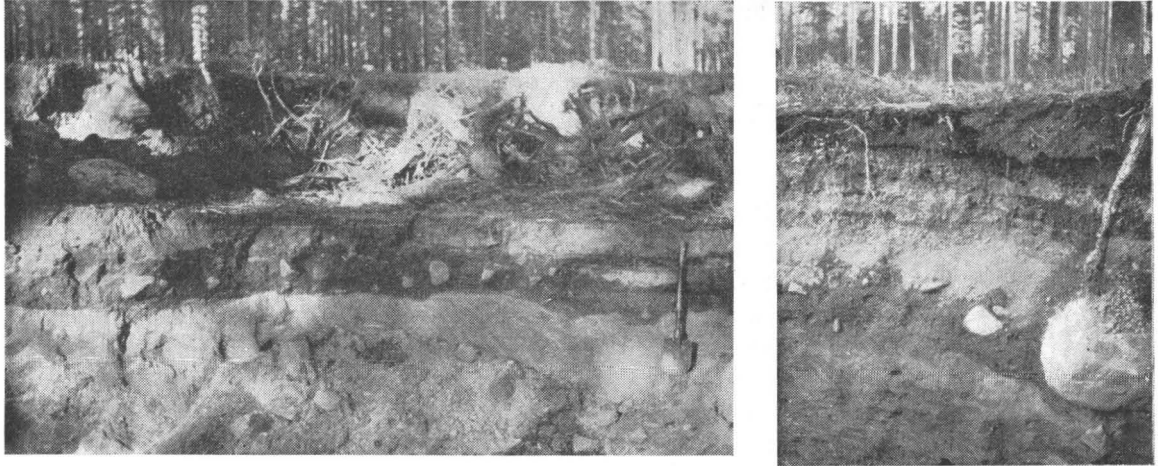


Abb. 35 und 36. Ein Moränenpolster zwischen sortierten Schichten. Rääkylä, Jokikumpu.

Beobachtungen sind auch andernorts gemacht worden. In Heinävesi-Rummukkala fand ich in einem durch einen länglichen Moränenrücken geführten Schnitt unter einer um 2 m dicken, sehr steinhaltigen Moränenbedeckung waagrecht geschichteten Feinsand, von dem etwa 3 m zu sehen war und der sich noch bis in grössere Tiefe fortsetzte (Abb. 34). Von dem Dorfe Jokikumpu etwa 3 km nach N, in einer grossen Kiesgrube, war wiederum ein um 0.5 m dickes, scharfbegrenztes Grundmoränenpolster zwischen sortierten Schichten zu sehen (Abb. 35 und 36). Zuoberst in diesem Schnitt liegt in 1.0—1.5 m Mächtigkeit waagrecht geschichteter, grober Kies, wahrscheinlich eine Uferablagerung, und unter Moräne schräggeschichteter steinleerer Feinsand. Die letzteren Schichten haben sich an der Moränengrenze ohne Faltungs- und andere Deformationserscheinungen scharf geschert.

MECHANISCHE ZUSAMMENSETZUNG

In der mechanischen Zusammensetzung erscheinen im Bereich der drei eigentlichen Moränenstrukturen beträchtliche Schwankungen, aber den Hauptteil des Materials machen meist die zu den Korngrössenklassen des Feinsandes gehörenden Gruppen aus. Als für das Untersuchungsgebiet kennzeichnende Haupttypen habe ich auf Grund der gegenseitigen Abundanzverhältnisse Kiessand-, Feinsand- und Tonschluffmoränen unterschieden. Die gegenseitigen Grenzen dieser Typen sind allmählich übergehend und ihr Auftreten in der Natur recht abwechslungsreich. Meistens

ist aber einer der Haupttypen regional mehr oder weniger bestimmend. So gehören die ton- und schluffreichsten Typen in der Mehrzahl zu den Proben, die in den westlichsten Teilen des Untersuchungsgebietes, in den Kirchspielen Tuusniemi, Riistavesi sowie zum Teil auch Liperi, entnommen worden sind. Feinkörnigste Gruppen wiederum schienen verhältnismässig spärlich in den Moränen der östlichen Gneisgranitzone wie auch des dortigen Quarzitgebietes enthalten zu sein. Überwiegend grobsandig und kiesig, daneben reichlich groben Feinsand, aber spärlich Tonmaterial enthaltend ist die Moräne oft in der Nähe von Osern und anderen glazifluvialen Bildungen (vgl. Virkkala 1948, S. 55). Im Bereich der verschiedenen Schrammensysteme sind dagegen im Untersuchungsgebiet keine Unterschiede festgestellt worden, vielmehr erscheinen dieselben Zusammensetzungstypen überall gleicherweise.

Abb. 37 zeigt die Mittelwertkurve der mechanischen Zusammensetzung für 100 abwechselnd aus Tiefen von 0.6—5.0 m (grösstenteils 1.0—1.5 m) entnommene Moränenproben von verschiedenen Gegenden des Untersuchungsgebietes sowie die entsprechenden Kurven (je 10 Proben) für die drei dargestellten Haupttypen ¹⁾. Wie die Kurven erkennen lassen, sind die Moränen überwiegend fein- und grobsandig. Die Mittelwertkurve verläuft viel dichter bei den eigentlichen Feinsandmoränen als bei den Kiessandmoränen. Die Tonschluffmoränen wiederum kommen in ihrer Zusammensetzung den Feinsandmoränen nahe, unterscheiden sich von letzteren aber durch die abweichenden Abundanzverhältnisse der feinkörnigsten Gruppen. In den Hauptzügen entsprechen die nordkarelischen Moränen den aus dem Gebiet des übrigen mittleren Finnland dargestellten durchschnittlichen Korngrössenwerten der (Grund-) Moränen (vgl. z. B. Kivekäs 1946; Virkkala 1948, 1951, 1954; Okko 1948; Mölder & Salmi 1954).

Die durch die Mittelwertkurve vertretene durchschnittliche Korngrössenzusammensetzung der im Gebiet anzutreffenden Moränen ist folgende:

	> 7	mm = 6.50 %
7	— 4	= 3.92 »
4	— 2	= 5.46 »
2	— 0.5	= 12.39 »
0.5	— 0.25	= 8.60 »
0.25	— 0.05	= 31.20 »
0.05	— 0.02	= 17.09 »
0.02	— 0.01	= 6.50 »
0.01	— 0.005	= 3.62 »
0.005	— 0.002	= 2.65 »
	< 0.002	= 2.07 »
		Zus. 100.00 %

¹⁾ Die Schlämmanalysen sind mit dem Köhnschen Apparat ausgeführt (Gessner 1931) und die Werte für würfelförmige Körner berechnet worden.

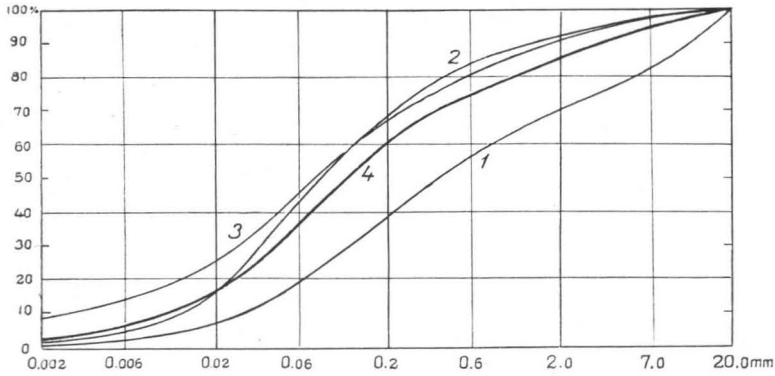


Abb. 37. Die durchschnittliche Korngrössenzusammensetzung der Moränen im Untersuchungsgebiet (4) sowie die Mittelwertkurven für die verschiedenen Typen: 1 = Kies-Grobsandmoräne, 2 = Feinsandmoräne, 3 = Tonschluffmoräne.

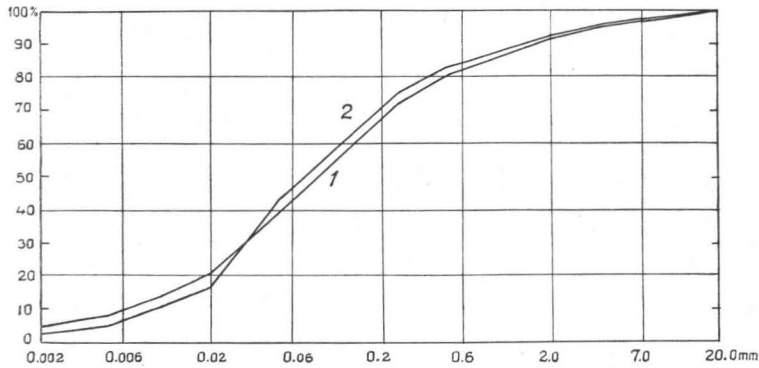


Abb. 38. Der Korngrössenwechsel der Moräne in einem Strassenschnitt in Roukalahti, Liperi in 1 m und 2 m Tiefe.

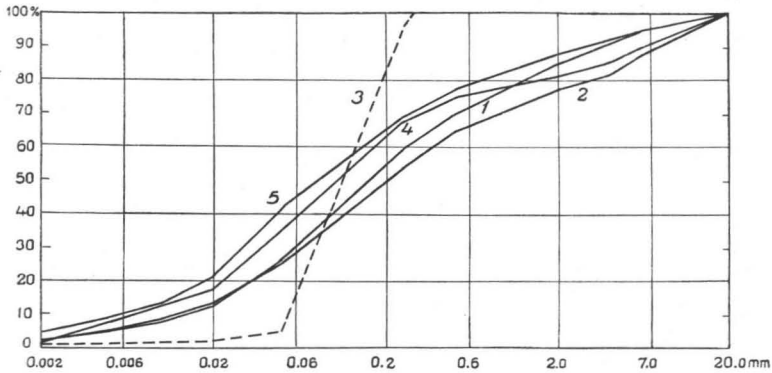


Abb. 39. Die Korngrössenschwankungen in einem Moränen-schnitt auf dem Korpivaara in Liperi. 1 = Tiefe 1 m, 2 = 2 m, 3 = Feinsandlinse, Tiefe 2.3 m, 4 = Moräne unter einer Feinsandlinse, Tiefe 2.4 m, 5 = 3 m.

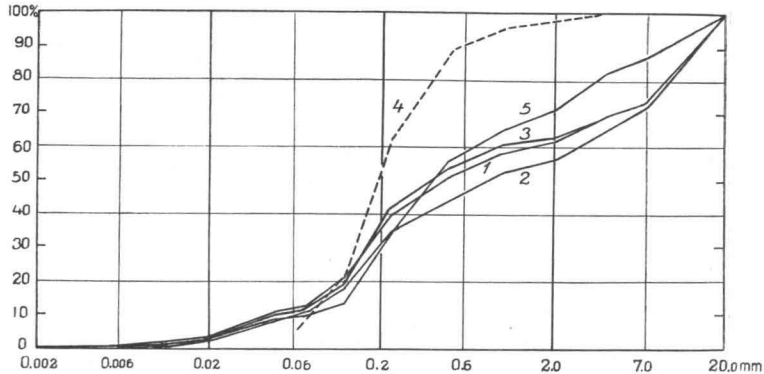


Abb. 40. Korngrößenanalysen über einen Moränenschnitt bei einem alten Grubenschacht von Outokumpu, 1 = 0.5 m Tiefe, 2 = 1.0 m, 3 = 3 m, 4 = Grobsandlinie, Tiefe 3.5 m, 5 = 4.5 m.

Die in der Moränenzusammensetzung festgestellten Schwankungen sind in vertikaler Richtung durch die Diagramme für Roukalahti und Korpi-vaara in Liperi sowie für Outokumpu in Kuusjärvi dargestellt (Abb. 38—40). In der Moräne der zwei letzteren Schnitte ist eine aus sortiertem Material bestehende Linse anzutreffen, die sich scharf von dem übrigen Material des Schnittes abhebt. Im übrigen scheinen die Proben desselben Schnittes in ihrer Zusammensetzung innerhalb gewisser Grenzen ohne deutliche, von der Tiefe abhängende Tendenz zu wechseln. Etwas stärkere Schwankungen können im gröberen Material vorkommen (vgl. Outokumpu), bei dem die Bestimmungen für eine und dieselbe Probe gewöhnlich viel labilere Resultate geben als bei feinerem und mittelgrobem Material.

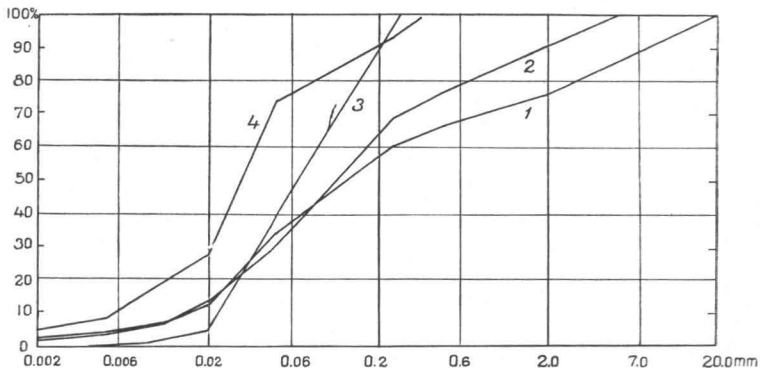


Abb. 41. Korngrößenanalysen über einen Übergangsstrukturierten Moränenschnitt in Oravisalo, Rääkkylä
 1 = Moränenmaterial, Tiefe 1.0 m
 2 = moränenartiges Mischmaterial, Tiefe 1.1 m
 3 = sortierter Feinsand, Tiefe 0.8 m
 4 = Schluff-Feinsand, Tiefe 1.3 m

Wird die Korngrössenanalyse auch auf den Moräentyp mit Übergangsstruktur ausgedehnt, so erhält man bei den verschiedenen Probenahmestellen je nach den Abundanz- und Gemengverhältnissen zwischen sortiertem Material und Moräne natürlich stark wechselnde Ergebnisse. Derartige Analysen gehen nicht in die obige Zusammenstellung über die »eigentlichen« Moränen ein. Als Beispiel für die Gruppenverhältnisse bei Moräne mit Übergangsstruktur seien einige Kurven für den Landstrassenschnitt von Oravisalo in Rääkkylä dargestellt (Abb. 41). Für diese auf kleiner Fläche nahe beieinander entnommenen Proben sind Korngrössenkurven von eigentlicher Moräne bis zu sortiertem Schluff-Feinsand zu sehen.

PETROGRAPHISCHE ZUSAMMENSETZUNG

Bei Erforschung der petrographischen Zusammensetzung ist es Verfasser darauf angekommen, sowohl die allgemeine, vorherrschende Zusammensetzung der Moräne im Rahmen der Hauptgesteine als auch die vom Mutterfels aus vorgegangene Ausbreitung der selteneren, als Leitgeschiebe geeigneten Gesteine zu erhellen. In beiden Fällen haben über die Verhältnisse zwischen Eisverfrachtung und Akkumulationsmaterial Schlüsse gezogen werden können. Die Zusammensetzung des Gesteinmaterials von den oberflächlichen Blöcken bis zu den verschiedenen grossen Steinen der eigentlichen Moräne, bis zu den Schwermineralien sowie den feineren Bestandteilen ist untersucht worden. Bei Untersuchung des unter Gelände liegenden Materials sind die Steine nach dem Durchmesser in folgende drei Analysengruppen eingeteilt worden: 0.3—1.0 cm (kleine Steine), 3—10 cm (Steine, sog. normale Analysengrösse) und 30—100 cm (Blöcke).

Im Felde ist die Analyse durch sog. Steinzählungen vor sich gegangen. Bei deren Durchführung und der kartographischen Darstellung haben die Forscher viele verschiedene Verfahrensweisen angewandt (vgl. Lundqvist 1935). Verfasser dieses hat die relative Methode benutzt, bei der die zahlenmässigen Verhältnisse der verschiedenen Gesteine prozentual bestimmt worden sind. Damit die Ergebnisse miteinander vergleichbar wären, habe ich nach Möglichkeit die Zählungen für eine gleiche Tiefe, etwa 1 (—1.5) m unter Gelände, vorzunehmen versucht. In dieser Tiefe haben in dem Gebiet im allgemeinen die in den oberflächlichen Bodenteilen angreifenden physikalisch-chemischen Faktoren, wie Bodenfrost, Verwitterung, Podsolierung und Tagwasserströmung wie auch die Wurzeltätigkeit der Pflanzenschicht, nicht mehr gewirkt. Die angeführte durchschnittliche Tiefe ist auch in den Schnitten in den verschiedenen Gegenden des Untersuchungsgebietes leicht zu erreichen gewesen, während dagegen z. B. schon der Anwendung einer Rechnungstiefe von 2 m die Geringmächtigkeit der Moränenbedeckung in einigen Teilen des Gebietes

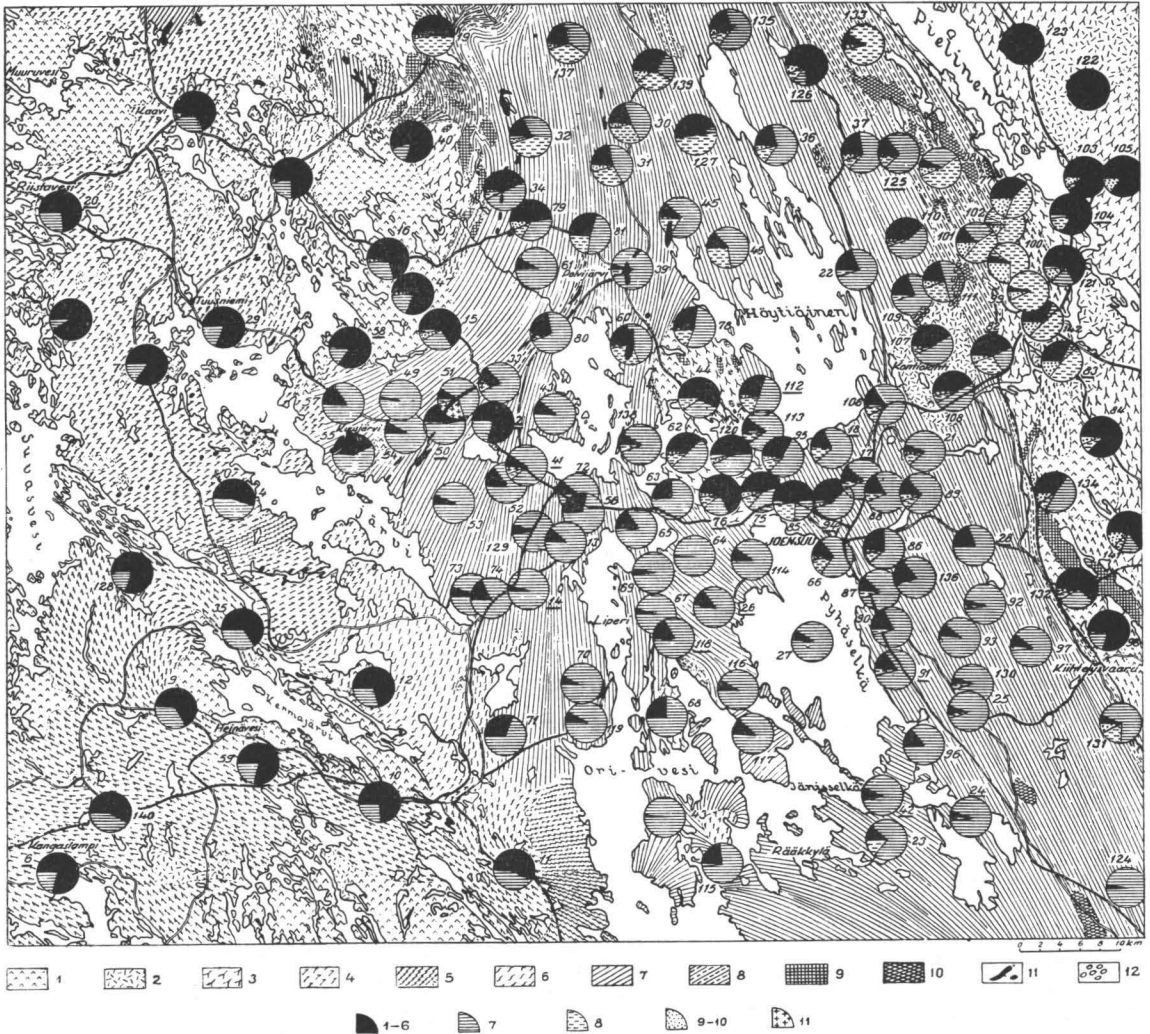


Abb. 42. Steinzählungen an Moränensteinen von 3—10 cm Durchmesser. Die unterstrichenen Nummern bedeuten Analysen über glazifluviales Material. 1—6 granitische Steine, 7 = Glimmerschiefer, Phyllit und phyllitischer schwarzer Schiefer, 8 = Quarzit, 9—10 = Gabbro, Amphibolit, Metadiabas, 11 = Serpentin.

ein Hindernis setzt. In das Material sind alle verschiedenen Moränenstrukturen sowie verschiedene Typen der mechanischen Zusammensetzung, von wechselndem liegenden Felsgrund, aufgenommen worden. Die Gesteine sind in den Berechnungen auf fünf Hauptgruppen verteilt worden: granitische Gesteine, Schiefer, Quarzite, basische Gesteine und Serpentine, und von jeder Beobachtungsstelle haben 100 Steine, in Ausnahmefällen 200—300, Berücksichtigung gefunden.

1. **Steine.** In den letzten Jahrzehnten haben die finnischen Glazialgeologen bei ihrer Untersuchung von Moränenmaterial bei den Steinzählungen die Steingrösse 2 (3,5)—10 cm benutzt (Hyypä 1946; Mölder 1948; Okko 1941, 1944, 1949; Virkkala 1948, 1951; usw.). Demgemäss hat Verfasser in den verschiedenen Gegenden des Untersuchungsgebietes eine Menge Steinzählungen vorgenommen, an 3—10 cm im Durchmesser messenden Steinen, die, wie oben bereits angeführt, einer durchschnittlichen Tiefe von 1 m entnommen worden sind. Auf der Karte, Abb. 42, ist die Mehrzahl der bei dieser sog. *normalen Analysengrösse* ausgeführten Steinzählungen wiedergegeben. In dieselbe Karte sind auch 22 Analysen glazifluvialen Materials aufgenommen worden (die laufende Nummer des Diagrammes unterstrichen). Da es um eine Übersicht geht, ist es bei der kartographischen Darstellung am vorteilhaftesten gewesen, eine Form anzuwenden, die Kleinigkeiten nicht bevorzugt hat (vgl. Lundqvist 1935).

Wie die Diagrammkreise der Karte deutlich zeigen, ist das Steinmaterial der Moräne grösstenteils örtlich. Jede der drei Hauptzonen des Felsgrundes erscheint verhältnismässig deutlich in ihrem allgemeinen Zusammensetzungstyp. So ist im Gneisgranitgebiet im Osten der Anteil der granitischen Steine weit überwiegend vorherrschend (die Diagrammkreise stark schwarz), ja sogar ausschliesslich vertreten. In der Karelischen Schieferzone wiederum nehmen die Glimmerschiefer, Phyllite und teilweise Quarzite eine entsprechende Vorrangstellung ein (Diagrammkreise hell). Im Westen, im Raume der Savo-Schiefer, vertritt die allgemeine Steinzusammensetzung der Moräne dagegen eine Zwischenform zwischen den obengenannten Hauptzonen, wobei sie mehr granitisches Material als die Karelische Schieferzone umfasst. Glimmerschiefer sind im Gebiet von Savo jedoch recht gleichmässig mit dabei und im allgemeinen mehr als in der östlichen Gneisgranitzone, wo die Schiefer, — mit Ausnahme der Kontaktnähen —, nahezu fehlen. Die angeführte Steinzusammensetzung der Moräne in der westlichen Zone steht in gutem Einklang mit der Beschreibung, die Frosterus und Wilkman (1920) über die Schiefer des Gebietes Savo gegeben haben. Diese Gesteine sind eben, obgleich sie gneisige Schiefer sind, migmatitisiert und enthalten oft in reichlichem Masse Stein vom Glimmerschieferstyp.

Bei Durchsicht der Einzelheiten in der Steinzählungskarte kann in der Gneisgranitzone festgestellt werden, wie die aus dem Schiefergebiet abgewanderten Steine nach Osten zu recht bald stark abnehmen. Die hier fremden Gesteine sind grösstenteils basische Steine, — die zwar zum Teil von den in der Gneisgranitzone gelegenen kleinen Gabbro- und Amphibolitvorkommen herrühren könnten. In der zweiten Hauptzone, der Karelischen Schieferzone, wendet sich die Aufmerksamkeit den deutlich von ihrer Umgebung abgehobenen Kuppeln von Sotkuma und Kontiolahti zu, die in reichlichen Mengen granitisches Material für die Steinzählungen abgegeben

haben. Von der Kuppel von Sotkuma ist offenbar zur Zeit der älteren nordnordwestlichen und nordwestlichen Eisbewegungsphasen granitisches Steinmaterial in die Gegenden von Joensuu und noch weiter SSE-wärts abgewandert. Desgleichen hat sich eine Verfrachtung von der Kuppel von Kontiolahti nach Südosten vollzogen. Der Anteil der granitischen Steine ist im Gneisgranitgebiet auch beiderseits des nördlichen Teiles des Höytiäinen grösser als durchschnittlich. Dies liegt daran, dass unmittelbar nördlich vom Untersuchungsgebiet das Schiefergebiet in der sog. Kulmination von Nurmes abbricht und die granitischen Gesteine vorherrschend werden.

Ihr eigenes Detail bilden die in dem Quarzitgebiet am E-Rande der Schieferzone, zwischen Höytiäinen und Pielisjärvi vorgenommenen Steinzählungen Nr. 99 und 102, in denen dieser Quarzit das bei weitem überwiegende Hauptgestein ist. Die granitischen Gesteine, deren in den nächsten westlichen Steinzählungen noch 10—20 % vorhanden sind, nehmen nach Osten zu entschieden ab und erreichen in diesem Teil der Quarzitzone die örtliche Ostgrenze ihres Verbreitungsgebietes. In den Zählungen Nr. 99 und 102 hat das granitische Steinmaterial schon beinahe ganz aufgehört. Östlich vom Quarzitgebiet erstarkt sogleich jäh das granitische Material (Nr. 77, 121, 142 u. a.).

Von den grösseren Anomalien im Vergleich mit dem Felsgrund der Steinzählungsstelle fällt SE-seits von Outokumpu die Steinzählung Nr. 2 mit dem überwiegenden Granit (80 %) auf. Diese Analyse bezieht sich auf glazifluviales Material, einen Os, der sich nach Nordwesten, in das in etwa 10 km Entfernung einsetzende Granitgebiet erstreckt. Möglich ist, dass das Steinmaterial im Ose in gewisser Masse weiter verfrachtet worden ist als in der Moräne (vgl. Hellaakoski 1931). Dasselbe wird auch durch die Zählung Nr. 50 westlich der vorhergehenden erwiesen, desgleichen durch Nr. 126 N-seits des Höytiäinen (überwiegend Granit von N) und des weiteren durch einige weniger deutliche Steinzählungen. Häufiger aber ist es, dass bei den Steinzählungen im Untersuchungsgebiet kein nennenswerter Unterschied zwischen Moräne und glazifluvialem Material zu erkennen ist (vgl. Okko 1945).

Serpentinite kommen in den Steinzählungen hier und da in geringem Masse vor, wenngleich das Gestein in den Diagrammen kaum anderswo als nur in Outokumpu zum Vorschein gekommen ist. Als weiches und verhältnismässig leicht verwitterndes Gestein hat der Serpentin in der Moräne im allgemeinen wohl keine längere Verfrachtung überdauert.

Das Auftreten von Steinmaterial in der Moräne ist zum Teil als Gesamtergebnis der von mehreren verschiedenen Eisbewegungsphasen geleisteten Verfrachtung und Verbreitung. Dies wird u. a. dadurch bewiesen, dass in keiner einzigen Steinzählung granitische Steine gefehlt haben. So ist auch in den östlicheren Teilen des Untersuchungsgebietes (z. B. in den

Gegenden von Joensuu), wo die Schwankungen in den Richtungen der Eisbewegungen am stärksten gewesen sind, die Gesteinzusammensetzung der Moräne allgemein gesehen reicher als weiter westlich. Diese Verschiedenheit ist allerdings auch durch die vielseitigere Beschaffenheit des Felsgrundes im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes gesteigert worden. Im Gebiet von Savo ist eben die Zusammensetzung der Steinzählungen einförmig gewesen, da in sie fast ausnahmslos nur granitische Steine und Glimmerschiefer eingehen.

Quarzite. Die Karte Abb. 43 zeigt das Vorkommen quarzitischer Steinmaterials. Die quarzistischen Steine, zu denen die Quarzite, die Grundquarzite und die Quarzitschiefer gerechnet worden sind (— Aderquarze hat Verfasser in keiner Steinzählung berücksichtigt —), sind im Untersuchungsgebiet gegenüber den granitischen Steinen und den Glimmerschiefern halbselten, so dass sie das Abwandern von Material aus bestimmten Ausgangsgebieten präziser bezeichnen als die häufigeren Gesteine. Als harte Gesteine haben die Quarzite offenbar sogar in mehreren Phasen Eisverfrachtung über lange Strecken gut vertragen, so dass sie auch aus diesem Grunde als Leitgeschiebe gut geeignet sind. In die obengenannte Karte sind alle Steinzählungsstellen und durch Kreisdiagramme die an ihnen im Mittel in 1 m Tiefe unter Steinen von 3—10 cm Durchmesser festgestellten Frequenzen von Quarzitsteinen eingetragen worden. Die Bodenart ist an den Beobachtungsstellen im allgemeinen Moräne gewesen, weniger glazifluviales Material oder Uferablagerungen, was grösstenteils den Beobachtungsstellen der Karte Abb. 42 entspricht.

Das Vorkommen der Quarzite lässt deutlich erkennen, dass dieses Gesteinmaterial aus seinen Felsgrundgebieten in der Richtung NNW—SSE längs dem östlichen Teil des Untersuchungsgebietes gemäss den entsprechend gerichteten jüngeren wie auch älteren Schrammensystemen gewandert ist (Bewegungen 2, 3, 4, s. S. 41). Es ist wahrscheinlich, dass die hauptsächlichste Verfrachtung schon in frühem Stadium geschehen ist, als der Jaamankangas noch nicht die nordnordwestliche (2) und die alte nordnordwestliche (4) Bewegungsrichtung voneinander getrennt hat. Die jüngere, westliche Eisströmung (1) lässt nicht erkennen, dass sie in höherem Masse imstande gewesen wäre, das von Norden gekommene Quarzitmaterial aus der Gegend südlich des Jaamankangas wegzuschieben, vielmehr scheint dieses Steinmaterial ziemlich reichlich so gut wie an der Stelle verharrt und sich in das von der jüngeren Bewegung aufgeschichtete Material eingemengt zu haben. Es handelt sich also um dieselbe Einmischungserscheinung, auf die bereits oben im Zusammenhang mit der petrographischen Zusammensetzung der Moräne bei Joensuu hingewiesen worden ist. Nach allem zu schliessen, ist die alte nordnordwestliche Bewegungsrichtung (4) viel länger andauernd und stärker als die jüngere westliche (1) gewesen.

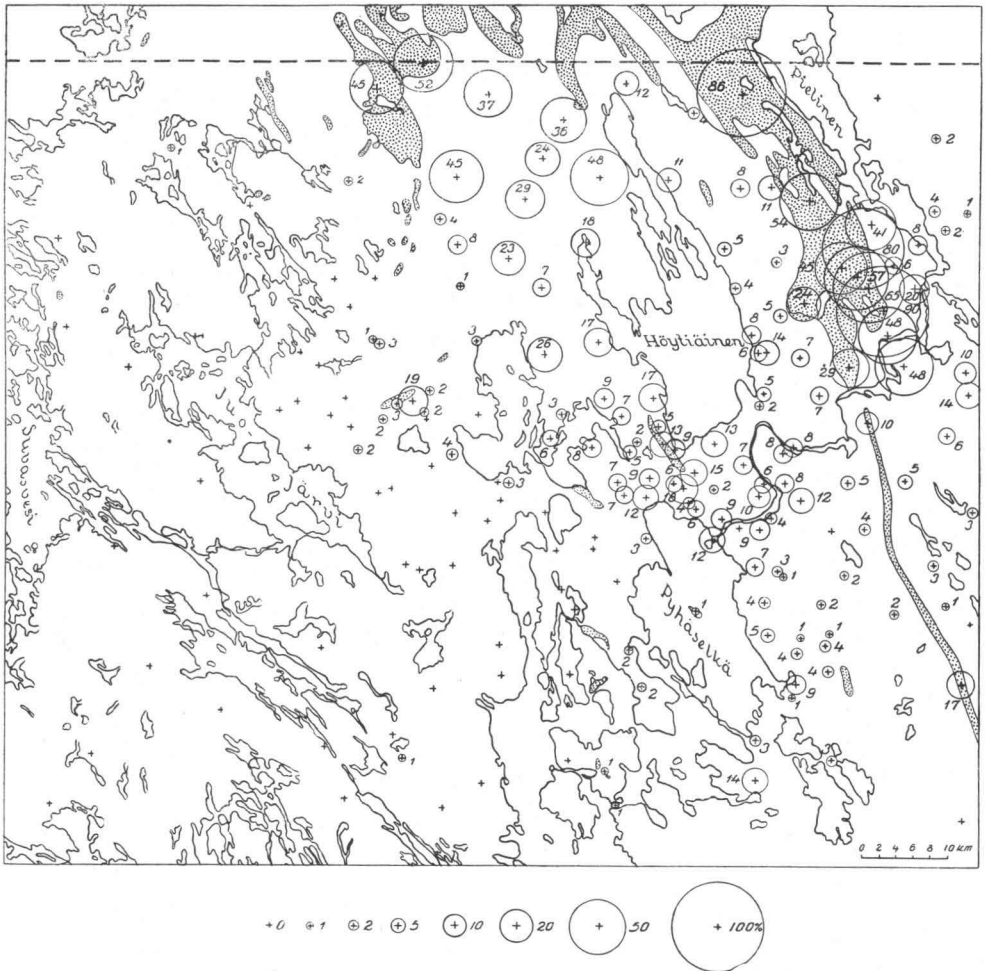


Abb. 43. Das Vorkommen von Quarziten bei einer Moränensteingrösse von 3—10 cm. — Die geschummerten Gebiete bezeichnen quarzitischen Felsgrund, die gestrichelte Linie gibt die Nordgrenze des Untersuchungsgebiets wieder.

Im Verfrachten der Quarzite, wie auch anderen Steinmaterials, d. h. im allgemeinen Fliessen des Inlandeises im E-Teil des Untersuchungsgebietes, scheint das Höytiäinen-Becken schon von Anfang an eine wichtige Rolle gespielt zu haben. In diesem Gebiet scheint die Bewegung des Eises in der Richtung des Beckens während des grössten Teiles der Zeit vor sich gegangen zu sein, die sich in der glazigenen Abtragung des Felsgrundes spiegelt. Die Frequenz der Quarzite ist denn auch noch verhältnismässig weit von dem Ausgangsgebiet des Gesteins entfernt, bis in die Gegenden des Jaaman kangas, beträchtlich und vermindert sich, wie die Diagrammkreise

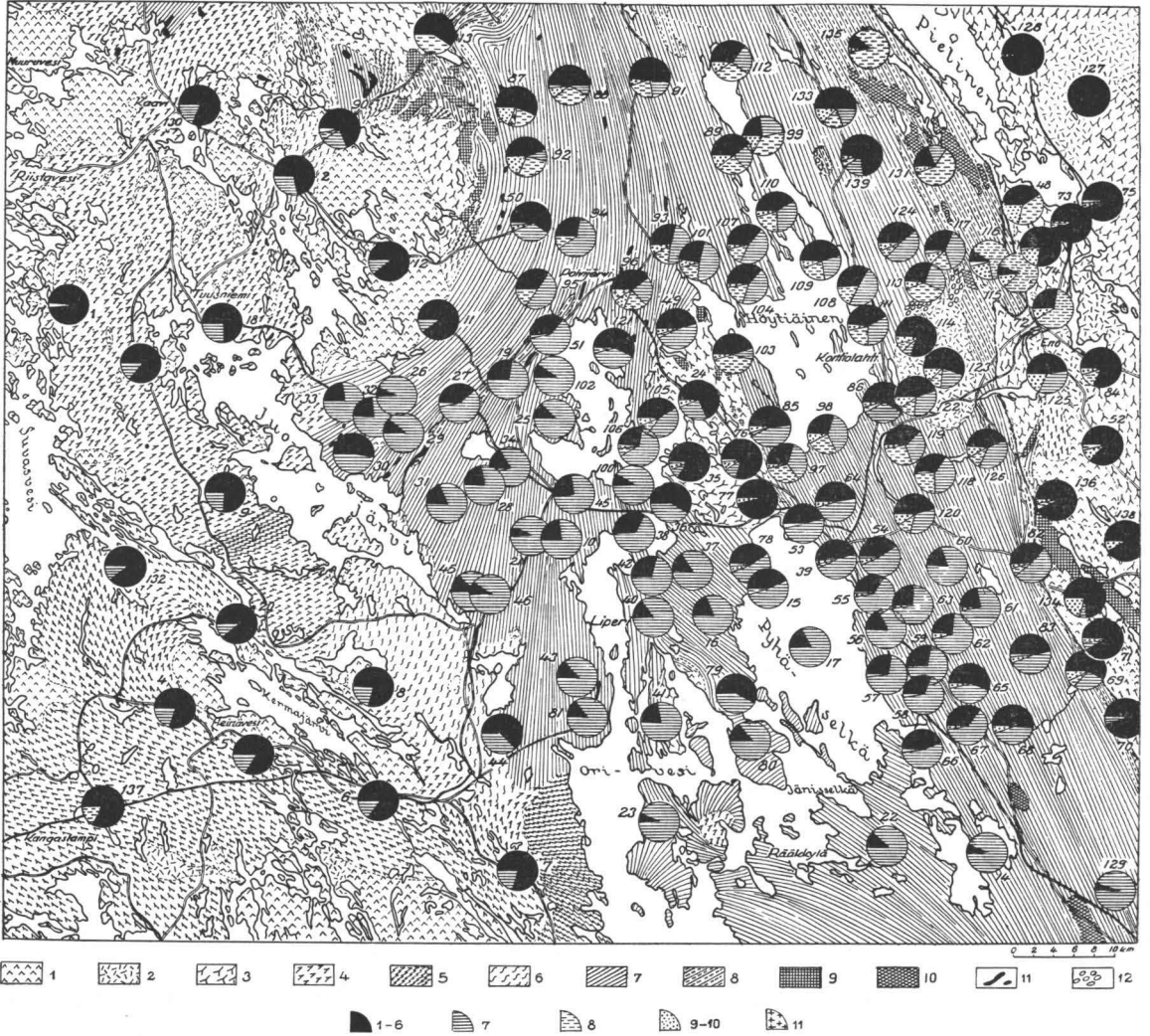


Abb. 44. Die über oberflächliche Blöcke ausgeführten Gesteinanalysen. Erklärungen s. Abb. 42.

ausweisen, von da aus gleichmässig, je weiter es nach SE geht. Wahrscheinlich vom nördlichen Untersuchungsgebiet ausgegangenes quarzitisches loses Steinmaterial schiene also in *günstigster Verfrachtungsrichtung* bis zu 70—80 km weit vom Muttergestein befördert worden zu sein. An den entferntesten Zählungsstellen hat die Menge der Quarzite dann aber nur noch 1—2 % ausgemacht. Nur bei vereinzelt, kleineren Quarzitgebieten kann ein örtliches Steigen der Frequenz beobachtet werden. So verhält es sich u. a. in

den Gegenden von Outokumpu und südlich des Höytiäinen. Der Einfluss dieser kleinen örtlichen Quarzitvorkommen scheint nach den zur Verfügung stehenden Beobachtungen aber nicht sehr weit zu reichen. Auch ist die Streuung, die seitliche Ausfächerung nicht sehr stark.

Im Auftreten der Quarzite sei schliesslich noch ihre verschiedene Frequenz westlich und östlich des Höytiäinen im Glimmerschiefergebiet beachtet. Im Westen gibt es bedeutend mehr Quarzite, da hier die verhältnismässig ununterbrochen aus derselben Richtung vor sich gegangene nördliche Bewegung fortwährend Quarzite aus ihren Felsgrundgebieten im Norden angeschoben hat. Östlich des Höytiäinen wiederum hat die fast westlich gewendete Kehre (Verjüngung) in der Ankunftsrichtung des Eisflusses (6) die Menge des besagten Gesteins zwar nicht ganz schwinden lassen, aber doch herabgesetzt, indem sie sie vom Schiefergebiet weg, nach Osten hin abgeschoben hat.

2. Oberflächliche Blöcke. Ausser dem Steinmaterial der Moränenschnitte hat der Verfasser an derselben Stelle oder in ihrer Umgebung nach Möglichkeit die auf der Bodenoberfläche anzutreffenden Blöcke analysiert. Es ist Material mit einem Durchmesser von 30—100 (—150) cm berücksichtigt und eine Anzahl von 100, seltener 200 St. bestimmt worden. Die Karte Abb. 44 zeigt die bei diesen Berechnungen festgestellte Gesteinzusammensetzung. Bei einem Vergleich der Karte mit der oben wiedergegebenen entsprechenden Zusammenstellung über 3—10 cm grosse Steine aus einer mittleren Tiefe von 1 m wendet sich die Aufmerksamkeit sogleich den breiteren schwarzen Sektoren der Kreise in der für die oberflächlichen Blöcke ausgearbeiteten Karte zu. Mit anderen Worten, die Menge des granitischen Materials ist fast regelmässig an der Oberfläche grösser als weiter unten in der Moräne selber. Doch ist zu bemerken, dass die beiden Karten nicht völlig miteinander zu vergleichen sind. Die bei den Zählungen benutzte Steingrösse ist ja schon in beiden Fällen sehr verschieden gewesen, woneben das eiszeitliche (oder postglaziale) Wandern der oberflächlichen Blöcke bedeutend komplizierter als das der in der Moräne enthaltenen Steine gewesen sein mag. Für seinen Teil hat das benutzte verschiedene Beobachtungsmaterial einen kleineren Unterschied verursachen können. Während alle Zählungen der Moränensteine von Verfasser selber ausgeführt worden sind, schliessen die der oberflächlichen Blöcke 42 Analysen (Nr. 85—126) ein, die von den Forschern der AG Outokumpu hauptsächlich in der Umgebung des Höytiäinen ausgeführt und mir von der AG Outokumpu gütigst zur Verfügung gestellt worden sind. Doch hat zwischen diesen und meinen eigenen Analysen kein wesentlicher Unterschied bestanden, wie ich an vielen Stellen habe feststellen können. Das angeführte Frequenzverhältnis der granitischen Steine ist eben auch

bei den übrigen Steinzählungen des Untersuchungsgebietes allgemein herrschend.

Die zwischen den basalen und den oberflächlichen Teilen der Moräne bestehende Verschiedenheit in der Frequenz des granitischen Materials ist offenbar auf viele verschiedene Faktoren zurückzuführen. Von diesen seien als die wahrscheinlichsten folgende angeführt:

1. Wie die Höhenkarte (Abb. 2) zeigt, ist die Karelische Schieferzone grösstenteils ein umfassendes präglaziales Becken. Es ist überall im Westen, Norden und Osten des Untersuchungsgebietes von weiten Flächen granitischer Gesteine umgeben. In dem tiefen spätglazialen Meere (oder Eisse) hat aus diesen Gebieten eines höheren Reliefs eine bedeutende Verfrachtung von Blöcken oder sonstigem Material mit schwimmenden Eisbergen in niedriger gelegene Gegenden des Gebietes vor sich gehen können. — Ein gutes Beispiel für einen derartigen Transport in Finnland ist die reichliche, von den Schrammenrichtungen völlig unabhängige Ausbreitung von Viipur-Rapakivi nach Westen bis in die Gegenden von Helsinki und dem westlichen Uusimaa (Wiik 1865, Ramsay 1931, Hyypä 1950). Diese Rapakivi-Steine erscheinen oft in grossen Blöcken und ausschliesslich an der Oberfläche des Bodens oder in Uferablagerungen und Wassersedimente eingebettet.

2. Das tiefer liegende Material der Moräne ist im allgemeinen örtlicher als das in den oberflächlichen Teilen, wo die Steine ausserdem aus mehreren ungleichaltrigen Moränenablagerungen, z.B. durch Wirkung von Uferkräften, angereichert sein können. Da das Oberflächenmaterial der Moräne im allgemeinen eine Eisverfrachtung über lange Strecken vertritt (vgl. Sauramo 1924, Hyypä 1948, Saksela 1949 c, S. 43—47), gibt es dadurch die häufigsten Gesteine des Felsgrundes, in diesem Falle die Granite, stärker zu erkennen.

3. Einer der auf die relative Frequenz der granitischen oberflächlichen Blöcke hinwirkenden Faktoren ist offenbar die physikalisch-chemische Beschaffenheit der Gesteine. Tiefer, in der Moräne selber sind die Steine vor verwitternden Einflüssen besser geschützt als an der Oberfläche des Bodens. So sind die leicht verwitternden und bröckelnden Gesteine in der Oberflächenmoräne zum Teil eher zerbrochen und verfallen, besonders durch die spätglaziale Frostverwitterung, als die granitischen Steine.

4. Zum Teil kann der Frequenzunterschied auch auf dem Analysenverfahren beruhen: während in dem Gebiet Savo die Schieferanteile der adergneisartigen und migmatitisierten Gesteine, unter dem Eise zu kleinen Steinen zertrümmert, in den Steinzählungen als Glimmerschiefer berücksichtigt worden sind, sind dieselben Felsen wiederum als grössere, das gesamte Gestein vertretende Blöcke den Adergneisen zugezählt worden, und dadurch haben sie den Anteil der granitischen Gesteine an der Analyse gesteigert.

Das Gesagte bezieht sich also vorwiegend nur auf das Gebiet Savo, und dieser Sachverhalt dürfte keine eigentlichen graduellen Unterschiede veranlasst haben.

Im grossen ganzen lassen auch die oberflächlichen Blöcke die gleichen Hauptzüge des Felsgrundes im Untersuchungsgebiet und das Überwiegen des örtlichen Gesteins erkennen, wie auch die Steine der eigentlichen Moräne. Die Grenzen der Kontakte sind jedoch weit weniger deutlich und die örtlichen Unterschiede geringer. Auch im allgemeinen erscheinen in den Analysen des oberflächlichen Materials weniger Gesteine als in den Analysen der Moräne.

3. Kleine Steine und Moränenblöcke. Die oben erkannte in der Gesteinzusammensetzung bestehende Verschiedenheit zwischen dem oberflächlichen und dem tiefer liegenden Material der Moräne ist nach dem früher Dargestellten, so kann man annehmen, u. a. auf die in beiden Fällen verschiedenen spätglazialen Phasen und verschiedenen Verwitterungsverhältnisse zurückzuführen. Doch ist es sehr wahrscheinlich, dass schon in der Eisverfrachtung selber die verschiedenen Steingrößen auf verschiedene Weise bearbeitet worden sind. Die erhaltenen Ergebnisse für oberflächliche Blöcke und Moränenmaterial können also auch darum nicht miteinander verglichen werden, weil die benutzte Steingröße in beiden Fällen sehr verschieden gewesen ist. Bei der Untersuchung des Oberflächenmaterials ist es aber notwendig gewesen, sich auf die beträchtlicheren Steingrößen zu beschränken, da Verwitterung, Wirkung der Pflanzenschicht und sonstige äussere Faktoren an der Bodenoberfläche zu stark auf das feiner verteilte Material eingewirkt haben. Die Analysenergebnisse wären im letzteren Falle als Indikatoren der eigentlichen Eisverfrachtung nicht mehr zuverlässig gewesen. Bei der Moräne selber dagegen kann die Untersuchung theoretisch von den Blöcken an bis zu so kleinen Steingrößen ausgedehnt werden, bei denen das Gestein schon in seine einzelnen Mineralien zerfällt.

Über Moränensteine mit einem Durchmesser von weniger als 3 cm führte schon im vorigen Jahrhundert der Schwede Lundbohm (1888) Untersuchungen aus. Seine Untersuchungen wandten sich den Korngrößen 2—3.5 mm, 3.5—8 mm und 8—30 mm zu. In Finnland hat die kleinen Steine des glazigenen Materials zuerst Hellaakoski (1931) systematisch berücksichtigt. Die von ihm angewandten Grössenklassen waren 2—3 mm, 6—20 mm, 20—60 mm und über 60 mm. Kivekäs (1946) nahm seine Steinzählung an Steinen mit einem Durchmesser von > 0.5 cm vor. Später hat Säynäjärvi (1953) in Finnisch-Lappland im Zusammenhang mit Golduntersuchungen der Geologischen Forschungsanstalt unter Anwendung der Grösseneinteilung von 2—4 mm, 4—7 mm, 7—20 mm und > 20 mm Steinanalysen für Moräne angestellt.

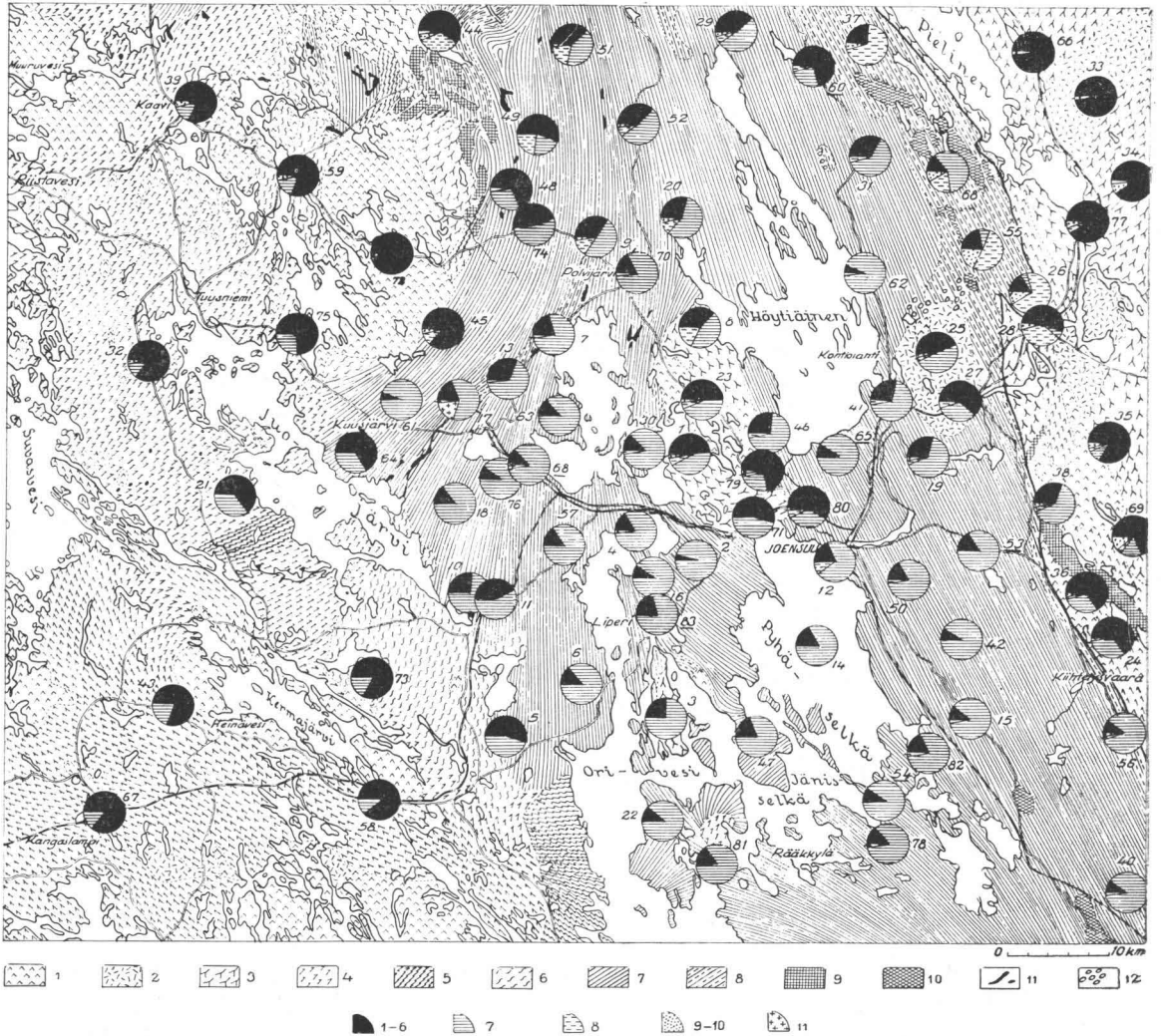


Abb. 45. Gesteinanalysen über kleine Steine mit einem Durchmesser von 3—10 mm. Erklärungen wie bei Abb. 42.

Verfasser hat bei seinen Untersuchungen in Nordkarelien als Analysenklasse kleiner Steine die Korngrösse 3—10 mm gewählt. Diese Steine sind durch Sieben getrennt worden von Proben, die hauptsächlich den Schnitten in derselben Tiefe entnommen worden sind, über die auch die petrographische Analyse der grösseren Steine ausgeführt worden ist. Hinsichtlich der letzteren Steine ist das zusammengekommenes Material schon verhältnismässig gut vergleichbar, denn es enthält etwa 60 % aller Zählungsstellen der Moränensteine und kann also schon die bestehenden Regel-

mässigkeiten erkennen lassen. Die Bestimmung kleiner Steine ist im Laboratorium mit dem Mikroskop ausgeführt worden, und nach Möglichkeit sind 200—500 Steine in die Zählung eingegangen. Ein hinreichend genaues Ergebnis schiene jedoch schon eine Bestimmung von 100 Steinen zu geben.

Die angestellten Analysen kleiner Steine gehen aus der Karte Abb. 45 hervor. Bei einem Vergleich des Auftretens kleiner Steine mit dem der Steine von 3—10 cm (Abb. 42) können folgende Hauptzüge festgestellt werden:

1. Der Anteil des granitischen Materials ist bei den kleinen Steinen verhältnismässig regelmässig gestiegen.

2. Die Menge der vorkommenden Gesteine hat abgenommen. Bei den kleinen Steinen sind im Normalfalle neben den Hauptgesteinen seltenere, im Felsgrund des Untersuchungsgebietes kleinflächigere Gesteine spärlicher oder überhaupt nicht anzutreffen.

Für die auf das Vorkommen der kleinen Steine einwirkenden Faktoren lassen sich mehrere Ursachen vorbringen. Eine sehr wichtige Bedingung dürfte die verschiedene Spaltbarkeit der Gesteine in den verschiedenen Grössenordnungen sein. Besonders die basischen Gesteine schienen Grössenordnungen zu haben, in denen ihr Vorkommen plötzlich, sprunghaft abnimmt. Darauf weisen auch einige über das Anreichern von Mineralien ausgeführte Untersuchungen hin (Rubey 1933, Sindowski 1938). Eine der Spaltbarkeit zu vergleichende Eigenschaft ist die verschiedene Härte der Gesteine. Die weichen Steine, die im Untersuchungsgebiet in erster Linie durch Serpentinite vertreten sind, erscheinen in sehr geringer Menge in dem Material von 3—10 mm. Sie zerfallen offenbar schon nahe dem Mutterfelsen bis zur Feinkörnigkeit. Gegen grundwasserbedingte chemische Einflüsse scheinen die Serpentinite desgleichen wenig widerstandsfähig zu sein, denn in den Moränenschnitten kommen sie meistens stark verwittert vor. Dagegen sind die granitischen Steine infolge ihrer Struktur und chemischen Zusammensetzung auch in kleinen Splittern dauerhafter (vgl. Holmes 1952). Schlechter als die Granite scheinen trotz ihrer Härte die Quarzite die Eisverfrachtung ertragen zu haben (Karte Abb. 46). Die Ursache dieser Erscheinung dürfte die den Quarziten eigene, geschichtete Struktur sein, die sich in leichter Spaltbarkeit in dieser Richtung auswirkt.

Die obengenannte bei den kleinen Steinen zu erkennende Vorrangstellung der Hauptgesteine spiegelt meines Erachtens die geschwinde Einmischung des Steinmaterials bei dieser Grössenordnung wider. Die kleinflächigen örtlichen Gesteinsgebiete machen dabei einen noch schwächeren Eindruck wie bei der vorhergehenden Analysenklasse von 3—10 cm. Nur das Steinmaterial, das in weiten Zonen, in diesem Falle denen der granitischen Gesteine, beheimatet ist, tritt noch in weiter Entfernung von seinem Ausgangsgebiet deutlich hervor. Diese Regelmässigkeit erscheint auch im

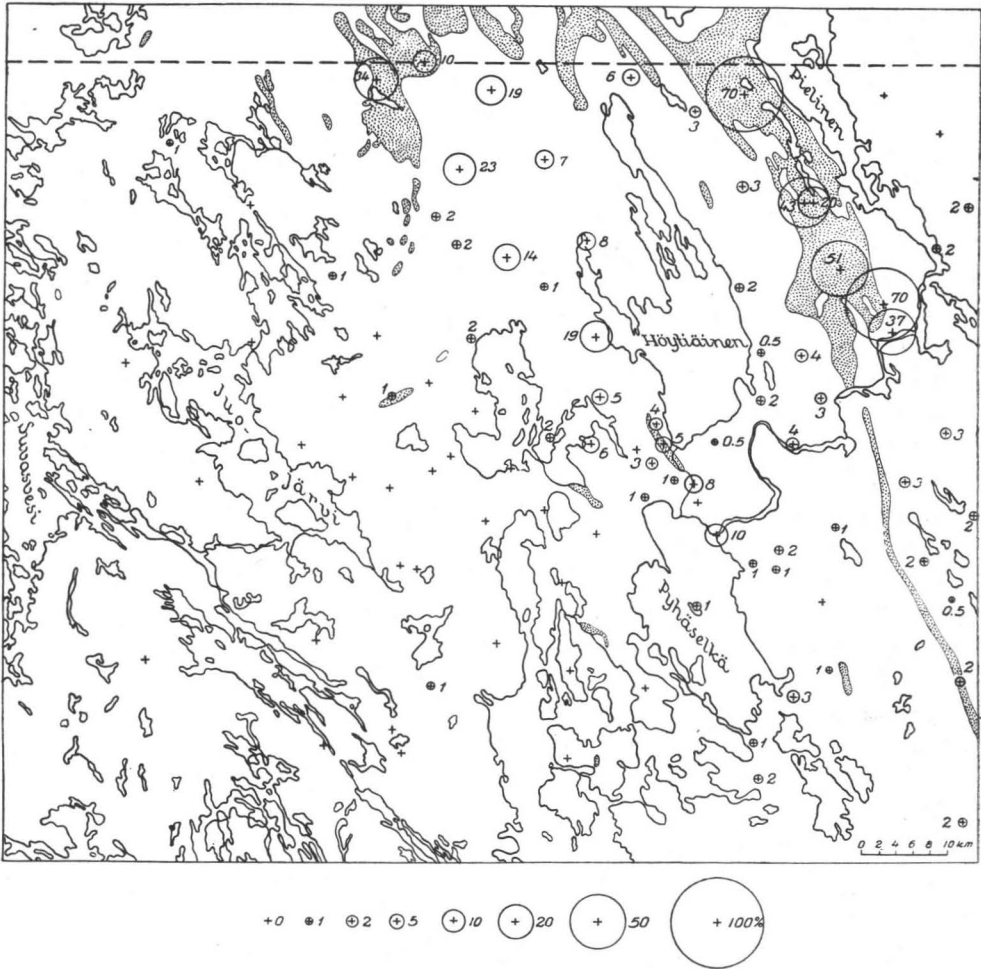


Abb. 46. Das Vorkommen von Quarziten bei 3—10 mm Korngrösse der Moräne.

Auftreten der Glimmerschiefer (+ Phyllite) im östlichen Gneisgranitgebiet, wie aus den weiter unten darzustellenden Vergleichsdiagrammen genauer hervorgehen wird.

Granitisches Steinmaterial hat sich allem Anschein nach gemäss allen ausgedehnteren, an den Schrammen festzustellenden Eisströmungen in das Schiefergebiet von dessen W-, NW- und N-Seite ausgebreitet. Das granitische Material hat sich in die Moräne somit als eine Art »Gemeingestein« eingemischt, wie die verhältnismässig gleichmässige Ausbreitung des besagten Gesteins in das Schiefergebiet (— gleichmässiger als bei der Grössenordnung von 3—10 cm —) erkennen lässt. Während so das

Granitmaterial der kleinen Steine viele Bewegungsphasen des Eises widerspiegelt, strahlt es zugleich auch die mit den Strömungen vergangene Zeit und die petrographischen Züge des ganzen umgebenden Gebietes wider, — ebenso wie die oberflächlichen Blöcke.

Grosse Schnitte, die die Möglichkeit böten, die petrographischen Verhältnisse der Moränenblöcke (30—100 cm) unter Gelände zu erforschen, stehen im Gebiet verhältnismässig ungleichmässig zu Gebote, woneben es auch bei diesen Schnitten oft Schwierigkeiten bereitet, eine hinreichende Menge (100 St.) von Blöcken aus annähernd gleicher mittlerer Tiefe, 1—1.5 m, zu bestimmen. Über den Blockgehalt der Moräne sind auch nur 14 Analysen ausgeführt worden, die etwa 12 % der Analysenstellen für die Steingrösse von 3—10 cm ausmachen. Gewiss ist es schwer, auf Grund eines so geringen Materials weitergehende Schlüsse zu ziehen, aber nach den Beobachtungen scheinen die Blöcke eine Gesteinzusammensetzung zu zeigen, die in ihrer Verschleppung eine Zwischenform zwischen örtlicherer »normaler Analysengrösse« und aus weiterer Entfernung hergewanderten oberflächlichen Blöcken ist. Granitisches Material gibt es somit im Schiefergebiet mehr als unter den Steinen von 3—10 cm, was darauf hinwies, dass die Frequenz des fremden Materials in gleicher Weise wie bei den kleinen Steinen gewachsen wäre. — Die Mehrzahl der ausgeführten Analysen über Moränenblöcke wird weiter unten im Zusammenhang mit den Vergleichsdiagrammen dargestellt.

Vergleich der Steinzählungsergebnisse. In die Zusammenstellung Abb. 47 sind Beispiele von Analysen über verschieden grosse Steine der Moräne aufgenommen worden. Das Beispielmateriale ist dasselbe wie oben in den Sonderkarten (Abb. 42, 44, 45), mit Ausnahme der Moränenblöcke. Die meisten Analysenreihen stellen allgemeine Gesteinverhältnisse in den verschiedenen Gegenden des Gebietes dar, aber es sind auch einige aussergewöhnliche Sonderfälle einbezogen worden. — Als Erläuterung zu den Diagrammen sei folgendes dargestellt:

Die Analysenreihe Nr. 1 stammt aus dem Quarzitgebiet im nordöstlichen Untersuchungsgebiet. Abgesehen von dem Anstieg der Frequenz der Granite bei den kleinen Steinen, ist bei den verschiedenen Grössenordnungen keine bedeutendere Verschiedenheit in der Zusammensetzung festzustellen. Dass die Menge des granitischen Materials bei den oberflächlichen Blöcken nicht verhältnismässig grösser ist, dürfte darin begründet sein, dass die Beobachtungsstelle im höchsten Teile des Untersuchungsgebietes liegt, wo die Möglichkeiten einer spätglazialen »Flossverfrachtung« geringer als anderswo gewesen sind.

Die Analysen Nr. 2—6 sind in verschiedenen Gegenden des Glimmerschiefergebietes angestellt worden. Am geringsten ist die Menge fremden

Materials im mittleren Teil der Schieferzone, in Serie Nr. 2, in der ausser dem örtlichen Gestein nur 1 % Granit und 1 % Gabbro anzutreffen sind. — Verhältnismässig deutlich ist bei den Analysen 2—6, wie auch im allgemeinen im gesamten Untersuchungsgebiet, als hervortretender Zug bei den verschiedenen Grössenklassen die Regelmässigkeit im Schwanken der Frequenz des granitischen Materials. Dieses ist im Verhältnis am reichlichsten in den oberflächlichen Blöcken. Bei den Moränenblöcken ist die betreffende Frequenz schon deutlich geringer, und ihr Minimum erreicht sie bei der Grössenordnung von 3—10 cm. Bei den kleinen Steinen steigt das granitische Material wieder in gewissem Masse.

Die Analysenreihe Nr. 7 gehört zu einem Moränenschnitt in der Gegend des Kontaktes zwischen Granit und Glimmerschiefer NW von Outokumpu. Das Material ist grösstenteils vom Granitgebiet ausgegangen, welche Ankunftsrichtung auch durch das vorherrschende Schrammensystem deutlich erwiesen ist. Am reichlichsten ist die Menge der verschiedenen Gesteine bei dieser Reihe in der Grössenordnung von 3—10 cm, wie im allgemeinen auch bei den übrigen Analysenreihen.

Die Serie Nr. 8 stellt eine verhältnismässig typische Gesteinzusammensetzung im Schiefergebiet dar. Abgesehen von den Graniten sind jedoch Gabbro und Quarzit als fremde Bestandteile im Schiefergebiet häufiger als Serpentin (von diesem 1 % in der Analyse Nr. 8). — Die Analysenreihe Nr. 9 stammt aus dem nördlichen Teil des Glimmerschiefergebietes. Sie erweist eine grössere (von Norden gekommene) Menge granitischen Materials.

Die Analysenreihen Nr. 10—12 rühren aus dem Gneisgranitgebiet östlich vom Kontakt mit dem Karelischen Schieferzug her. Deutlich und vorherrschend prägt sich das örtliche Gestein in den oberflächlichen Blöcken aus und verursacht somit einen bedeutenden Unterschied gegenüber der Gesteinzusammensetzung der eigentlichen Moräne. In der Moräne ist die Menge des Schiefermaterials noch beträchtlich gross, am reichlichsten ist sie unter den kleinen Steinen von Analyse Nr. 10. — Eine eigene Einzelheit bedeutet die örtliche Gabbrofrequenz (20 %) von Analyse Nr. 11 unter den oberflächlichen Blöcken. Dies erweist eine an der Oberfläche und in der Moräne selbst vor sich gegangene verschiedene Wanderung des Steinmaterials.

Bei der Analysenreihe Nr. 13 vom SE-Hang des Outokumpu fällt das Fehlen der Serpentine an der Oberfläche in der Nähe der Beobachtungsstelle auf. Nach der allgemeinen Regel ist die Menge der Granite im Oberflächenmaterial dagegen gestiegen.

Die letzte Beispielreihe, Nr. 14, stellt einen Fall dar, in dem ein Gestein eine nahezu ausschliessliche Vorrangstellung einnimmt. Praktische Unterschiede in der Gesteinzusammensetzung der einzelnen Grössenordnungen lassen sich dann nicht mehr nachweisen.

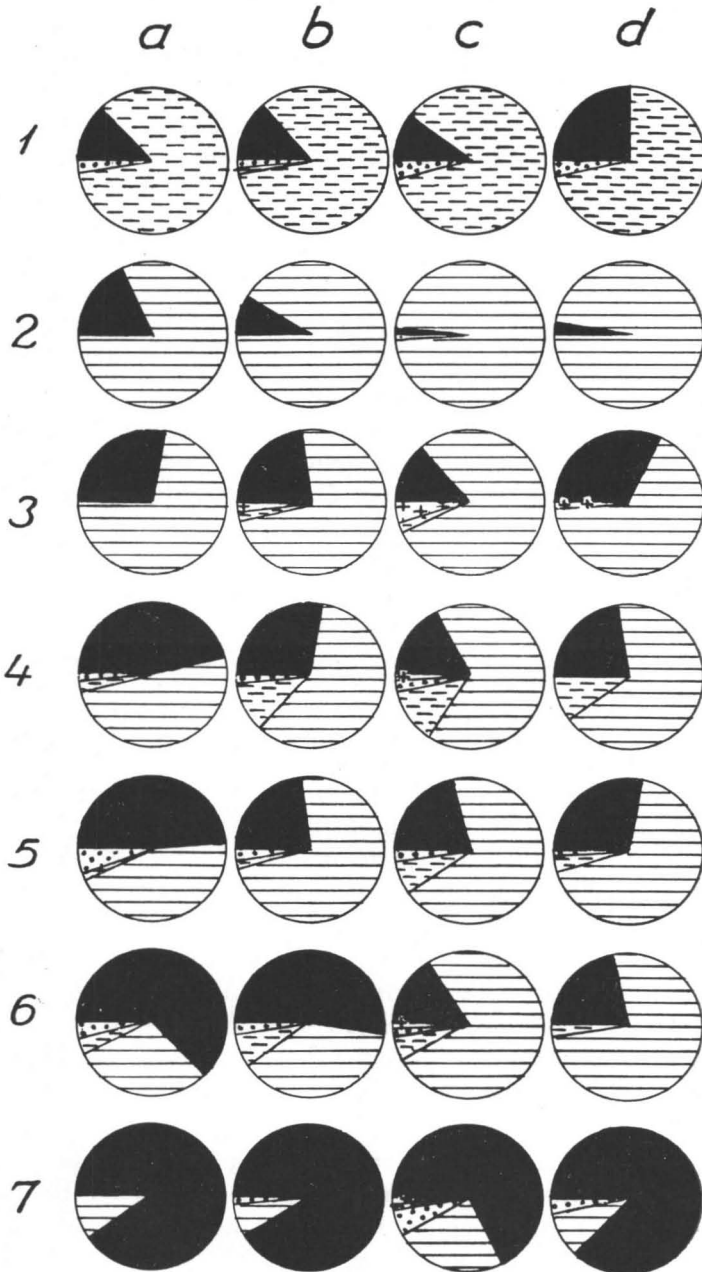
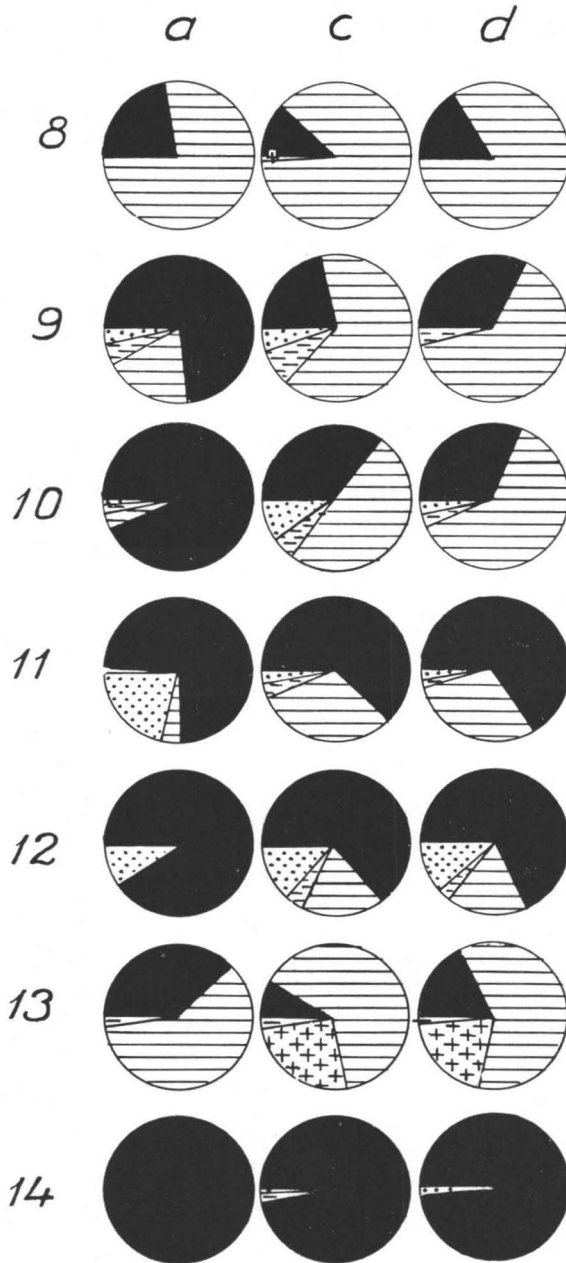


Abb. 47. Beispiele für Steinzählungen, die an einer und derselben Stelle bei verschiedenen grossen Moränensteinen ausgeführt worden sind.
 a = oberflächliche Blöcke c = Moränensteine mit 3—10 cm Durchmesser
 b = Moränenblöcke d = » » 3—10 mm »
 Die Steinzählungen b—d sind für eine mittlere Tiefe von 1—1.5 m ausgeführt worden.
 Die Lage der Beobachtungsstellen ist nach der Karte Abb. 42 folgende:



Nr. 1 = 133 (Jeronjärvi), Nr. 2 = 64 (Salonkylä), Nr. 3 = 33 (Kuusjärvi), Nr. 4 = 66 (Joensuu), Nr. 5 = 113 (Joutsenvaara), Nr. 6 = — (Kontiolahiti), Nr. 7 = 15 (N-Kuusjärvi), Nr. 8 = 13 (Kompero), Nr. 9 = 37 (N-Kontiolahiti), Nr. 10 = 134 (Selkie, Elovaara), Nr. 11 = 132 (Kiihtelysvaara), Nr. 12 = 141 (S-Eno), Nr. 13 = 51 (Outo-kumpu), Nr. 14 = 122 (N-Eno).

Z u s a m m e n f a s s u n g. In der Eisverfrachtung des Steinmaterials scheint nach seiner Grösse eine gewisse allgemeine Regelmässigkeit im Untersuchungsgebiet zu bestehen. Zudem können ja nach der Lage die Unterschiede sehr gross sein. Am vielseitigsten ist die Gesteinzusammensetzung im allgemeinen bei den Moränensteinen mit einem Durchmesser von 3—10 cm. Diese Grössenordnung, die sog. normale Analysengrösse, eignet sich also am besten als Indikator der Eisbewegungen (vgl. Lundqvist 1935; u. a.). Auch dieses Material ist grösstenteils dennoch örtlich.

Die oberflächlichen Blöcke lassen im allgemeinen einen verhältnismässig grossen Anteil der granitischen Steine an den Statistiken erkennen. Das dürfte zeugen für den grossen Anteil der in den Herkunftsrichtungen des Eisstromes gelegenen weiten Granitgebiete, d. h. für die Langstreckenverfrachtung des Oberflächenmaterials, wahrscheinlich auch für spätglazialen »Flosstransport«. Daher bezeichnen die oberflächlichen Blöcke die verschiedenen Bewegungsrichtungen des Landeises weit undeutlicher als die obige und alle anderen Analysenklassen.

Die kleinen Steine (3—10 mm) der Moräne sind in ihrem Auftreten am ehesten der »normalen Analysengrösse« zu vergleichen, weisen aber mehr auf die petrographischen grossen Züge des Gebietes hin. Das in diesem Sinne hervortretende Steigen in der Frequenz des granitischen Materials dürfte nicht nur durch die weite Ausdehnung des Vorkommens granitischer Gesteine ausserhalb des Untersuchungsgebietes, in den Strömungsrichtungen des Eises, bewirkt sein, sondern auch insbesondere durch die Widerstandsfähigkeit derartiger Steine bei der Eisverfrachtung, und zwar offenbar gerade in der Phase, wo das Material zerbricht und in die betreffende Korngrösse zerfällt. Im allgemeinen ist die Gesteinzusammensetzung bei den kleinen Steinen spärlicher und kommen die engräumigeren Gesteinflächen des Felsgrundes schwächer zum Vorschein als bei der nächsthöheren Grössenordnung.

Die Blöcke der Moräne bezeichnen nach den zu Gebote stehenden Beobachtungen in ihrer Wanderung eine Zwischenform zwischen den oberflächlichen Blöcken und den Moränensteinen von 3—10 cm. Demgemäss enthielten sie mehr fremdes Material als die letztere Grössenordnung.

BLOCKFÄCHER

Durch die dargestellten Steinzählungen ist die allgemeine petrographische Zusammensetzung des Moränenmaterials geklärt worden. Das Steinmaterial ist im allgemeinen grösstenteils örtlich, und in ihm spiegeln sich stark die Hauptzonen des Felsgrundes und die grösseren örtlichen Fenster des Gebietes wider. Über die Bewegungen des Inlandeises haben mittels dieser Gesteinanalysen nur in grossen Zügen kollektive Schlüsse

gezogen werden können. Ein genaueres Bild der Eisverfrachtung hat sich jedoch dann ergeben, wenn die Aufmerksamkeit sich den bei den Analysen weniger häufig anzutreffenden Gesteinen zugewendet hat. Das Auftreten des im Untersuchungsgebiet halbseltenen Quarzits lässt sich schon mit gewissen Schrammensystemen im E-Teil des Gebietes vergleichen. Zu einer noch eingehenderen Analyse der Eisbewegungen gibt aber das Steinzählungsmaterial praktisch keinen Anlass, denn im Gebiet seltenere Gesteine, wie Serpentin, Konglomerat, Dolomit, Skarngesteine usw., sind bei der angewandten Beobachtungspunktdichte nur wenig und zufälligerweise vorkommen.

Beim Schürfen ist das Untersuchen des Moränenmaterials meistens so vor sich gegangen, dass man statt des relativen, analytischen Verfahrens nur gewisse seltene Gesteine, die sog. Leitblöcke, beachtet. So kann selbst ein einziger loser Stein von bestimmter Beschaffenheit, der prozentual nur einen verschwindend kleinen Teil seiner Umgebung ausmacht, bei der synthetischen Zusammenfassung, bei Ausarbeitung des Blockfächers, ein höchst wichtiges Glied in der Gesamtheit ausmachen. Die über die Ausbreitung kleinflächiger Gesteine des Felsgrundes ausgearbeiteten Blockfächer sind denn auch im allgemeinen empfindliche Indikatoren der Eisverfrachtung. Für die Bewegungen des Inlandeises, namentlich für die jüngste, lassen sich dann schon in verhältnismässig genauen Abstufungen auszudrückende Richtungszahlen gewinnen, — zum mindesten soweit es sich nicht um einen sehr weitflächigen Fächer mit einer Verfrachtung über lange Strecken handelt.

Die erste umfassendere Darstellung über die örtliche Ausbreitung von Erzblöcken und seltenen Gesteinen in Mittelfinnland hat Sauramo (1924) gegeben. Ausführliche Karten nebst Blockfächern hat er u. a. über das Kupfererz von Outokumpu in Nordkarelien sowie über den Pyrit von Jalonsvaara und über den Dazit von Jänisjärvi im nördlichen Ladoga-Karelien gegeben. Das Wandern der Erzblöcke von Outokumpu haben später u. a. Väyrynen (1923, 1935, 1939) und Saksela (1948, 1951) untersucht. Saksela (1933) hat ausserdem aus Nordkarelien einen Blockfächer für das Schwefelkieserz in Liperi dargestellt. Blöcke dieses Erzdurchbruchs im Gebiet der westlichen Schrammenrichtung haben sich parallel mit den vorherrschenden Schrammen in einem schmalen Fächer von Westen nach Osten ausgebreitet.

Neue, wichtige Beobachtungen und Schlussfolgerungen über die Blockverfrachtung in Nordkarelien hat Aurola wiedergegeben. Seine zusammen mit Vähätalo (Aurola & Vähätalo 1939) ausgearbeiteten Blockfächer für Hevoskumpu und Kovero beziehen sich auf das Gebiet ausserhalb des Salpausselkä und erweisen eine von Westnordwesten her vor sich gegangene Eisverfrachtung. Die später (1955) von Aurola dergestellten Blockbeob-

achtungen (Molybdänglanz von Suovaara, Asbeststein von Paakkila und Karvolanniemi, Serpentin von Konttisalmi) gehören alle in das von Verfasser bearbeitete Gebiet, so dass ich in bezug auf die Detailkarten auf Aurolas Veröffentlichung hinweise. In dem von ihm dargestellten Material beachtet Aurola die Richtung des östlichen Randes der Blockfächer, der im Vergleich mit seiner anderen Seite oft bedeutend weiter westlich, aus seiner regelmässigen Lage deformiert ist. Auf Grund dessen und einiger anderen Sachverhalte erweist er, dass bestimmte Blockfächer eine in zwei Phasen vor sich gegangene Eisverfrachtung bezeugen.

Das umfassendste Blockforschungsmaterial aus Finnland ist als Ergebnis schon jahrzehntelanger Prospektierungsarbeit bei der AG Outokumpu zusammengekommen. Dieses Material bezieht sich grösstenteils auf Nordkarelien und -Savo. Infolge des Charakters der Forschung sind selbstverständlich die Ergebnisse nur zu einem geringen Teil veröffentlicht worden. Mit gütiger Genehmigung der AG Outokumpu sind mir aber einige Blockfächer, die der Hauptgeologe der AG, Dr. phil. V. O. Vähätalo, ausgearbeitet hat, zur Verfügung gestellt worden. Sie sind wiedergegeben auf der Karte Abb. 48, in die auch das übrige, schon früher über das Gebiet veröffentlichte Material eingetragen worden ist.

Die Blockfächer lassen sich deutlich nach den in ihren Vorkommensgebieten festgestellten Schrammensystemen folgendermassen gruppieren:

Zum Bereich der nordnordwestlichen Richtung gehörig und diese Schrammenrichtung ausweisend sind die Blockfächer Nr. 1—4. In den zwei letztgenannten (E-Seite von Nr. 3, W-Seite von Nr. 4) spiegelt sich schon der Übergang der nordnordwestlichen Richtung in eine westlichere in ihrem östlichen Vorkommensgebiet. — Der schmale Fächer Nr. 1 von Suovaara ist im übrigen derselbe wie Aurolas (op. c.) Molybdänglanzfächer, ist aber für Skarngesteine ausgearbeitet.

Die westliche Bewegungsrichtung des Eises lassen die Fächer Nr. 7 und 8 erkennen. Ersterer hat sich schon ungefähr in die Richtung WNW—SSE gewandt, wie auch die vorherrschenden Schrammen der nächsten Umgebung.

Auf die ausserhalb des Salpausselkä bestehende Bewegungsrichtung NW—SE des Eises weist der Verlauf der Mittellinie von Fächer Nr. 6 hin. Die W-Seite des Fächers hat die Richtung der alten nordnordwestlichen Richtung (4) beibehalten, während die E-Seite die nach ESE vor sich gegangene jüngere Eisverfrachtung bezeichnet. — In dem Konglomeratfächer (Nr. 5) nördlich der vorhergehenden zeigt sich schon eine bedeutend westlichere Richtung: W-Seite 325° , E-Seite 282° . Ausser der verflachten nordnordwestlichen Richtung lässt der Fächer insbesondere ein »Verjüngen« der nordnordwestlichen Richtung zu einer westlichen östlich des Höytiäinen erkennen, indem er also dem Schrammensystem des Gebietes durchaus

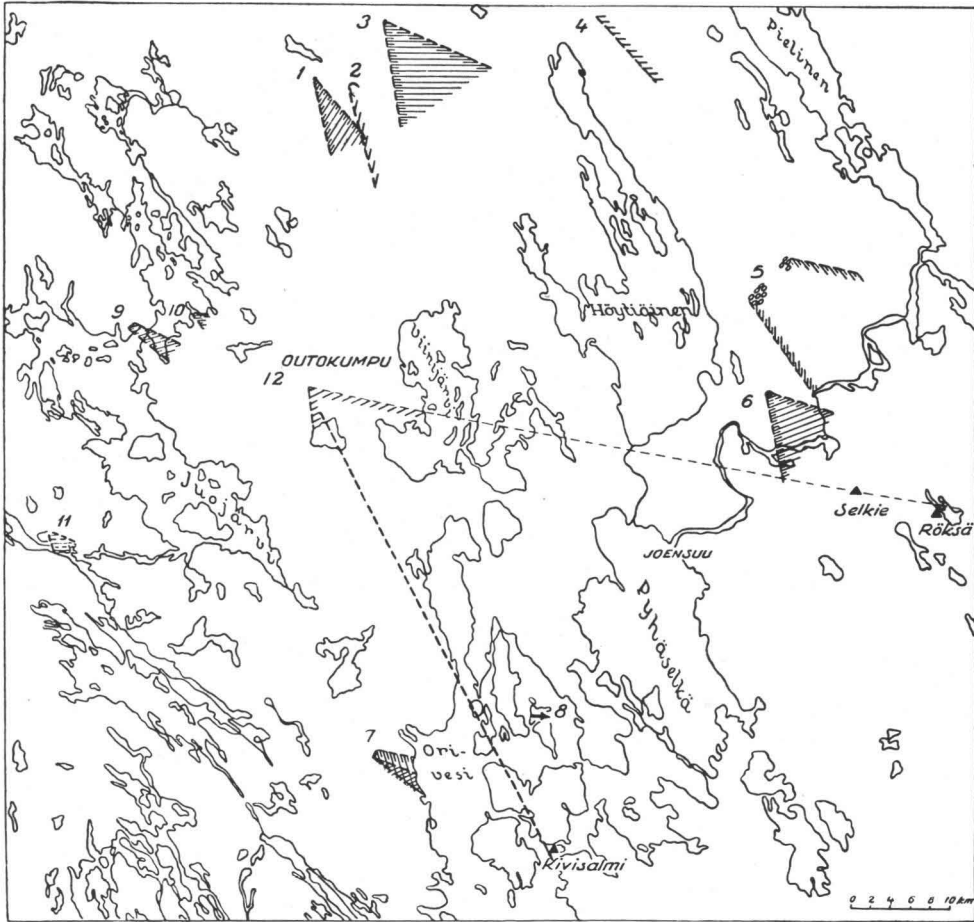


Abb. 48. Die Eisverfrachtung wiedergebende Blockfächer für Nordkarelien.

- | | |
|--|------------------------------------|
| 1 = Skarngestein des Suovaara | 8 = Schwefelkies von Karhunsaaari |
| 2, 3 und 4 = Serpentinifächer | 9 = Asbeststein von Paakkila |
| 5 = Konglomerat von Kontiolahti | 10 = Asbeststein von Karvolanniemi |
| 6 = Granit von Paihola | 11 = Serpentin von Kontisalmi |
| 7 = Serpentin und Quarzit von
Petäjäjärvi | |

1—7 nach Vähätalo (brieflich), 8 nach Saksela (1933) und 9—11 nach Aurola (1955).

entspricht. Auf die Wirkung der letzteren jüngeren Eisbewegung in diesem Gebiet ist bereits oben (S. 64) im Zusammenhang mit der Wanderung der Quarzite hingewiesen worden.

Der Asbeststeinfächer von Paakkila (9) bezieht sich auf das Unruhe- und Übergangsgebiet zwischen den Oszügen Tuusniemi—Rikkavesi (S. 30—31). Der Fächer spiegelt die in der Umgebung stärkste und am häufigsten wahrzunehmende Bewegungsrichtung von etwa NW—SW.

Die einzige Ausnahme in bezug auf die in ihrer Umgebung festzustellende Schrammenrichtung bildet die Richtung des von Aurola (op. c.) ausgearbeiteten Blockfächers (10) von Karvolanniemi. Dieser kurze (— zwar nur nach einigen Steinen gearbeitete —) Fächer bezeugt westnordwestliche Verfrachtung, obgleich nach den Schrammenbeobachtungen die vorherrschende Eisbewegung in dieser Gegend etwa von Norden her vorgeschritten ist. Da aber die älteren Schrammen vieler Kreuzschrammenstellen auf verhältnismässig weiter Fläche westlicher und nördlicher eine westnordwestliche Verfrachtung verraten, dürfte meines Erachtens der Fächer von Karvolanniemi in seiner Gesamtheit als »fossil« zu betrachten sein. Die Gegend ist offenbar auch weiter östlich in der Umgebung des Rikkavesi Übergangsbiet der Eisbewegungen gewesen. Erst nach Entstehung der Oszüge scheint eine örtliche Trennung und Festigung in den Bewegungsrichtungen der Gletscherzungen eingetreten zu sein.

Eine Sonderstellung unter den übrigen nimmt der schon klassisch gewordene Erzblockfächer von Outokumpu ein. Outokumpu liegt ja gerade an der Grenze des vorherrschenden nordnordwestlichen Schrammensystems, in einem Gebiet, in dessen unmittelbarer Nähe, südlich davon, die westliche Schrammenrichtung sogleich vorherrschend wird. Schon dieser Sachverhalt wies wahrscheinlich auf eine weiträumige Eisverfrachtung hin. Jeder in Nordkarelien länger umhergekommene Erz- oder Glazialgeologe ist denn auch seinerseits dazu gekommen, an der praktischen und theoretischen Klärung der Ausbreitungswege der Erzblöcke von Outokumpu teilzunehmen. — In der Prospektionsphase war den losen Blöcken nur im qualitativen Sinne Aufmerksamkeit zugewandt worden, und erst einige Jahre nach dem glücklichen Fund des Erzvorkommens wurde eine genaue systematische Darstellung über das Auftreten der Erzblöcke in den nächsten Umgebungen der Durchbrüche abgefasst (Mag. Alppi Talvia). Der betreffende Blockfächer ist kurz und zeigt die deutlich hervortretende Richtung NNW—SSE, wie auch die Schrammen der Umgebung. Nur das Auftreten der drei nördlichsten Blöcke hart östlich der Erzdurchbrüche ist in gewisser Masse auffallend, wie Saksela (1948, S. 26, und Vortrag vom 23. X. 1947) betont hat. Das Entstehen einer so grossen Streuung auf kurzer Strecke ist schwer als Auswirkung der vorherrschenden nordnordwestlichen Bewegung zu verstehen. Ausser den drei erwähnten Blöcken haben einige Erzblöcke, die in den östlich von Outokumpu gelegenen Gegenden, in Kontiolahti-Selkie und Kiihtelysvaara-Röksä angetroffen worden sind (vgl. u. a. Eskola 1923, Sauramo 1924, 1940, Väyrynen 1928, 1935, Marmo 1950, Saksela 1951, Aurola 1955), Hinweise darauf gegeben, dass der Durchbruch von Outokumpu als Sender von Steinmaterial nicht allein in »natürlicher« südsüdöstlicher Richtung (Kivisalmi, Sortavala), sondern auch ostwärts gewirkt hat. Vom Typ Outokumpu könnten nämlich der eine der Blöcke

von Selkie sowie der Block von Röksä sein. Am sichersten ist vom Typ Outokumpu bei den genannten Blöcken aber nur der klassische Block von Kivisalmi (Saksela 1951).

Als Erklärung für das Wandern der genannten östlichen »Blöcke von Outokumpu« hat man spätglaziale, in tiefem Wasser erfolgte »Flossverfrachtung« in Betracht gezogen (Eskola 1923; Sauramo 1924, 1940). Dagegen halten Aurola (1938, 1955) und Hyypä (1954) eine in zwei Phasen erfolgte Eisverfrachtung für wahrscheinlich, bei der die westliche, jüngere Bewegung die betreffenden Blöcke an ihre östlichen Fundstellen gebracht hätte. Es ist sicher, dass Blocktransport in Nordkarelien sowohl durch Eisflosse als auch als Ergebnis der Zusammenarbeit mehrerer Eisbewegungen vonstatten gegangen ist. Das eben beweisen schon die auch an den gemeinen Gesteinen gemachten Beobachtungen. Und was die komplizierte Eisverfrachtung angeht, so mag es im Untersuchungsgebiet keine Gegend geben, wo in der Glazialzeit nur eine einzige Bewegungsrichtung des Eises geherrscht hätte. Doch ist es vorläufig nicht erwiesen, dass die westliche Bewegung (I, s. S. 41) an der Südseite des Jaamankangas geradezu den Salpausselkä-Zug überflossen hätte. Die herrschenden Schrammensysteme eben haben gerade an der kritischen Stelle, zwischen Selkie und Heinävaara, einen sehr deutlichen Richtungsunterschied beiderseits des Salpausselkä, und das westliche (nach Nordosten gerichtete) Schrammensystem endet scharf am Salpausselkä. Auch Moränenpolster sind hier, wie weiter unten zu besprechen sein wird, auf glazifluvialen Material nur auf dem Proximalteil des Salpausselkä angetroffen worden. Südlich des Kiihtelysvaara wiederum ist die gleiche Richtung der betreffenden Schrammensysteme am einfachsten auf die Weise zu verstehen, dass das gegen Süden eintretende allmähliche Übergehen der westlichen Richtung in eine südöstliche an der genannten Stelle ein Gebiet erreicht hat, in dem die Richtungen der Schrammensysteme zu beiden Seiten des Salpausselkä annähernd gleich sind. Dass die sog. westliche Eisbewegung den Salpausselkä überschritten hätte, ist dennoch nicht durch die blosse Parallelität der Schrammensysteme zu beweisen. Die natürlichste Erklärung für das Wandern der Blöcke von Röksä und Selkie ist es auch meines Erachtens, dass sie schon vor der Entstehung des Salpausselkä ihre Fundstellen erreicht haben. Dann kann eine einfache Transportverbindung von Outokumpu direkt ESE in die östlichen Teile des Untersuchungsgebietes gezogen werden. Verhältnismässig viele Beobachtungen über alte westnordwestliche Schrammen an der Innenseite des Jaamankangas im Gebiet der nordnordwestlichen Richtung (u. a. Polvijärvi, Harmaasalo, Taipale, Kaavi; s. Beilage I) nämlich erweisen, dass Selkie und Röksä geradezu in dem in diese Verfrachtungsrichtung ESE fallenden Sektor liegen. Ogleich sich mit glazialgeologischen Schlussfolgerungen gewiss keine endgültige Sicherheit gewinnen lässt in der

Frage, ob die betr. Blöcke aus Outokumpu sind, kann man also auf Grund neuer Schrammenbeobachtungen dennoch theoretisch an eine von Outokumpu ostwärts gerichtete Blockverfrachtung denken, die am besten als Vorgang einer einzigen Bewegungsphase zu verstehen ist. Doch ist in diesem Zusammenhang zu bemerken (worauf oben schon hingewiesen wurde), dass die Blöcke von Selkie und Röksä nach Saksela (1951) in den kleineren Einzelheiten dem Erztyp von Outokumpu immerhin nicht voll entsprechen. Darauf, dass das Muttergestein der in Rede stehenden Blöcke vielleicht auch näher, z. B. in der von den herrschenden Schrammen bezeichneten Richtung, gelegen wäre, weist die relative »Frequenz« der Blöcke hin. Nach mündlicher Mitteilung von Mag. phil. Matti Tavela ist nämlich bei einer augenblicklich vorzunehmenden Prospektierung in Selkie noch ein dritter, beträchtlich grosser Erzblock aufgefunden worden. Die Untersuchungen in diesem Gebiet gehen weiter und dürften einmal eine Antwort auf die Verfrachtungsfrage geben.

Der klassische Erzblock von Kivisalmi, der zu dem Funde von Outokumpu geführt hat, ist auch später noch Gegenstand besonderen Interesses und zahlreicher »Nachbesprechungen« finnischer Geologen gewesen. Zwar liegt der Block in einer dem alten nördlichen Schrammensystem entsprechenden geraden Verfrachtungsrichtung auf Outokumpu, aber überall in der Umgebung von Kivisalmi ist die jüngere westliche (westnordwestliche) Verschrammung sehr stark vorherrschend. Es haben sich Zweifel erhoben, wie sich der Block bei späterer Eroberung des Gebietes durch eine neue Eisströmung ungestört an seiner Stelle hätte erhalten können. Das Muttergestein des Blockes wäre demgemäss trotz allem im Westen zu suchen. Glazialgeologisch aber ist es meines Erachtens keine Schwierigkeit, anzunehmen, dass, wie auch die petrographische Untersuchung erweist (vgl. Saksela 1951, u. a.), der Mutterfels des Blockes der Outokumpu sein könnte. Schon früher habe ich u. a. im Zusammenhang mit dem Auftreten der Quarzite (S. 00) im Untersuchungsgebiet festgestellt, dass das von der alten Eisbewegung beförderte Steinmaterial bei der neuen Bewegung grossenteils verhältnismässig beharrlich an seiner Stelle verblieben ist. Oft hat die neue Eisbewegung die unterlagernden Sedimente kaum überhaupt deformiert, wie man in Nordkarelien (vgl. z. B. Abb. 35 und 36) und im übrigen Finnland hat feststellen können (vgl. Aurola 1949, 1955; u. a.). Schon als klassische Beobachtung seit den Zeiten Charpentiers ist es bekannt gewesen, dass sich unter einem Alpengletscher sogar grössere Grasmatten unbeschädigt haben erhalten können (Woldstedt 1954, S. 27). Auf die Möglichkeit, dass das Steinmaterial der Moräne ungeachtet einer neuen Bewegung des Landeises annähernd seine frühere Lage hat beibehalten können, hat denn auch Aurola (1955 S. 27) im Zusammenhang mit Nordkarelien schon früher hingewiesen. Ausserdem wäre es denkbar, dass der

Block von Kivisalmi während der jüngeren Bewegungsphase theoretisch von seiner äussersten westlichen Lagerstelle sogar einige Kilometer weiter nach Osten, in die Engenstelle des Seebeckens, hätte wandern können. — In dem theoretischen Falle, dass der Block von Kivisalmi nicht aus Outokumpu herrührte, müsste sein Muttergestein dennoch ein praktisch dem Outokumpu-Typ durchaus entsprechendes Erz vertreten.

SCHWERE MINERALIEN

In Verfolg der Eisverfrachtung nähert man sich, wie weiter oben gesagt, bei den Steinen mit einem Durchmesser von 3—10 mm der Grenze, unterhalb deren das Gestein schon in seine einzelnen Mineralien zu verfallen beginnt. Das feinere Moränenmaterial enthält hauptsächlich die im Felsgrund des Gebietes häufigsten Mineralien: Quarz, verschiedene Feldspatarten, Biotit und Muskovit. Schon die gegenseitigen Frequenzverhältnisse auch dieser Mineralien bezeugen teilweise, aus was für einem Felsgrundgebiet das Moränenmaterial abgewandert ist. Die Frequenzverhältnisse derselben Mineralien sind begreiflicherweise verschieden z. B. in den Moränen, die aus den Erosionsprodukten der drei häufigsten Gesteine Nordkareliens, Glimmerschiefer (Phyllit), Granit oder Quarzit, hervorgegangen sind. Meistens jedoch beschränkt man die Untersuchung des feinkörnigeren Materials der Moräne (und sonstiger glazigener oder sedimentärer Erdmassen) auf die sog. schweren Mineralien. Es hat sich erwiesen, dass diese im allgemeinen zu sichereren Ergebnissen führen und sich leichter untersuchen lassen als die häufigen, leichten Gesteinmineralien (vgl. Edelman 1938, Sindowski 1938, Krumbein & Pettijohn 1938, Milner 1940).

Abgesehen von den in Lappland von G. Svedelius (1874—75) an Goldwaschstellen ausgeführten Untersuchungen, hat zuerst in Finnland Schwermineralbestimmungen A. Laitakari (1931, 1932, 1934) vorgenommen, der einige Flusssande Nordlapplands sowie Mineralpulver von Gesteinproben aus dem Felsgrund untersucht hat. Kivekäs (1946) hat an Moränenproben aus verschiedenen Gegenden Finnlands Schwermineraluntersuchungen angestellt, hat sich aber nur auf einen gewichtsquantitativen Vergleich zwischen schwerem und leichtem Teil beschränkt, ohne die verschiedenen Mineralarten zu analysieren. Als erster hat in Finnland R. Vanhala (1953) in seinen Untersuchungen über die südliche Grenzzone des Granulits Lapplands eine qualitative und quantitative Schwermineralanalyse regional auf die Moränen und das Verfolgen des Eistransports angewandt. In dem genannten Gebiet, in den Gegenden der Eisscheide, wo das Moränenmaterial auf weiter Fläche nur in geringem Masse verschleppt ist, verrät nach Van-

hala das Schwermineralmaterial in engem Anschluss die Schwankungen des Felsgrundes.

Unter Anwendung der bei Erforschung der Moränen Lapplands benutzten Methoden hat Vanhala im Laboratorium der Geologischen Forschungsanstalt in Helsinki freundlicherweise Schwermineralbestimmungen über etwa 50 von Verfasser in Nordkarelien entnommene Proben ausgeführt. Das Scheiden des leichten vom schweren Material ist nach den obengenannten Untersuchungen und Handbüchern unter Anwendung von 2.96 als Grenze des spezifischen Gewichtes und von 0.2—0.1 mm als zu untersuchende Korngrössenordnung ausgeführt worden. In dem so abgetrennten schweren Teil sind die Hauptmineralien Amphibol, Pyroxen, Erzminerale, Granat, Apatit und Epidot gewesen. Seltener sind ausserdem u. a. Zirkon, Turmalin und Staurolith angetroffen worden. Biotit, dessen spezifisches Gewicht beiderseits der benutzten Grenze schwankt, ist in der qualitativen Analyse nicht berücksichtigt worden, soweit er auf den schweren Teil entfallen ist. Amphibol und Pyroxen sind beim Untersuchen gewöhnlich zu einer kollektiven Gruppe vereinigt worden. Ihren Hauptteil haben aber verhältnismässig regelmässig Hornblende, seltener Diopsid, Hypersthen oder andere Mineralien der betreffenden Gruppe ausgemacht.

Als Typenproben der Schwermineralzusammensetzung hat Verfasser in den Zonen der drei im Gebiet häufigsten Gesteine, Glimmerschiefer, Granit und Quarzit, solche Moränenproben gewählt, in denen die Vorrangstellung des Hauptgesteins möglichst gross gewesen ist. Von den drei gewählten Proben haben die zwei erstgenannten je 97 %, der Quarztyp 86 % des Hauptgesteins in der Steingrösse von 3—10 cm enthalten. Die Schwermineralzusammensetzungen der Proben sind folgende:

	<i>Glimmerschiefer</i> Liperi (Nr. 64, Abb. 42)	<i>Granit</i> Pielsjärvi (Nr. 122)	<i>Quarzit</i> Pielsjärvi (Nr. 133)
Amphibol + Pyroxen	63 %	77 %	73 %
Erzminerale	19	11	10
Granat	6	—	3
Apatit	11	5	13
Epidot	1	7	1

Die Zusammensetzung der Typproben in der Tabelle zeigt keine deutlichen Unterschiede, nach denen z. B. die Gesteinkontakte festgestellt werden könnten. Die vorkommenden Unterschiede wirken verhältnismässig zufällig, denn auch bei einander nahe gelegenen Proben kann unabhängig von der Beschaffenheit des Felsgrundes ungefähr in den oben angegebenen

Grenzen ein Wechsel eintreten. Einen überwiegenden Teil der untersuchten Proben hat stets die Gruppe Amphibol-Pyroxen ausgemacht, als Extremwerte 55 und 89 % (im Mittel 65—75 %). Der einzige Typenunterschied schiene das regelmässiger, wenn auch spärlichere Vorkommen von Epidot in den Granitgebieten, aber sein fast völliges Fehlen an anderer Stelle zu sein.

Ein anschaulicheres Bild als die qualitative Mineralanalyse gibt für Nordkarelien bei den Moränen der verschiedenen Gesteinzonen die verhältnismässig verschiedene gewichtsquantitative Menge der Schwermineralien. Bei den dargestellten Typenproben hat der Anteil der schweren Mineralien im Glimmerschiefergebiet 8.0 %, im Granitgebiet 4.6 % und im Quarzitgebiet 3.1 % betragen. Bei dem gesamten gewichtsquantitativ untersuchten Probenmaterial der Moränen (16 Proben) hat die Menge der Schwermineralien zwischen 3.1—18.9 % geschwankt. Relativ höchste Werte sind im allgemeinen bei den Proben erhalten worden, deren Gesteinbestand Material von Gabbros, Amphiboliten oder anderen basischen Gesteinen des Gebietes enthalten hat (vgl. Aarnio 1935). Doch scheint die Wirkung der örtlichen Verhältnisse unabhängig von der Beschaffenheit des Gesteins bei allen Bestimmungen ein nicht unbedeutender Faktor gewesen zu sein.

Bei Anwendung der in der vorliegenden Untersuchung befolgten Analysenmethoden schiene es, wie wenn die häufigen schweren Mineralien der Moräne bei Erforschung der Landeisbewegungen in Nordkarelien nicht nennenswerter brauchbar wäre. Für diesen Zweck müssten sich im Schwermineralmaterial seltenere, für ein kleineres Felsgebiet spezifische Mineralien finden, die bei der Untersuchung den Leitblöcken des gröberen Materials entsprechen. Theoretisch wäre als ein derartiges Gebiet der von der umgebenden ausgedehnten Glimmerschieferzone petrographisch abweichende Outokumpu-Zug. Enthält er doch bekanntlich ein ungewöhnlich reiches Kupferkieserz, woneben in ihm in reichlichem Masse andere, häufigere Erzmineralien sowie verschiedene Chrommineralien anzutreffen sind. Bei Ausführung der Schwermineralanalysen hat denn auch von der übrigen Pyroxengruppe grün-hellgrüner Chromdiopsid geschieden werden können, dessen Auftreten in der Karte Abb. 49 angegeben ist. Wie die Karte zeigt, ist in der Nähe des Outokumpu-Zuges N-NW-seits überhaupt kein Chromdiopsid angetroffen worden, aber an der breitesten Stelle des Zuges bildet das Mineral ein starkes Maximum (52 %) und erscheint im allgemeinen wahrnehmbar dicht am südlichen Rande des Zuges¹⁾. Gegen Süden und Südosten nimmt die Frequenz stark ab. Auf Grund ununterbrochenen Auftretens könnte das noch in der Gegend des Sysmäjärvi anzutreffende

¹⁾ Als Übungsarbeit in der Universität hat auch Kauranne (1951) das Vorkommen von Chrommineralien in der Gegend von Outokumpu im Rahmen von 8 Proben untersucht.

Chromdiopsidmaterial als abgewandert vom Outokumpu-Zug angesehen werden, aber das Beobachtungsmaterial berechtigt doch nicht zu einer sicheren Schlussfolgerung. Chromdiopsid ist nämlich nicht ausschliesslich für den Outokumpu-Zug spezifisch. Aus Luikonlahti, im Kirchspiel Kaavi, kennt man schon von früher her ein reichliches Chromdiopsidvorkommen, woneben dieses Mineral in Nordkarelien bei den von der AG Outokumpu angestellten Untersuchungen auch hier und da an anderer Stelle angetroffen worden ist (Dr. V. O. Vähätalo, mündl. Mitt.), so dass bei den Moränenanalysen die etwa unter der Moränendecke verborgenen unbekanntem Vorkommen zu berücksichtigen sind. In das Rätsel des Erzblockes von Kivisalmi bringt das Vorkommen von Chromdiopsid somit keine Klarheit. Es sei bemerkt, dass das Vorkommen des Minerals in der Moräne von Outokumpu an nicht ununterbrochen ist, zudem ist auch in den unmittelbar neben dem betreffenden Zug entnommenen Proben das Mineral im allgemeinen nicht im Verhältnis so »reichlich« angetroffen worden wie in Kivisalmi (im Moränenschnitt südlich des Sundes in 3 m Tiefe 6 %, in 1.5 m Tiefe 4 % der Analyse). Das Auftreten des Chromdiopsids in Kivisalmi gibt daher die Möglichkeit zu verschiedenen Deutungen.

Erz (= im Mikroskop lichtundurchlässige Erzminerale) geht in alle Schwermineralanalysen als wesentlicher Teil ein, und nur selten ist seine Menge unter 10 % geblieben. Auf der Karte Abb. 50 ist das Vorkommen von Erz in einigen aus Moränenmaterial hergestellten Präparaten angegeben. Es ist zu erkennen, dass das kollektive Vorkommensbild der Erzminerale kaum überhaupt von Hilfe für eingehendere Auslegung der Eisverfrachtung ist. In einer bei Outokumpu (etwa 400 m SE-seits der Durchbrüche) entnommenen Probe liegt zwar ein etwas von der Umgebung abweichendes Maximum (37 %), aber der Einfluss des Outokumpu-Zuges selber scheint in seiner Gesamtheit bei Anwendung dieses Analysenverfahrens und dieser Probendichte nicht deutlicher hervorzutreten.

Qualitativ ist das oben beschriebene Erzmaterial nach Mag.phil. Lauri Hyvärinens erzmikroskopischer Untersuchung einiger stärker erzhaltigen Proben zur Hauptsache Magnetit, Magnetkies, Hämatit und seltener Pyrit gewesen, ausserdem hat die Probe aus Kivisalmi etwas Kupferkies als Einschluss in einem Korn enthalten.

Die angestellten Analysen haben erwiesen, dass im Vorkommen der Erzminerale ein ziemlich deutlicher Unterschied zwischen Moräne und glazifluvialen Material besteht. In fliessendem Wasser scheint sich das schwerere Mineralmaterial regelmässig mehr oder weniger angereichert zu haben. So wurde die reichlichste relative Erzmenge, 42 %, im Osmaterial von Ahonkylä angetroffen. Beim Os von Sätös machten die Erzminerale 30 % vom Präparat aus, während die nächsten Moränenproben entsprechend 9—18 % erwiesen. Der SE-seits des Harijärvi,

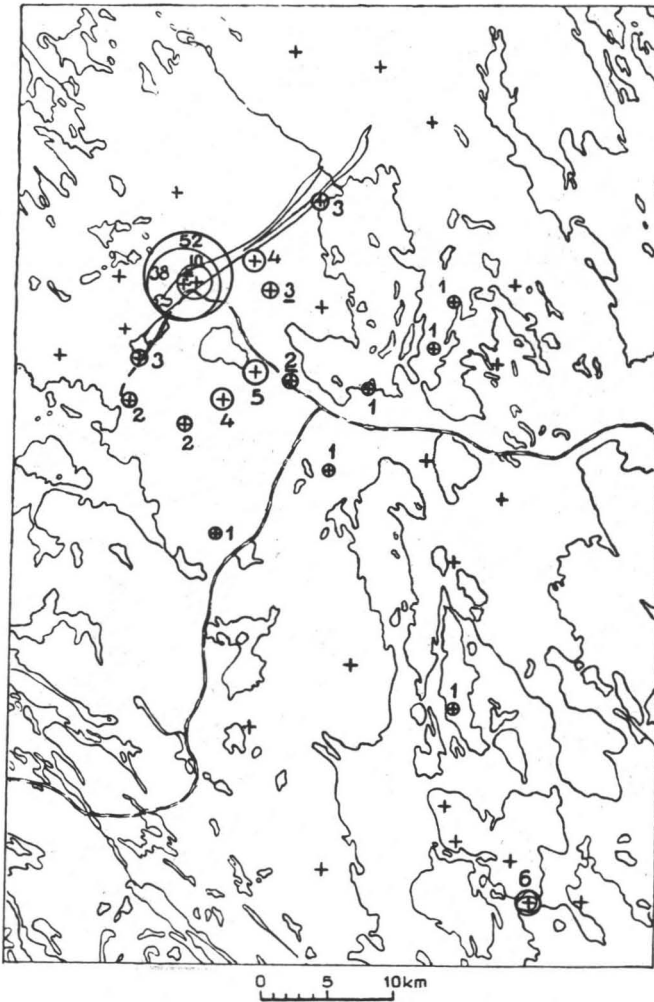


Abb. 49. Das Vorkommen von Chromdiopsid bei den Schwermineralanalysen für die mittleren Teile des Untersuchungsgebietes. Der Verlauf des Outokumpu-Zuges ist durch dicke Konturen schematisch bezeichnet. Die unterstrichenen Ziffern bedeuten Analysen über glazifluviales Material.

unter einem Moränenpolster lagernde glazifluviale Kiessand (Abb. 98) enthielt an Erzmineralien 22 % der Analyse, das Moränenpolster 14 %. — Die beschriebene Erscheinung spiegelt natürlich im kleinen das überall auf der Erde bekannte durch fließendes Wasser und Uferkräfte in Sandsedimenten vor sich gehende Anreichern schwerer Mineralien, wie Gold, Platin, Kassiterit usw., wider, — Verhältnisse, die u. a. in den Goldwäschereien von Finnisch-Lappland durch Nachahmen der Natur künstlich hergestellt werden.

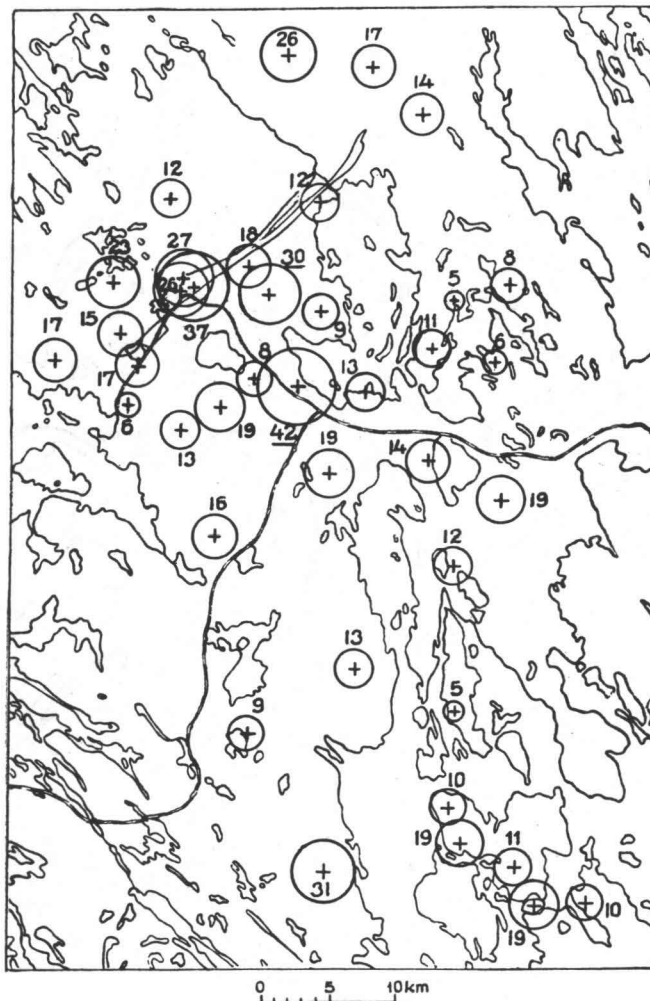


Abb. 50. Das Vorkommen von Erzmineralien in den Schwermineralanalysen. Der schwarze Punkt N-seits vom nördlichen Ende der Eisenbahn gibt das Gebiet der Durchbrüche an.

Die Schwermineralanalyse ersetzt in Nordkarelien als Indikator der Eisverfrachtung nicht die Steinzählungen. Die in den Analysen am häufigsten vorgekommenen Schwermineralien sind unter Gletscherbedingungen physikalisch und chemisch am widerstandsfähigsten, so dass aus diesen dauerhaften Mineralien eine Art »Gesamtmasse« der Moräne entstanden ist. Auf das Zustandekommen einer derartigen widerstandsfähigen »Gesamtmasse« wies ja bereits seinerseits das oben festgestellte

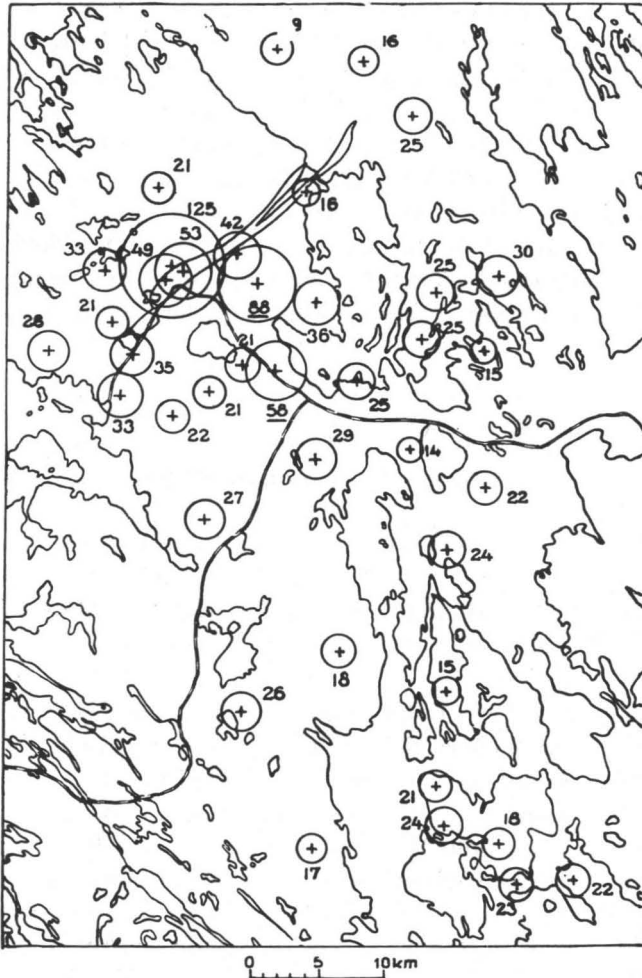


Abb. 51. Das Vorkommen von Kupfer nach den spektrographischen Analysen. Die Ziffern bedenten ppm-Werte.

verhältnismässig reichlichere Vorkommen granitischen Materials in den kleinen Steinen hin. Als wesentlich wirksamer Faktor ist aber die regionale Beschaffenheit des Felsgrundes zu berücksichtigen. Die schweren Mineralien in den Hauptgesteinen Nordkareliens sind (kollektiv) so ziemlich dieselben. Dagegen sind z. B. am Südrand des Granulitgebietes von Lappland nach Vanhala (s. oben) die Unterschiede der Gesteine in der betreffenden Hinsicht schon hinreichend gross, so dass dort die Schwermineral-

analysen bei der Erforschung der Felsgrundkontakte und der verschiedenen Zonen zu Hilfe genommen werden können. In Mitteleuropa hat man bei Sandsedimenten und Moränen auf Grund von Schwermineralien sogar sehr deutliche Mineralprovinzen unterscheiden können, auf deren Zusammensetzung sowohl das örtliche als auch das Wandermaterial eingewirkt hat (Edelman 1938, vgl. Woldstedt 1954, S. 118—119). In dem Gebiet der mächtigen Sandsedimente Mitteleuropas, wo der Felsgrund in weiten Räumen nicht hervortritt und wo eigentlich die Anwendung glazialgeologischer Forschungsmethoden schwierig ist, kommt den Schwermineralanalysen zweifellos eine sehr grosse Bedeutung bei der Klärung der Materialverfrachtung zu.

DIE FEINEREN KORNGRÖSSEN

Nach Behandlung der Schwermineralien wird in grössenmässiger Reihenfolge die Untersuchung auch auf die feinsten Bestandteile der Moräne ausgedehnt. In der Praxis bedeutet eine derartige Untersuchung ein Verfolgen der einzelnen Elemente in dem betreffenden Material.

Für dieselben Proben, die den Schwermineralanalysen zugrunde gelegen haben, hat Mag. phil. Arvo Löfgren im Laboratorium der Geologischen Forschungsanstalt freundlicherweise einige spektrographische Bestimmungen über die durch Sieben gewonnene Fraktion <0.25 mm ausgeführt. Als »Leitelement« ist Kupfer gewählt worden, dessen Vorkommen in Zehntausendstel-Prozent, sog. ppm-Werten, bestimmt worden ist. In Abb. 51 sind die bei dieser Untersuchung erhaltenen Ergebnisse wiedergegeben. Es kann festgestellt werden, dass in der Umgebung der Erzdurchbrüche von Outokumpu in der vorherrschenden Verfrachtungsrichtung der Vereisung ein deutliches, aber kurzstreckiges Maximum auftritt. Der höchste Wert, 125 ppm Cu, hat sich für den unteren Teil des Moränenschnittes, 4.5 m Tiefe, auf dem westlichen Durchbruch von Outokumpu, ergeben. Doch ist zu bemerken, dass sich für den oberen Teil des Schnittes, 1.5 m Tiefe, als entsprechender Wert nur 20 ppm Cu herausgestellt hat. In den allgemeinen Zügen erinnert das Vorkommensbild von Cu mit seinen Höchstwerten an die entsprechenden Vorkommensverhältnisse der Schwermineralien (Abb. 49 und 50).

Als deutlichstes Ergebnis der angestellten spektrographischen Analysen erscheint der im Osmaterial wahrzunehmende starke Anstieg der Cu-Menge im Vergleich mit nahe gelegenen Moränenmaterial. Die Erscheinung spiegelt eine infolge des glazifluvialen Stromes der Erzminerale erfolgte relative Anreicherung, von der oben im Zusammenhang mit dem Schwerminera-

lien die Rede gewesen ist. Bei Zuhilfenahme der Spektralanalyse im Erzschürfen ist es somit wichtig, die genaue quartärgeologische Beschaffenheit und Lage der zu entnehmenden Proben zu beachten.

Als Gesamtergebnis über die Eisverfrachtung von Geschieben verschiedener Grösse kann auf Grund von Verfassers Material festgestellt werden, dass, je feiner die zu untersuchende Korngrösse der Moräne (d. h. Steine, Kies, Sand oder feinstes Material) ist, im allgemeinen auf um so kürzerer Strecke die Eisverfrachtung ihrer Massen mit Sicherheit stetig verfolgt werden kann. In Verfassers Arbeit ist das Vorkommen von Elementen, in diesem Falle Kupfer, allerdings nur im prinzipiellen Sinne untersucht worden. Eine genauere Erforschung würde ein dichteres Probennetz voraussetzen.

AUSRICHTUNG DER STEINE

In der modernen glazialgeologischen Forschung hat sich die Ausrichtungsanalyse des Moränenmaterials zu einem recht zuverlässigen Hilfsmittel bei der Klärung der Bewegungen des Inlandeises herausgebildet. Besonders wichtig ist die vom Verfahren gebotene Hilfe in Gebieten, wo mächtige Schichten losen Bodens die Oberfläche des Felsgrundes bedecken oder wo die Verwitterung des Felsgrundes das Anstellen von Schrammenbeobachtungen verhindert, wie auch in Gebieten, wo glazigene Bildungen einen komplizierten Aufbau haben, indem sie z. B. mehrere übereinander gelegene, ungleichaltrige Moränenpolster umfassen, und wo sich mit Hilfe der petrographischen Zusammensetzung des Steinmaterials oder mittels anderer Untersuchungsmethoden kein präziser Ausgangspunkt für eine genauere Analyse der Fliessrichtungen des Inlandeises gewinnen lässt.

Wie Holmes (1941) in der von ihm dargestellten Historik der Ausrichtungsforschung anführt, sind schon gegen Ende des vorigen Jahrhunderts Beobachtungen gemacht worden, dass in den rezenten Gletschern die länglichen Blöcke sich in der Fliessrichtung des Gletschers angeordnet haben und dass des weiteren die Längsrichtung der Moränensteine oft dieselbe wie die im Gebiet herrschende Schrammenrichtung gewesen ist. Doch erst in den 1930er Jahren gelangte die Erforschung der Moränenausrichtung dank den in Norddeutschland und Norwegen ausgeführten Untersuchungen Richters (1932, 1933, 1936) auf quantitativen Boden. Die von Richter entwickelte Ausrichtungsanalysenmethode ist später insbesondere durch Holmes (1938, 1941) vervollständigt worden, der die Bedeutung von Form und Lage der Moränensteine für die Ausrichtung eingehend untersucht hat. Holmes hat seine Untersuchungen in den USA im Staate New York ausgeführt. Ausserdem hat u. a. Krumbein (1939) Ausrichtungsstudien an

Moränenmaterial in den USA sowie Lundqvist (1948) an verschiedenen quartären Bodenarten in Schweden gemacht. In Finnland haben sich Kivekäs (1946), Hyyppä (1946, 1948, 1950), Virkkala (1948, 1949, 1951), Mölder (1948, Mölder & Salmi 1954) und Okko (1949) mit der Erforschung der Ausrichtung glazigenen Materials, hauptsächlich der Moräne, befasst. Als Zusammenfassung dieser Untersuchungen kann festgestellt werden, dass sich die länglichen Moränensteine grösstenteils so ausgerichtet haben, dass ihre Längsachse die Richtung der Eisbewegung bezeichnet oder, was seltener vorkommt, rechtwinklig zu ihr verläuft. Häufiger denn als Hauptmaximum ist die letztere rechtwinklig gerichtete Tendenz meistens als gesondertes, quer zur Hauptrichtung verlaufendes Nebenmaximum zu sehen, das bedeutend schwächer als die Hauptrichtung, aber doch deutlich hervortretend ist. Die Ausrichtung ist von Form und Grösse der Steine stark abhängig. Die kleineren Steine (etwa 0.5—20 cm) nehmen leichter die Bewegungsrichtung an, während die Blöcke von über 50 cm im allgemeinen ihre Längsachse in eine quere Lage zu wenden suchen. Das letztere Streben verrät sich auch bei kleineren Steinen, die oval oder lang rhombisch geformt sind. Auch in fliessendem Wasser vollzieht sich nach Richter (1936) eine entsprechend geartete Orientierung: die kleineren Steine wenden sich in die Fliessrichtung, die grösseren rechtwinklig dagegen. Ist aber die Wasserströmung langsam vor sich gegangen, so wenden sich die kleineren Steine auch in eine quere Richtung, denn sie wandern auf der Sohle des Bettes rollend und nicht mit dem Strome schwimmend.

Verfasser hat in Nordkarelien Richtungsanalysen auf die Weise ausgeführt, dass er unterhalb der Bodenfrostgrenze, wenigstens in 0.6 m Tiefe in gleichem waagerechten Niveau mit dem Kompass die Richtung der deutlich länglichen Steine mit 5° Genauigkeit unter Berücksichtigung der Deklination gemessen hat. Die Grösse der gemessenen Steine hat zwischen 2 und 20 cm gewechselt, in der Mehrzahl zwischen 3 und 10 cm. Der Form der Steine hat Verfasser weniger Aufmerksamkeit als Holmes (op. c.) zugewandt. Als am wichtigsten ist es angesehen worden, dass der Stein deutlich länglich (die Längsachse wenigstens 1 ½mal so lang wie die Querachse) und die Lage seiner Längsachse annähernd waagrecht gewesen oder höchstens um 30° vom horizontalen Niveau abgewichen ist. Was die petrographische Beschaffenheit der Steine angeht, so genügen die Schiefersteine den Formansprüchen am besten, so dass sie die deutlichsten Orientierungsergebnisse liefern (— je länglicher der Stein ist, desto empfindlicher scheint er im allgemeinen der Schrammenform zu folgen). Die granitischen und basischen Gesteine sind in dieser Hinsicht am schwächsten. Doch sind im allgemeinen aus allen Gebieten verschiedenartigen Felsgrundes unabhängig von der Beschaffenheit des Gesteins hinreichend deutliche Ausrichtungsergebnisse zusammengekommen. Nur

etwa 10 % der ausgeführten Analysen haben keine deutliche Maximalrichtung ergeben, und derartige Analysen liegen auch aus Schiefergebieten vor. Im allgemeinen ist die Maximalrichtung schon durch 50 gemessene Steine klar geworden, aber ungefähr bei jeder zweiten Analyse hat sich die Messung noch bis zu 100 Steinen fortgesetzt. Das Ergebnis ist im letzteren Falle meistens dasselbe wie bei 50 Steinen gewesen oder praktisch dasselbe bei Schwankungen von nur 5—15° beiderseits der angegebenen Hauptrichtung.

In bezug auf die verschiedenen Moräentypen hat Verfasser in der Orientierung keine nennenswerten Abweichungen festgestellt. Deutliche Maxima haben die Analysen sowohl bei den tonigeren als auch bei den sandigeren Moränen ergeben. Nur bei reichlich steinhaltigem Material lässt sich öfters die Ausrichtung nicht überzeugend herausstellen, da bei derartigen Moränen die nahe beieinander gelegenen Steine einander in ihrer natürlichen Orientierung stören. Bei den im Untersuchungsgebiet anzutreffenden verschiedenen Strukturen der Moräne lässt die Ausrichtung gleicherweise keine deutlicheren Unterschiede erkennen. Eine allgemeine Tendenz schiene es dennoch zu sein, dass die Orientierung der Steine am stärksten auftritt in dem lamellenstrukturierten oberen Teil der Moränenschnitte, gleich unterhalb der Bodenfrosthöhe bis in etwa 2 m Tiefe, — also gerade in dem Teil der Moräne, auf den die Eisbewegung am nachhaltigsten eingewirkt hat (vgl. S. 48). Eine allgemeine, obschon nicht unbedingte Regel auch bei den übrigen Moränenstrukturen schiene es zu sein, dass die Orientierungstendenz weiter unten schwächer wird.

In Abb. 51 sind einige Beispiele von Verfassers Orientierungsanalysen dargestellt. Alle Diagramme über Moränenmaterial enthalten ein deutliches, wenn auch wechselnd starkes Maximalgebiet, d. h. eine aus nahe beieinander gelegenen, längeren Diagrammstrahlen bestehende mehr oder weniger einheitliche Gruppe, in deren Mitte meistens eine Hauptrichtung von grösserer Stärke als die übrigen liegt. Vom Maximalgebiet auswärts nimmt die Länge der Richtungspfeile schnell ab. Bei den Analysen mit deutlichem Ergebnis hat die Stärke der Hauptrichtung (des Maximums) im allgemeinen zwischen 10 und 26 % gewechselt. Nur in wenigen Ausnahmefällen haben einige schwächere Maxima (8—9 %) als genügend zuverlässig angesehen werden können. Dabei ist die Hauptorientierung jedoch als deutliche, einheitliche Gruppe erschienen (vgl. Abb. 51, Kokonvaara, 9 %). Doch braucht man meines Erachtens der Stärke des Orientierungsmaximums selbst bei den klareren Analysen keine entscheidende Aufmerksamkeit zuzuwenden und z. B. die Stärke der Eisbewegungsphasen als Mass anzusehen, da die Orientierung der Steine öfters von den Spaltungseigenschaften des Gesteins, d. h. von der Frequenz der »guten Ausrichtungssteine«, abhängig ist, wie bereits oben angeführt. Am

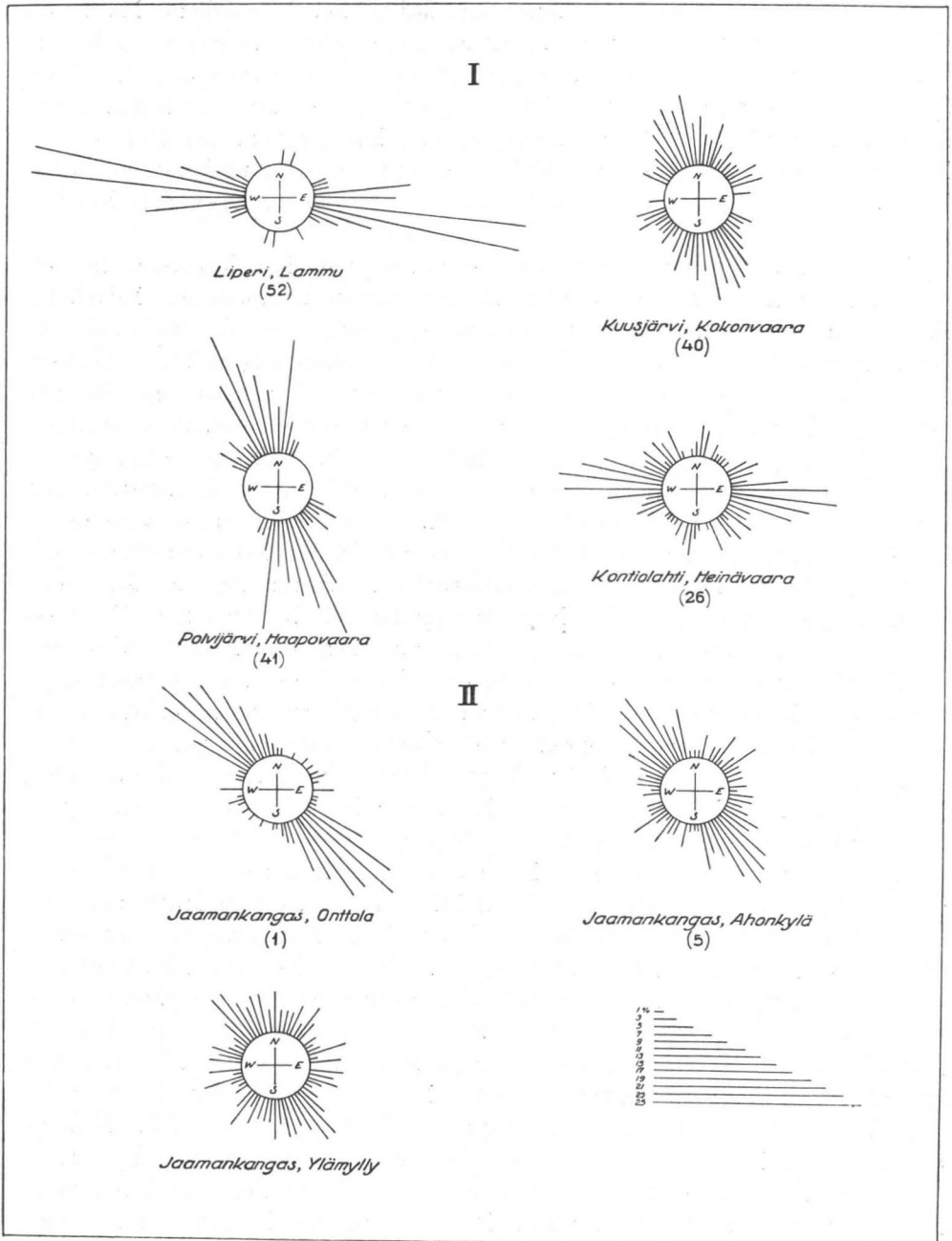


Abb. 52 a. Einige Orientierungsanalysendiagramme für das Untersuchungsgebiet.
 I=Moräne, II=glazifluviales Material.

wichtigsten ist es, dass das Maximum von genügender Gleichmässigkeit und normaler Stärke ist.

Bei den von Verfasser angestellten Analysen ist die Maximalrichtung grösstenteils die gleiche oder praktisch die gleiche gewesen wie die Fliessrichtung des Eises, die durch die vorherrschenden Schrammen in der Gegend bezeichnet ist. Zur Eisbewegung quere Maxima hat Verfasser nicht mit Sicherheit feststellen können. Die quere Orientierungstendenz ist als deutliches, aber kleineres Nebenmaximum bei etwa 1/3 der Analysen hervorgetreten (Abb. 52 a, Diagramm für Heinävaara in Kontiolahti).

Von den Altersverhältnissen der Fliessphasen des Eises geben die Orientierungsanalysen kein ebenso deutliches Bild wie die Kreuzschrammen und die verschiedenen Abtragungsfazetten der geschliffenen Felsen. Allerdings kann man in nahe gelegenen Gebiet weiter nördlich nach Virkkala (1948, S. 32—34) auch bei einer und derselben Orientierungsanalyse zuweilen ein Hauptmaximum und ausser dessen Querrichtung diagonale Nebenmaxima feststellen, die auf eine mit der Hauptrichtung nicht zeitgleiche Eisströmung hinzuweisen schienen. Somit wäre es denkbar, dass die Richtungssteine der Nebenmaxima in der neuen Strömung des Eises in einer Art reliktschen Lage verblieben wären oder aber umgekehrt die ersten Anzeichen einer neuen Bewegungsrichtung bedeuteten. Das Auftreten derartiger diagonaler Nebenmaxima ist im Material Verfassers recht zufälliger Art (s. Haapovaara, Abb. 51) und scheint keine sichere Tendenz zu erweisen. Wenn die Hauptrichtung deutlich und stark ist, kommen bedeutendere diagonale Nebenmaxima kaum vor. Ist wiederum die Orientierung schwächer, so können sich Maxima auch in mehreren Gruppen entwickeln (vgl. Kokonvaara), wobei jedoch der Beweiswert der ganzen Analyse schwächer ist. Das Auftreten von Nebenmaxima kann als Folgeerscheinung einer örtlichen Störung aufgefasst werden, z. B. eines grösseren Steines oder nahen Beisammenseins verschiedener Korngrössenkonzentrationen, wobei sich längliche Steine sowohl in der Hauptrichtung als auch in der störungsbedingten diagonalen Richtung anordnen, aber das Vorkommen beider Maxima als genetisch gleichzeitiger Vorgang zu erklären ist. Wenn eine neue Eisbewegung in ein Gebiet eintritt, schiene es meistens auf die Weise geschehen zu sein, dass einige Teile der früher abgelagerten Moräne eine polsterförmige Ganzheit bleiben, wobei sie ihre Ausrichtung und auch ihre übrigen Eigenschaften unverändert erhalten, während derjenige Moränenteil, der der Bearbeitung der neuen Eisbewegung ausgesetzt ist, in seiner Orientierung die letzte Bewegung erkennen lässt¹⁾. Die Grenze zwischen älterer

¹⁾ Zuweilen kann die schon an der Oberfläche, gleich unterhalb der Bodenfrostgrenze anzutreffende Moräne eine ältere Orientierung aufweisen als die nach den Schrammen an der betreffenden Stelle zuletzt herrschend gewesene Eisbewegung. In diesem Falle hat die jüngere Moränenakkumulation so schwach sein können, dass sie durch Verwitterung, Bodenfrost oder postglaziale Uferkräfte ihre Orientierungseigenschaft verloren hat und die Ablagerung geradezu schon abgetragen ist. Diejenige Moräne, die praktisch jetzt zuoberst an der Oberfläche liegt, gehört also schon zu einer älteren Bewegungsphase.

und jüngerer Moränenakkumulation braucht aber in den Schnitten nicht deutlich zu sehen und scharf zu sein. So hat Verfasser für Ohtaansalmi im Unruhegebiet Tuusniemi—Muuruvesi für verschiedene Tiefen Maxima verschiedenen Alters erhalten: für 1 m Tiefe die jüngere Richtung 305° und für 2 m Tiefe die ältere Richtung von 255° (Analysen Nr. 71 und 72), aber eine Polstergrenze ist im Schnitt doch nicht zu sehen gewesen, sondern das gesamte Moränenmaterial hat durchaus homogen ausgesehen.

Die regionale Ausrichtung des glazigenen Materials in Nordkarelien ist auf der folgenden Karte, Abb. 52 b, dargestellt. In den Hauptzügen haben die Richtungspfeile der Moräne auf der Karte dieselbe Allgemeinrichtung wie die in den verschiedenen Teilen des Gebietes vorherrschend auftretenden Schrammensysteme. Mit anderen Worten, die Analysen über Moränenorientierung geben verhältnismässig genau die jüngste Eisbewegungsphase jedes Teilgebietes an. Von den durch die Hauptschrammensysteme vertretenen Strömungen lassen sich so u. a. die ausserhalb des Salpausselkä erfolgte, NW-SE-gerichtete Bewegung (3) sowie die N- und S-seits des Jaamankangas verlaufenen Hauptbewegungen, die nordnordwestliche (2) und die westliche (1) Strömung, unterscheiden. Ferner können u. a. östlich des Höytiäinen ein weiter nach Westen gekehrtes Wenden der Richtungspfeile (Bewegung 6) sowie einige Bewegungsphasen kürzerer Erstreckung wahrgenommen werden.

In der Umgebung vom nördlichen Ende des Pyhäselkä fallen auf der Karte für Ausrichtungsberechnung einige an nahe beieinander gelegenen Beobachtungsstellen erhaltene Analysenergebnisse verschiedener Richtung auf. In der Verschrammung ist ja in diesem Gebiet die zur westlichen Hauptrichtung (1) gehörende nordöstliche Abtragung ausschliesslich vorherrschend, während die übrigen Schrammenrichtungen älter als diese und nur in Distallagen der Felsen sichtbar sind. Die Orientierungsanalyse Nr. 29, die für den NE-Teil des gleich südseits des Distalrandes des Jaamankangas gelegenen Moränenhügels angestellt worden ist, zeigt aber eine Maximalrichtung von 335° , die sogar besser (und zwar recht genau) die innerhalb des Jaamankangas auftretende nordnordwestliche Richtung (2) verträte. Bei Joensuu wiederum sind neben der normalen nordöstlichen Hauptrichtung zwei Analysen (82 und 48) erhalten worden, deren Maxima 275° und 280° betragen. Für diese Analysenergebnisse fände sich die richtungsmässige Entsprechung etwas weiter südlich in der Höhe des mittleren Teiles des Pyhäselkä sowie kollektiv als nächstältere Richtung der Schrammenbeobachtungen in der Nähe der Analysen selber. Es scheint offenbar, dass in der Gegend von Joensuu die gegen Nordosten gerichtete letzte Eisbewegungsphase von recht geringer Kraft gewesen ist. Sie zeigt sich ja auch in den Schrammen, besonders an den nördlichsten Beobachtungsstellen dieses Gebietes, nur als dünn erscheinende Abtragung. Die

jüngsten Bewegungen des Eises haben sich also, worauf weiter unten noch einzugehen sein wird, in der Gegend vom nördlichen Ende des Pyhäselkä stufenweise und mit abnehmender Kraft aus der westlichen Richtung gegen Nordosten gewandt (vgl. die Kreuzschrammenbeobachtung $230^{\circ}/260^{\circ}$). Während der älteren Strömungsphasen akkumulierte Moräne ist somit an einigen Stellen unter der jüngeren Bewegung in ungestörter Lage geblieben (vgl. oben S. 93). Die durch Analyse Nr. 29 vertretene Richtung schiene sogar eine noch ältere Strömungsphase als die westliche Richtung, schon in einer der Entstehung des Jaamankangas vorausgegangenen Zeit, zu erweisen. Ähnliche Verhältnisse dürften vielleicht auch durch die (schwächeren) Analysenmaxima von Kivisalmi in Rääkkylä (Nr. 10) bezeugt sein. Für den Moränenbuckel südlich des Sundes ergab sich nämlich als Hauptrichtung in 1 m wie auch 3 m Tiefe 330° — ohne westlichere Nebenmaxima. Dieses Ausrichtungsergebnis ist mit Rücksicht auf die Wanderung des klassischen in Kivisalmi gefundenen Kupfererzblockes vom Typ Outokumpu zu beachten. Auf nördliche Verfrachtung weist aber kein anderes für die Umgebung erhaltenes Analysenmaximum hin.

Die Orientierungsanalysen Nr. 73 und 74 von südseits des Sysmäjärvi, nahe beim Jaamankangas, beweisen meines Erachtens ein vor sich gegangenes örtliches Eisfließen gegen die genannte glazifluviale Bildung. In der Umgebung des Sysmäjärvi bilden Feinsand- und Schluffsedimente neben Moräne starke Ablagerungen auf dem Felsgrund, so dass Schrammenbeobachtungen aus dieser Gegend nicht zur Verfügung stehen. Gerade die Orientierungsanalyse gibt dabei die fehlende Ergänzung für die Erhellung der Inlandeisbewegungen.

Die Orientierungsanalyse Nr. 34 (225°) über die nächste Umgebung des Oszuges Kuusjärvi—Tuusniemi ist von einer Stelle, wo am Felsgrund starke, ähnlich gerichtete, gegen den Os gewandte Schrammen (218°) zu sehen sind. Dagegen kann über die einige Kilometer weiter südlich ausgeführten Analysen Nr. 69 (215°) und 81 (225°) nicht mit Sicherheit ausgesagt werden, ob sie dieselbe »transversale Strömung« vertreten, die hier nur noch in der Moräne hervorträte, aber nicht bis zum Felsgrund zu spüren gewesen wäre. In der Verschrammung ist nämlich als jüngste Richtung nur etwa 270° — 280° zu sehen. Ebensogut könnte es sich um ein quer zur vorherrschenden Hauptrichtung entwickeltes Maximum handeln, wie solche, wie oben bereits angeführt, von Holmes (1941) und anderen in ihren eigenen Untersuchungsgebieten in bestimmten Fällen festgestellt worden sind.

Als örtliche Anomalie dürfte das am W-Rande des Untersuchungsgebietes erhaltene ungewöhnliche Analysenergebnis von 330° (Nr. 89) aufzufassen sein. In den Schrammen besteht an der Stelle als jüngste Richtung 305° . Die Beobachtungsstelle liegt auf einem flachen Hang, und

das Moränenmaterial ist stark tonhaltig. Es hat sich somit sekundär etwas bewegen und dadurch auch auf die Ausrichtung einwirken können. Unsicher ist auch das Ergebnis der Analyse Nr. 106 (255°), bei der die Orientierung trotz dem erhaltenen wahrnehmbaren Maximum verhältnismässig zufällig wirkte. Kleinere örtliche Anomalien sind bei Vergleich mit der Schrammenkarte auch andernorts zu erkennen.

Als Einzelheit für sich seien die Analysen 59 und 60 angeführt, die in Rääkylä-Oravisalo über Moräne von Übergangsstruktur in etwa 80 m gegenseitigem Abstand ausgeführt worden sind. Die heterogene Beschaffenheit der Moräne von Übergangsstruktur spiegelt sich in den erhaltenen verschiedenen Orientierungsergebnissen von 255° und 275° .

Über das glazifluviale Material hat Verfasser weniger Orientierungsanalysen ausgeführt als über Moräne. Da in den glazifluvialen Flüssen die Strömung des Wassers, nach den entstandenen Kies- und Geröllschichten zu schliessen, im allgemeinen recht stark gewesen ist, wäre zu erwarten, dass die Steine sich in diesem Material mit der Strömung gleichgerichtet hätten (s. Richter 1936). So scheint es sich auch in Nordkarelien zu verhalten. Bei den ausgeführten Analysen haben sich deutliche Maxima herausgestellt, obschon diese im allgemeinen nicht so stark sind wie bei den Moränen.

Typischer als bei den Moränen schiene beim glazifluvialen Material das Auftreten quergerichteter Nebenmaxima zu sein. Es ist nämlich offenbar, dass ein Stein, der mit dem Strome wandernd aus irgendeinem Grunde seine mit dem Flussbett gleichgerichtete Lage verliert, sich leichter als in der Moräne in eine quergerichtete Stellung bringen kann, d. h. in eine Stellung, in der das Wandern mit dem Strome zunächst am leichtesten wird. Im allgemeinen ist die Ausrichtung des Materials in glazifluvialen Ablagerungen, besonders bei vertikaler Untersuchung, verhältnismässig abwechslungsreich, denn das Fliessen des Wassers ist nicht während der ganzen Zeit von gleicher Kraft und gleicher örtlicher Richtung gewesen. Dies verrät sich schon in den glazifluvialen Schnitten oft in dem in scharfer Grenze sichtbaren Korngrössenwechsel sowie in dem veränderlichen Verlauf der Schichten. Für Ruutunkangas, SW-seits Outokumpu, hat Verfasser z. B. aus 1 m Tiefe als Maximalrichtung 265° erhalten (Analyse 6), während sich für denselben Schnitt aus 3.5 m Tiefe ein Maximum von 305° ergab (Analyse 7). Es scheint jedoch die allgemeine Regel zu bestehen, dass in allen schmäleren glazifluvialen Rücken, seien sie nun selbständige Osrücken oder Teile ausgedehnterer glazifluvialer Bildungen, die Orientierung des Materials die Richtung der Rücken erkennen lässt. In den breiten Plateauteilen der Randbildungen hingegen zeigt das Material, soweit Beobachtungen vorliegen, eine zum Aufschüttungszug quere Ausrichtung. Die Strömung des Wassers, können wir auch gut annehmen, ist in den Entstehungsphasen

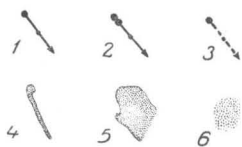
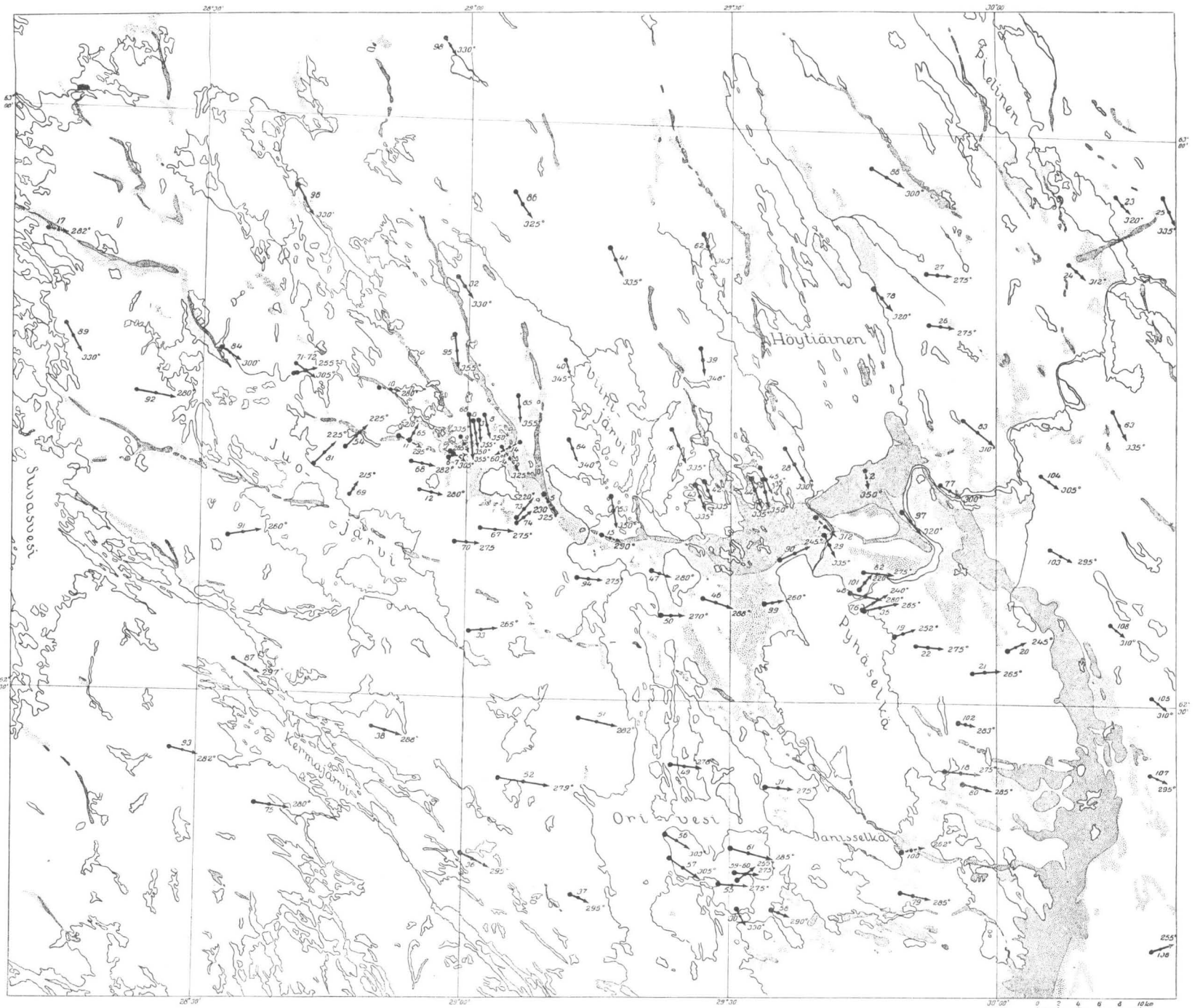


Abb. 52 b. Die Ausrichtung des glazigenen Materials im Untersuchungsgebiet.

- 1 = die für das Moränenmaterial erhaltene Maximalrichtung
- 2 = das die ältere Richtung bezeichnende Maximum
- 3 = die über glazifluviales Material gemachte Analyse
- 4 = glazifluviabler Rücken
- 5 = glazifluviales Plateau
- 6 = Sandfeld

solcher Bildungen in diesen Richtungen verlaufen. — Das in Abb. 51 a wiedergegebene Diagramm für Ylämylly am Jaamankangas zeigt einen Fall, in dem keine deutliche Orientierung hervortritt. Entsprechende Diagramme ergeben sich auch für unausgerichtetes Moränenmaterial. So undeutliche Analysenergebnisse haben gewiss nicht berücksichtigt werden können, obschon sie irgendeine Tendenz einzuschliessen schienen.

Die Ausrichtung des glazifluvialen Materials liefert selbstverständlich kein so deutliches Beweismaterial für die Bewegungen des Inlandeises wie die Ausrichtung der Moräne, doch gibt sie Fingerzeige für die Entstehungsphasen der betreffenden sortierten Gebilde und ihre Beziehung zum Eisrand. Wie oben bereits festgestellt, ist in schmalen osförmigen Rücken die Orientierung im allgemeinen mit der Längsrichtung der Bildungen gleichverlaufend. Auch die Analyse (Nr. 100, 252°) über den Os E-seits des Jäniselkä entspricht dieser Regel, denn die örtliche Richtung des Osrückens beträgt hier 260°. — Die Analyse Nr. 4 (60°) bezieht sich auf ein glazifluviales Hügel- und Rückengelände nördlich des Sysmäjärvi, und das Maximum zeigt die Richtung einer Abzweigung des Rückens, über den die Analyse ausgeführt worden ist. Die Spitze des Richtungspfeiles liesse sich bei dieser wie auch bei mancher anderen Analyse glazifluvialen Materials jedoch ebensogut am anderen Ende des Striches unterbringen, da in der Untersuchung nur die Längsrichtung der Wasserströmung, nicht aber ihre Herkunftsrichtung ermittelt worden ist. Soweit der Schnitt weit genug ist und die Schichten scharf sind, kann natürlich aus dem Schichtengefüge auf die Verlaufsrichtung der Wasserströmung geschlossen werden. Für die Moränenanalysen hat Verfasser die Herkunftsrichtung nach den Schrammenbeobachtungen, den geschliffenen Felsen und den Steinzählungen bestimmt und danach die Richtungsspitze an die Strecke gesetzt.

GLAZIFLUVIALE BILDUNGEN

Die Bewegungsrichtungen des Inlandeises spiegeln sich ausser in der glazigenen Abtragung des Felsgrundes, den Akkumulationsformen der Moräne, der Ausrichtung der Steine und der Wanderung des Mineralmaterials auch in den Ablagerungen der Schmelzwasser des Eises. Die wichtigsten unter den in Rede stehenden Bildungen sind die langen, schmalen Rücken, die sog. Oser (Esker), auf die oben in verschiedenen Zusammenhängen hingewiesen worden ist. Die Oser sind in bezug auf den Eisrand radiale, die Rückzugsrichtung bezeichnende Bildungen, die im allgemeinen im grossen ganzen parallel mit den im Gebiet vorherrschenden Schrammenrichtungen verlaufen (vgl. Flint 1928, 1947; v. Klebelsberg 1948; Woldstedt 1954). Ausser in den Osern findet sich in Nordkarelien glazifluviales Material als hauptsächlichlicher Baustoff auch in ausgedehnten, vor dem Eisrand aufgeschütteten Randbildungen, von denen im nächsten Kapitel gesondert die Rede sein wird.

Die Oser oder Längsoser erscheinen im Gebiet im allgemeinen als lange Züge, Rücken, die zwar sich schlängeln und hier und da unterbrochen sind, meistens aber meilenweit einer und derselben Gemeinrichtung nachgehen. Der vom Osknotenpunkt Outokumpu—Kuusjärvi ausgehende Os Tuusniemi—Riistavesi gehört als Anfangsteil zu dem längsten Oszug Finnlands, der sich über Siilinjärvi und Vihanti etwa 300 km weit quer durch das Land bis an die Küste des Bottnischen Meerbusens verfolgen lässt. Die wichtigsten Oszüge im Gebiet setzen an den Randbildungen Salpausselkä und Jaamankangas ein, aber es gibt auch Oser in gesonderten, kürzeren und längeren Zügen über das ganze Gebiet, wie in Beilage I im Zusammenhang mit der Schrammenkarte dargestellt.

Die Oser sind Bildungskomplexe, zu denen ein kennzeichnender schmaler, meist steilhängiger Rückenteil gehört (Abb. 53). Oft im Anschluss an den Rücken oder ihn ersetzend erscheinen auch Hügel- und Grubengelände sowie neben dem Rücken flache, vielfach ausgedehnte Feinsandböden. Auch der Rücken selber kann zu einem derartigen Sandfeld ausgeebnet sein. In den Querschnitten sind die Osrücken scharf-, rund- oder flachscheitelig (Abb. 53—56). Zuweilen kann der Scheitel sich zu einem viele hundert Meter breiten Plateau oder Grubenplateau erweitern oder in nebeneinander gelegenen Rücken auftreten.



Abb. 53a. Osrücken mit scharfem Scheitel. Hovisärkkä, bei Rikkaranta in Kuusjärvi.



Abb. 53b. Querschnitt durch eine typische schmale Osbildung. Heinävesi, Syrjä.

Das Material in den Osbildungen des Gebietes ist hauptsächlich stark sortierter Kies, Grobsand, Feinsand, seltener Steinschichten oder gerundete Blöcke (Abb. 58 und 59). Moräne (abgesehen von einer weiter unten darzustellenden Ausnahme) ist in den Osern des Gebietes nirgends angetroffen worden. Von der Nähe des Eisrandes in den Entstehungsphasen der Oser zeugen aber (ausser den Schrammenbeobachtungen) oft die an der Oberfläche, seltener in der inneren Teilen der Oser anzutreffenden grossen kantigen Blöcke (Abb. 60). Diese können, auf dem Scheitel der Oser gesammelt, sogar reichlicher als auf den Moränenböden der nächsten Umgebung auftreten.

Strukturell ist es für die Oser des Gebietes typisch, dass das Material sich in horizontalen und diagonalen Schichten angeordnet hat, die verhältnismässig flach abfallen, weg von der durch die Längsrichtung des Oses bezeichneten Rückzugsrichtung des Eises. Soweit das Material weniger grob ist, d. h. Fein- und Grobsand, können die Schichten (besonders in den Randteilen der Bildungen) einander scharf schneiden, wobei sie aber grösstenteils ihre obengenannte allgemeine Verlaufstendenz beibehalten. In den Querschnitten ist es am typischsten, dass die Schichten in mehr oder weniger waagerechtem Niveau verlaufen, abgesehen von dem Oberflächenteil der Gehänge, wo die Schichten infolge Rutschens schräg die Hangrichtung verfolgen. Abb. 62 zeigt ein typisches im Querschnitt waagerechtes Schichtengefüge im Kern des Oses (vgl. auch Brander 1934, S. 24: von M. Sauramo aufgenommenes Bild von nahe gelegenen Gebiet, Varpaisjärvi). Ist das Material grober Kies und Geröll oder noch gröber, so ist die Schichtenstruktur undeutlicher und oft ohne irgendwelche Strukturzüge, oder es ist nur der Verlauf einiger stärkeren Schichtengruppen zu erkennen, kleine Züge treten gar nicht hervor. — In Abb. 61 sind einige in den Osschnitten des Gebietes zu sehende, häufige Strukturtypen schematisch dargestellt.

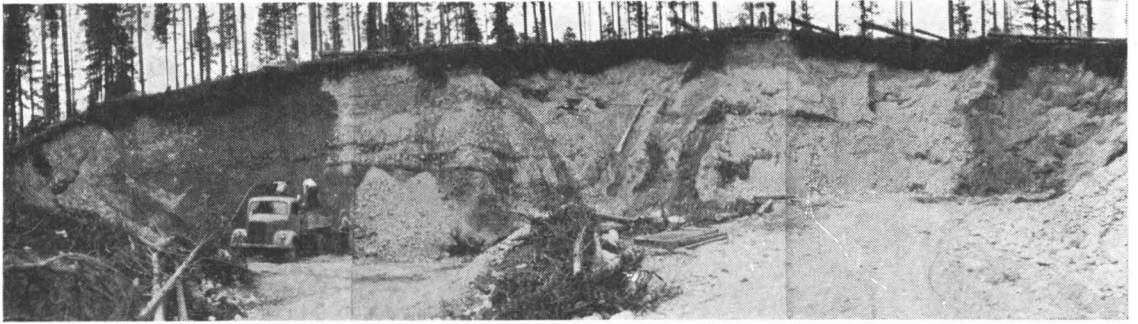


Abb. 54. Querschnitt durch eine flache rundrückige Osbildung in Tuusjärvi, Riistavesi.

In glazifluvialen Hügeln (Kames) schiene die Schichtenstruktur, soweit Beobachtungen vorliegen, in gewissem Masse unruhiger. Die Strömung des Wassers hat in der Entstehungsphase der Bildungen, zwischen grossen Eisblöcken, in ihrer Richtung und örtlichen Kraft offenbar mehr gewechselt als in den Osern, d. h. sie ist behinderter gewesen als bei der Sedimentation der Osbildungen. Die Diagonalschichtung hat sich in den Schnitten des Hügel- und Grubengeländes zuweilen zu Kreuzschichtung entwickelt (Abb. 68), obschon waagerechte Schichtung auch häufig vorkommt. Der auf den Abb. 66—68 wiedergegebene Schnitt kann allerdings ebensogut zu der Randbildung Jaamankangas gezählt werden, da er gerade in dem Gebiet

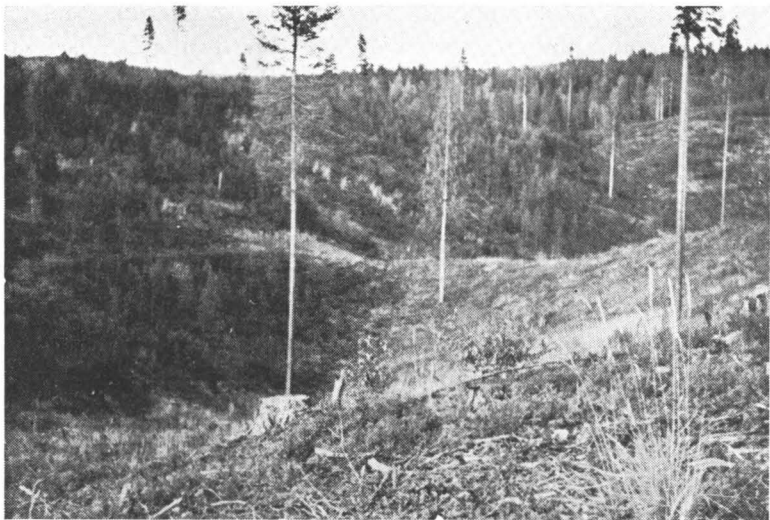


Abb. 55. Osgruben zwischen parallelen Rücken in Vehmasmäki, Tuusniemi.

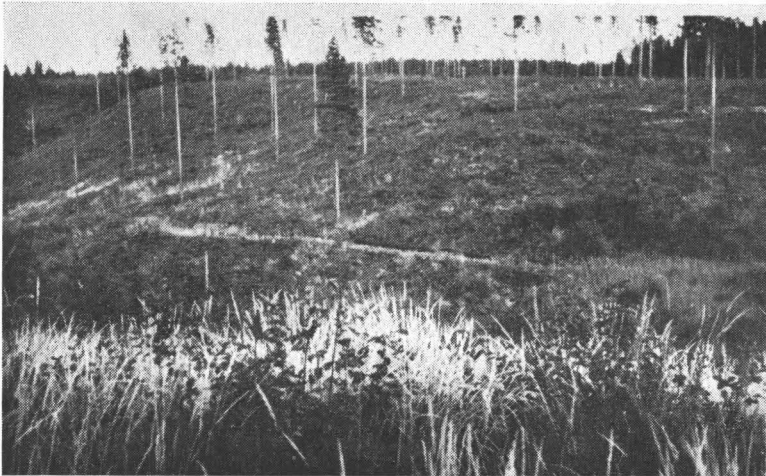


Abb. 56. Osplateau (um 140 m ü. d. M.) in Vehmasmäki, Tuusniemi.

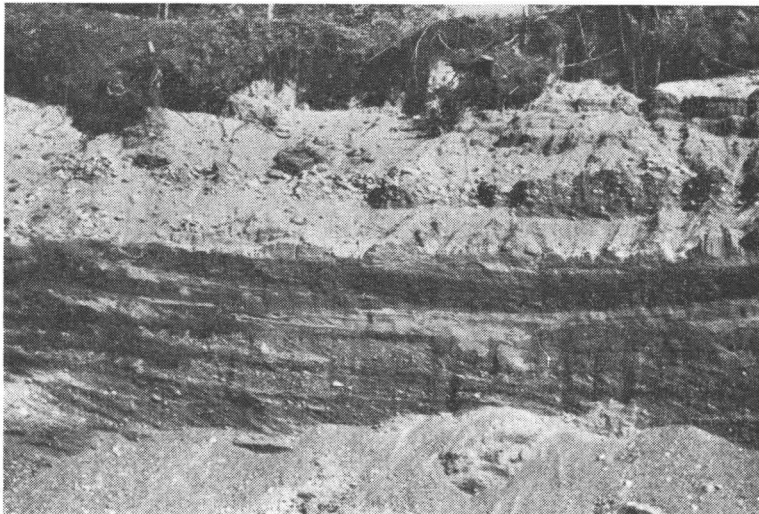


Abb. 57. Kies- und Grobsandschichten in dem Os von Juankoski.

liegt, wo der Os sich von dem Randbildungszug trennt. Gerade an derartigen Stellen erscheint auch am besten Hügel- und Grubengelände (Leiviskä 1920).

Die heutige Form der Oser ist nicht immer ganz primär, dem Akkumulationsstadium entsprechend. Namentlich durch die Wirkung spät- und postglazialer Uferkräfte sind Erosion und auch bedeutende Umlagerung eingetreten. Das beweisen die an den Oshängen allgemein zu sehenden



Abb. 58. Grobes glazifluviales Material in dem Lehmo-Os. Die Blöcke sind stark gerundet.

Voruferhänge, Uferablagerungen und die am Fusse der Oser ausgebreiteten weiten Sandfelder. Der Osrücken selber hat dadurch einen ausgeebneten Scheitel erhalten können oder ist bei den schmalsten Bildungen infolge der beiderseits der Hänge vor sich gegangenen Abtragung abgeschärft. Im Material der Oser können auf den Hängen und dem Scheitel, zuweilen auch tiefer, sekundär ebenfalls Schluff und Ton, Sedimente einer einstigen Wasserbedeckung, angetroffen werden. Ein allgemeiner Strukturzug der Oser besteht auch darin, dass sich in den Oberflächenteilen durch Wirkung von Uferkräften Geröll und Blöcke angereichert haben, so dass die Oberfläche dieser Bildungen also meistens aus größeren Massen besteht als ihr Inneres.

Die absolute Höhe dieser Bildungen ist stark von den allgemeinen Höhenverhältnissen des Felsgrundes abhängig. Da die Oser des Gebietes im allgemeinen bis zu einer relativen Höhe von 5—40 m aufsteigende

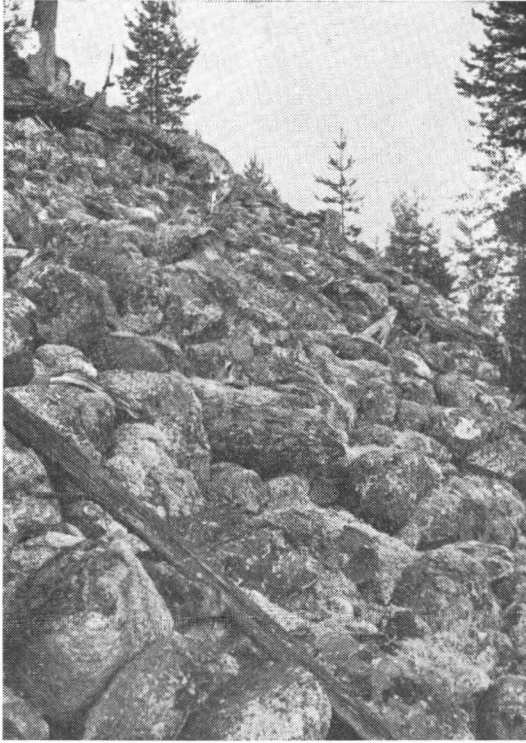
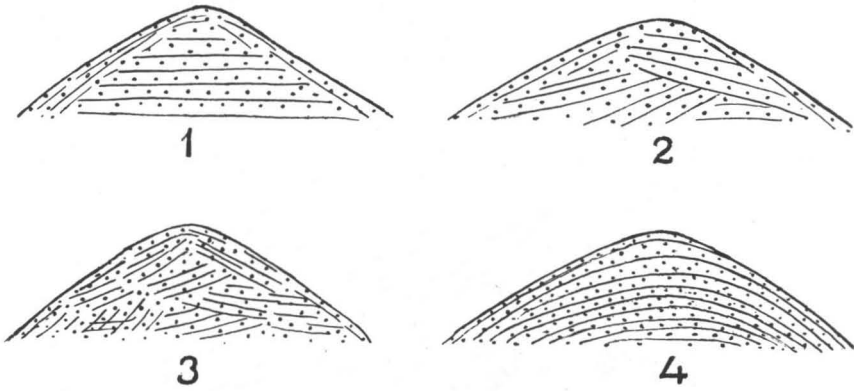


Abb. 59. Oshang mit Steinen und Blöcken in Syrjä, Heinävesi.



Abb. 60. Kantige Blöcke im Osmaterial des Oszuges Tuopanjärvi—Ripulinjärvi.

I



II

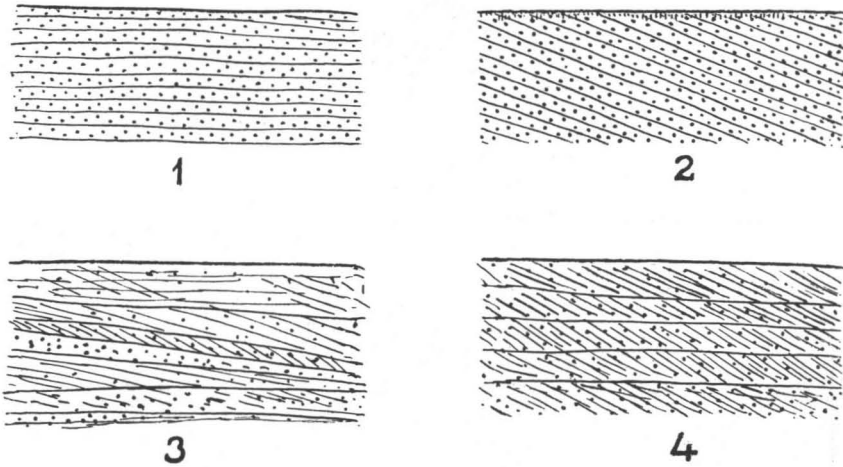


Abb. 61. Einige Strukturtypen der Oser im Untersuchungsgebiet.
 I = Querschnitte, II = Längsschnitte.
 Am häufigsten kommen I, 1 sowie II, 1—3 vor.
 II, 4 ist in erster Linie nur in Details anzutreffen.

Ablagerungen sind, bleiben ihre Scheitelpunkte in niedrigerem Gelände in einer geringeren absoluten Höhe als auf höher gelegenem. Im übrigen erscheinen Oser über das Untersuchungsgebiet verhältnismässig gleichmässig in Abständen von 10—20 km.

Zu der beträchtlichsten absoluten Höhe scheint nach dem zur Verfügung stehenden Material der Os Tuopanjärvi—Ripulinjärvi aufzusteigen,



Abb. 62. Waagerechte Schichtstruktur in einem Ossschnitt bei der Kirche von Riistavesi.



Abb. 63. Längsschnitt im Lehmo-Os bei Onkilampi. Vom Typ II, 3.



Abb. 64. Flach abfallend waagerechte Schichtstruktur in einem Plateaurücken im Ose Juankoski. Längsschnitt.

dessen Scheitelpunkte in einigen Hügeln W-seits des Sees Ripulinjärvi (Spiegel 152 m) über 180 m Höhe erreichen (s. topographische Karte 1 : 100 000, Blatt Ahmovaara). Einige Kilometer weiter nördlich, W-seits des Dorfes Puso, bildet der Osscheitel ein 200—300 m breites Plateau oberhalb der 170 m-Höhenkurve. Von da aus nach Nordwesten gegen den Tuopanjärvi (Spiegel 123 m) sinkt die allgemeine Geländehöhe, und auch die Scheitelhöhe des Oses vermindert sich auf 160—140 m. In seinem allgemeinen Verlauf folgt der Os Tuopanjärvi—Ripulinjärvi die Richtung der alten

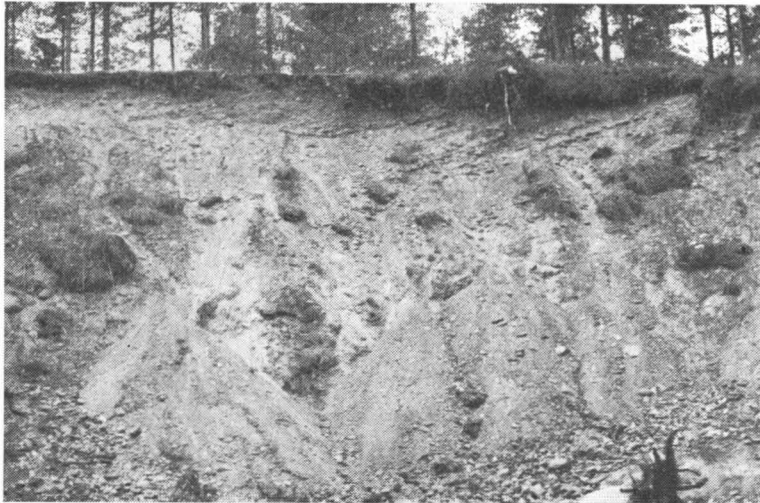


Abb. 65. In der Längsrichtung des Oses diagonal geneigte Schichten in dem nördlichen Lehmo-Os.



Abb. 66. Glazifluviales Hügel- und Grubengelände bei einem Eisenbahnschnitt, von der Station Sismajärvi 1.5 km nach SE.

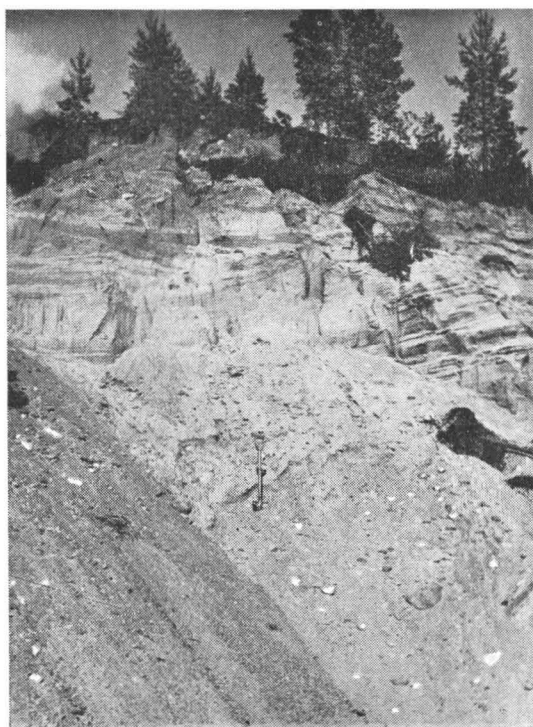


Abb. 67. Schichtgefüge in dem obigen Schnitt.

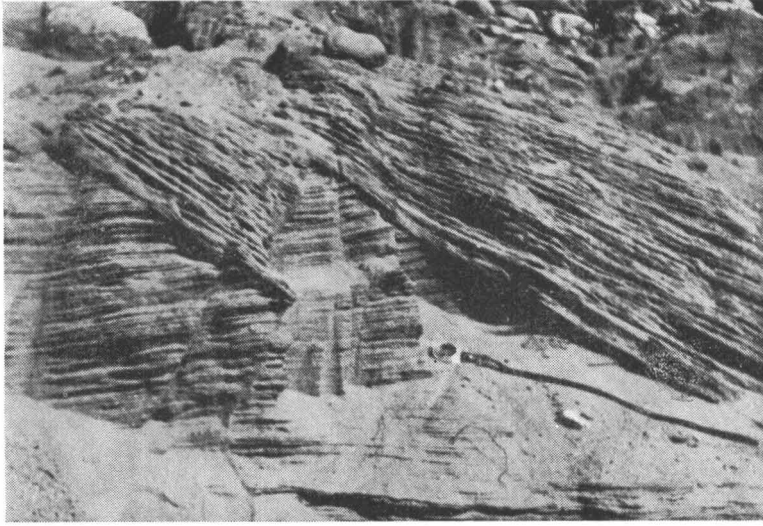


Abb. 68. Kreuzschichtung (cross bedding) in dem obigen Schnitt. Dieses Gefüge ist auch in den Osen als Detailstruktur anzutreffen.

Bruchlinie des Felsgrundes, die die Kolvana-Furche NW—SE verlässt. — Andere höchste Oser im Untersuchungsgebiet, über die Angaben vorliegen, sind der Mäkräsärkkä im Kirchspiel Tuusniemi, an der Strasse von Kaavi, 170—175 m (Vfs. barom. Bestimmung), der Rauanjärvi-Os am N-Rand des Untsgeb. NW-seits des Martonvaara, über 150 m, die Insel Jouhtensaari im Höytiäinen 143 m, der Pykäläsärkkä an der Grenze zwischen Liperi und Kuusjärvi 140 m, ausserdem zahlreiche Bildungen mit Höhen von 140 m in verschiedenen Gegenden des Gebietes. Im grossen ganzen gibt es Oser im gesamten Gebiet also unterhalb der 180 m-Höhenkurve in allen Höhenlagen.

Das Auftreten der Oser ist in gewissem Masse von der Tektonik des Felsgrundes abhängig. Zwar suchen die Oser im allgemeinen Talstellen oder präglaziale Becken nicht geradezu auf, können doch die Oszüge oft sogar quer durch letztere verlaufen, aber die Oser vermeiden doch die höchsten Geländestellen des Gebietes. Ein gutes Beispiel dafür ist das Abwenden des Herajärvi-Oses aus seiner normalen nordwest-südöstlichen Richtung weiter nach Norden, nach Pielisjärvi, kurz vor den hohen Bergen des Quarzituges Koli. Dasselbe wird auch durch das Fehlen von Osern in den hochgelegenen Gegenden der Umgebung des Halivaara bewiesen. Gegenüber den im Felsgrund des Untersuchungsgebietes reichlich anzutreffenden Verwerfungs- und Bruchlinien treten die Oser wählerisch auf. Sie »verschmähen« oft deutliche und auch starke Bruchlinien, gehen aber unbedeutenderen nach oder halten sich etwas seitlich von den Bruchlinien. Soweit die Rückzugs-

richtung des Eises dieselbe gewesen ist wie die Richtung der besagten Linien, kann aber doch verhältnismässig häufig wahrgenommen werden, dass die glazifluviale Akkumulation diese Linien aufgesucht hat. Indessen schiene es typisch zu sein, dass der Anschluss der Oser an tektonische Linien in höher gelegenen Gegenden im gewissem Masse deutlicher wäre (vgl. den Os Tuopanjärvi—Ripulinjärvi), dass aber in niedriger gelegenen Gelände das Abhängigkeitsverhältnis labiler wäre und die Richtung der Oser mehr die vorherrschende Schrammenrichtung als die Tektonik des Felsgrundes befolgte.

Weiter unten werden wir auf die in verschiedenen Zusammenhängen über die Entstehung der Oser dargestellten zahlreichen Theorien und auf die von Verfasser nach seinen Beobachtungen vorgebrachten Gesichtspunkte zurückkommen. In diesem Zusammenhang sei nur beachtet, dass die in den verschiedenen Gegenden des Gebietes herrschenden Schrammensysteme jedes für sich ihre eigenen entsprechend ausgerichteten Osbildungen haben, — abgesehen von den allerjüngsten, über kurze Strecken ausgedehnten Bewegungen. Dies weist darauf hin, dass die Entstehung der Oser in dem Abschmelzstadium, wo das Eis noch verhältnismässig dick und bewegungsfähig gewesen ist, eingesetzt hätte.

RANDBILDUNGEN

Während die Oser radiale Bildungen sind, die in ihrer Langzügigkeit die Rückzugsrichtung des Landeises bezeichnen, sind die Randbildungen laterale, zur Richtung der Oser transversale Ablagerungen, die mit ihrer Lage ein im Rückzug des Eisrandes eingetretenes länger oder kürzer andauerndes Verharren oder örtliches Oszillieren widerspiegeln.

Wie bereits früher angeführt, gehören in den Bereich des Untersuchungsgebietes zwei ausgedehnte Randbildungen: der nördlichste Teil der längsten fennoskandischen Randbildung, des Salpausselkä, sowie die morphologisch diesem ähnliche, ausgedehnte Bildung Jaamankangas, die in einem W-E-gerichteten Bogen quer durch den mittleren Teil des Untersuchungsgebietes verläuft. Von den übrigen, kleineren Randbildungen genannt seien Uimaharju im NE-Teil des Untersuchungsgebietes, die Randbildung in Rääkkylä (Wilkman 1917, S. 68) sowie Huhusniemi nördlich des Härkinvaara. Die zwei letztgenannten Bildungen nähern sich jedoch schon den bei Längsosern im Untersuchungsgebiet und andernorts in Innerfinnland stellenweise anzutreffenden querverlaufenden Verzweigungen.

Über die morphologischen Züge der Randbildungen Finnlands haben verschiedene Forscher schon eine ausführliche Beschreibung auch für den Teil Nordkareliens gegeben (Leiviskä 1920, 1928, 1952; Sauamo 1927, 1940; Tanner 1938; Frosterus & Wilkman 1917). Im folgenden werden in erster Linie nur strukturelle Züge eingehender beachtet, die im Zusammenhang mit neuen Schnitten und der Bodenkartierung hervorgetreten sind und in die Erörterung der Entstehungsverhältnisse der Bildungen Klarheit schaffen.

SALPAUSSELKÄ

Der Salpausselkä ist ein aus verschiedenen Teilen zusammengesetzter Formenkomplex. Meist erscheint die Bildung als Plateau, Rücken oder Hügel- und Grubengelände. Mit diesen Hauptformen verbindet sich proximalseits stellenweise Topographie von Toteis (Leiviskä 1920).

Der Salpausselkä setzt in seinem Nordende, einem Knie des Flusses Pielisjoki, als schmaler und durchaus längsossförmiger Rücken ein (Abb. 69). Seine Massen sind stark sortierter glazifluvialer Kies, Grobsand und Geröll. Der Rücken erreicht in Paihola 140 m Höhe, in der der Scheitel

eben ist. Etwas weiter südlich verbreitert sich der Rücken, bildet aber eine sehr ungleichmässige Topographie, in der in grosser Zahl geschlossene Gruben, glazifluviale Hügel und Rücken, stellenweise Grubenplateaus (sog. Väärät mäet, »Falsche Hügel«) auftreten, wobei im allgemeinen die Scheitelhöhe zwischen 125 und 135 m ü. d. M. wechselt.

Weiter südlich, bei dem östlichen weiten Knie des Pielisjoki, bildet der Salpausselkä ein etwa 1.5—2 km breites ebenes Plateau (125—130 m), verläuft nördlich des Jukajärvi in parallelen Rücken, um sich dann südlich dieses Sees wieder zu erweitern, und behält durch das ganze Untersuchungsgebiet seine Plateauform bei (um 110—135 m ü. d. M.). Vorherrschende Form ist aber nicht ausschliesslich das Plateau, denn von SW-seits des Heinävaara an verbindet sich mit dem Salpausselkä eine höhere, unebene Hügel- und Rückentopographie, die den Landschaften der Proximalseite ihr eigenes typisches Gepräge verleiht. Unebene, höhere Topographie kann auch schon in den mittleren Teilen auftreten, wobei die Plateauform nur dem Distalteil verbleibt. Am weitesten nach aussen hat der Proximalteil oft von der Randbildung rechtwinklig ausgehende, kurze Oszungen, die offenbar als Spaltfüllungen (Flint 1928, 1947: crevasse fillings) im Eiskontakt entstanden sind. Als Material im Proximalteil kommt stellenweise auch Moräne vor, und das Gelände kann an der Oberfläche steinig und blockig sein (vgl. Leiviskä 1920). Von dem nahe gelegenen, im allgemeinen flacher gehügelten Gebiet der Grundmoränenbedeckung unterscheidet sich der Moränenteil der Randbildung meistens deutlich durch seine Höhe sowie in der Absteilung und Grubigkeit der Hänge wie auch dadurch, dass ebenfalls der Proximalteil als einheitliche, ununterbrochene Zone zu demselben Komplex, dem bogenförmigen Zug der Randbildung, gehört. Von der NW-Seite des Kiihtelysvaara nach Süden ist der Unterschied zwischen Proximalteil und nahem Moränengelände jedoch undeutlicher. Besonders in der Gegend von Hammaslah'i ist das Gelände mosaikartig, es umfasst dort abwechselnd aus Moräne und Osmaterial bestehende Hügel, Rücken und andere Formen sowie in Reihen die verschiedenen Stufen von Moräne bis zu sortiertem Material. Uneinheitlichkeit und Zusammenhangslosigkeit sind auch morphologisch für das Gebiet Hammaslahti kennzeichnend, wovon weiter unten des näheren die Rede sein wird.

Die höchste Stelle des Salpausselkä im Untersuchungsgebiet ist der im Proximalteil zwischen dem See Onkamojärvi und der Eisenbahnstation Onkamo gelegene Hügel Pahkamäki, dessen Höhe annähernd 170 m ü. d. M. beträgt. Nach der Versuchsgrube, die Verfasser auf dem höchsten Scheitel (Δ 168.3 m) ausgehoben hat, ist das Material in erster Linie glazifluvial, aber die Sortierung ist nicht sehr stark gewesen, da der ungeschichtete, etwas schluffig-feinsandige Kies und Grobsand auch scharfkantige Steine enthält. Es sei angeführt, dass unmittelbar südlich der Grenze des Unter-



Abb. 69. Der Salpausselkä als schmaler, osförmiger Rücken in Paihola.



Abb. 70. Längsschnitt in den schmalen Rückenteil des Salpausselkä in Paihola.

suchungsgebietes der Salpausselkä nach dem Nivellement von Leiviskä im Zentralrücken Miilunvaara eine Höhe von 176 m ü. d. M. erreicht und der Baustoff aus typischem, stark gerundetem Osmaterial besteht (Leiviskä 1920, S. 200).

Der innere Aufbau des Salpausselkä im Untersuchungsgebiet sei durch Beschreibung folgender typischen Schnitte beleuchtet:

Paihola. Der Schnitt liegt in einem schmalen, längssoförmigen Teil des Salpausselkä SE-seits des Weihers Pöllölampi. Die aus glazifluvialen Kies und Grobsand bestehenden Schichten neigen sich diagonal in der Längsrichtung des Rückens vom nördlichen Ende des Schnittes gegen sein südliches Ende (Abb. 70), wie entsprechend die Schichten der Längsoser weg von der Rückzugsrichtung des Eises (vgl. z. B. Abb. 65). In querer Richtung ist im Schnitt von Paihola ein waagerechtes Schichtgefüge zu sehen.

Tervasuo. Für die im Bau befindliche Eisenbahn Joensuu—Kovero ist der Salpausselkä SE-seits des Jukajärvi zwischen Tervasuo und Heinävaara durchstoßen worden. Die Randbildung verläuft hier als etwa 2 km breites glazifluviales Plateau, dessen höchste Stellen nach der topographischen Karte etwas über 130 m ü. d. M. steigen.

In dem Material herrscht hauptsächlich grober glazifluvialer Steinkies, in den unteren Teilen stellenweise Grobsand und Feinsand vor. Moräne ist auch im Proximalteil nirgends zu sehen. Als besonderer Zug im Aufbau seien erwähnt die etwa 400—500 m vom Proximalrand gegen die Mitte hervorgetretenen grossen, 1—2 m im Durchmesser messenden, vom Eis verschrammten kantigen Blöcke, die von etwa 3 m Tiefe an bis zur Basis des Schnittes auftreten (Abb. 76).

Im Schichtgefüge herrschen im allgemeinen die waagrecht verlaufenden Schichten vor, mit denen unregelmässig gerichtete diagonal- und kreuzgeschichtete Teile verbunden sind. Der Aufbau in den Oberflächenteilen weist auf eine spätere Umlagerung des ursprünglich akkumulierten Materials und eine allgemeine sekundäre Auebnung der Bildung hin.

Abb. 71 zeigt eine von Verfasser ausgearbeitete Figur über den Proximalteil des Schnittes von Tervasuo bis zu seinem mittleren Teil. Die strukturellen Einzelheiten gehen aus den Abb. 72—77 hervor.

Säkänie mi. Gegen das SE-Ende des Onkamonjärvi erstrecken sich vom Salpausselkä-Gebiet aus annähernd rechtwinklig einige breitere Land-

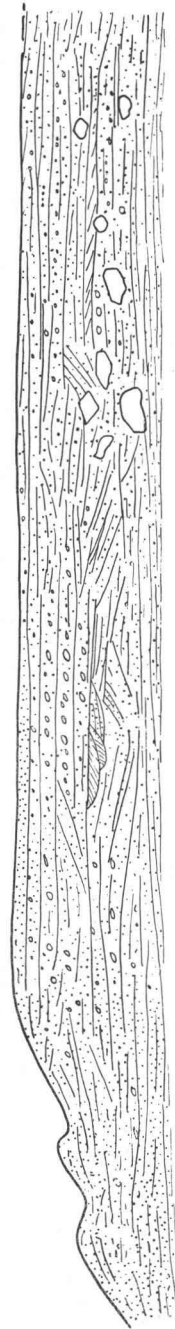


Abb. 71. Kiihtelysvaara, Tervasuo. Salpausselkä-Schnitt vom proximalen zum mittleren Teil. Länge des Schnittes um 600 m, seine Höhe 8—10 m, Scheitelhöhe 133—134 m ü. d. M.



Abb. 72. Proximalende des Schnittes von Tervasuo.



Abb. 73.

zungen, die bei früheren Kartierungen als Moränengelände und nicht zum Salpausselkä gehörig eingetragen worden sind. Oberflächenmorphologisch ähnelt denn auch das Gebiet steinigem Grundmoränengelände. Doch erweisen einige im Gebiet angelegte Schnitte, dass nur verhältnismässig geringmächtig im Oberflächenteil Moräne vorkommt und weiter unten durchaus sortiertes Material vorherrscht. Doch vermag eine steinige Moränenschicht der Physiognomie des Gebietes ihr eigenes Gepräge zu verleihen. In einem Schnitt in der Mitte der nördlichsten Landzunge, Säkäniemi, liegt zuoberst



Abb. 74.



Abb. 73—75. Schichtgefüge in einem Schnitt im Salpausselkä bei Tervasuo. Im Material herrscht stark gerundeter Steinkies vor.



Abb. 76—77. Grosse kantige Blöcke im mittleren Teil des Schnittes von Tervasuo.

ein etwa 1—1.5 m dickes Moränenpolster, das bis zur Basis des Schnittes, bis in eine Tiefe von etwa 7 m, von Fein- und Grobsand unterlagert ist (Abb. 78). In dem ganzen Proximalteil von Särkänieniemi bis zur Mitte der Randbildung ist das Gelände im allgemeinen grubig und ungleichmässig. Neben Moräne (oder moränenartigem Material) sind auch ausschliesslich aus

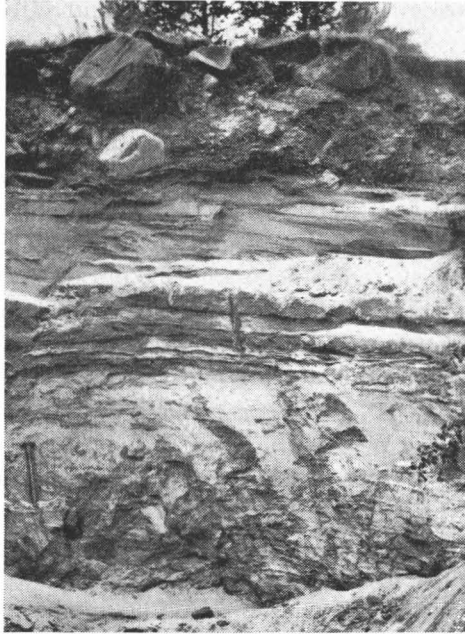


Abb. 78. Onkamo, Säkäniemi. Moränenpolster auf glazifluvialen Material im Proximalteil des Salpausselkä.



Abb. 79. Ein von Moräne überlagerter Grobsandhügel am Ostrande vom Proximalteil des Salpausselkä in Onkamo.

glazifluvialem Material aufgebaute Bildungen anzutreffen. Von dem obigen Schnitt etwa 1 km SE verlaufen in der Richtung von Säkäniemi einige kürzere, aber hohe und steilhängige, längsartige Rücken. In einem Schnitt im Hang eines schmälern Tales zwischen derartigen Rücken, am Wege, ist glazifluviales Material wieder von moränigem überlagert. In einem grösseren Schnitt im Scheitelteil eines benachbarten Rückens war das Material ausschliesslich grobes glazifluviales.

Es scheint offenbar, dass die radialen Rückenvorsprünge der oben beschriebenen Art als Spaltfüllungen im Eiskontakt entstanden sind. Der besagte Schnitt am Strassenrand erweist, dass zwischen den Spaltfüllungsbildungen in der Sedimentationsphase moränenhaltiges Eis gestanden hat, das den von den Seiten her in der offenen Rinne des Eises aufgeschütteten Rücken gestützt hat.

H a m m a s l a h t i. Wie oben bereits angeführt, verbindet sich mit dem Proximalteil des Salpausselkä in der Gegend von Hammaslahti ein umfangreicheres Gebiet, in dem die Topographie abwechslungsreich ist und das Aufbaumaterial aus Moräne und glazifluvialen Massen nebst zahlreichen Zwischenstufen besteht. Das Gebiet von Hammaslahti hat schon Wilkman (1917, S. 45—47) beachtet, auch hat Hyypä in den Jahren 1946—47 in der Gegend Untersuchungen ausgeführt. Die betreffende komplizierte Topographie beginnt annähernd in der Höhe des Kiihtelysvaara, wo sich an den W-Rand des Salpausselkä-Plateaus abwechslungsreiche Hügel, Rücken, kleinere Plateaurücken (solche sind im allgemeinen alle höheren Rücken der Gegend), geschlossene Gruben und netzförmige Täler anschliessen. Eine derartige Topographie setzt sich nach Westen bis zu den Gestaden des Pyhäselkä fort; sie umfasst im grossen ganzen das Gebiet, das bis zu dem nördlich um den Onkamojärvi verlaufenden Oszug reicht. Von da an nach Süden und von der Höhe des Kiihtelysvaara nach Norden verschmälert sich das betreffende Übergangsgebiet und schliesst sich weniger deutlich an die übrige Topographie des Proximalteils des Salpausselkä an.

In den Schnitten des Gebietes ist neben sortiertem glazifluvialem Kies, Grobsand und Feinsand meistens sog. Hammaslahti-Material zu sehen, in dem das Sortieren nicht deutlich ist, das aber eine moränenartig homogene Masse bildet, die durcheinander gerundete Steine, Kies, Grob- und Feinsand, aber sehr spärlich oder überhaupt nicht Tonpartikel enthält. Die Farbe ist im allgemeinen heller oder brauner als bei den Moränen, sonst aber ähnelt das Material in seinem Gefüge am ehesten ungeordneter Moräne (Abb. 82). Es handelt sich offenbar um ein Vermengen von Moräne und glazifluvialen Massen, das unter bestimmten, verhältnismässig gleichartig fortbestehenden Sedimentationsverhältnissen vor sich gegangen ist, wobei das Tonmaterial ausgewaschen worden ist. Der Übergang in beiden Richtungen ist aber recht empfindlich, und sogar in einem und

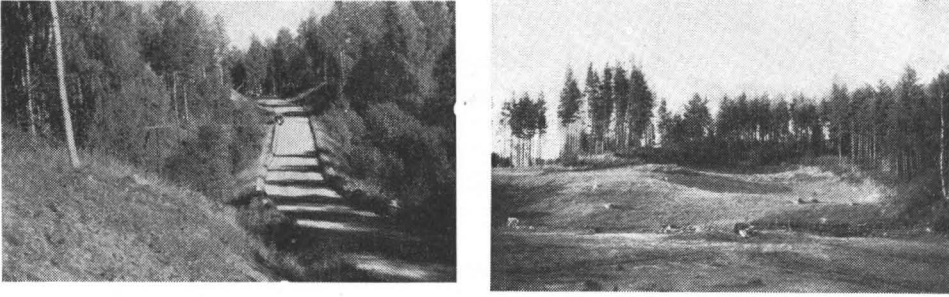


Abb. 80 und 81. Hügelige und grubige Topographie von Hammaslahti.

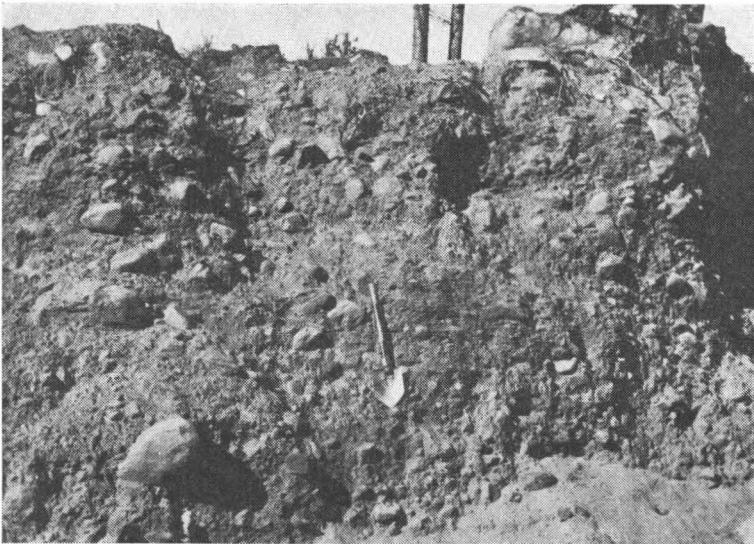


Abb. 82. Typisches Material von Hammaslahti bei der Eisenbahnüberführung. Es ist grob- und feinsandig, Tonfraktion fehlt völlig. Steine grossenteils gerundet. Die Struktur ist moränenartig.

demselben Schnitt sind ausser dem Mischmaterial typische Moräne wie glazifluviales Material zu sehen. Am häufigsten schiene es aber zu sein, dass Moräne nur in den oberflächlichen und oberen Teilen der Schnitte vorkommt, wobei sie meistens als deutlich umgrenztes Polster auftritt (Abb. 83).

In Abb. 87 sind einige Beispiele von Korngrössenschwankungen im Gebiet von Hammaslahti dargestellt. Morphologische und strukturelle Einzelheiten geben die Abb. 80—86 wieder.

Genetisch schliesst sich das Gebiet von Hammaslahti an den Salpauselkä an, und es bezeichnet im Kontakt des Eises, im Rückzugsstadium



Abb. 83. Moränenpolster auf glazifluvialen Schichten im Schnitt der Zementgiesserei in Hammaslahti.

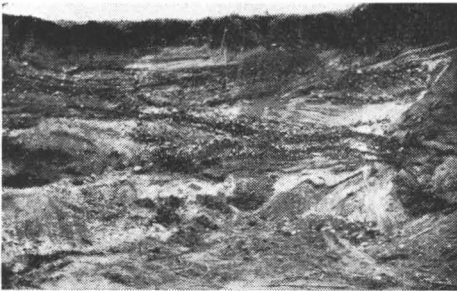


Abb. 84. Glazifluvialer Schnitt im Gebiet von Hammaslahti. Höhe des Schnittes 7—8 m.

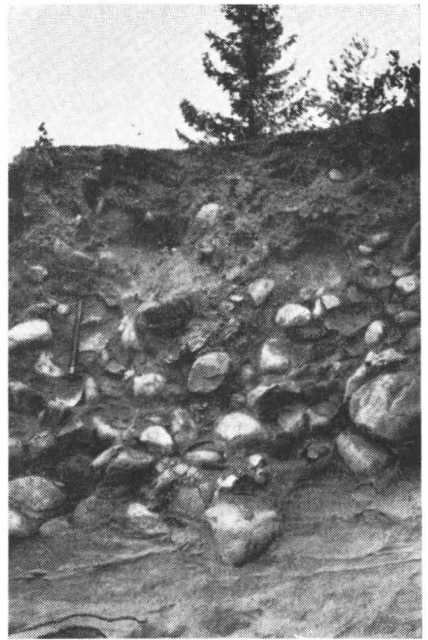


Abb. 85. Schnitt an der Landstrasse, von der Station etwa 3.5 km nach W. Das Material oben moränenartig, weiter unten Geröll und Grobsand.

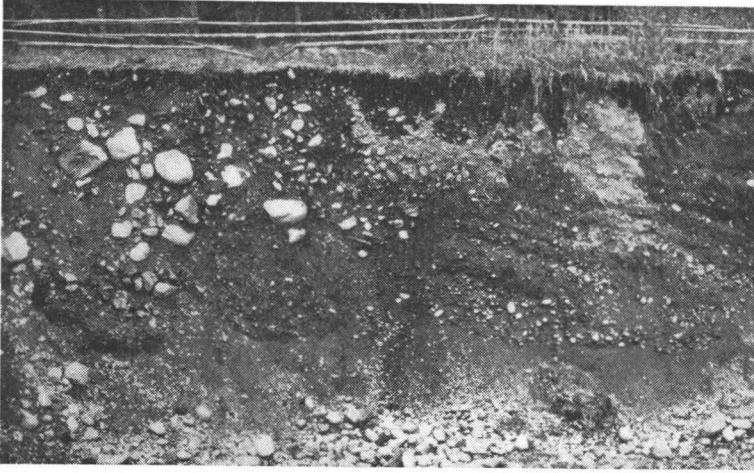


Abb. 86. Hammaslahti. Schnitt etwa 2 km von der Station nach Westen.

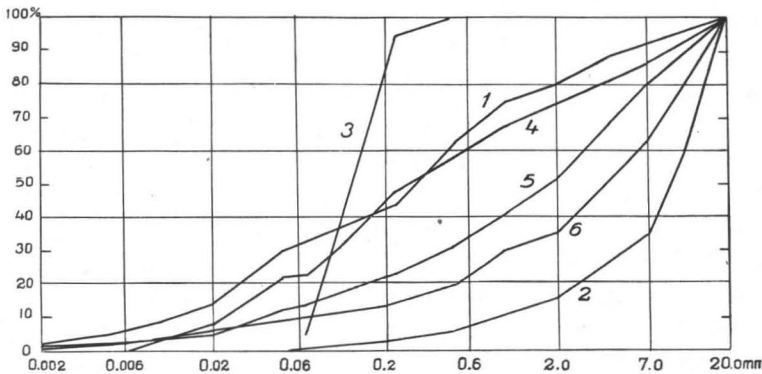


Abb. 87. Korngrößenanalysen für das Gebiet Hammaslahti.
 1 = Moräne 4, 5 und 6 = Mischmaterial («Hammaslahti-Material»), 1—3 sind aus demselben Schnitt
 2 = glazifl. Steinkies lahti-Material»), 1—3 sind aus demselben Schnitt
 3 = glazifl. Feinsand lahti-Material»), 1—3 sind aus demselben Schnitt

eingetretene Akkumukations- und Sedimentationserscheinungen sowie mit diesen verbundene Oszillationen des Eises. Der Anteil von Toteisblöcken ist bei diesen Ablagerungen beträchtlich gross gewesen. — Die Gebiete von Hammaslahti und Säkäniemi ähneln morphologisch wie auch strukturell einander, aber letzteres ist schmaler und schliesst sich unmittelbar an den einheitlichen Hauptzug des Salpausselkä selber an. Östlich der Gebiete von Hammaslahti und Säkäniemi setzt der ebene Plateauteil des Salpausselkä ein.

JAAMANKANGAS

Die am Nordende des Salpausselkä quergerichtet einsetzende Randbildung Jaamankangas ähnelt morphologisch und strukturell in hohem Masse dem Salpausselkä-Teil, der in den Bereich des Untersuchungsgebietes gehört. Die gleichen spezifischen Züge sind bei beiden Randbildungen vorherrschend, und beide wirken auch als wichtige Ausgangsgebiete von Längsoszügen.

Der Jaamankangas setzt im Osten südlich des Höytiäinen ein, als weites, ebenes, 2—4 km breites Grobsandplateau, das im Mittel 110—120 m ü. d. M. steigt. Weiter westlich, in den Gegenden von Ylämylly, ist die Plateaufläche durch zahlreiche Seen und Weiher sowie durch einige zwischen diesen verlaufende hohe Rücken unterbrochen. Ausgehend von der Nordseite des Kuorinkajärvi verläuft der Jaamankangas als schmaler, durchaus längsoszörmiger Rücken gegen Westen, ebnet sich in Taipale und nördlich des Sismäjärvi zu Sandfeldern aus und endet im Osknotenpunkt Outokumpu—Kuusjärvi.

In dem breiteren Teil des Jaamankangas von S-seits des Höytiäinen bis S- und SW-seits des Härkinvaara schliesst sich an sein Plateau der höhere unebene Proximalteil, dessen Breite im allgemeinen von zweihundert Meter bis zu reichlich einem Kilometer schwankt. In diesem Teil beträgt die absolute Höhe südlich des Höytiäinen allgemein 125—130 m, die höchste Stelle (Kontiomäki) steigt bis 137 m auf. An den unebenen Proximalteil schliesst sich auch die am Nordende des Salpausselkä in den Höytiäinen vorspringende Landzunge Kontioniemi an. Weiter westlich, S-seits des Härkinvaara, erreichen in der Gegend des Ausgangspunktes des Oszuges Sotkuma—Polvijärvi die Hügel des Proximalteils eine Höhe von sogar 150—160 m im Gebiet Konivaara—Niinivaara. Das Gelände hier ist sehr uneben, und vorherrschend sind grosse, steilhängige Hügel und dazwischen gelegene Trichtergruben (Abb. 90). In ihren allgemeinen Zügen ähnelt also die Topographie des Proximalteils des Jaamankangas der entsprechenden des Salpausselkä.

Zahlreiche Schnitte im Jaamankangas erweisen, dass die Bildung überwiegend aus glazifluvialen Kies, Grob- und Feinsand aufgebaut ist. Schluff- und tonhaltiger Feinsand kommen in beträchtlicher Mächtigkeit im Distalteil in dem Schnitt am Höytiäinen-Kanal vor, wo er sich von diesem Teil aus in allmählich dünner und grobkörniger werdender Ablagerung in den oberen Partien des Schnittes bis nahe den mittleren Teilen der Randbildung fortsetzt.

Über Moräne haben vom Jaamankangas vorläufig sehr wenige Beobachtungen vorgelegen. Wilkman (1917, S. 47 und 64) erwähnt ein paar Stellen in der Richtung der Eisenbahnstation Kontiolahti, An der einen

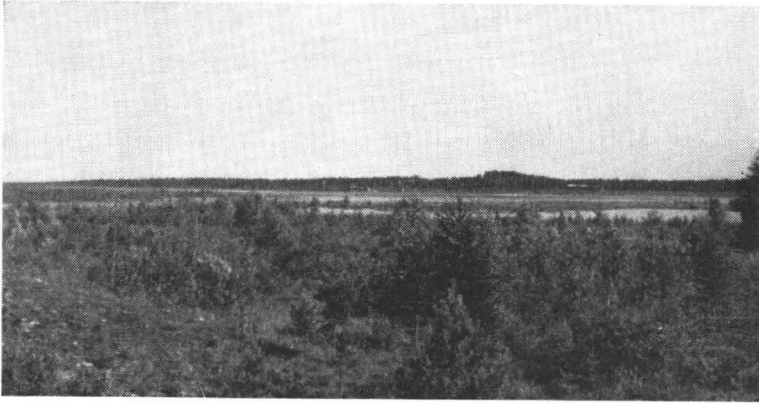


Abb. 88. Jaamankangas, Plateau des Flugplatzes, um 110 m ü. d. M., in Onttola. Das Bild ist von einem Ablationsmoränenhügel aus, am Nordrande des Flugfeldes, nach SE aufgenommen worden.



Abb. 89. Ablationsmoränenmaterial in einem Hügel am Nordrande des Flugfeldes.

von ihnen überlagert die Moräne in einem Polster glazifluviales Material. In der Nähe hat auch Verfasser zwei entsprechende Beobachtungen. Leiviskä (1951, S. 64—65) wiederum führt (nach einigen von ihm erhaltenen Beschreibungen) an, dass Moräne in geringen Mengen in einigen Schnitten auf der Proximalseite, hauptsächlich neben Felsen angetroffen worden sei. Nach den Kartierungen, die Verfasser in den Jahren 1954—1956 im Massstab



Abb. 90. Hügelgelände im Proximalteil des Jaamankangas. Im Vordergrunde der aus glazifluvialen Material aufgebaute Niinivaara, 157 m. Das Bild ist von einem nahen Hügel aufgenommen worden, der vom Niinivaara durch eine tiefe, kesselförmige Grube getrennt ist.



Abb. 91. Aus Ablationsmoräne aufgeschütteter Endmoränenrücken an der Grenze zwischen dem Proximalteil und dem Sandplateau des Jaamankangas südlich des Höytiäinen.

1: 20 000 ausgeführt hat, ist der Anteil der Moräne beim Jaamankangas jedoch viel grösser, als aus dem Obigen geschlossen werden könnte. Zwar sind die Plateaugebiete alle ausschliesslich glazifluviales Material, aber die topographische Grenze gegen den ungleichmässigen Proximalteil ist im allgemeinen zugleich auch eine deutliche Materialgrenze, auf deren Nord-



Abb. 92. Waagrecht geschichteter Grobsand in der westlichen Böschung des Höytiäinen-Kanals nahe dem Proximalteil. Die Geröllschicht ist eine diskordante Grenze gegen die überlagernden kiesigen Uferabsätze.

seite Moräne oder moräniges Material einzusetzen beginnt. In seiner typischen Form ist dieses Moränenmaterial kantige Steine führende, normal tonhaltige, aber strukturell oft lockerer als eigentliche Grundmoräne gefügte Ablationsmoräne, die zwischen zahlreichen kesselförmigen Gruben Hügel und Rücken wechselnder Form (— wenn auch keine mit ebenem Scheitel —) bildet. Das Gelände der Proximalseite kann stellenweise auch verstreut von grossen, kantigen Blöcken bedeckt sein, wie in den Grundmoränengebieten der nächsten Umgebung.

Die Hügel- und Rückentopographie des Proximalteils scheint, obgleich sie unregelmässig wirkt, an vielen Stellen die Tendenz zu haben, sich zu mehr oder weniger deutlich parallelen Zügen zu gruppieren, die dieselbe Richtung haben wie der Hauptrücken des Jaamankangas. Es schiene, als wäre die betreffende geregelte Akkumulationstendenz durch einige aufeinanderfolgenden Schübe entstanden. Am schärfsten und stärksten ist diese Tendenz an der Grenze zwischen Proximalteil und Grobsandplateau zu sehen S- und SW-seits des Höytiäinen, wo ein deutlicher, höher als die übrigen nahen Hügel ausgebildeter, verhältnismässig ununterbrochener Endmoränenrücken verläuft (Abb. 91). Schon auf topographischen Karten im Massstab 1: 20 000 kann dieser oft nahezu schnurgerade verlaufende Rücken zug südlich des Höytiäinen manchenorts beobachtet werden. Die Grenze gegen das Sandplateau verschärfen die zuweilen mit dem Rücken verbundenen grossen, kantigen Blöcke. Die Materialgrenze der Unterlage tritt auch in der Pflanzendecke deutlich hervor. Der lichtere,

zum *Calluna*-, *Cladina*- oder *Vaccinium*-Typ gehörige Kiefernwald des trockenen Sandplateaus geht scharf von dem Endmoränenrücken an in Misch- und Laubwald des mit Birke, stellenweise auch mit Espe reichlich bestockten *Myrtillus*-, *Oxalis-Myrtillus*- ja sogar *Oxalis-Majanthemum*-Typs über.

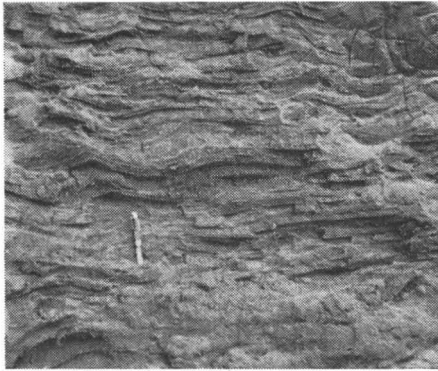
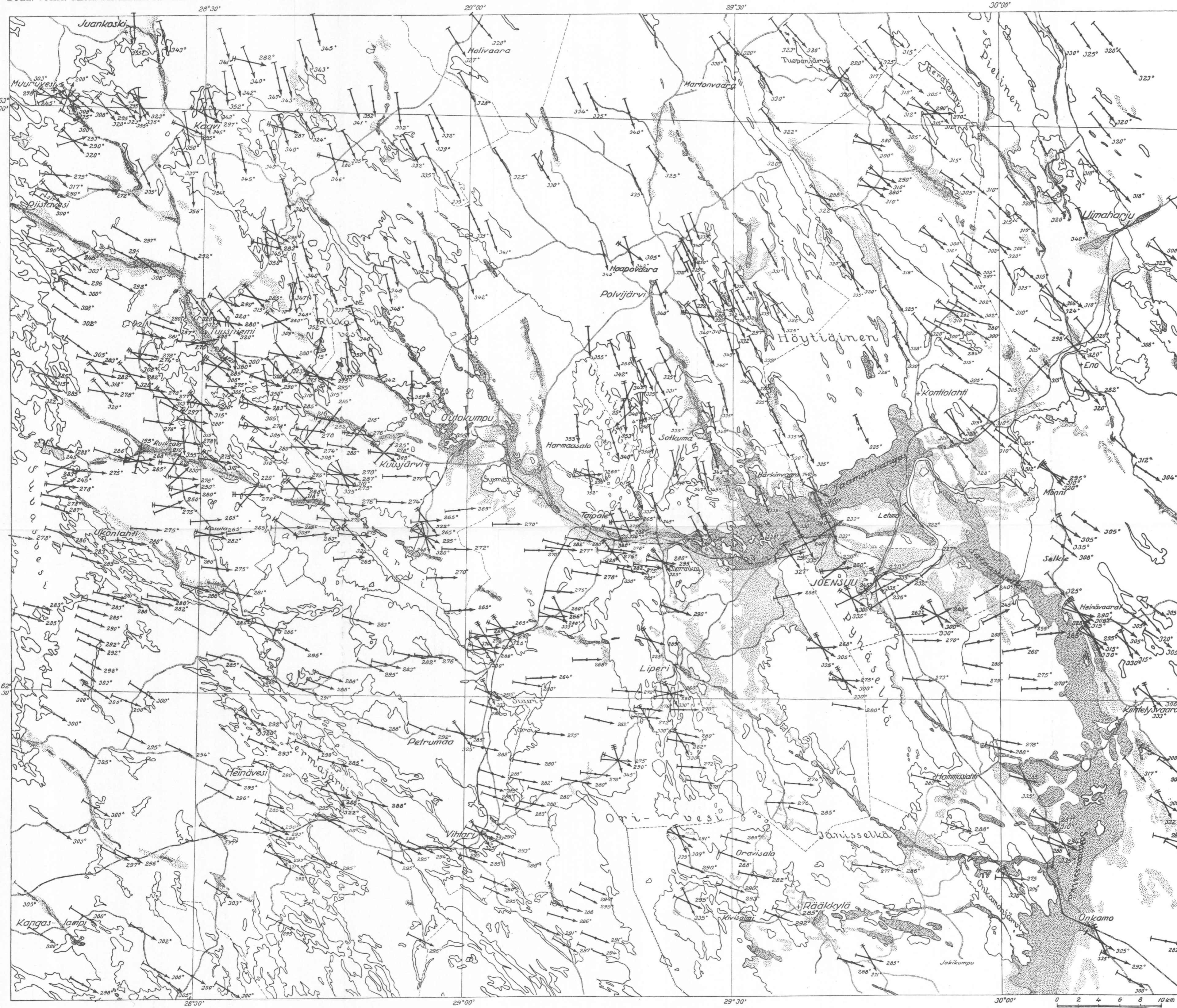


Abb. 93. Flachwellig waagrecht geschichteter Schluffeinsand im Distalteil des Jaamankangas in Onttola.

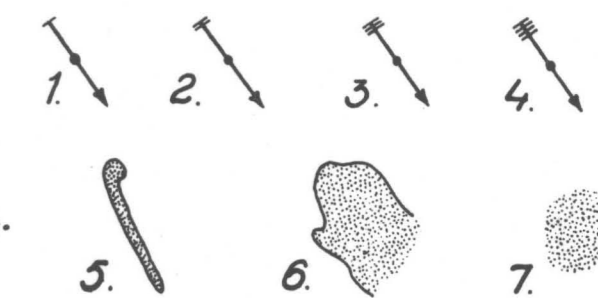
Doch erscheint das Moränenmaterial des Proximalteils nicht immer in deutlicher Artung, vielmehr sind die schon aus der obigen Beschreibung des Salpausselkä bekannten Übergangsstufen bis zur glazifluvialen allgemein anzutreffen. In den aus Gemengstoff aufgebauten Hügeln lässt sich bereits das Streben nach ausgeglichener Scheitelhöhe wahrnehmen. Zuweilen unterscheidet sich das Material des Proximalteils von dem des Plateaus nur darin, dass in jenem zwischen gerundeten Steinen, Kies und Grobsandkörnern des weiteren in gewissem Masse Tonmaterial anzutreffen ist. Aus derartigem Mischmaterial kann stellenweise auch der genannte Endmoränenrücken aufgebaut sein. Selbst spärliches Moränenmaterial vermag dennoch an der Grenze zwischen Plateau und Proximalteil einen starken Unterschied in der Pflanzendecke zu schaffen. Soweit Verfasser Beobachtungen über verschiedene Schnitte zur Verfügung stehen, kommt Moräne oder moräniges Material am Jaamankangas nur im oberflächlichen Teil vor, als dünnere (z. B. 1—2 cm dicke) Decke, unterhalb deren typisches, stark sortiertes glazifluviales Material wieder vorherrschend wird.

Strukturelle Verhältnisse des Jaamankangas sind aus folgenden Schnitten ersichtlich:

H ö y t i ä i n e n - K a n a l. Der beste Schnitt durch den Jaamankangas ist der quer durch ihn von der SW-Ecke des Höytiäinen zum N-Ende des Pyhäselkä verlaufende sog. Höytiäinen-Kanal. Die Wände des Schnittes dieses bei der Seesenkung von 1859 (s. S. 17) durch Überschwemmung erodierten Tales erweisen, dass die Randbildung an dieser Stelle aus sortiertem Material aufgebaut ist. Nur im Osthang auf der Proximalseite ist in kleiner



Schrammenkarte



- 1 = jüngste Schrammenrichtung
- 2-4 = ältere Schrammenrichtungen
- 5 = glazifluvialer Rücken
- 6 = glazifluviales Plateau
- 7 = Sandfeld



Abb. 94. Kontioniemi. Schnitt südlich der Heilstätte. Die im Schnitt weiter aufwärts zu sehende dunkle Ablagerung ist Moräne.



Abb. 95. Längsschnitt durch einen schmalen, osförmigen Teil des Jaamankangas in Ahonkylä.

Fläche feinsandreiche Ablationsmoräne wahrzunehmen, die eine zwei Meter dicke, abwärts ohne deutliche Grenze in glazifluviales Material übergehende Oberflächenschicht bildet.

Das Schichtgefüge ist durch den Jaamankangas fast ausschliesslich waagrecht oder annähernd waagrecht verlaufend, — ein Zug, der auch an-

derswo in den Plateaugebieten des Jaamankangas vorherrschend schiene. In den tiefsten Teilen und in einigen örtlichen Einzelheiten können auch flach gegen den Distalrand geneigte Diagonalschichten wahrgenommen werden. Das Material, das im übrigen grösstenteils Fein- und Grobsand ist, wird in den unteren Teilen überwiegend kieshaltig.

Abb. 92 stellt einen Schnitt in der westlichen Böschung nahe dem Proximalteil dar. In etwa 1.5 m Tiefe sieht man im Schnitt eine diskordante, steinige Grenze gegen die unterlagernden grobsandigeren Massen, die offenbar primäres Material in primärer Lage sind. Die darauf vorkommende stark kiesige Ablagerung ist sogar deutlich durch Uferkräfte sekundär bearbeitet.

Der distalseits anzutreffende Schluff-Feinsand ist meistens flach wellenförmig horizontalgeschichtet (Abb. 93). Diese Massen erscheinen in Onttola nach Verfassers Bohrung in 10 m mächtiger Ablagerung, die wiederum von größerem Sand unterlagert ist. — Auf sekundäre Ausebnung der Randbildung und späteres reichliches Wandern des Materials weisen einige im Bereich des Distalteils in Onttola gebliebene Moränenhügel hin, desgleichen ausgedehnte, ebene Sandfelder an den Ufern gegen das nördliche Ende des Pyhäselkä.

Kontioniemi. In dem südlich der Heilstätte Kontioniemi angelegten etwa 10 m hohen Schnitt im Proximalrand des Jaamankangas (Abb. 94) liegt zuoberst ein 0.5—2 m starkes Polster typischer, festgepackter, lamellengefügter Grundmoräne. Das hauptsächliche Material ist glazifluvialer Grobsand, der von der unteren Moränengrenze bis in 6—7 m Tiefe waagrecht geschichtet ist. Weiter unten fallen die Schichten diagonal gegen SW oder W.

Am Nordrande des Schnittes, auf grobem Steinkies, ist die Moränenablagerung am stärksten, und sie schiene hier undeutlich sogar zwei Polster zu bilden, die durch eine dünne sandige Zwischenschicht voneinander getrennt sind. In den oberen Teilen des Schnittes ist das Moränenpolster dünner und stellenweise grobsandiges Material, das ohne deutliche Grenze in das unterlagernde glazifluviale übergeht. Im allgemeinen ist die Grenze aber deutlich und scharf.

Moräne überlagert (wie oben) glazifluviales Material auch südlich der Heilstätte in einem kleineren Schnitt, desgleichen (sandig) in einem niedrigen Schnitt noch auf halber Strecke des von der Heilstätte nach dem Bahnhof von Kontiolahti führenden Weges, an dessen höchster Stelle.

Sysmäjärvi. In Ahonkylä, etwa 4 km SE-seits des Sysmäjärvi, in einem Schnitt in dem schmalen, osförmigen Teil der Randbildung neigen sich die Schichten diagonal gegen SE in der Längsrichtung der Aufschüttung oder, mit anderen Worten, von der Rückzugsrichtung des Eises abgewandt (Abb. 95). Das Material in diesem Schnitt ist grober glazifluvialer Kies und Grobsand.



Abb. 96a. Schnitt in einem zum Jaamankangas gehörenden flachen Rücken bei dem Weiher Kalaton, etwa 3 km von Sysmäjärvi nach Norden.

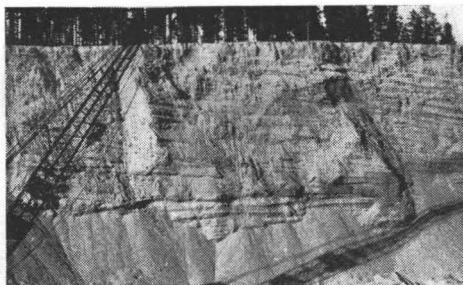


Abb. 96b. Der vorherige Schnitt in der Längsrichtung.



Abb. 97. Ablationsmoränenhügel auf Kunnasniemi südlich der Weiher Pukslammet.

Auf die obige Weise verlaufen die Schichten in einem Schnitt, der in Kalaton, etwa 3 km N-seits vom Sysmäjärvi in einen zu der Randbildung gehörenden breiteren Rücken mit ebenem Scheitel geführt ist und dessen Material Feinsand ist (Abb. 96 a und b). — Die Schnitte von Ahonkylä wie auch Kalaton zeigen also dieselbe Schichtstruktur wie der Salpausselkä-Schnitt in Paihola.

Härkinvaara. Entsprechend dem zum Salpausselkä gehörenden Gebiet von Hammaslahti verbindet sich mit dem Jaamankangas in Richtung Härkinvaara ein eigenes umfangreicheres Übergangsgebiet, in dem die



Abb. 98. Grundmoränenpolster auf glazifluvialem Material in einem Schnitt von Härkinvaara.

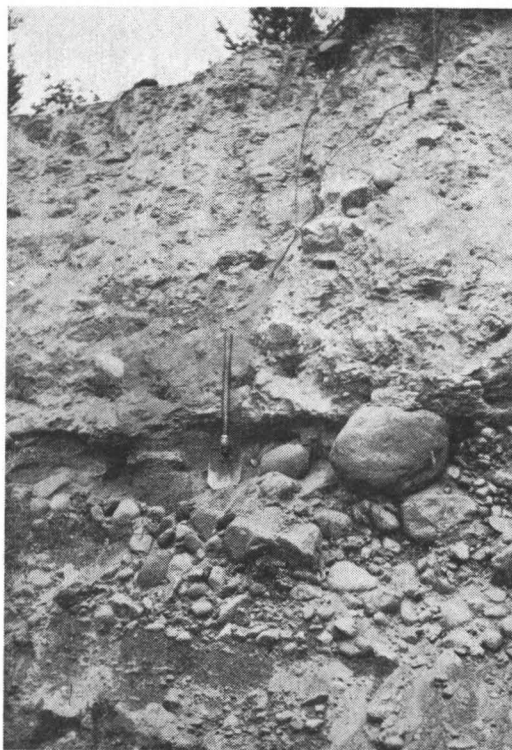


Abb. 99. Einzelheit im Schnitt von Härkinvaara.

Grenze zwischen Randbildung und umgebendem Grundmoränengebiet nicht deutlich ist. Das Übergangsgebiet setzt sich vom Proximalteil des Jaamankangas westlich des Höytiäinen nach Norden (Kunnasniemi) fort und umfasst bald Hügel und Gruben von Ablationsmoräne, bald deutliche Grundmoränentopographie und -masse, bald wiederum aus glazifluvialen Material aufgebaute Rücken. Unter diesen Formen sieht man stellenweise Felsblößen sowie zahlreiche kleine Weiher und Seen. Der Hauptteil dieses Gebietes ist als Sandfeld, die westlichen Teile als glazifluviale Rückengelände in die Karte eingetragen (s. Beilage I). Dem Gebiet Härkinvaara hat früher schon Sauramo (1928, S. 20) Aufmerksamkeit zugewandt.

SE-seits des Harijärvi sieht man an der Landstrasse in einem Schnitt (auf der Karte unter dem Namen Härkinvaara) ein typisches, aus festgepackter Grundmoräne bestehendes, 1—2 m dickes Polster auf sehr grobem, stark gerundetem glazifluvialen Material (Abb. 98—99). In der Nähe des Schnittes trägt das Gelände im allgemeinen das Gepräge eines Grundmoränengebietes, aber einige tiefe, kesselförmige Gruben weisen darauf hin, dass die Moränendecke verhältnismässig dünn ist. Nach der Auffassung, die Verfasser in Nordkarelien gewonnen hat, schiene nämlich das Auftreten (grösserer) Kesselgruben in Moräne stets unterhalb dieser eine Ablagerung sortierten Materials vorauszusetzen. Glazifluvialen Kies und Grobsand unter Moräne hat Verfasser auch in anderen Schnitten in den Gegenden von Härkinvaara angetroffen. Auch unter Ablationsmoräne scheint im Gebiet ein sortierter Grund verborgen zu sein. Da sich das glazifluviale Material also einheitlich von den Plateauteilen des Jaamankangas unter Ablationsmoräne durch recht weit noch unter die Grundmoränendecke fortzusetzen scheint, erweist dies, dass die ursprünglichen glazifluvialen Akkumulationsbildungen später unter einen ausgedehnten Eisschub geraten sind. Danach erst hat sich das Freiwerden des Gebietes von der Eisbedeckung endgültig vollzogen.

Der nördlich des Härkinvaara gelegene quergerichtete glazifluviale Osrücken, H u h u s n i e m i, ist auch dem Übergangsgebiet des Jaamankangas zuzuzählen. Mit dem genannten transversalen Rücken verbindet sich am östlichen Ende auch eine kürzere längsverlaufende Osbildung. An der Oberfläche der letzteren hat Verfasser in zwei niedrigen Schnitten moränenartiges Material angetroffen. Typische Moräne auf Grobsand findet sich in einem Landstrassenschnitt gleich nördlich des Huhusniemi, an der Kirchspielgrenze.

UIMAHARJU

Der Uimaharju unterscheidet sich vom Salpausselkä und Jaamankangas durch die in ihm enthaltene bedeutend grössere Menge an Moränenmaterial. Schon Wilkman (1917, S. 66) führt an, dass in den Schnitten des Uimaharju



Abb. 100. Aus Moräne aufgebauter Proximalteil der Randbildung im Schnitt der Zementgiesserei. Uimaharju.

(nach den Beobachtungen von J. N. Soikero) an vielen Stellen Moräne anzutreffen sei. Das glazifluviale Plateau (des Distalteils), das bei den obigen Randbildungen allgemein vorherrscht, ja sogar die Bildung von der Proximalböschung an ausschliesslich umfasst, ist beim Uimaharju schwächer entwickelt, ja sogar fehlend. Auch im übrigen ist der Uimaharju von bedeutend geringeren Ausmassen als Salpausselkä und Jaamankangas.

Am reichlichsten enthält der Uimaharju glazifluviales Material in seinem breiteren W-Teil, der eine flach gehügelte, an den Rändern grubige, plateauartige Heide bildet. In dem schmälern E-Teil umfasst der Uimaharju hauptsächlich einen aus grösseren rundlichen oder länglichen Hügeln bestehenden Zug, an den sich kleinere Sandfelder anschliessen. In seinen allgemeinen Zügen entspräche also der Uimaharju einem »verstümmelten Jaamankangas« oder einem Salpausselkä, von dem sich nur der Proximalteil entwickelt hat.

In dem Schnitt der Zementgiesserei, um die Mitte des Uimaharju, ist die Randbildung aus drei annähernd gleich grossen Teilen zusammengesetzt: dem aus Moränenmaterial bestehenden Proximalteil, dem mittleren Teil, der die Übergangszone umfasst, und dem kurzen, in groben Zügen plateauförmigen Distalteil, der aus sortiertem Material, hauptsächlich Kies, aufgebaut ist.

In dem Proximalteil des in Rede stehenden, etwa 60 m breiten Schnittes sind an der Oberfläche und in der Moräne selber grosse Blöcke zu sehen. Die Moräne ist dem Typ nach sandig und enthält allgemein scharfkantige



Abb. 101—102. Vom Übergangsstrukturierten mittleren Teil des vorherigen Schnittes.

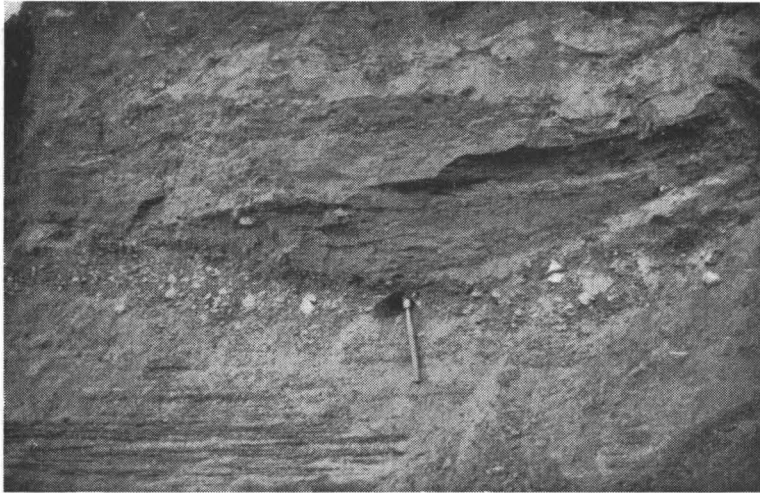


Abb. 103. Vom Distalteil des vorherigen Schnittes, zwischen waagrecht geschichtetem Grobsand (oberhalb des Spatens) eine Schlufflinse.



Abb. 104. Schematisches Bild vom Aufbau der Randbildung Uimaharju beim Sportplatz. Schnittbreite um 200 m.

Steine. In der Übergangszone, in den mittleren Teilen des Schnittes, ist Moräne an der Oberfläche auf glazifluvialen Grobsand am deutlichsten anzutreffen, ausserdem in grösserer Tiefe zusammen mit sortiertem Material fluktuierend abwechselnd sowie mit diesem in zahlreichen Übergangsstufen verbunden. Das sortierte Material wird in dem kurzen, uferfeldförmigen Distalplateau des Schnittes ausschliesslich vorherrschend. Die aus Kies und Grobsand bestehenden Schichten verlaufen hier meist waagrecht. Auffallend ist das verhältnismässig reichlich anzutreffende Schluffmaterial, das dickere Schichten und Linsen zwischen Grobsand- und Kiesschichten bildet (Abb. 100—103).

Beim Sportplatz, östlich des vorhergehenden Schnittes, ist der Uimaharju etwas breiter. Abb. 104 zeigt ein von Verfasser nach Augenmass gearbeitetes schematisches Bild vom Proximal- bis zum Distalteil. Nach der Barometerbestimmung ist die Höhe des Plateaus etwa 110—112 m ü. d. M. Zum mindesten in den oberflächlichen Teilen des Plateaus herrscht eine horizontal geschichtete Grobsandablagerung, die offenbar sekundär ausgeglichen worden ist. Ausebnung bezeugt u. a. zwei Meter unterhalb des



Abb. 105. Uimaharju, Schnitt am Wege von Pamilo. Das Material ist hauptsächlich Moräne.

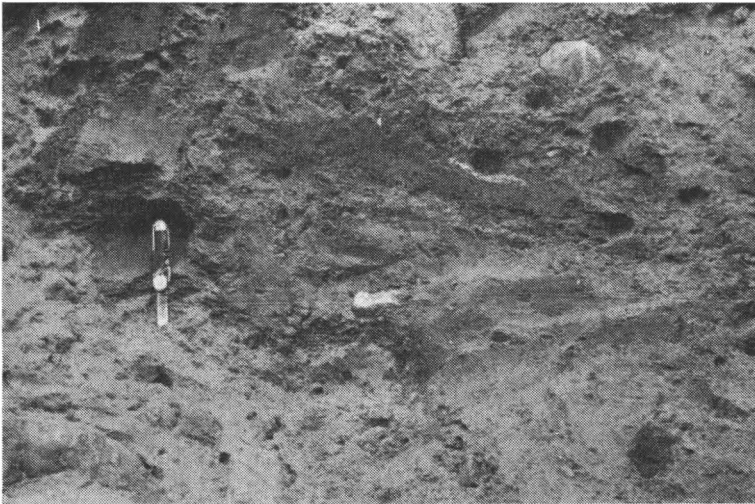


Abb. 106. Moräne und sortiertes Material im vorherigen Schnitt. Die dunkleren Massen sind geschichteter Schluff-Feinsand.

Plateaus ein in der Distalböschung zu sehender deutlicher, durch Uferkräfte verursachter Erosionseinschnitt.

In dem Schnitt an der S t r a s s e v o n P a m i l o, dicht am E-Ufer des Rahkeenvesi, verläuft der Uimaharju als schmaler, flach rundscheiteliger,



Abb. 107. *Norwegen, Blåmandsisen*. Vom Randmoränenbogen beim südlichen Gletscherrand.

gerölliger Rücken (Abb. 105). Das Material ist in allgemeinen Zügen Moräne, aber in ihr sind stellenweise gewundene, aus sortiertem Material bestehende Partien zu sehen, in denen sogar grob geschichteter Schluff vorkommen kann (Abb. 106). Letzteres Material hat Verfasser sonst nicht im Bereich des Untersuchungsgebietes auf diese Weise angetroffen, nicht einmal in den Proximalteilen des Salpausselkä oder des Jaamankangas. Als Vergleichspunkt bieten sich die zu etwa gleicher Grössenordnung gehörenden Randmoränen (Abb. 107), die Verfasser 1949 bei rezenter Vergletscherung in *Norwegen* bei *Blåmandsisen* gesehen hat. Das Material bei diesen kleineren Bildungen bestand wie bei der vorhergehenden aus Moräne und sortierten Sedimenten und enthielt gerade u. a. geschichteten Schluff (Abb. 108). Dieser Schluff ging ganz unverkennbar auf kleinere Weiher und Tümpel unmittelbar vor dem Eisrand zurück. Aus allen kleineren Ritzen und Spalten des unteren Eises sickerte und troff langsam recht schlammhaltiges Schmelzwasser, das an geeigneten Senken zwischen Moränenaufschüttungen oder auf der Felsoberfläche Weiher bildete (Abb. 109). Trotz ihrer geringen Ausdehnung wirken diese Weiher als bedeutende Sedimentierungsbecken von Mineralmaterial, in denen Schluff- und Feinsandsedimente in Ablagerungen von vielen Dezimetern Mächtigkeit angetroffen werden können. Bei seinem Oszillieren nimmt das Eis diese sortierten Sedimente mit sich fort, und es kann sie verhältnismässig gut, unter Beibehaltung der ursprünglichen Struktur des Materials, örtlich verfrachten und aufschütten.

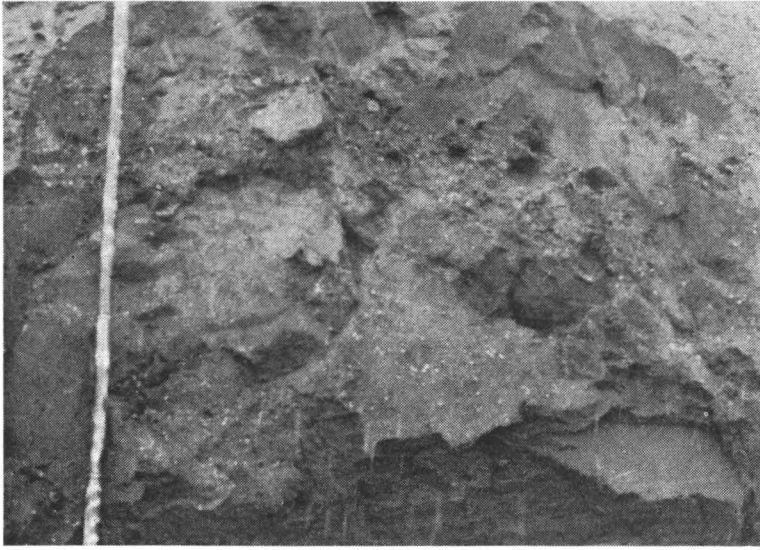


Abb. 108. Schnitt der Wand der obigen Randmoräne. Die Bildung ist sowohl aus Moräne als auch aus sortiertem Material aufgeschüttet. Als Massstab der Schistab.

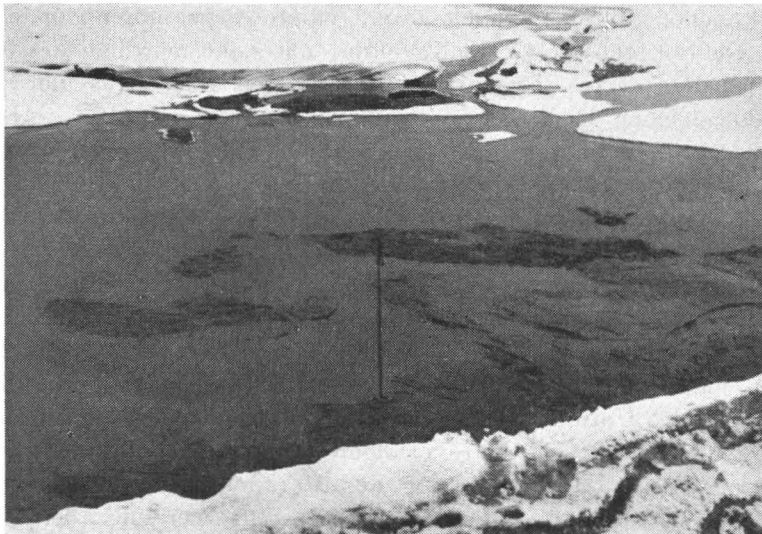


Abb. 109. Schmelzwasserweiher vor dem Rande des *Blåmandsisen*. In dem Weiher hat sich Schluff-Feinsandsediment abgesetzt. — Als Massstab im Vordergrund der Schistab.

SCHLUSSFOLGERUNGEN ÜBER DIE BEWEGUNGEN DES INLAND-EISES UND IHRE BEZIEHUNG ZU DEN GLAZIGENEN BILDUNGEN

DIE ENTWICKLUNG DER GLAZIGENEN ABTRAGUNG

Auf Grund des gegenseitigen Vergleichs der Schrammensysteme gestaltet sich die glazialzeitliche Entwicklung Nordkareliens in den Hauptzügen wie folgt:

1. Die älteste im Gebiet festzustellende Eisbewegung ist durch die von Nordnordwesten her vor sich gegangene Abtragung, die sog. nordnordwestliche Schrammenrichtung, vertreten. Ein dementsprechendes Schrammensystem erscheint als ältestes gleicherweise sowohl ausser- als innerhalb des Salpausselkä. Auch für die nördliche Hälfte des Untersuchungsgebietes kann ein früheres Auftreten der betreffenden ältesten Abtragung als durchaus sicher gelten, obgleich unmittelbare Schrammenbeobachtungen nicht zu Gebote stehen. In dem genannten Gebiet, nördlich des Jaamankangas, ist die starke Bewegung einer jüngeren Phase aus gleicher oder annähernd gleicher Richtung gekommen, so dass die ältere Abtragung nicht von der jüngeren getrennt werden kann. Doch bezeugen schon gleich vom Distalrand des Jaamankangas an die auf breitem Raume anzutreffenden Anzeichen der ältesten Bewegung, dass diese von nordseits des Jaamankangas eingetroffen ist.

Als Hauptdurchgang scheint die nordnordwestliche Bewegung das weite Becken des karelischen Glimmerschiefergebietes benutzt zu haben, ein Becken, dessen tiefste Teile in die Gegenden der grossen Seen Höytiäinen, Pyhäselkä und Orivesi fallen (s. Höhenkarte, Abb. 2). In die westlichsten Teile des Untersuchungsgebietes haben sich die Spuren der ältesten Bewegung nicht mit Sicherheit verfolgen lassen.

In der Gesteinzusammensetzung des Moränenmaterials kann deutlich ein Einfluss der ältesten Bewegung festgestellt werden, aber die morphologischen Züge und der Aufbau der Moräne weisen auf jüngere Bewegungen hin. Mit Osern und Randbildungen scheint die alte nordnordwestliche Bewegungsphase nicht in kausalem Zusammenhang zu stehen.

2. Die nächstältere Bewegungsphase des Inlandeises ist durch viele in einer Ankunftsrichtung von etwa WNW—NW verlaufende Schrammenbeobachtungen in verschiedenen Teilen des Untersuchungsgebietes bezeugt. Es scheint sich um eine umfassende, teilweise in verschiedenen alte Abschnitte gegliederte Bewegung zu handeln, in deren Bereich in gewissem Masse auch örtliche Richtungsstreuung vorkommt. Für die gesamte Bewegungsphase (W—) WNW—NW wird im folgenden als kollektives Appellativ »nordwestliche Bewegung« benutzt.

Am deutlichsten ist die nordwestliche Abtragung in den Distalagen der Felsen in den Gegenden Rikkavesi—Kaavi im NW-Teil des Untersuchungsgebietes zu sehen. Von südseits des Jaamankangas bis zum Juojärvi liegen desgleichen zahlreiche Beobachtungen von nordwestlichen Schrammen, aber in der Gegend des letzteren Sees ist stellenweise schwer zu entscheiden, ob die ältesten festzustellenden Schrammen die »nordwestliche« oder die alte »nordnordwestliche« Bewegung vertreten. Das Fehlen von Beobachtungen nordwestlich ausgerichteter Schrammen in der Gegend des Kirchspiels Kangaslampi, im SW-Teil des Untersuchungsgebietes, könnte darauf zurückzuführen sein, dass die jüngere Abtragung mit der älteren Bewegung zusammen in denselben Sektor fällt.

Einen Schlüssel für die Klärung der nordwestlichen Bewegungsphase gibt meines Erachtens das ausserhalb des Salpausselkä gelegene Gebiet. An gewissen überzeugenden Kreuzschrammenstellen, u. a. am Heinävaara und Mönni (Abb. 14), lässt sich nämlich ein gestuftes Wenden der Schrammenrichtung von Nordnordwesten nach Westnordwesten erkennen, wobei (— wie E. Hyyppä schon 1945 festgestellt hat —) die gegenseitigen Altersverhältnisse der Bewegungen zugleich von Norden nach Westen jünger werden. Zu dieser Bewegungsreihe gehört meines Erachtens jegliche »nordwestliche Abtragung«, von der Anzeichen in verschiedenen Gegenden des Untersuchungsgebietes wahrgenommen worden sind.

Die nordwestliche Bewegung ist in dem ausserhalb des Salpausselkä gelegenen Gebiet die letzte vorherrschende Bewegungsrichtung geblieben. In diesem östlichsten Teil des Untersuchungsgebietes folgen die länglichen Aufschüttungsformen der Moräne sowie der Verlauf der Oser einer etwa nordwest—südöstlichen Richtung, aber westlich des Salpausselkä erscheint der Einfluss derselben Bewegung in erster Linie nur als Teilfaktor in der Wanderung des Steinmaterials.

Wie weit sich die nordwestliche Bewegungsreihe ostwärts über das Untersuchungsgebiet hinaus ausgedehnt hat, ist vorläufig noch nicht ausgemacht. Aus diesem Gebiet stehen nur spärlich Schrammenbeobachtungen zur Verfügung, aber nach der Karte von Frosterus und Wilkman (1917, S. 31) wiesen diese Beobachtungen in erster Linie auf die älteren Teilphasen der nordwestlichen Richtung hin; die jüngeren, westlicheren Teilphasen blei-

ben näher der Salpausselkä-Zone. — Während der Hauptphasen der nord-westlichen Bewegung ist die Mächtigkeit des Eises offenbar in Nordkarelien noch verhältnismässig beträchtlich gewesen, da das Relief des Untergrundes nicht von nennenswerter Bedeutung für den Verlauf der Bewegungen gewesen zu sein scheint.

3. Die deutlichsten und stärksten glazigenen Abtragungsmarken wie auch Aufschüttungsformen reichen, wie oben im Zusammenhang mit dem ausserhalb des Salpausselkä gelegenen Gebiet schon festgestellt werden konnte, im allgemeinen in die in der Gegend zuletzt wirksam gewesene Bewegungsphase des Inlandeises zurück. Dasselbe trifft auch weiter westlich zu, im Hauptteil des Gebietes, wo sich die jüngste Bewegungsphase aber chronologisch und richtungsmässig von der ausserhalb des Salpausselkä herrschenden unterscheidet. In dem besagten Hauptteil des Untersuchungsgebietes kann sehr deutlich festgestellt werden, dass sich die letzte Bewegungsphase noch in eine Reihe verschieden starker und verschieden alter Teilphasen gegliedert hat, wie bereits früher (S. 27) dargestellt worden ist.

Nach den Schrammenbeobachtungen bilden die Randablagerungen Salpausselkä und Jaamankangas eine deutliche Grenze für die ausser- und innerhalb ihrer bestehenden Bewegungen. Ein derartiger scharfer Halt des Eisrandes gerade an dem gegenwärtigen Salpausselkä-Zug hat zum mindesten im Bereich des Untersuchungsgebietes nicht durch einen bedeutenderen topographischen Faktor bewirkt werden können in der Weise, wie es für Südfinnland als eine der Erklärungen dargestellt worden ist. Nach Leiviskä (1920) gelangte der Eisrand nämlich nach seinem Rückzug über das Küstenland Südfinnlands an der Stelle des Salpausselkä-Zuges in eine flache, aber aus seiner Umgebung verhältnismässig einheitlich aufragende schwellenartige Zone, wonach das schnelle Schwinden des Eisrandes durch »Kalben« in das tiefe spätglaziale Meer bedeutend abnahm. In Nordkarelien liegen die höheren Gebiete dagegen ausserhalb des Salpausselkä und verläuft dieser hauptsächlich in einem flachen, zwischen Bergen ausgedehnten Tal (wie westlich Heinävaara—Kiihtelysvaara) oder sind im Gelände keine nennenswerten Höhenunterschiede wahrzunehmen.¹⁾ In der Gegend des Jaamankangas-Zuges wenigstens ist im Relief weder eine Schwellenzone noch eine deutliche topographische Abwechslung zu erkennen. Auf der anderen Seite hat das Hinüberwechseln der vor dem Salpausselkä-Stadium herrschenden allgemeinen Bewegung des Inlandeises in die offenbar gleichzeitig beiderseits des Jaamankangas abgelaufenen — wie die

¹⁾ Nach den Profilen Bauers (1939) scheint der Anteil der topographischen Schwelle verhältnismässig zu anspruchslos, um die Ursache eines doppelten Eisrandhaltes zu erklären. Im allgemeinen handelt es sich in den Gebieten um die Salpausselkä-Rücken um recht geringe Höhenunterschiede, und die Rücken selber verschmelzen meistens völlig mit den Unebenheiten der Umgebung.

Schrammenbeobachtungen erweisen — Bewegungen, die nordnordwestliche (oder die innerhalb des Jaamankangas) und die westliche (oder die innerhalb des Salpausselkä), auch durch direkte Einwirkung klimatischer Faktoren nicht so scharf vor sich gehen können.

Wahrscheinlich hat sich die Entwicklung der letzten Eisbewegungen in Nordkarelien folgendermassen vollzogen: Vor Entstehung der Salpausselkä-Rücken zog sich die Vereisung infolge der Wirkung klimatischer Faktoren noch eine Strecke *i n n e r h a l b* der jetzigen Salpausselkä-Zone zurück. Doch folgte auf den Rückgang ein (des weiteren klimatisch bedingtes) Vordringen des Eisrandes, worauf die das glazifluviale Material überlagernden Moränenpolster (u. a. Jokikumpu, Hammaslahti, möglichenfalls auch Rummukkala) hinweisen. In dieser neuen Vorschubphase haben die veränderten allgemeinen Bedingungen, die zur Zeit des geschwinden Zurückweichens noch nicht in höherem Masse sichtbar geworden sind, örtlich eine sehr bedeutende Rolle zu spielen begonnen. Das gesamte Inlandeis hat damals schon beträchtlich an Umfang und Mächtigkeit verloren, die Landhebung hat stärker zu wirken angefangen, ausserdem hat u. a. die veränderte Lage verschiedener Strömungszentren und Eisscheiden neue Strömungsrichtungen verursacht, woneben sich auch die Wirkung des Reliefs wiederum bemerkbar zu machen beginnt. Bei erneutem Ausgreifen der Vereisung ist denn auch in den verschiedenen Teilen des Untersuchungsgebietes eine in verschiedenen Richtungen entwickelte Tendenz zu erkennen, von Norden kommt eine NNW-gerichtete Bewegung, im südlichen Teil wiederum vollzieht sich die Strömung etwa von Westen nach Osten. Diese Bewegungen, Gletscherzungen, sind einander in der Gegend des heutigen Jaamankangas begegnet, wo sich offenbar eine schmälere, wenn auch scharfe, anscheinend spaltenförmige Grenzzone herausgebildet hat. Diese Zone hat einen örtlichen Zwischenzustand der verschiedenen Strömungen bedeutet, in dem beide Bewegungen ihre eigene Richtung haben fortsetzen können. Ein sanfteres Übergangsgebiet zwischen den Strömungen hat wiederum im NW-Winkel des Untersuchungsgebietes gelegen, wo beide Bewegungsrichtungen abwechselnd anzutreffen sind.

Trotz dem oben dargestellten wahrscheinlichen Entwicklungsgang möchte Verfasser nicht die Möglichkeit ausschliessen, dass die Aufteilung der Inlandeisbewegungen in eine westliche und eine nordnordwestliche Strömung ohne Rückzugsphase, schon bei einer Eisrandlage ungefähr in der gegenwärtigen Salpausselkä-Linie oder etwas östlich davon, hätte vor sich gehen können. Die betreffenden Teilbewegungen haben sich unmittelbar von der »nordwestlichen« Bewegung abzweigen oder z. B. durch ein stagnantes Zwischenstadium herausbilden können.

Es ist zu bemerken, dass das Eis damals im Zustande des Abschmelzens sich befunden hat, wobei das Offenbleiben der oben beschriebenen einige

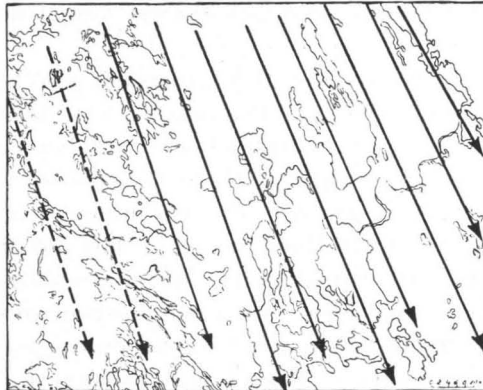
Meilen langen Grenzlinie (des Jaamankangas) zwischen Gletscherzungen möglich gewesen ist. An den Zungenrändern hat in diesem Falle ausserdem zwischen Bewegung und Abschmelzen ein Gleichgewicht bestanden, das vor allem die zu beschreibende Erscheinung ermöglicht hat. Die Spaltenbildung hat also als Schmelzwassersammler gewirkt, wo sich auch zugleich vom Gletscher gelöstes Steinmaterial akkumuliert hat.

Die aus *westlicher Richtung* gekommene, gegen den Salpausselkä-Bogen senkrecht verlaufende, aber schon vor Entstehung des Salpausselkä beginnende Bewegung ist anfangs nicht ganz übereinstimmend mit dem jetzt als vorherrschend erkannten Schrammensystem gestrichen. Zuerst hat sich das östliche Ende der Gletscherzunge aus der alten allgemeinen Richtung WNW—NW bewegt. Diese Phase bezeichnen meines Erachtens die westlicheren Schrammen in der Gegend des Heinävaara, eine gewisse Strecke ausserhalb des (später entstandenen) Salpausselkä-Bogens. Doch hat die letztgenannte westnordwestliche Teilbewegung nicht die hohe Bergzone zu übersteigen vermocht, so dass bei der endgültigen Ausgestaltung der Akkumulationszone des Salpausselkä den topographischen Faktoren jedenfalls eine gewisse örtliche Bedeutung zugekommen ist.

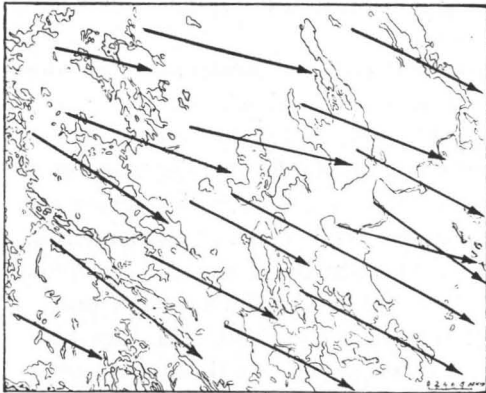
Die Ausbildung der Oser schiene schon in verhältnismässig früher Phase, vor Entwicklung der Schrammenausrichtung der letzten Teilphase, eingesetzt zu haben. Der Verlauf der Oszüge Onkamojärvi—Liperi und Hammaslahti wiese nämlich vielleicht auf eine frühere, nordwestliche Teilphase der obengenannten westlichen Bewegungsrichtung hin. Die in der Gegend von Joensuu festzustellende südwestliche Verschrammung bedeutet meines Erachtens die letzte »Reizung« der westlichen Bewegung zur Senkrechten gegen die schon »fertige« Salpausselkä-Bildung. Die Kreuzschrammenbeobachtung $230^{\circ}/260^{\circ}$ nordwestlich von Joensuu beweist auch das stufenweise Wenden der Bewegung von Westen nach Südwesten in Ankunftsrichtung. Diese südwestliche Abtragung ist im allgemeinen nicht mehr sehr stark gewesen.

Im Gebiet der nornordostwestlichen Bewegung, nördlich des Jaamankangas, scheint das Becken des Höytiäinen fortgesetzt eine starkes Sammelbecken des Eises bedeutet zu haben. Das ausgedehnteste Plateau der Randbildung Jaamankangas liegt auch in diesem Falle gerade bei dem grossen Seebecken, was Rosberg (1892, 1899) schon seinerzeit bei den Randbildungen Ostkareliens erkannt hat und welche Regelmässigkeit im Bereich der Salpausselkä-Rücken herrscht.

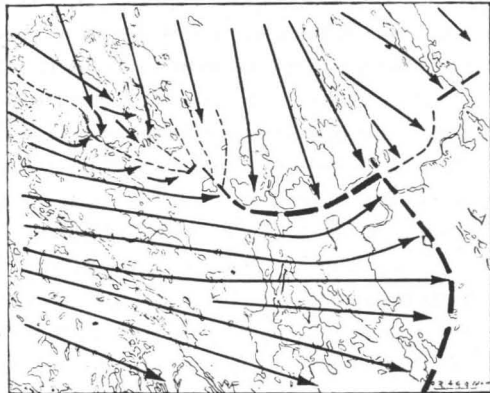
Anders als beim Jaamankangas scheint der Rand der nordnordwestlichen Gletscherzunge östlich des Höytiäinen-Beckens verhältnismässig unzusammenhängend und offenbar auch dünner gewesen zu sein, so dass kein einheitlicher Randbildungsbogen zur Akkumulation hat gelangen können. Einige Sachverhalte aber könnten darauf hinweisen, dass die betreffende Randzone vom Jaamankangas ungefähr nordseits des Flusses Pielisjoki nach der



I



II



III

Abb. 110. Die wichtigsten Bewegungsphasen des Inlandeises in Nordkarelien in der durch Schrammenbeobachtungen wiedergegebenen Zeit.

- I = die älteste, nordnordwestliche Abtragungsphase
- II = die nordwestlich-westnordwestliche Abtragungsphase
- III = die jüngsten, salpausselkälzeitlichen Bewegungen.

Randbildung Uimaharju verlaufen wäre. Vom E-Ende des Jaamankangas nämlich erstrecken sich in Richtung der Landstrasse einige kürzere, quere Osbildungen (s. Karte, Beilage I), von deren Nordostseite an bis zum Uimaharju umfangreichere, eingeebnete Sandfelder sowie einige kleinere Osbildungen unbestimmter Richtung anzutreffen sind. Ausserdem kann festgestellt werden, dass die vorherrschenden Schrammen sich östlich des Höytiäinen westlicher wenden, in eine Richtung, die senkrecht gegen den vermuteten Gletscherrand verlief. — Die W-E-gerichtete Schrammenbeobachtung westlich des Sees Herajärvi wiederum zeigt offenbar die letzte örtliche Bewegung des Eises gegen die hohe Bergzone des Koli-Zuges. In dieser

Phase ist der Eisrand bereits dazu gekommen, vom Uimaharju nach Nordwesten zurückzutreten.

Zu den Endphasen der letzten Bewegungszeit gehören ausserdem einige mehr oder weniger kurzstreckige Bewegungen, von denen oben im Zusammenhang mit der Analyse der Schrammensysteme bereits die Rede gewesen ist. Am bedeutendsten unter diesen Bewegungen sind die in der Nähe von Osbildungen erkannten sog. transversalen Strömungen (s. S. 33). — Auf viele der kleineren Bewegungen der Rückzugsphase hat die örtliche Topographie ihrerseits offenbar als richtunggebender Faktor eingewirkt. Bei einigen der jüngsten Bewegungen kann sogar eine recht ausgedehnte regionale Unruhe und Unstetigkeit wahrgenommen werden; ein derartiges Gebiet liegt im besonderen nördlich des Oszuges Tuusniemi—Riistavesi. In diesem Zusammenhang sei hingewiesen auf die von Sauramo (1924, 1929) früher aus Finnland, der Gegend Tampere—Kyrösjärvi, beschriebenen komplizierten Richtungsschwankungen der letzten Bewegungen.

Die in ihrer Gesamtheit zu der Salpausselkä-Phase gehörende Zeit der letzten Bewegungen des Inlandeises scheint in Nordkarelien verhältnismässig lang und effektiv gewesen zu sein. Haben doch die in diese Phase eingehenden Bewegungen dem von ihnen erfassten Gebiet seine eigene Physiognomie verliehen. Die Zeit der letzten Bewegung ist, mit anderen Worten, dazu gekommen, die Spuren der früheren Bewegungen recht stark zu deformieren.

In Abb. 110 ist die Ansicht des Verfassers über die in den Hauptzügen erkannte Entwicklung der glazigenen Abtragung in der durch die Schrammenbeobachtungen belegten Zeit schematisch wiedergegeben. Im folgenden Kapitel werden wir auf die Entstehungsweise der glazigenen Bildungen sowie auf die Stellung der glazigenen Abtragung und Akkumulation in der allgemeinen Chronologie der Quartärzeit zurückkommen.

GESICHTSPUNKTE ZUR ENTSTEHUNG DER GLAZIGENEN BILDUNGEN

MORÄNE

Wie oben in verschiedenen Zusammenhängen hat festgestellt werden können, weist die Moränendecke des Untersuchungsgebietes allgemein auf die in der Rückzugsphase vor sich gegangene Akkumulation hin. Dies wird insbesondere durch das enge Abhängigkeitsverhältnis zwischen der Orientierung des Steinmaterials der Moräne und der letzten Schrammenrichtung sowie durch die allgemeine Verfrachtung des Steinmaterials der Moräne bewiesen. Die Strömung der Schmelzwässer in der Randzone des Eises wird meines Erachtens durch das in der Moräne verhältnismässig reichlich enthaltene sortierte Material bezeichnet, das beinahe in allen grösseren Schnitten als Linsen und Schichten, ja sogar als gewisse eigenartige Strukturen zu

sehen ist (Abb. 27, 29—33). In bezug auf die Entstehung der länglichen morphologischen Formen der Moräne, der Drumlins, kann Verfasser sich nicht dem von Virkkala (1951, S. 45; — vgl. Hollingworth 1931) über nahe gelegenes Gebiet dargestellten Gedanken anschliessen, dass die Drumlins einer Vorstossphase des Eises entstammten (d. h. dem anfänglichen Vordringen der letzten Vereisung). Das unverkennbare Abhängigkeitsverhältnis der Richtung der im Untersuchungsgebiet gelegenen Drumlins zu dem letzten, von der vorherrschenden Abtragung gegebenen Schrammensystem erweist, dass die Gebilde ihre endgültige Richtung in der Rückzugsphase des Eises (vgl. Ebers 1937, Fairchild 1907, 1929), in den zu dieser Phase gehörenden Hauptbewegungen, angenommen haben. Die letzten unruhigen Bewegungen kurzer Erstreckung haben jedoch weder Drumlins aufgeschüttet, noch deren Richtung verändert.

RANDBILDUNGEN

Salpausselkä. Oben sind bereits die morphologischen und strukturellen Eigenschaften der Bildungen dargelegt worden, die entstanden sind, als die Randzone der Vereisung längere Zeit in einem und demselben Raume verharrete. Das Ablagern dieser lateralen Bildungen hat einen aktiven Gletscher vorausgesetzt, Verhältnisse, unter denen zwischen Gletscherverfrachtung und randlicher Abschmelzgeschwindigkeit ein Gleichgewichtszustand geherrscht hat (s. Flint 1947). Die von Karelien her quer durch Südfinnland verlaufenden unter dem Namen Salpausselkä I und II bekannten Randbildungsbögen mit ihren westlichen Fortsätzen bezeichnen die Eisrandlage zu einem gewissen Zeitpunkt der Rückzugsphase nicht nur in Finnland, sondern auch in ganz Südschweden (Abb. 1).

Oben ist bereits auf die Bedeutung der klimatischen und topographischen Faktoren als massgebend für die Lage der Salpausselkärücken hingewiesen worden. Über die (glazigene) Entstehungsweise der Bildungen selbst hat man auseinandergelassene Meinungen vorgebracht, — seitdem Wiik (1876) diese Höhenrücken als am Rande des Inlandeises entstandene Ablagerungen charakterisiert hat. Das Aufkommen der verschiedenen Ansichten mag zum Teil in der geringen Anzahl der verfügbar gewesenen grösseren Schnitte begründet liegen. Auch heute noch ist der Aufbau der Salpausselkä-Bögen in langen Abschnitten nur oberflächlich bekannt. — Von den wichtigsten Untersuchungen über die Entstehung der Salpausselkä-Rücken seien folgende angeführt:

Nach Ramsay (1895, S. 24—25, 1921, 1922) sind diese Rücken als Absätze nebeneinander gelegener, lateral aneinander angeschlossener glazifluvialer Deltan entstanden, als Bildungen, die am Eisrand im Ostseebecken bis in das Niveau des damaligen Wasserspiegels angewachsen sind. Mit diesen

Delten ist meistens proximalseits, im Vereisungskontakt, eine gehügelte Endmoränenakkumulation verbunden.

Nach Leiviskä (1920, 1927, 1931, 1934) sind die Salpausselkä-Rücken aufgebaut aus Innenmoräne, die durch das Meer aus dem Eisrand ausgewaschen und in verschiedene Fraktionen sortiert worden ist. Die steilen, aus sortiertem Material aufgeschütteten Proximalhänge haben nach Leiviskä gemäss der Deltatheorie (s. De Geer 1897) nicht zustande kommen können. In den im Eisrand endenden Tunneln hat sich kein so starker hydrostatischer Druck zu entwickeln vermocht, der imstande gewesen wäre, ein so grobes Material (ja sogar grosse gerundete Blöcke) auf eine so hohe Böschung zu schaffen. Auch distalseits liegt nach Leiviskä unter der Sandbedeckung oft grober Kies, der mit der Deltatheorie nicht im Einklang steht.

Sauramo, der die chronologische Stellung der Salpausselkä-Rücken in mancher seiner Untersuchungen dargelegt hat (s. weiter unten), hält diese Höhen genetisch für Randmoränen, denen sich distalseits stellenweise glazifluviale Delten anschliessen (Sauramo 1929, 1931, 1940; vgl. Donner 1951, S. 8: Plateau von Lahti).

Die von Tanner für die Salpausselkä-Rücken dargestellte Entstehungstheorie (1934, 1938, Brenner & Tanner 1931; ¹⁾) nimmt gegenüber den obigen eine vermittelnde Stellung ein und setzt kompliziertere Verhältnisse voraus. Als erste Phase erscheint nach Tanner das Aufschütten von Moränenmaterial in Form von marginalen Rücken und Hügeln, die sowohl sub- als supra-aquatisch sind. Bei oszillierendem Eisrand haben sich diese Gebilde stellenweise übereinandergeschoben, wobei den verschiedenen Überschubmoränen glazifluviale Schichten zwischengelagert sein können. Die hauptsächlich über dem stehenden Wasserspiegel verlaufenden glazifluvialen Ströme haben stellenweise die Lücken zwischen der Moränenaufschüttungen deltaförmig ausgefüllt und diese auch überflutet, indessen die feineren Sedimente weiter von den Flussmündungen entfernt abgesetzt worden sind. Nach Tanner zwingt keinerlei Sachverhalt zu der Annahme, dass die Schmelzwasserströme subglazial verlaufen wären. Später seien Moräne wie auch glazifluviales Material stark durch Uferkräfte beeinflusst worden. Infolgedessen habe sich das Material aus seiner ursprünglichen Lage kürzere oder längere Strecken längs den Ufern entfernt und in geschützten Buchten wieder abgesetzt. Eine derartige Verlagerung von Material habe sich sowohl distal- als proximalseits vollzogen, und in erster Linie gerade durch diesen Vorgang habe sich das unregelmässige Relief ausgeglichen und die Plateauform der Salpausselkä-Rücken gebildet. An den Stellen, wo die Moränenrücken unter tiefem Wasser gelegen haben, sei eine derartige Ebnung von Moräne aber nicht in hohem Masse vor sich gegangen.

¹⁾ Über die bis 1934 erschienenen Salpausselkä-Untersuchungen siehe Tanner 1934, S. 3—15 (vgl. Ramsay 1921). Die wichtigsten der betreffenden Werke sind in dem weiter unten abdruckenden Schriftenverzeichnis angeführt.

Zu der Entstehung der Salpausselkä-Rücken hat Hyyppä (1951) auf Grund der in den letzten zwei Jahrzehnten in den Salpausselkä I geführten Schnitte in Form einer Arbeitshypothese einige neue Gesichtspunkte vorgebracht. Der Wasserspiegel des Ostseebeckens hat bei zurückweichender Vereisung nach Hyyppä verhältnismässig niedrig gestanden (vgl. Mölder 1957). Bei Verharren des Eisrandes im Gebiet der Salpausselkä-Rücken sei die erste Phase die von den Schmelzwasserströmen hauptsächlich supra-aquatisch abgelagerte glazifluviale Akkumulation gewesen. Dieser Phase sei ein neuer Eisvorstoss gefolgt, bei dem sich Moränenmaterial in den Proximalteilen der Randbildungen auf den glazifluvialen Massen angesammelt habe. Die ebenen Plateaus der Salpausselkä-Rücken seien sekundäre Erosions- und Akkumulationsflächen, die in den verschiedenen Phasen des später vor sich gegangenen Anstiegs des Ostseespiegels entstanden seien.

Die oben dargestellten Theorien behandeln natürlich die Entstehungsweise der Salpausselkä-Rücken in allgemeinen Zügen. In den verschiedenen Abschnitten der langen Randbildungszüge hat schon die ursprüngliche Aufschüttung ziemlich abweichend vom Allgemeinen sein können. Stellenweise sieht man flache, ausschliesslich aus Moränenmaterial aufgebaute Hügel, hier und da wiederum erstreckt sich das glazifluviale Material ausschliesslich vom Proximalhang der Randbildung bis zu ihrem Distalteil, woneben zuweilen der Anteil jüngerer Ablagerungen und sekundärer Formen vorherrschend sein kann. In dem in Karelien gelegenen Teil hat sich der Salpausselkä nach Sauramo (1934, S. 42; 1940, S. 30) und Tanner (1938, S. 542) stellenweise schon ursprünglich auf trockenem Boden abgelagert (vgl. Leiviskä 1925, S. 373). In Hyvinkää, führt Donner an (1952), umfasse der Salpausselkä ein ursprüngliches Plateau in 150 m Höhe, während wiederum ein Plateau von 125 m eine sekundäre Abtragungs- und Ablagerungsfläche sei.

Die von Verfasser aus dem Untersuchungsgebiet dargestellten (S. 110) strukturellen Züge des Salpausselkä-Zuges erweisen, dass die Bildung in ihren verschiedenen Teilen in gewissem Masse unter verschiedenen Verhältnissen entstanden ist. Der Schnitt von Tervasuo, der die Randbildung bei einem typischen Plateau durchsticht, weist in seinen Strukturzügen nicht auf ein Delta hin. Das Material ist grob bis zum Distalteil, lässt aber doch in seinen örtlichen Einzelheiten scharfe Abwandlungen zwischen Teilen feinerer und gröberer Massen erkennen (Abb. 74). Für die Schichtung ist desgleichen neben der Allgemeintendenz eine beträchtliche Unbeständigkeit kennzeichnend. Die vorherrschenden waagerechten Schichten können unvermittelt in verschieden ausgerichtete Schräg- und Kreuzschichten übergehen (Abb. 75), ja sogar unbestimmt geschwungen verlaufen. An vielen Stellen wiese die aus aufeinandergelagerten schräg und waagerecht geschichteten Teilen bestehende Ganzheit (Abb. 73) auf die in Sanderflächen (outwash planes) anzutreffende Struktur hin (vgl. Woldstedt 1923, 1954; v. Kle-

belsberg 1948; usw.). Die grossen eisgeritzten Blöcke (Abb. 77) haben kaum in Tunneln unter der Vereisung wandern und sich unter Deltaverhältnissen abgelagern können. Abgesehen von der etwa 1 m mächtigen Oberflächenschicht, die unverkennbar sekundär herausgestaltet ist, erweist die Struktur des Schnittes offenbar eine ursprüngliche glazifluviale Akkumulation, also in erster Linie unter Sandurbedingungen. Auf supraaquatische Verhältnisse deutete auch das sehr spärliche Vorkommen von Tonablagerungen ausserhalb des nördlichen Teiles des Salpausselkä hin.

Das glazifluviale Plateau des Salpausselkä ist weiter südlich im Untersuchungsgebiet morphologisch verhältnismässig ähnlich wie beim Tervasuo, aber im Proximalteil der Bildung ist stellenweise ein Moränenpolster auf glazifluvialen Massen oder wechselnde Akkumulation von Moränenmaterial anzutreffen (Säkäniemi, Hammaslahti).

Das schmale, scharfscheitelige nördliche Ende des Salpausselkä in Paihola ist morphologisch und strukturell (Abb. 69, 70) durchaus längsosähnlich (vgl. Frosterus & Wilkman 1917). Das Entstehen eines derartigen steilhängigen, schmalen Rückens ist ohne beiderseitige Stütze durch Gletscherwände kaum möglich gewesen. Man kann annehmen, dass in der Randzone des zur Zeit der Salpausselkä-Phase bestehenden Inlandeises, wie auch bei einem gegenwärtigen Gletscher (v. Klebelsberg 1948, u. a.), mit dem Rand gleichverlaufende Spalten aufgetreten sind. Von der zusammenhängenderen Vereisung hat sich im Abschmelzstadium somit ein durch eine offene Rinne abgetrenntes schmäleres, bogenförmiges Segment als Toteis ablösen können. In dem südlicheren Teil des Untersuchungsgebietes, wo die am Eisrand abgelaufene Strömung von Schmelzwassern und das Aufschütten glazifluvialer Massen bedeutend stärker gewesen sind, hat sich ein derartiger schmalerer Eisteil kaum als Ganzes erhalten können; seine Reste dürften die in den distalen und mittleren Teilen des Plateaugebietes zwischen Heinävaara und Onkamo zu sehenden zahlreichen Toteisgruben, gegenwärtige Weiher (Karte, Beilage I), gebildet haben. An seinem nördlichen Ende dagegen kann das betreffende Eissegment als die eine Wand des örtlich zustande gekommenen lateralen Schmelzwasserkanals gewirkt haben. Lässt doch die Schichtstruktur in Paihola erkennen, dass das Wasser in der Längsrichtung des Rückens von Norden nach Süden geflossen ist (Abb. 70), wobei die Wassermassen in den offeneren Plateauteil und dann weiter über die Randzone hinaus abgeflossen sind. — Auf die Ablösung einer Toteiszone im Zusammenhang mit der Entstehung von Randbildungen weist auch Soergel (1927) hin.

Der Aufbau des Jaamankangas (S. 122) bezeugt im grossen ganzen ähnliche Entstehungsverhältnisse wie bei dem oben beschriebenen in das Untersuchungsgebiet reichenden Teil des Salpausselkä. Typische Deltastruktur lassen die Schnitte im Jaamankangas nirgends deutlich erkennen.

Der Schnitt des Höytiäinen-Kanals wies darauf hin, dass sich die Bildung an dieser Stelle in niedrigem Wasser abgesetzt hätte, wo die glazifluvialen Massen schon von Anfang an der Wirkung von Wogengang und Uferströmungen ausgesetzt gewesen wären, woneben eine diskordante, spätere Uferablagerung an der Oberfläche zu erkennen ist (Abb. 92). Als andere Alternative wäre wenigstens arbeitshypothetisch daran zu denken, dass der Jaamankangas eine Sandurbildung wäre, worauf sein Material und seine Schichtung auch hinweisen. In beiden Fällen schiene es sicher, dass die Bildung sich wenigstens in ihrer Endphase im Niveau des spätglazialen Meeres zu einem Uferfeld eingeebnet hat. — In seinem schmalen Rücken- teil ist der Jaamankangas dem nördlichen Ende des Salpausselkä ganz ähnlich und erweist desgleichen, dass die Schmelzwässer in der Längsrichtung des Rückens geflossen sind (Abb. 95), wie es sich auch bei den Längsosern verhält.

Wie aus den oben dargestellten Beschreibungen hervorgegangen, ist bei den grossen Randbildungen Nordkareliens, dem Salpausselkä und dem Jaamankangas, der Anteil des glazifluvialen Materials am wichtigsten, und dieses Material hat sich ganz unverkennbar schon in der Anfangsphase der Entstehung der Bildungen abgelagert. An vielen Stellen ist im Proximalteil beider Randbildungen, besonders des Jaamankangas, eine durch die spätere Aktivität der Vereisung mitgebrachte Moränenakkumulation auf glazifluvialen Massen festzustellen. Derartige Ablagerungen sind am häufigsten an den Stellen, wo die Randbildungen als breite Plateaus erscheinen. Als letzte Phase ist ein sekundäres Einebnen der Oberflächenteile durch die Uferkräfte erfolgt, durch deren Tätigkeit die Randbildungen ihre endgültige Form erhalten haben. Der dreiphasige Entwicklungsgang des Salpausselkä und des Jaamankangas stützt meines Erachtens die von Hyyppä (op. c.) über den Salpausselkä I dargestellte Entstehungshypothese. Doch ist zu bemerken, dass das Untersuchungsgebiet Verfassers nur einen ziemlich kleinen Teil der Salpausselkä-Bildung umfasst.

Die Schrammenbeobachtungen des Untersuchungsgebietes führen zu der Schlussfolgerung, dass der Salpausselkä und der Jaamankangas in derselben Zeit entstanden sind. Der Jaamankangas hat sich auf der Grenzlinie zwischen Gletscherzungen des Inlandeises abgelagert, die sich in verschiedenen Richtungen bewegt haben, auf einer (»interlobischen«) Grenzlinie, die eine offene Rinne gewesen sein muss. Das Ausladen dieser Spalte zu beträchtlicherer Breite NE-seits des Sees Kuorinkajärvi hat offenbar eine Zerstückelung bedeutet, eine zerbröckelnde Schwächezone, in dem schon dünner gewordenen Eis, da die Plateaufläche des Jaamankangas zwischen dem See Kuorinkajärvi und dem Nordende des Pyhäselkä durch zahlreiche steil abge- böschte Osweiher, — die Stätten des Vergehens einstiger grosser Eisberge (s. Karte, Beilage I) —, unterbrochen ist.

Über die Chronologie der Spätglazialzeit. Oben ist im eiszeitlichen Entwicklungsgang Nordkareliens eine Zeit erreicht worden, in der die Vereisung abzuschmelzen beginnt, die Moränenakkumulationen zum Vorschein kommen und die glazifluvialen Ablagerungen entstehen. Da Verfasser davon absehen möchte, in der vorliegenden Untersuchung noch auf andere spätglaziale, zu Zeit glazifluvialer Vorgänge abgelaufene oder danach eingetretene Geschehnisse oder auf die Entstehung der Salpausselkä-Rücken in ihrer Gesamtheit oder auf den Anschluss dieser Gebilde an die verschiedenen entwicklungsgeschichtlichen Stadien der Ostsee einzugehen, wird im folgenden in allgemeinen Zügen auf die wichtigsten, die betreffende Zeit berührenden Untersuchungen anderer finnischer Quartärgeologen hingewiesen.

Die in Finnland ausgeführte chronologische Erforschung der Spätglazialzeit hat sich bisher hauptsächlich auf die warvigen Sedimente, die Niveaushverschiebungen sowie das durch die Pollenanalyse gegebene waldgeschichtliche und die Klimaschwankungen erweisende Material gegründet. Unter den glazigenen Bildungen haben die Salpausselkä-Rücken in diesen Untersuchungen eine recht zentrale Stellung eingenommen.

Die Entstehung der Salpausselkä-Rücken hat sich nach Sauramo in den verschiedenen Phasen des dem Rande der zurückweichenden Vereisung nachgegangenen Baltischen Eissees abgespielt, wobei gemäss ihm die mit den Randmoränen verbundenen glazifluvialen Deltten zahlreiche verschiedene, chronologisch aufeinanderfolgende Niveaus des Ostseespiegels vertreten. Der Äussere oder I. Salpausselkä hat sich nach der Terminologie Sauramos (1949, 1954) aufgebaut aus zwei Plateaureihen, B I und Z, deren Höhenunterschied 25 m beträgt. Der Innere oder II. Salpausselkä umfasst nur eine Plateaureihe, B III. In Nordkarelien verlaufen nach Sauramo (1937) beide Salpausselkä-Rücken miteinander vereinigt, sie umfassen alle drei Hauptplateaureihen sowie die zwischen den Salpausselkä-Rücken Westfinnlands gelegene Reihe. Das Plateau um den See Hietajärvi im Kirchspiel Kiihtelysvaara verträte demgemäss (op. c. ,S. 8) das höhere Niveau des I. Salpausselkä.

In Hinsicht auf die spätglazialen klimatischen Perioden fällt die Entstehungszeit der Salpausselkä-Rücken nach Donner (1951) in die durch kraut- und zwergstrauchartige Pflanzenarten gekennzeichnete spätglaziale sog. jüngere Dryaszeit oder die waldgeschichtliche Zone III. Die Datierung dieses Zeitraumes und der ihm vorausgegangenen durch Baum-, hauptsächlich Birkenpollen charakterisierten Allerödzeit (Zone II) ist unter Anwendung des Kohleisotopverfahrens u. a. in Dänemark (Anderson, Levi & Tauber 1953, Iversen 1953) vorgenommen worden, wobei sich als Alter der Zonengrenze II/III $10\ 870 \pm 130$ — $10\ 830 \pm 200$ Jahre und als das der Grenze III/IV $10\ 300 \pm 350$ Jahre ergeben hat. C^{14} -Datierungen gleicher Grössenordnung hat man für die als entsprechend verglichenen Ablagerungen u. a.

in Nordamerika erhalten (Arnold & Libby 1951, Flint & Deevey 1951, vgl. Ignatius 1954).

Als das Jahr ± 0 der auf die warvigen Sedimente gegründeten Zeitrechnung hat Sauramo (1918, 1923) in Finnland das Abschlussjahr des II. Salpausselkä-Stadiums angesetzt. In der Entwicklungsgeschichte der Ostsee entspricht dieser Phase nach Sauramo (1937, 1940, 1949, 1954) das Absinken des Baltischen Eissees (B III) auf das marine Niveau Yoldia I. Nach diesem gemäss Sauramo etwa 100jährigen marinen Stadium hat sich die Ostsee noch (op. c.) vor dem endgültigen Absinken auf das Niveau von Y I zu einer Reihe kurzlebiger Eisseen abgeschnürt. Letzteres Sinken erscheint in den warvigen Sedimenten in Sauramos Zeitrechnung im Jahre +292. In der schwedischen Chronologie (De Geer 1940) entspricht diesem Zeitpunkt das Jahr —1073 oder, an die postglaziale Chronologie Lidéns (1938) angeschlossen, das J. 7912 v. Chr. Somit wären bis heute rund 10 000 Jahre seit dem Rückzug der Vereisung aus der Randbildungszone Fennoskandiens vergangen.

Verfasser dieses ist gemäss seinem oben dargestellten, auf die Eisbewegungen gegründeten Material zu dem Schluss gekommen, dass Salpausselkä (für den Teil des Untersuchungsgebietes) und Jaamankangas zu gleicher Zeit entstanden sind. Nach Sauramo (op. c.) ist der Jaamankangas als glazifluviales Delta entstanden in den Niveaus B V und Y I, die jünger als Salpausselkä I und II sind, und entspräche die Randbildung chronologisch dem Salpausselkä III Westfinnlands, welche Phase etwa 100 Jahre nach dem Ausklang des II. Salpausselkä-Stadiums ihren Anfang genommen hätte. Hinsichtlich des Jaamankangas bemerkt Sauramo (Sauramo & Auer 1928, S. 11) jedoch, dass infolge der Spärlichkeit der warvigen Sedimente der Eisrückzug im südlichen Teil des Höytiäinen-Beckens im einzelnen nicht hat verfolgt werden können. — Was den Salpausselkä angeht, so benutzen die übrigen Forscher für den nach Nordkarelien hinein reichenden nördlichen Teil des Salpausselkä die Benennung II. (oder Innerer) Salpausselkä (vgl. z. B. Frosterus & Wilkman 1917, Leiviskä 1920, 1951, Aurola 1955). Die Lösung des Salpausselkä-Problems für ganz Nordkarelien geht weder räumlich noch als ursprünglicher Untersuchungsgegenstand, wie oben bereits angeführt, in den Rahmen der vorliegenden Untersuchung ein, sondern eher in das Problem der Salpausselkä-Bildungen in seiner ganzen Weite. Eine derartige Arbeit setzt neue umfassendere, künftige Untersuchungen voraus.

Nach den jüngsten Untersuchungen (Mölder, Valovirta & Virkkala 1957), die gerade vollendet wurden, als die vorliegende Arbeit in Druck ging, sind südlich des I. Salpausselkä Sedimente aufgefunden worden, die den frühesten Ablagerungen der älteren Dryaszeit (Zone I) analog sind. Noch innerhalb des III. Salpausselkä hat man Sedimente angetroffen, die voraussetzen müssten, dass die Entstehungszeit der gesamten Salpausselkäzone deutlich

früher läge, als die gegenwärtigen Anschauungen es voraussetzen. Nach Hyypä (1936) wiederum entspräche die Entstehungszeit der Salpausselkä-Rücken der Allerödzeit. In diesem Zusammenhang sei auch auf Sauramos (1949, S. 24) spätere Untersuchungen hingewiesen, nach denen die früher dargestellte Tonchronologie nicht als ganz zuverlässig gelten kann; zwischen Fini- und Postglazialzeit müsste nach ihm eine Lücke von mehr als tausend Jahren klaffen.

ÜBER DIE ENTSTEHUNG DER OSER

Die Entstehung der Oser hat Anlass gegeben zu den mannigfaltigsten, ja sogar stark voneinander abweichenden Hypothesen (vgl. Flint 1947, v. Klebelsberg 1948, Woldstedt 1954 usw.). Allem Anschein nach haben die morphologisch den Osern zuzuzählenden Bildungen auf mancherlei Weise entstehen können, so dass es kaum möglich sein dürfte, ein für alle Vergletscherungsgebiete geeignetes Schema darzustellen, kaum auch nur für den grössten Teil dieser Gebilde. Allgemein aber kann es wohl als wahrscheinlich angesehen werden, dass die Oser aus schmelzwasserverfrachtetem und -sortiertem Moränenmaterial in der Rückzugsphase des Eises entstanden sind. Das Aufschütten der Massen ist wahrscheinlich in der Randzone des Eises oder verhältnismässig dicht an der Randzone vor sich gegangen.

Ohne ausführlicher auf die dargestellten verschiedenen Theorien einzugehen, sei angeführt, dass nach älteren Forschern die Oser u. a. als Uferwälle (Svedenborg 1829, Lyell 1835), als Erosionsreste (Hisinger 1837, Jernström 1874) oder als Ablagerungen von besonderen Geröllströmen (Hisinger 1828, Boethlingk 1840) entstanden seien. Viele der auf glazigene Entstehung gegründeten Theorien legen es als wahrscheinlich dar, dass die Oser in Tunneln, die auf der Sohle des Eisstromes bestanden haben, aufgeschüttet worden seien, subglaziär (Strandmark 1889, Bärtling 1905), oder im Innern der Vereisung, inglaziär (Philipp 1912, Okko 1945). Auf der Vereisung, supra-glaziär, nehmen einige Forscher an (Jamieson 1874, Holst 1876, Tanner 1934 a, 1937), hätten die Schmelzwasser Osmassen aufgeschüttet, während nach der Deltatheorie (De Geer 1897) die Oser wiederum als Delten in Gletscherbuchten in der Mündung subglaziärer Tunnel entstanden wären. Nach der Moränentheorie (Gumaelius 1876, H. v. Post 1862, Leiviskä 1928) haben sich die Oser aus Innenmoränen aufgebaut, die sich beim Abschmelzen der Vereisung zu Rücken aufgeschüttet haben. Als Aufschüttungen in Vereisungsrinnen und -spalten sind die Oser schon im vorigen Jahrhundert ebenfalls gedeutet worden (Hummel 1874).

Unter den finnischen Forschern hat Hyypä (1946, 1954) vor kurzem in Form einer Hypothese die Entstehung der Oser behandelt. Da diese Theorie vorerst nicht ausführlicher in ausserfinnischer Sprache veröffentlicht worden ist, dürfte Anlass bestehen, sie hier in den Hauptzügen zu veröffentlichen.

Nach Hyypä hätten sich die Oser abgelagert in den Vereisungspalten, deren Entstehung durch die bei der Eisschmelze längs alten tektonischen Bruchlinien erfolgten Erdbeben bewirkt worden sei, — zu einer Zeit, als das Eis schon verhältnismässig dünn war. Das erkläre die in den Hauptzügen geradlinige Ausrichtung der Oser, die sich in einigen Fällen bis zu meilenweiter Erstreckung forsetzen kann. Der Os habe sich in einer Spalte durch Vermittlung fließenden Wassers abgesetzt und das Material sich aus Moräne herausortiert. Derartige Oser setzten vor allem supraaquatische Verhältnisse voraus, obgleich sie sich später in dem Niveau der im Gebiet herrschend gewesenen Wasserspiegel hätten einebnen können. Die Einebnung habe schon geschehen können, als die Spaltensysteme noch bestanden hätten, wobei das Meer dazu gekommen sei, in die langen »Ästuarbuchten« der Vereisung einzudringen. In letzterem Falle könne sich der Os stellenweise auch deltaförmig aufbauen, je nachdem in welcher Entstehungsphase des Oses das Meer in die Spalte vorgestossen sei.

Viele Forscher, die sich mit der Entstehung der Oser befasst haben, halten es für am wahrscheinlichsten, dass das Inlandeis schon stagnant, Toteis, oder annähernd stagnant gewesen wäre in den Teilen, in denen sich die Oser abgelagert haben (vgl. Flint 1947, S. 151, Hyypä 1954, Woldstedt 1954, S. 124). So kann es sich zum mindesten nicht in der anfänglichen Entstehungsphase der Oser im grössten Teil des Untersuchungsgebietes verhalten haben, wie die oben dargestellten, in Osnähe gemachten Schrammenbeobachtungen deutlich erkennen lassen. Ja sogar die in einigen Kilometern Entfernung vom Osrücken einsetzende transversale Strömung hat nicht in ganz totem Eise vor sich gehen können, offenbar ebensowenig auch die vielen sich kürzer erstreckenden, aber doch empfindlich erfolgten entsprechenden Bewegungen. Doch ist zu bemerken, dass in der Vereisung, selbst wenn sie annähernd stagnant wäre und also nicht regional gegen die Randzone geflossen wäre, stets ein örtlicher Gradient und Bewegung vorkommen könnte, z. B. gegen den Rand einer genügend steilen Wand.

Über das Verhältnis der Schrammen zu den Osbildungen in Nordkarelien hat Verfasser (Repo 1954 und Vortrag am 11. 6. 54) schon früher kurz einige Gesichtspunkte vorgebracht und erwiesen, dass die Oser des Gebietes wahrscheinlich auf eine in offenen Spalten der Vereisung vor sich gegangene Ablagerung hindeuten. Diese Entstehungsweise dünkte wenigstens bei den stärkeren Oszügen des Gebietes wahrscheinlich. — Für die Spaltentheorie sprechen u. a. folgende Sachverhalte:

1. *Schrammenbeobachtungen.* — Die festgestellten transversalen Strömungen haben nicht auf der Wirkung von Vereisungstunneln beruhen können. Da sich die Eisbewegung rechtwinklig gegen den Eisrand auszurichten sucht, ist anzunehmen, dass sich die Osbildungen in Spalten oder Kanälen zwischen Vereisungswänden abgelagert haben. Eine kleine kurzfristige Bucht

im Eisrand (De Geer 1897, 1932) hat keine so starke transversale Bewegung hervorrufen können, wie stellenweise beobachtet worden ist. Eine nur einjährige Sedimentation von Oshügeln, Oszentren, dürfte einen schnelleren Rückzug des Randes voraussetzen, als die festgestellte Abtragung im allgemeinen erweist. Das von der Deltatheorie vorausgesetzte Meer bzw. Eisssee vor der Vereisung hätte zweifellos ausserdem die Eisränder vom Grunde teilweise abgehoben und dadurch die Vereisungsabtragung vermindert.

Nach den Schrammenbeobachtungen ist die Entstehung der Oser im Untersuchungsgebiet eher so zu verstehen, dass sie in langen offenen Spalten vor sich gegangen ist. Die Schmelzwasserströme, die Steinmaterial mit sich fortrissen, trugen die Eiswände der Spalte ab. Dadurch entstand ein Gradient und eine Eisbewegung gegen die in der Spalte sich ablagernde Osbildung.

Oben hat Verfasser in verschiedenen Zusammenhängen schon auf die Tatsache hingewiesen, dass im Untersuchungsgebiet Oszüge anzutreffen sind, die eine Grenze für die zu ihren verschiedenen Seiten herrschenden ungleich gerichteten, ja sogar umfassenden Schrammensysteme bilden. Ein derartiger ist u. a. der vom Osknotenpunkt Outokumpu ausgehende Rikkavesi-Oszug, auf dessen Nordseite eine nordnordwestliche Eisströmung geherrscht hat, südseits dagegen eine westnordwestliche. Nördlich des mit jenem parallelen Oszuges Tuusniemi-Riistavesi fällt die gleichgerichtete Anpassung der vorherrschenden Schrammen an den Hauptverlauf des Oszuges auf. Diese nordseitigen Schrammen wenden sich sogar empfindlich in die Richtung des scharfen Osknies am nördlichen Ende des Juojärvi. Auf die südseits herrschende Verschrammung hat aber das Knie des Oszuges nicht eingewirkt, sondern an dieser Stelle ist ein deutlicher Richtungsunterschied in der Gemeinströmung zu beiden Seiten des Oses zu erkennen. Ausser den vorwaltenden Richtungen ist ausserdem an beiden Flanken der beiden genannten Oszüge eine transversale Strömung geringerer Erstreckung festgestellt worden, und das zwischen den beiden Oszügen liegende Gebiet ist in seiner Gesamtheit ein durch Unbeständigkeit der Schrammenrichtungen geprägtes Unruhegebiet.

Am besten ist das oben beschriebene Auftreten der Schrammensysteme so zu verstehen, dass die besagten Oszüge eine Grenzlinie zwischen den verschiedenen Vereisungssegmenten bedeuten. Die offenen, langen Spalten in den Randteilen der Vereisung haben, mit anderen Worten, Schmelzwasser gesammelt und die Entstehung der radialen Oszüge herbeigeführt.

Bereits oben ist gezeigt worden, dass der morphologisch und strukturell durchaus längssoförmige Rückenteil des Jaamankangas mit allergrösster Wahrscheinlichkeit in einer langen Rinne zwischen Gletscherzungen abgelagert worden ist, die sich in verschiedenen Richtungen bewegt haben. Es

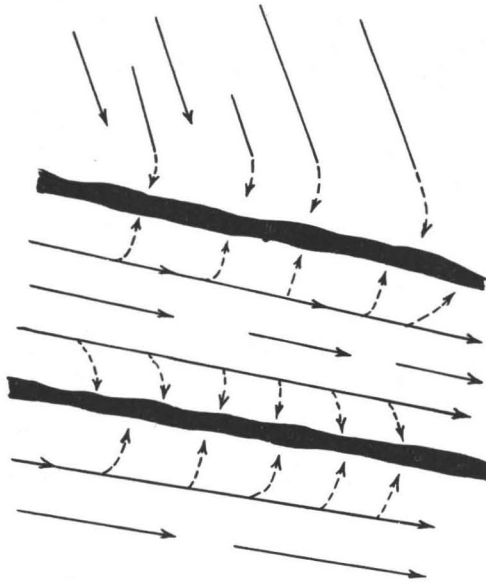


Abb. 111. Schematisches Bild der Inlandeisbewegungen in den Umgebungen des Tuusniemi- und des Rikkavesi-Oszuges.

dürfte begründet sein, auch schon auf diesen Sachverhalt gestützt anzunehmen, dass die mit dem Jaamankangas unmittelbar verbundenen, morphologisch und strukturell ganz gleichartigen Osbildungen auf gleiche Weise entstanden wären, zumal da die festgestellten Eisbewegungen ein starkes Argument für diese Annahme abgeben. — Das Vorhandensein von Spalten in der Entstehungsphase der Oser ist in Nordkarelien nach Verfassers Ansicht auch in den Fällen wahrscheinlich, in denen die Oser und die vorherrschenden Schrammen in gleicher Richtung verlaufen.

2. *Material und Struktur.* In den Massen der Oser ist allgemein ein scharfer Wechsel zwischen den Schichten feineren und groberen Baustoffes zu erkennen, sind doch zuweilen unter dem übrigen Material auch grössere Tonblöcke wahrzunehmen (Leiviskä 1928, 1940). Die Strömung des Wassers ist also unter starkem Wechsel der Kraft, oft auch der Richtung vor sich gegangen. Kann man doch wohl annehmen, dass, soweit die Sedimentation der Oser in geschlossenen Vereisungstunneln vor sich gegangen wäre, die Strömung gleichmässiger und Material und Schichtstruktur demgemäss einheitlicher gewesen wären. Ein bedeutender Korngrößenwechsel des Baustoffes hat gewiss in den Deltaosern erfolgen können, in denen die Grobheit der Massen und die Stärke des Stromes mit den Jahreszeiten gewechselt haben.

Trotz der starken Rundung der Steine und Blöcke scheint das Material nicht immer eine lange Strecke in dem angenommenen Oskanal gewandert zu sein. Einige Forscher (Leiviskä 1920, 1928, Hyypä 1946, 1950) nehmen denn auch an, dass die Osablagerungen hauptsächlich Material von den Seiten aufgenommen hätten. Auf diesen Umstand wies im Untersuchungsgebiet u. a. das Verhältnis des Materials zu den Felsblößen unter dem Os hin. Wenn das Material grob ist, sind die Felsblößen an der Oberfläche bearbeitet, aber in der Ankunftsrichtung hat sich schon ganz nahe, soweit ein feineres Sediment den Baustoff des Oses bildet, die Oberfläche des Felsens unbeschädigt erhalten. Die starke Rundung des Steinmaterials ist also in Schmelzwasserwirbeln teilweise schon in der Vereisung selber geschehen, bevor sich das Material in der Spalte sedimentiert hat (vgl. Hyypä op. c.). Als von den Seiten in die Spalte gefallen oder aus der Vereisungswand ausgewaschen sind zweifellos die grossen kantigen Blöcke aufzufassen, die in dem Schnitt des Oses Tuopanjärvi—Ripulinjärvi im NE-Teil des Kirchspiels Kontiolahti zahlreich angetroffen worden sind (Abb. 60). Derartige Blöcke beweisen meines Erachtens gerade, dass der Oskanal offen gewesen ist. (— Soweit der Osrücken breiter ist, ist die Schichtstruktur gewöhnlich gleichmässiger und verhältnismässig flach, vgl. Abb. 64. —) Die angenommene Entstehungsweise entspricht voll der Auffassung Tanners (1938, S. 506—513) von der Entstehung der supramarinen Oser Nordfinlands. Ferner sei festgestellt, dass Richter (1937) anführt, die typischsten und längsten Oser Norddeutschlands seien entstanden in Radialspalten eines im Randteil des Eises gelegenen Toteiskragens, dessen Breite bis zu 100 km ausmachen konnte.

In bezug auf das Material der Oser ist theoretisch anzunehmen, dass auf den Oshängen stellenweise Moränenakkumulation zu sehen wäre, da im Felsgrund vielenorts Zeugnisse der jüngsten transversalen Strömung anzutreffen sind. Doch hat Verfasser mit Sicherheit nur an einer einzigen Stelle auf dem Hang einer Osbildung Moräne angetroffen (Abb. 112—113). Die Strömung der Schmelzwasser und die spätere durch die Uferkräfte geleistete Erosion dürften derartige dünnere Moränenakkumulationen ohne Hinterlassenschaft abgetragen haben.

Die Spaltheorie mag, wie Leiviskä (1928) und Hyypä (1946, 1954) betont haben, die morphologische Gleichartigkeit der Oser und (schmalen) Randbildungen verständlich machen. Beide Bildungen haben sich nämlich hinsichtlich des glazifluvialen Materials neben den Vereisungswänden abgelagert. Bei den Osern hat nur die Vereisungswand auf beiden Seiten die Stütze abgegeben. Schon Frosterus (1913, S. 36) hat die völlige morphologische Gleichartigkeit des an den westlichen Salpausselkä angeschlossenen Asikkala-Oses und des an dieser Stelle schmal auftretenden Salpausselkä hervorgehoben. Das nördliche Ende des Salpausselkä in Paihola und der



Abb. 112. Moränenakkumulation (im Bilde rechts) auf dem Hang einer glazifluvialen Bildung. Rääkkylä, Kieskangas.



Abb. 113. Moränenmaterial in dem obigen Schnitt.

schmale westliche Teil des Jaamankangas ausserdem lassen auch im Verlauf des Schichtengefüges gleiche Züge wie die Oser erkennen. Es ist denn auch möglich, dass stellenweise ebenfalls die Rücken der Salpausselkä in der Entstehungsphase an beiden Seiten von den Vereisungswänden gestützt worden wären, wobei sich die Randbildungen in einer quergerichteten Spalte dicht am Eisrand abgelagert hätten (vgl. oben S. 123). Leiviskä spricht denn auch im allgemeinen von Längs- und Querosern, zwischen denen nach seiner Theorie lediglich ein Unterschied in der Richtung bestände. Doch mag die Schichtstruktur auch bei den schmalen Teilen der Salpausselkä meist auf eine zum Rücken quere Wasserströmung in der Entstehungsphase hinweisen.

Hyypä (op. c.) hat insbesondere die im Verlauf der Oszüge richtunggebende Bedeutung der tektonischen Linien des Felsgrundes betont. Über ein gewisses Abhängigkeitsverhältnis zwischen den Oszügen und den besagten Linien hat Verfasser (S. 108) schon oben Beobachtungen dargestellt. Auch Leiviskä (1950, Vortrag) hat darauf hingedeutet, dass das Nordende des Salpausselkä und die Landzunge Kontioniemi des Jaamankangas sowie die im See Höytiäinen gelegene, aus Osmassen aufgebaute Insel Jouhtensaari auf dieselbe Linie entfallen. Eine derartige vermutliche Linie, könnte man meines Erachtens meinen, setzte sich noch in dem Verlauf des NW-seits des Höytiäinen, westlich vom Martonvaara sich erstreckenden Oszuges von dem grossen südlichen Knie an fort.

Ohne des näheren auf Funktion und Bedeutung der tektonischen Linien einzugehen, sei noch eine mit der genannten Erscheinung zusammenhängende deutliche Einzelheit angeführt. In einem Luftbild (Tafel I) ist ein Teil des typischen, als schmaler Rücken verlaufenden Oszuges in Heinävesi-Syrjä zu sehen. In seinem Gesamtverlauf geht dieser Os der im Gebiet vorherrschenden Schrammenrichtung WNW nach, aber in seinem östlichen Ende wendet er sich beim Tangieren einer starken Bruchlinie des Felsgrundes zu etwa N-S-gerichtetem Verlauf.

Trotz der Wahrscheinlichkeit der Spaltentheorie möchte Verfasser davon absehen, ohne ausführliche Untersuchungen diese Entstehungsweise auf alle Oser des Untersuchungsgebietes auszudehnen. In dem nahe gelegenen Gebiet von Nurmes träten nach der Annahme Virkkalas (1949) verschiedene Entstehungsbedingungen hervor. Auch in anderen Vereisungsgebieten sind die Oser vermutlich auf mancherlei Weise entstanden (vgl. Flint 1939, 1947; u. a.).

DIE BEWEGUNGEN DES INLANDEISES IN IHREM VERHÄLTNIS ZUR EISZEIT

Eine genaue chronologische Eingliederung der glazigenen Abtragung in den quartären glazialen Entwicklungsgang bleibt bei den ältesten beobachteten Abtragungsmarken recht theoretisch. Durch Einwirkung der Verwitterung und der späteren

Eisströme auf den Felsgrund haben die allerältesten Anzeichen von Abtragung gewiss völlig verschwinden können. Im Beginn unseres Jahrhunderts sind denn auch die nördlichen Forscher (Sjögren 1909, Enqvist 1918; usw.) im allgemeinen der Ansicht gewesen, dass Schrammen und geschliffene Felsen nur die jüngsten Eisbewegungsrichtungen erkennen lassen. Später aber hat Ljungner (1943, 1945, 1949) erwiesen, dass man durch Felsanalysen an geeigneten Stellen bis zu den frühesten Phasen der letzten Vereisung gelangen kann.

Aus dem der letzten Vereisungszeit vorausgegangenem Zeitraum sind in Fennoskandien sehr wenige zuverlässige Anzeichen angetroffen worden. Für die Alpen und Mitteleuropa dagegen hat man bekanntlich sogar mehrere Eiszeiten und sie unterbrechende warme Interglazialzeiten dargestellt, namentlich die vier klassischen Eiszeiten Günz, Mindel, Riss und Würm (s. v. Klebelsberg 1948, 1949; Woldstedt 1954, usw.). Für den Teil Fennoskandiens scheint sich die quartäre Glazialzeit ausser auf einige Interstadialzeiten nur auf zwei zeitlich verschiedene Vereisungen zu verteilen. Wichtig in diesem Sinne sind die vor kurzem in Schweden gemachten, nach schwedischen Forschern sicheren Interglazialfunde (G. Lundqvist 1955, J. Lundqvist 1955), die erweisen, dass das eisfreie Gebiet ganz bis zu den nördlichen Teilen Fennoskandiens gereicht hat. Ausser den Interglazialfunden weisen auf ältere Zeiten als die letzte Vereisung einige offenbar schon präglaziale Verwitterungsschichten «in situ» hin. Solche sind u. a. in SW-Finnland in Tyrvää (Härme 1949) sowie in beträchtlicher Ausdehnung in Finnisch-Lappland (Tanner 1938, Hyypä 1952, Säynäjärvi 1953, Virkkala 1955) aufgefunden worden. Im letztgenannten Gebiet, um 500—600 km nördlich des Untersuchungsgebietes, kann die Verwitterungsschicht bis zu vielen Dekametern Tiefe reichen, und sie ist in ihren Oberflächenteilen von Moränenablagerungen bedeckt oder unmittelbar an der Erdoberfläche sichtbar.

In Nordkarelien ist die von der Vereisung geleistete Erosion lange anhaltend und stark gewesen, da — soweit Beobachtungen vorliegen — die gesamte präglaziale Verwitterungsrinde hat abgetragen werden können und die geschliffenen Felsformen und Schrammen überall in den ganz gesunden Felsgrund eingearbeitet sind. Nach hinterlassung der ältesten im Gebiet festzustellenden Schrammen hat sich eine bedeutendere allgemeine Verwitterung des Felsgrundes noch nicht vollziehen können. Die betreffenden ältesten Schrammen und die von ihnen vertretenen Abtragungsfazetten sind noch nicht verhältnismässig scharf, meist nur rubbelig verwittert, oder sie sind nur durch Einwirkung späterer, aus verschiedenen Richtungen vor sich gegangener Eisbewegungen verändert.

Am besten lassen sich die Schrammensysteme Nordkareliens zeitlich in der letzten Eiszeit unterbringen. Die ersten zu dieser Zeit gehörenden Bewegungen haben nur die Fjeldgebiete Fennoskandiens beeinflusst (Ljungner op. c.), aber als das Eis in das Flachland vordrang, ist auch Nordkarelien seinerzeit in den Bereich dieser Exaration geraten. Als wahrscheinlich kann wohl angesehen werden (wie oben bereits angedeutet), dass das vorstossende, noch verhältnismässig dünne Inlandeis in seiner Anfangsphase seinen Verlauf hauptsächlich in grossen präglazialen Becken und in den zwischen höher gelegenen Gegenden sich erstreckenden Tälern genommen hat. Da die höher gelegenen Gegenden (Quarzitgebiete) und die Becken (Glimmerschiefergebiete) im Untersuchungsraum infolge der Tektonik dem allgemeinen Verlauf der alten karelischen Bergkette folgen, hat sich das Strömen des Inlandeises in seiner Vorstossphase also höchstwahrscheinlich in der durch diese Bergkettzone vorgezeichneten Richtung vollzogen. Da das älteste aus dem Gebiet bekannte Schrammensystem, die nordnordwestliche Abtragung, gerade die angegebene Richtung eingeschlagen hat, lässt es, kann man annehmen, die Vorstossphase des Inlandeises erkennen.

In der späteren Phase, nachdem das Eis dicker geworden war, ist das örtliche Relief bedeutungslos geblieben und haben andere Faktoren die Richtung der Bewegungen bestimmt. Der Eisrand hat in diesem Stadium schon weiter entfernt von Nordkarelien gelegen. Dieses Stadium mag wenigstens zum Teil durch die nächstjüngere aus dem Gebiet bekannte Bewegungsphase bezeichnet sein, durch das nordwestliche (-westnordwestliche) Schrammensystem, das im allgemeinen am allerwenigsten von den Höhenverhältnissen und der Tektonik des Untergrundes abhängig ist. Wie einige Kreuzschrammenbeobachtungen erweisen, schiene die älteste Bewegungsrichtung später nach und nach in diese nordwestliche Strömungsrichtung übergegangen zu sein.

Am sichersten zu datieren ist die letzte, mit ausgedehnten Randbildungszügen in verschiedenen Teilphasen verbundene Bewegungsreihe. Alle diese Bewegungen gehören zu der Spätglazialzeit, zur Eisrückzugsphase, die einen chronologischen Anhaltspunkt durch den beim Zurückweichen eingetretenen lange währenden Stillstand erhält, das Salpausselkästadium (vgl. oben), auf das das endgültige Schwinden der Vereisung und die postglaziale Entwicklungszeit des Gebietes folgt.

Mit gleich guter theoretischer Begründung können die zwei ältesten Bewegungszeiten des Gebietes auch mit der zweiten Hälfte der letzten Vereisung verbunden werden, am ehesten derart, dass sie unmittelbar vor dem Salpausselkästadium abgelaufen wären.

Wie oben bereits betont, bleibt trotz einigen wahrscheinlichen Altersverhältnissen der umrissene glaziale Entwicklungsgang Nordkareliens für den Teil der chronologischen Unterbringung der älteren Phasen recht hypothetisch. Im Rahmen des begrenzten Gebietes ist es gewiss unmöglich, die allgemeine Ausdehnung und Lage der Bewegungen mit Sicherheit zu erweisen. Ist es doch nicht ausgeschlossen, dass die älteste beobachtete glazigene Abtragung ebensogut schon in ältere Zeiten als die letzte Vereisung zurückreichte. In Mitteleuropa haben sich ja schon aus den ältesten bekannten Eiszeiten Geschiebe aus Ostfennoskandien in reichlichen Mengen erhalten (v. Klebelsberg 1949, S. 621). Man könnte annehmen, dass sich wenigstens aus dem der letzten Vereisung vorausgegangenen Zeitraum Anzeichen von Abtragung erhalten hätten an dem Felsgrund selbst im Ausgangsgebiet der besagten Geschiebe, einem Felsgrund, der unter der Eisbedeckung viel besser vor Verwitterung als die aussenliegenden Gegenden geschützt gewesen ist. Auch in den Interglazialzeiten sind die östlichen Teile Fennoskandiens kürzere Zeit im Bereich der Verwitterung gelegen gewesen als die Gebiete Mitteleuropas. Ausserdem hat jede Eiszeit zweifellos eine bedeutende Moränendecke hinterlassen, die zwischen den Vereisungen den unterlagernden Felsgrund gleicherweise geschützt hat, wie es auch heute die Moränenhülle tut.

Alle bekannten quartären Eiszeiten scheinen für den Teil Nordeuropas einen ziemlich prädestinierten Gesamtverlauf gehabt zu haben. Die anfängliche Entwicklung der Vereisungen ist stets auf den hohen Fjelden Fennoskandiens vor sich gegangen, von wo aus sich die Gletscher später auf ebenen Boden im grossen ganzen als konzentrische, umfangreichere oder kleinere, grob ellipsenförmige Kalotten ausgebreitet haben. Auch der Rückzug schiene immer in grossen Zügen radial, gegen ein und dasselbe Zentralgebiet vor sich gegangen zu sein. Einen derartigen gleicherweise sich wiederholenden allgemeinen Entwicklungsgang haben natürlich die allgemeinen Grundfaktoren geregelt, Relief, Verteilung von Land und Meer sowie die bestehenden klimatischen Verhältnisse, welche Faktoren alle anscheinend während der ganzen Quartärzeit im grossen ganzen gleicher Grössenordnung oder in ähnlichen Grenzen wiederkehrend gewesen sind. Von den Klimafaktoren sind gewiss in erster Linie die Ausdehnung jedes Vereisungsstadiums und die Länge der Interglazialzeiten abhängig

gewesen. Was die Reliefverhältnisse Finnlands angeht, so ist ja der Peneplan hauptsächlich schon präkambrisch (Tanner 1936) oder jedenfalls wenigstens tertiär (Granö 1951). Die Erosionsarbeit der Eiszeiten hat nur als letzte, wenn auch stärkste Ausgleichung der Höhenverhältnisse gewirkt.

Für die Klärung der ältesten Schrammensysteme und die Eisverfrachtung Ostfinnlands ist nach Vergleichsmaterial und Berührungspunkten in erster Linie im Gebiet Osteuropas, in der natürlichen Vorstossrichtung des Eises, zu suchen. Nach der russischen Forschung können im Gebiet Sowjetrusslands 3 Eiszeiten und zwei zwischen sie eingeschaltete Interglazialzeiten unterschieden werden (Gerasimov und Markov 1939, Lavrova 1937, Moskvitin 1936, Pokrovskaja 1936, u. a.; vgl. Mölder 1955, Referat). Am ausgedehntesten ist die zweite Eiszeit gewesen, die sich bis in die Tiefländer Südrusslands erstreckt und die Ablagerungen der ersten ganz überdeckt hat. Die Verbreitung der ersten Eiszeit hat man daher nicht genau festzulegen vermocht. Die dritte oder letzte Eiszeit hat mit ihren SW-Grenzen nur bis Waldai sowie im Osten bis an das Weisse Meer gereicht. Im Bereich des letzten Vereisungsgebietes kennt man ausserdem einige Interstadialvorkommen, wie bei Leningrad, an der Mga und in Petrosawodsk. Ihnen zu vergleichen sind auch die Vorkommen auf der Karelischen Landenge (Hyypä 1937, 1939, vgl. Brander 1937, 1938).

Das verhältnismässig allgemeine Vorkommen von fennoskandischen erratischen Steinen und Blöcken im Gebiet Russlands, besonders in den Ostseeprovinzen und östlich davon, ist schon aus alten Untersuchungen (v. Helmersen 1869, 1882; Hausen 1912, 1913; u. s.) bekannt gewesen. Rapakivi von Viipuri hat Ramsay (Hausen 1912, S. 24) noch bei Moskau angetroffen, welche Stelle schon ausserhalb der letzten Vereisung liegt. Die Ausbreitung des Rapakivi von Salmi und des Nephelinsyenits von Kola hat bis zu den Grenzen der weitesten Vereisung im Südosten verfolgt werden können (Ramsay 1931, S. 384, Karte). Ferner sind Beobachtungen u. a. über die Verbreitung des Sandsteins von Shoksu und der solomenschen Brekzie angestellt worden, welche Gesteine man bis ausserhalb der letzten Vereisung hat verfolgen können (Gerasimov & Markov, S. 25, nach V. Tschirvinskij). Von karelischem Gebiet ausgegangene Geschiebe sind sogar in der äussersten Gletscherzunge der Vereisung bis am Dnjepr angetroffen worden.

Man kann wohl annehmen, dass die präglaziale Verwitterungsrinde während der älteren Eiszeiten dazu gekommen ist, aus Ostfennoskandien grösstenteils abgetragen zu werden, zur Zeit der ausgedehntesten Vereisung schon bis auf den gesunden Felsgrund. Auf Grund des Auftretens der oben angeführten über lange Strecken verfrachteten Geschiebe lassen sich wohl die ältesten Schrammen Nordkareliens theoretisch schon mit der vorhergehenden Eiszeit ebenso gut verbinden wie mit der Anfangsphase der letzten Vereisung oder mit der dem Enden vorausgegangenen Zeit. In Frage käme vielleicht in erster Linie der Ausgang der weitesten Vereisung, als das dünner gewordene Eis schon von den Grossformen des Untergrundes abhängig gewesen ist.

VERGLEICH MIT BENACHBARTEN GEBIETEN

Die Möglichkeiten, Vergleich und Konnektierung über die Beziehungen der Gletscherbewegungen zu den benachbarten Gebieten anzustellen, sind vorläufig beschränkt, da in den nahe gelegenen Gebieten im allgemeinen genauere Einzeluntersuchungen nicht lückenlos ausgeführt worden sind. Dieser Sachverhalt hat in gewissen Fällen seine natürliche Ursache darin, dass die betreffenden Gebiete in bezug auf das Vorkommen guter, für eine Abtragungsanalyse geeigneter Felsen keine gleich gute Möglichkeiten wie Nordkarelien (besonders das Seengebiet) bieten. Die Bewegungen des Inlandeises sind in Finnland überhaupt nur in grossen Zügen untersucht worden, so dass das Umreissen einer genaueren Konnektierung in bezug auf andere als gewisse Hauptrichtungen vorläufig noch verfrüht ist.

Am besten in die Nachbargebiete zu verfolgen sind die letzten Hauptbewegungen, die im grössten Teil Nordkareliens die vorherrschende Abtragung vollführt haben, die westliche und die nordnordwestliche Richtung. Diese zur Zeit des Salpausselkä-Stadiums vor sich gegangenen Bewegungen, deren Ostgrenze im Untersuchungsgebiet liegt, setzen sich beide nach Innerfinnland zu fort.

Die westliche Abtragung, — die im W-Teil des Untersuchungsgebietes im allgemeinen in der Ankunftsrichtung WNW auftritt —, wendet sich weiter in Savo, westlich von Kuopio, allmählich nach Nordwesten (s. Branders Karte, 1934, S. 18), und sie lässt sich in nordwestlicher Richtung ununterbrochen bis zur Küste des Bottnischen Meerbusens verfolgen. In letzterem Gebiet trifft man wieder reichlicher Anzeichen gewisser ungleichaltriger Bewegungen (s. Helaakoski 1940, Hyypä 1948, Okko 1949, Saksela 1949 b, Mölder & Salmi 1954), — deren Konnektierung mit Nordkarelien jedoch unsicher ist. — Südlich und südwestlich des Untersuchungsgebietes geht die »westliche Bewegung« allmählich in eine etwa nördliche Ankunftsrichtung über, — während sie ununterbrochen ihren senkrechten Verlauf gegen den Salpausselkä-Bogen beibehält (s. Berghell 1904, Frosterus 1913). Diese gegen den Salpausselkä-Bogen gerichtete Bewegung gehört zu dem einheitlichen Savo-Lobus, der den Hauptteil des innerfinnischen Seengebietes umfasst hat (Brenner 1945).

Die nordnordwestliche Abtragung im Untersuchungsgebiet lässt sich ziemlich ununterbrochen von nordseits des Jaamankangas in Richtung Ka-

jaani verfolgen (s. Frosterus & Wilkman 1917, S. 31, Sauramo 1926, S. 37, Virkkala 1948, S. 20), aber weiter östlich, in der Gegend Pielisjärvi — Nurmes wird das vorherrschende Schrammensystem allmählich verhältnismässig nordwestlich.

Im allgemeinen scheinen die Gegenden in der Nähe des Oszuges Tuusniemi—Riistavesi und als dessen Fortsetzung Siilinjärvi (—Iisalmi, —Piela-vesi) auch ausserhalb des Untersuchungsgebietes unaufhörlich in gewissem Masse Unruhe- und Übergangsgebiet zu sein. Dieser starke Oszug schiene (nach Branders Karte und Verfassers Beobachtungen) in Nord-Savo stellenweise eine deutliche Grenze für die nach verschiedenen Richtungen gewanderten Eissegmente gewesen zu sein.

Das Schrammensystem ausserhalb des Salpausselkä verläuft in den östlichen Teilen Nordkareliens in nordwestlicher Ankunftsrichtung (s. Frosterus & Wilkman 1917, S. 31) und behält diese seine Tendenz auch noch weiter östlich, im Gebiet des Kartenblattes Suojärvi (Berghell 1927, S. 35), wo es als einziges festgestelltes Schrammensystem auftritt. Südlich und südöstlich vom Untersuchungsgebiet trifft man in dem ausserhalb des Salpausselkä auftretenden Schrammensystem in der Gegend des Jänisjärvi neben der nordwestlichen Richtung auch ein etwa westliches Schrammensystem an, das jünger als die nordwestliche Richtung ist (Berghell 1904, 1927). Die betreffenden ungefähr westlich gerichteten Schrammen, die hier in ihrer Richtung als einheitliche Fortsetzung für die innerhalb des Salpausselkä beobachteten Schrammen geeignet wären, sind nur etwa 50 km über den Salpausselkä hinaus angetroffen worden, so dass daran zu denken wäre, dass sie eine örtliche Gletscherzunge des Eisrandes eben vor der Akkumulation der Salpausselkäphase und vor dem Vereinheitlichen im Verlauf der Randzone verträten, — also gleicherweise wie die letzten, westlichsten Teilphasen der nordwestlichen Richtung etwas weiter nördlich, im entsprechenden Teil des Untersuchungsgebietes.

Das älteste, nordnordwestliche Schrammensystem Nordkareliens lässt sich in der Ankunftsrichtung nur verhältnismässig generell verfolgen. In dem nahe gelegenen Gebiet des Kartenblattes Nurmes hat man nur spärlich Kreuzschrammenbeobachtungen machen können, aber Virkkala (1948, S. 22) führt an, dass die nördlichen Schrammen auch dort im allgemeinen älter als die nordwestlichen und westnordwestlichen seien. Südlich vom Untersuchungsgebiet dagegen setzt sich das nordnordwestliche Schrammensystem als unverkennbar ältestes Schrammensystem bis zum Ladoga fort (Berghell 1904). Dieses Schrammensystem, meint Berghell (op. c., S. 32), schliesse sich an die umfangreichste Vereisung an. Südlich des Ladoga bleibt der kristalline Felsgrund unter dicken Ablagerungen losen Bodens, so dass die Bewegungen des Inlandeises nicht mit Hilfe von Schrammenbeobachtungen weiter verfolgt werden können.

ZUSAMMENFASSUNG

Die in Nordkarelien festgestellten Bewegungen des Inlandeises sind in drei Hauptphasen verschiedenen Alters vor sich gegangen. Die älteste Phase ist bezeichnet durch eine aus der Richtung NNW gekommene Bewegung, die nach der Annahme des Verfassers am wahrscheinlichsten zu der Vorstossphase der letzten quartären Vereisung gehört hat. Auf die älteste Phase sind im Gebiet eine Reihe von Bewegungen gefolgt, deren allgemeine Ankunftsrichtung NW-WNW ist. Diese Bewegungsreihe ist die jüngste, vorherrschende Phase in dem ausserhalb des Salpausselkä gelegenen Gebiet geblieben, wo die Abtragung des Felsgrundes sowie Formen und Ausrichtung des glazigenen Materials allgemein den genannten Bewegungssektor aufweisen.

Im Hauptteil des Untersuchungsgebietes sind als jüngste Bewegungen die zum Salpausselkästadium gehörenden abgelaufen. Diese Phase, die, wie dargelegt, einen in der Rückzugszeit des Inlandeises hauptsächlich aus klimatischen Ursachen eingetretenen langwährenden Stillstand des Eisrandes in derselben quer durch das ganze südliche Fennoskandien reichenden bogenförmigen Zone vertritt, hat sich in Nordkarelien in zwei getrennte Eisströme geteilt. Diese Ströme, die allem Anschein nach in Form breiter, in verschiedenen Richtungen sich bewegender Gletscherzungen gewirkt haben, sind gleichzeitig tätig gewesen. In der südlichen Hälfte des Untersuchungsgebietes ist die Strömung in einer Gesamtrichtung von etwa Westen nach Osten (wechselnd beiderseits der Hauptrichtung) vorgegangen, im Osten senkrecht gegen den Bogen des Salpausselkä endend. Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes dagegen hat sich nach den Beobachtungen die Bewegung von der Richtung NNW her vollzogen und entsprechend in der Randbildung Jaamankangas geendet. Das Gebiet dieses Aufschüttungszuges hat für die Strömungen eine Grenzlinie bedeutet, einen freien Zwischenraum, wahrscheinlich einen offenen, spaltenförmigen Kanal, der das Fortsetzen der Eisströme in ihren eigenen Richtungen ermöglicht hat.

Im NW-Winkel des Untersuchungsgebietes scheint ein Übergangsgebiet zwischen westlicher und nordwestlicher Bewegung bestanden zu haben, während hingegen die von da aus nach SE gelegene, zwischen den Oszügen Tuusniemi und Rikkavesi sich erstreckende Gegend durch die allgemeine Unruhe der jüngsten Schrammenrichtungen gekennzeichnet ist. Ausserdem

gehören zu der Rückzugsphase der Vereisung einige Ströme von kurzer Ausdehnung, unter denen den Bewegungen, die Verfasser an vielen Stellen in der Nähe der Oser beobachtet hat und die senkrecht gegen die Osbildung verlaufen, grosse Bedeutung zukommt.

Die länglichen Aufschüttungsformen der Moräne, die Drumlins, erweisen im allgemeinen die Hauptbewegungen in der Rückzugszeit des Eises, — abgesehen jedoch von den in kürzerer Erstreckung erfolgten, wechselnden, mehr oder weniger örtlichen Strömungen der letzten Phase.

Das Moränenmaterial des Gebietes ist hauptsächlich in den zutiefst gelegenen Teilen der Vereisung verfrachtete Grundmoräne. Das häufigste Gefüge ist die sog. regellose Struktur, in der Material verschiedener Grösse ohne jegliche mit dem Auge wahrnehmbare Regelung auftritt. Die durch ziemlich dünne warvenförmige, undeutliche Schichten bedingte sog. Lamellenstruktur weist darauf hin, dass sich das Moränenmaterial in der Strömungsbewegung des Eises abgelagert hat. Eine derartige Struktur ist am häufigsten in den Oberflächenteilen der Moränenschnitte zu sehen, d. h. in demjenigen Teil der Moräne, in dem die Eisbewegung schneller als in grösserer Tiefe gewesen ist. Die in der Moräne verhältnismässig allgemein anzutreffenden aus sortierten Massen bestehenden Linsen und Schichten spiegeln nach der Ansicht des Verfassers hauptsächlich die in der Abschmelzphase im Bereich der Randzone in Gletscherspalten und Rissen vor sich gegangene Strömung von Wassermassen, zum Teil das Oszillieren des Eises über die sortierten Ablagerungen hinweg. Sortiertes Material kann sogar als moräneneigene Struktur auftreten, wobei sich Moräne und sortierte Massen durch Eisbewegung zu der sog. Flammenstruktur miteinander vermengt haben. Auch dieses Gefüge ist meistens in den oberen Teilen der Moränenablagerungen anzutreffen. Weiter unten haben sich die sortierten Schichten mehr oder weniger undeformiert erhalten.

Im Wandern der Geschiebe sind im Gebiet Unterschiede auf Grund von Grösse und Lage der Steine festgestellt worden. Die Analysen sind sowohl über Blöcke der oberflächlichen Massen als über Steine der eigentlichen Moräne (aus etwa 1 m Tiefe), unter Anwendung der Analysenklassen 3—10 cm und 3—10 mm bei letzteren, ausgeführt worden, woneben sich die Untersuchung bis auf die schweren Mineralien und das feinere Moränenmaterial erstreckt hat.

Am besten scheinen als Indikatoren der Eisverfrachtung die Steine mit einem Durchmesser von 3—10 cm zu sein. Die oberflächlichen Massen sind weiterher gekommen und teils auch mit schwimmenden Eisbergen aus verschiedenen Richtungen in der Spätglazialzeit gewandert. So weisen sie (in der vorliegenden Untersuchung durch Blöcke vertreten) stärker als die Analysenklasse von 3—10 cm auf die grossen Hauptzüge des ostfinnischen Felsgrundes hin, in diesem Falle auf die Granitgebiete. Die kleinen, 2—10 mm

messenden Steine der Moräne nähern sich in gewissem Masse dem oberflächlichen Material und deuten desgleichen auf die Hauptzüge des Felsgrundes hin (Zunahme der Granitmenge). Im allgemeinen ist das Steinmaterial der Moräne aber grösstenteils örtlich oder naher Herkunft.

Die Ausbreitung seltenerer, bei den Steinzählungen im allgemeinen nur in geringen Mengen hervorgetretener Gesteine weist auf eine in mehreren Phasen vor sich gegangene Eisverfrachtung hin. Das von der älteren Bewegung mitgebrachte Material verharrt bei der neuen Strömung teils so ziemlich auf der Stelle, teils wandert es mit der jüngeren Richtung (vgl. Blockfächer, Abb. 48, und Ausbreitung der Quarzite, Abb. 43), wobei indessen die hauptsächliche Beförderung im allgemeinen gemäss dem letzten, vorherrschenden Schrammensystem vorgegangen ist.

Die schweren Mineralien der Moräne ersetzen im Rahmen der im Gebiet benutzten Analysenmethode nicht die Steinzählungen. Das Schwermineralmaterial besteht hauptsächlich aus widerstandsfähigen Mineralien, und es bildet somit eine den verschiedenen Gesteinsgebieten verhältnismässig gemeinsame Gesamtmasse. Einigermassen deutlicher lassen sich die Unterschiede zwischen den einzelnen Felsgrundzonen jedoch in den gewichtsquantitativen Mengen der in den Moränenproben enthaltenen Schwermineralien erkennen.

Als nach der Schrammenanalyse nächstempfindlicher Indikator der Eisbewegungen hat sich die lagemässige Ausrichtung der länglichen Steine in der Moränenmasse erwiesen. Am ehesten spiegeln sich dabei die jüngsten, in den Schrammensystemen vorherrschend auftretenden Richtungen der Eisbewegung, oft auch die schwächeren letzten Strömungen (s. Abb. 52 b). Für die älteren Bewegungsrichtungen haben sich in den Orientierungsanalysen im allgemeinen nur recht unsichere Anzeichen ergeben.

Bei Entstehung der glazigenen Bildungen nehmen im Untersuchungsgebiet die grossen Randaufschüttungen Salpausselkä (der in das U.geb. reichende Teil des Salpausselkä) und Jaamankangas eine Sonderstellung ein. Das Ablagern dieser Gebilde scheint in drei Phasen erfolgt zu sein. Zuerst ist eine starke glazifluviale Akkumulation vor sich gegangen, die nach dem Aufbau der Schnitte zu schliessen auf supraaquatische (Sandur-) Verhältnisse hinwies. Auf diese Phase ist später ein neuer Eisvorstoss gefolgt, der Moränenmaterial in die Proximalteile der Bildungen, auf ihr glazifluviales Material gebracht hat. Als letzte Phase ist ein sekundäres Ebnen der Aufschüttungen zur Zeit der spät- und postglazialen Meeres- und Seephasen eingetreten. Die dargestellte Auffassung über den Aufbau entspricht am ehesten Hyypäs (1951) Theorie der Entstehung des I. Salpausselkä.

Auf Grund des von den Schrammenbeobachtungen gegebenen Zeugnisses kommt Verfasser zu dem Ergebnis, dass der nordkarelische Salpausselkä und der Jaamankangas durch gleichzeitig tätig gewesene, aber in verschiedenen

Richtungen gewanderte Gletscherzungen aufgeschüttet worden sind, wobei sich der Jaamankangas auf der zwischen den beiden Bewegungen verlaufenden Grenzlinie abgelagert hat (s. oben). Demgemäss sind beide Randbildungen im Untersuchungsgebiet als gleichaltrig anzusehen.

In bezug auf die Entstehung der Oser hält Verfasser es für den Teil Nordkareliens für am wahrscheinlichsten, dass ihre Aufschüttung sich in offenen Spalten des Eises vollzogen hat. Darauf weisen u. a. insbesondere die oft an den Flanken der Oszüge hier und da festgestellten (vgl. S. 33 und 152) von dem normalen gleichgerichteten Verlauf abweichenden, senkrecht gegen die Osbildung gerichteten jüngsten Eisbewegungen sowie der Sachverhalt hin, dass einige Oszüge die Vereisung deutlich in verschiedene Sektoren geteilt haben, in denen die Richtungen der als vorherrschend auftretenden Schrammensysteme beiderseits der Osbildungen verschieden sind.

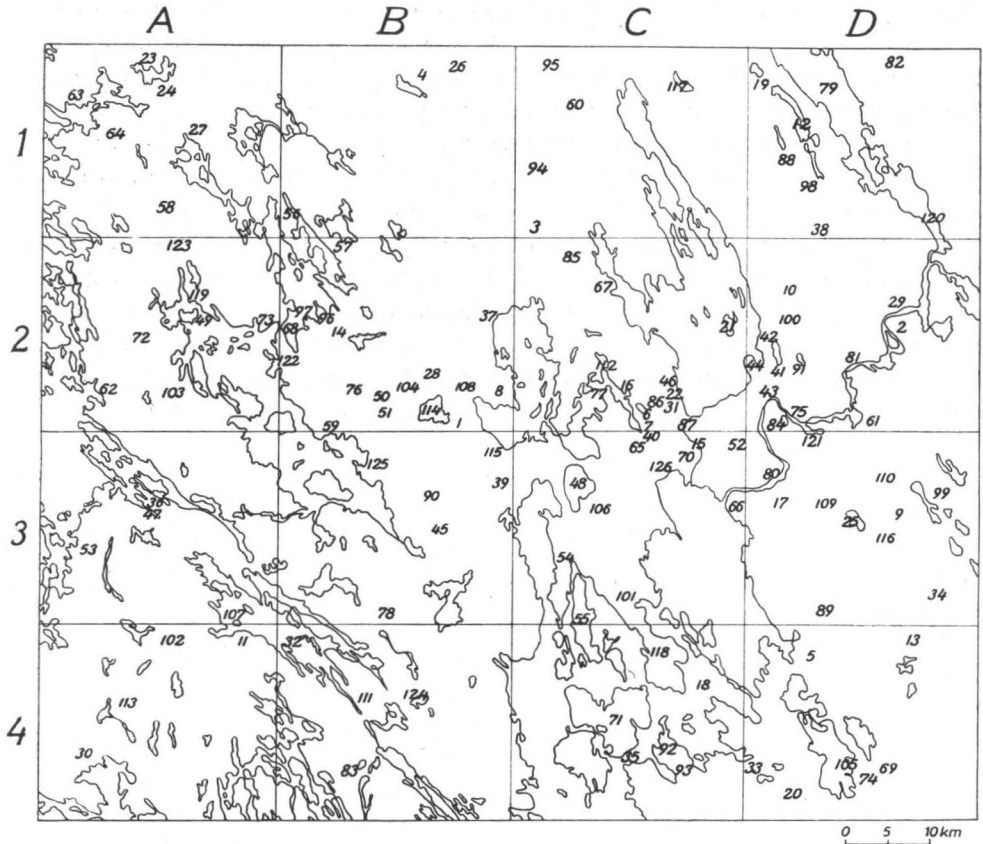


Abb. 114. Lage der in vorliegender Untersuchung erwähnten, innerhalb der Grenzen dieser Karte fallenden Orte. — Vgl. auch Beilage I.

- | | |
|----------------------------------|--------------------------------------|
| Ahonkylä 2 B 1 | Huhusniemi 2 C 16 |
| Eno, Kirchdorf 2 D 2 | Iksenvaara 3 D 17 |
| Haapovaara 1 C 3 | Jänisselkä 4 C 18 |
| Halivaara 1 B 4 | Jeronjärvi 1 D 19 |
| Hammaslahti 4 D 5 | Jokikumpu 4 D 20 |
| Harijärvi 2 C 6 | Jouhtensaari 2 C 21 |
| Härkinvaara 2 C 7 | Joutsenvaara 2 C 22 |
| Harmaasalo 2 B 8 | Juankoski, Kirchdorf 1 A 23 |
| Heinävaara, Kiihtelysvaara 3 D 9 | » -Os 1 A 24 |
| » Kontiolahti 2 D 10 | Jukajärvi 3 D 25 |
| Heinävesi, Kirchdorf 4 A 11 | Juuka, S-Teil des Kirchspiels 1 B 26 |
| Herajärvi 1 D 12 | Kaavi, Kirchdorf 1 A 27 |
| Hietajärvi 4 D 13 | Kalaton 2 B 28 |
| Hovisärkkä 2 B 14 | Kaltimo 2 D 29 |
| Höytiäinen-Kanal 3 C 15 | Kangaslampi, Kirchdorf 4 A 30 |

- Kaunisvaara 2 C 31
 Kermajärvi 4 B 32
 Kieskangas 4 D 33
 Kiihtelysvaara, Kirchdorf 3 D 34
 Kivisalmi 4 C 35
 Kohmansalo 3 A 36
 Kokonvaara 2 B 37
 Kolvananuuro 1 D 38
 Kompero 3 B 39
 Konivaara 3 C 40
 Kontiolahti, Eisenbahnstation 2 D 41
 » Kirchdorf 2 D 42
 Kontiomäki 2 D 43
 Kontioniemi 2 D 44
 Korpivaara 3 B 45
 Kunnasniemi 2 C 46
 Kuolemanmäki 3 A 47
 Kuorinkajärvi 3 C 48
 Kuvesaari 2 A 49
 Kuusjärvi, Kirchdorf 50
 » -See 2 B 51
 Lehmo 3 C 52
 Leppävirta, E-Teil des Kirchspiels
 3 A 53
 Liperi, Kirchdorf 3 C 54
 Liperinsalo 3 C 55
 Luikonlahti 1 B 56
 Maarianvaara 2 B 57
 Mäkräsärkkä 1 A 58
 Maljolahti 2 B 59
 Martonvaara 1 C 60
 Mönni 2 D 61
 Mustinlahti 2 A 62
 Muuruvesi, Kirchdorf 1 A 63
 » -Os 1 A 64
 Niinivaara, Jaamankangas 3 C 65
 » Joensuu 3 C 66
 Niskaniemi 2 C 67
 Ohtaansalmi 2 B 68
 Onkamo 4 D 69
 Ottola 3 C 70
 Oravisalo 4 C 71
 Otuslampi 2 A 72
 Paakkila 2 A 73
 Pahkamäki 4 D 74
 Paihola 2 D 75
 Palopää 2 B 76
 Peltoniemi 2 C 77
 Petrumaa 3 B 78
 Pielinen (= Pielisjärvi), S-Teil des
 Sees 1 D 79
 Pielisensuu 3 D 80
 Pielisjoki 2 D 81
 Pielisjärvi, S-Teil des Kirchspiels
 1 D 82
 Pölläkkä 4 B 83
 Pöllölampi 2 D 84
 Polvijärvi, Kirchdorf 2 C 85
 Pukslammet 2 C 86
 Puntarkoski 2 C 87
 Puso 1 D 88
 Pyhäselkä, Kirchdorf 3 D 89
 Pykäläsärkkä 3 B 90
 Pyytivaara 2 D 91
 Rääkkylä, Kirchdorf 4 C 92
 » Randbildung 4 C 93
 Ramusenkari 1 C 94
 Rauanjärvi 1 C 95
 Rikkaranta 2 B 96
 Rikkavesi-Os 2 B 97
 Ripulinjärvi 1 D 98
 Röksä 3 D 99
 Romo 2 D 100
 Roukalahti 3 C 101
 Rummukkala 4 A 102
 Ruskeala 2 A 103
 Ruutunkangas 2 B 104
 Säkäniemi 4 D 105
 Salonkylä 3 C 106
 Sarvisaari 3 A 107
 Sätös-Os 2 B 108
 Saunavaara 3 D 109
 Selkie 3 D 110
 Sepänsalmi 4 B 111
 Sotkuma 2 C 112
 Syrjä 4 A 113
 Sysmäjärvi 2 B 114
 Taipale 3 B 115
 Tervasuo 3 D 116
 Tuopanjärvi 1 C 117
 Tutjunniemi 4 C 118
 Tuusniemi, Kirchdorf 2 A 119
 Uimaharju 1 D 120
 Väärät mäet 3 D 121
 Varislahti 2 B 122
 Vehmasmäki 2 A 123
 Vihtari 4 B 124
 Viuruniemi 3 B 125
 Ylämylly 3 C 126

SCHRIFTTUM

- AARNIO, B. (1935) On the factors acting upon the qualities of the humus containing layer of natural soils. Maatalouskoelaitoksen Maatutkimusosasto. Agrogeologia Julkaisuja Nr. 39.
- ANDERSON, E. C., HILDE LEVI & H. TAUBER (1953) Copenhagen Natural Radiocarbon Measurements, I. Science, vol. 118.
- ARNOLD, J. R. & W. F. LIBBY (1951) Radiocarbon dates. Science, vol. 113.
- AUROLA, E. (1938 a) Viirusuon geologinen iänmääräys. Outokummun Sanomat, Nr. 6, 1938.
- (1938 b) Outokumpu Oy:n suorittamat malmitutkimukset Pohjois-Karjalassa vv. 1935—1938. Vortrag in der Geologischen Gesellschaft Finnlands am 24. XI. 1938.
- (1949) Über die Verbreitung submoräner Sedimente als Widerspiegelung der Bewegungen des Inlandeises. Bull. Comm. géol. Finlande 144.
- (1955) Über die Geschiebeverfrachtung in Nordkarelien. Geologinen tutkimuslaitos. Geoteknillisiä julkaisuja Nr. 56.
- AUROLA, E. & VÄHÄTALO, V. (1939) The Pyrite Deposit of Hevoskumpu in Tuupovaara. Bull. Comm. géol. Finlande 125.
- BÄRTLING, R. (1905) Der Os am Neuenkirchener See. Jahrbuch der Preuss. Geol. Landesanstalt 26.
- BAUER, L. (1939) Die geographische Bedeutung des Salpausselkä. Würzburg-Aumühle.
- BERGHELL, H. (1893) Beobachtungen über den Bau und die Configuration der Randmoränen im östlichen Finnland. Fennia 8.
- (1898) Beskrifning till kartbladet N:o 33, Wiborg. Finlands Geologiska Undersökning.
- (1904) Geologisk öfversiktskarta öfver Finland. Sektionen D 2. Nyslott. Beskrifning till jordartskartan. Geologiska Kommissionen. Helsingfors.
- (1927) Suomen geologinen yleiskartta. Lehti E 2 ja E 3. Salmi ja Suojärvi. Selitys maalajikarttoihin. Suomen Geologinen Toimikunta. Helsinki.
- BESKOW, G. (1935) Praktiska och kvartärgeologiska resultat av grusinventeringen i Norrbottens Län. Referat in Geol. Fören. Förh. 57.
- BOETHLINGK, W. (1840) Bericht einer Reise durch Finnland und Lappland. Bull. scient. L'Acad. Imp. des Sciences de St. Petersbourg. Bd. 7.
- BRANDER, G. (1934) Suomen Geologinen yleiskartta. Lehti C 3 Kuopio. Maalajikarttan selitys. Suomen Geologinen Toimikunta. Helsinki.
- (1937) Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland. Bull. Comm. géol. Finlande 118.
- (1938) Entgegnung auf Dr. E. Hyypäs Kritik meiner Abhandlung »Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland«. Bull. Comm. géol. Finlande 123.
- BRENNER, TH. (1945) Finlands åsars vittnesbörd om ytgestaltningen hos landisen. Fennia 68.

- BRENNER, TH. & TANNER, V. (1930) Södra Salpausselkäs byggnad i järnvägsskärningen för Lahti—Heinola banan. Deutsches Referat: Der Bau des südlichen Salpausselkä im Eisenbahneinschnitte des Lahti—Heinola-Bahn. *Fennia* 52.
- CAJANDER, A. K. (1913) Studien über die Moore Finnlands. *Fennia* 35.
- CHAMBERLIN, T. C. (1888) The rock-scorings of the great ice invasions. *U. S. Geol. Survey*, 7th Ann. Rept.
- DE GEER, G. (1897) Om rullstensåsnas bildningssätt. *Geol. Fören. Förh.* 19.
- »— (1932) Stockholmstraktens kvartärgeologi. *Sver. Geol. Undrs. Ser. Ba*, Nr. 12.
- »— (1940) *Geochronologia Suecica. Principes.* Kgl. Svenska Vet. Akad. Handl. Tredje Serien Bd. 18.
- DEMAREST, M. (1938) Ice flowage as revealed by glacial striae. *Jour. Geol.*, vol. 46.
- »— (1942) Glacier thinning during deglaciation. Part. I. Glacier regimens and ice movement within glaciers. *Am. Jour. Sci.*, vol. 240.
- »— (1943) Ice sheets. *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 54.
- DONNER, J. (1951) Pollen-Analytical Studies of Late-Glacial Deposits in Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 154.
- »— (1952) Om Salpausselkä vid Hyvinge. English Summary: On Salpausselkä at Hyvinkää. *Terra* Nr. 1, 1952.
- EBERS, EDITH (1937) Zur Entstehung der Drumlins als Stromlinienkörper. *Neues Jahrb. Min., Geol. u. Pal., Beil. Bd. 78, Abt. B.*
- EDELMAN, C. H. (1938) Ergebnisse der Sedimentpetrologischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten 1932—1937. *Geologische Rundschau* XXIX.
- EDELMAN, N. (1949) Some Morphological Details of the Roches Moutonnées in the Archipelago of SW-Finland *Bull. Comm. géol. Finlande* 144.
- »— (1951) Glacial abrasion and ice movements in the area of Rosala—Nötö, S. W. Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 154.
- ENQVIST, F. (1918) Die glaziale Entwicklungsgeschichte Nordwestskandinaviens. *Sver. Geol. Unders. Årsbok* 12. Nr. 285.
- ESKOLA, P. (1923) Om malmletningens metoder och förutsättningar. *Teknikern* 1923.
- »— (1941) Erkki Mikkola und der heutige Stand der präkambrischen Geologie in Finnland. *Geol. Rundschau* 32.
- FAIRCHILD, H. L. (1907) Drumlins of central-western New York. *N. Y. State Museum, Bull.* 111.
- »— (1929) New York drumlins. *Proc. Roch. Acad. Sci.*, vol. 7.
- FLINT, R. F. (1928) Eskers and crevasse fillings. *Am. Jour. Sci.*, vol. 15.
- »— (1939) *Glaciers and glaciation. A. Textbook of geology. Part I. — Physical Geology.*
- »— (1947) *Glacial Geology and the Pleistocene Epoch.* New York.
- FLINT, R. F. & DEEVEY, E. S. Jr. (1951) Radiocarbon dating of Late-Pleistocene events. *Am. Jour. Sci.*, vol. 249.
- FROMM, E. (1949) Datering av den sen-glaciala utvecklingen i Norrbottens kustland. *Geol. Fören. Förh.* 71.
- FROSTERUS, BENJ. (1889) Några iakttagelser angående skiktade moräner samt rullstens-åsar. Auszug: Einige Beobachtungen über Geschichtere Moräne und Åsar. *Fennia* 3.
- »— (1913) Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti C 2. Mikkeli. Maalajikartan selitys. *Geologinen Toimisto.* Helsinki.

- FROSTERUS, Benj. & WILKMAN, W. W. (1915) Geologisk Öfversiktskarta öfver Finland. Sektionen D 3. Joensuu. Beskrifning till jordartskartan. (Resumé en français). Geologiska Kommissionen. Helsingfors.
- »— (1917) Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti D 3. Joensuu. Maalajikartan selitys. Geologinen Toimisto. Helsinki.
- »— (1920) Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti D 3. Joensuu. Vuorilajikartan selitys. Geologinen Toimisto. Helsinki.
- Герасимов, И. П. & Марков, К. К. (1939, GERASIMOV, I. P. & MARKOV, K. K.) Четвертичная геология. Москва.
- GESSNER, H. (1931) Die Schlämmanalyse. Kolloidforschung in Einzeldarstellungen. Bd. 10. Leipzig.
- GJESSING, J. (1953) Skuringsanalyse til belysning av isrecessionen ved Oslofjorden. Summary: An Analysis of the Ice-Scourings in the Oslofjord and their Bearing on the Ice Recession in that Region. Norsk Geografisk Tidsskrift, Bd. XIV.
- »— (1955—1956) Om iserosjon, fjorddal- og dalendedannelse. Summary: On ice erosion, fiord-valley and valley-end formation. Norsk Geografisk Tidsskrift, Bd. XV.
- GJESSING, J. & FJELLANG, T. (1956) Om løsmateriale og isskuring i strøket Akerdalen—Sognsvann—Maridalen. Summary: On Late-Quaternary Deposits and Ice Scouring in the Area Akerdalen—Sognsvann—Maridalen (North of the City of Oslo). Det Norske Vidensk.-Akad., Oslo. I. Mat.-Naturv. Klasse. 1956. No. 2.
- GRANÖ, J. G. (1931) Die geographischen Gebiete Finnlands. Fennia 52.
- »— (1951) Korkeussuhteet ja pinnanmuodot. Suomen Maantieteen Käsikirja. Helsinki.
- GUMÆLIUS, O. (1876) Mellersta Sveriges glacialbildningar. Om rullstensgrus. Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 16.
- HAUSEN, H. (1912) Studien über die Ausbreitung der südfinnischen Leitblöcke in Russland nebst einer Übersicht der letzten Eisrezession im Ostbaltikum. Fennia 32.
- »— (1913) Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia 34.
- HELLAAKOSKI, A. R. (1940) Mannerjäätikön liikuntosuunnista Pohjanmaan rannikolla ja Tampereen ympäristössä. Referat: Über die Bewegungen des Inlandeises an der Küste von Pohjanmaa und in der Umgebung von Tampere. Fennia 67.
- HELLAAKOSKI, A. (1931) On the transportation of materials in the esker of Laitila. Fennia 52.
- V. HELMERSEN, G. (1869) Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands. Mém. Acad. Imp. d. Sc. de St. Petersburg. Ser. 7, T. 14, Nr. 7.
- »— (1882) Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands. Ibid. XXX Nr. 5.
- HOBBS, W. R. (1911) Characteristics of Existing Glaciers. New York.
- »— (1926) Earth features and their meaning. New York.
- HOLLINGWORTH, S. E. (1931) The glaciation of western Edenside and adjoining areas and the drumlins of Edenside and the Solway basin. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 87.
- HOLMES, C. D. (1937) Glacial erosion in a dissected plateau. Am. Jour. Sci., vol. 33.
- »— (1938) Till fabric. Geol. Soc. Am., Bull., vol. 49.
- »— (1941) Till fabric. Ibid. 52.
- »— (1952) Drift dispersion in west-central New York. Ibid. 63.
- HOLST, N. O. (1876) Om de glaciala rullstensåsarne. Geol. Fören. Förh. 3.

- HOPPE, G. (1948) Isrecessionen från Norrbottens kustland i belysning av de glaciala formelementen. *Geogr.* 20.
- HUMMEL, D. (1874) Om rullstensbildningar. *Kngl. Sv. Vet. Akad. Handl., Bih., vol. 2, Nr. 11.*
- HYYPÄ, E. (1936) Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. *Bull. Comm. géol. Finlande* 115.
- (1937) Bemerkungen über G. Branders Aufsatz »Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinland» und zwei neue Tonfunde auf der Karelischen Landenge. *Bull. Comm. géol. Finlande* 119.
- (1939) Bemerkungen über Dr. Branders Entgegnung auf meine Kritik über seine Abhandlung »Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Süd-Ostfinland». *Bull. Comm. géol. Finlande* 125.
- (1943 a) Itämeren historia uusimpien Itä-Karjalassa suoritetujen tutkimusten valossa. *Terra* 3—4, 1943.
- (1943 b) Karjalan jäämeren rannoista Ilomantsin seuduilla. *Terra* 3—4, 1943.
- (1945) Kenttätöpäiväkirja v. 1945. (Tagebuch J. 1945; unveröffentlichtes Material im Archiv der Geologischen Forschungsanstalt Finnlands).
- (1946 a) Kvartääri-geologisen kartoituksen kenttätöohje. *Geologinen tutkimuslaitos.* Helsinki.
- (1946 b) Harjujen synty. Vortrag in der Geol. Gesellschaft Finnlands am 22. X. 1946.
- (1948) Tracing the Source of the Pyrite Stones from Vihanti on the Basis of Glacial Geology. *Bull. Comm. Géol. Finlande* 142.
- (1950) Helsingin ympäristö. *Maaperäkartan selitys.* Geologinen tutkimuslaitos. Helsinki.
- (1951) Kuvia Salpausselän rakenteesta. Summary: On the structure of the First Salpausselkä. *Geologi* Nr. 2—3, 1951.
- (1952) Lapin kultatutkimukset. *Geologisen tutkimuslaitoksen vuosikertomus v:ltä 1951.*
- (1954) Åsarnas uppkomst. *Geologi* Nr. 5, 1954.
- HÄRME, M. (1949) On a Pre-Glacial Weathering in Tyrvää, Southwestern Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 144.
- IGNATIUS, H. (1954) Korrelation mellan Salpausselkä och vissa israndlägen i östra Nord-Amerika. *Geologi* Nr. 5, 1954.
- ILVESSALO, Y. (1930) Suomen metsät viljavuusalueittain kuvattuna. Tuloksia vuosina 1921—1924 suoritetusta valtakunnan metsien arvioimisesta. Summary: The Forests of Suomi (Finland) described by areas of fertility. Results of the general survey of the forests of the country carried out during the years 1921—1924. *Comm. Inst. Forest. Finl., Ed. 15.*
- IVERSEN, JOHS. (1953) Radiocarbon Dating of the Alleröd Period. *Science* 1953, vol. 118, Nr. 3063.
- JAMIESON, T. F. (1874) On the last stage of the Glacial Period in North Britain. *Geol. Soc. London, Quart. Jour., vol. 30.*
- KAUKKO, J. (1934) Streifigkeit der Landschaft in Ladoga-Karelien mit sonderer Berücksichtigung ihrer Abhängigkeit vom Felsuntergrund. *Fennia* 58.
- KALLIO, P. (1952) Kolvanan uuro. *Luonnon tutkija* 56.
- KAURANNE, L. K. (1951) Outokummun lohkarevastian moreenin mineraalikokoomuksesta. Manuskript im Archiv des Geologischen Instituts der Universität Helsinki.

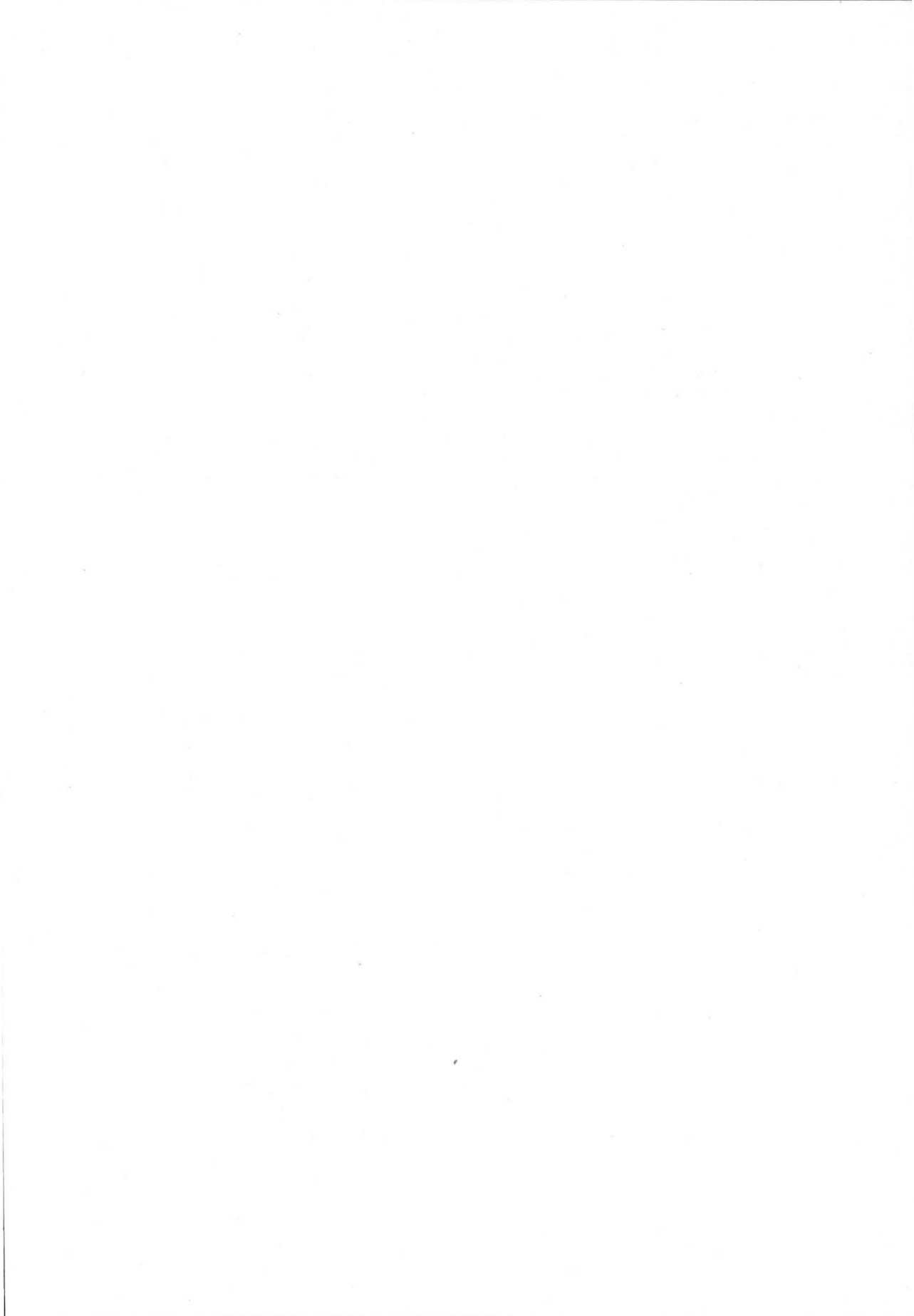
- KIVEKÄS, E. K. (1946) Zur Kenntnis der mechanischen, chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der finnischen Moränen. *Acta Agralia Fennica* 60.
- KIVINEN, E. (1941) Tutkimuksia vaara-alueiden moreenimaiden ominaisuuksista. Referat: Über die Eigenschaften der Moränenböden in den ostfinnischen Vaara-Gebieten. *Maatalouskoelaitos. Agrogeologia Julkaisuja* Nr. 51.
- V. KLEBELSBERG, R. (1948, 1949) *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. I, II. Wien.
- КРОПОТКИН, П. (1876, КРАПОТКИН, Р.) Исследования о ледниковом периоде. Записки имп. русского географич. общ. VII.
- KRUMBEIN, W. C. (1939) Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. *Jour. Geol.*, vol. 47.
- KRUMBEIN, W. C. & PETTIJOHN, F. J. (1938) *Manual of sedimentary petrography*. New York and London.
- LAITAKARI, A. (1931) Suomen kivilajien raskaista mineraaleista I. *Teknillinen Aikakauslehti*, 1931.
- (1932) Suomen kivien raskaista mineraaleista II. *Ibid.* 1932.
- (1934) Suomen kivien raskaista mineraaleista III. *Ibid.* 1934.
- Лаврова, М. А. (1937, LAVROVA, M. A.) О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины устья р. Ваги до Концегорья. *Тр. Советской секции INQA*, I.
- LEIVISKÄ, I. (1920) *Der Salpausselkä*. *Fennia* 41.
- (1925) *Maanpinnan muodot ja niiden synty*. *Porvoo*.
- (1927) *Zwei Profile durch den Salpausselkä in Lohja*. *Fennia* 47.
- (1928) *Über die Ose Mittelfinnlands*. *Fennia* 51.
- (1934) *Der Rückzug des Inlandeises in Finnland*. *Sitzungsberichte der Finnischen Akademie der Wissenschaften* 1934.
- (1950) *Jaamankangas*. *Vortrag in der Geographischen Gesellschaft Finnlands am 17. III. 1950*.
- (1951) *Drei eiszeitliche Randmoränen*. *Fennia* 74.
- LIDEN, R. (1938) *Den senkvartära strandförskjutningens förlopp och kronologi i Ångermanland*. *Geol. Fören. Förh.* 60.
- LJUNGNER, E. (1930) *Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrakküste III: 1*. *Bull. Geol. Inst. Upsala*, vol. XXI.
- (1943) *Isdelarstudier vid polcirkeln*. *Geol. Fören. Förh.* 65.
- (1945) *Den sista nordiska nedisningens förlopp*. *Ibid.* 67.
- (1949) *East-west balance of the quaternary ice caps in Patagonia and Scandinavia*. *Geol. Inst. of Upsala, Bull.* 33.
- LUMIALA, O. V. (1937) *Kasvimaantieteellisiä ja pintamorfologisia suotutkimuksia Luoteis-Karjalassa*. *Ann. Soc. »Vanamo»* 10.
- LUNDBOHM, HJ. (1888) *Om den äldre baltiska isströmmen i södra Sverige*. *Geol. Fören. Förh.* 10.
- LUNDQVIST, G. (1935) *Blockundersökningar. Historik och metodik*. *Sver. Geol. Under. Ser. C, Nr.* 390.
- (1943) *Norrlands jordarter*. *Ibid. Nr.* 457.
- (1948) *Blockens orientering i olika jordarter*. *Ibid. Nr.* 497.
- (1951) *Beskrivning till Jordartskarta över Kopparbergs län*. *Ibid. Ser. Ca, Nr.* 21.
- (1955) *Stocken i Öje. Ett säkert interglacialfynd*. *Geol. Fören. Förh.* 77.
- LUNDQVIST, J. (1955) *Interglacialfyndet vid Boliden*. *Ibid.* 77.

- MARMO, V. (1950) Comparison made by Means of Chalcographic Investigations of some Ore-bearing Boulders with the Ores of Outokumpu and Polvijärvi. Bull. Comm. géol. Finlande 150.
- METZGER, A. TH. (1927) Über ein Profil durch die obersten Schichten des Salpausselkä zwischen Lohja und Keskilohja. Fennia 47.
- MILNER, H. B. (1940) Sedimentary Petrography. London—New York.
- MÖLDER, K. (1948) Die Verbreitung der Dacitblöcke in der Moräne in der Umgebung des Sees Lappajärvi. Bull. Comm. géol. Finlande 142.
- »— (1955) Kvartäärikautiset jääkaudet ja interglasiaalikaudet Neuvostoliitossa. Terra Nr. 2, 1955.
- »— (1957) Tosiasioita Baltian Jääjärvestä. Geologi Nr. 2, 1957.
- MÖLDER, K. & SALMI, M. (1954) Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti B 3. Vaasa. Maalajikartan selitys. Geologinen tutkimuslaitos. Helsinki.
- MÖLDER, K., VALOVIRTA, V. & VIRKKALA, K. (1957) Über Spät- und Frühpostglazialzeit in Südfinnland. Bull. Comm. géol. Finlande 178. (Im Druck.)
- МОСКВИТИН, А. И. (1936, MOSKVIȚIN, A. I.) О трех моренах под Москвой. БМОИП. XI V.
- ОККО, V. (1941) Über das Verhältnis der Gesteinzusammensetzung der Moräne zum Felsgrund in den Gebieten der Kartenblätter von Ylitornio und Rovaniemi im nördlichen Finnland. Geol. Rundschau, Bd. 32.
- »— (1944) Moränenuntersuchungen im westlichen Nordfinnland. Bull. Comm. géol. Finlande 131.
- »— (1945) Untersuchungen über den Mikkeli-Os. Fennia 69.
- »— (1949) Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti B 4. Kokkola. Maalajikartan selitys. Geologinen tutkimuslaitos. Helsinki.
- »— (1950) Friction cracks in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 150.
- PALMEN, E. G. (1903) Äldre och nyare sjöfällningar i Finland. Fennia 20.
- PERUTZ, M. F. (1953) The Flow of Glaciers. Nature, Nov. 21.
- PHILIPP, H. (1912) Über ein rezentes alpines Os. Zeitschr. des Deutschen Geol. Gesellschaft, Nr. 64.
- Покровская, И. М. (1936, РОКРОВСКАЈА, I. M.) флора межледниковых отложений р. Полометь. БМОИП. XIV, 3.
- RAMSAY, W. (1891) Über den Salpausselkä im östlichen Finnland. Fennia 4.
- »— (1895) Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i södra Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 3.
- »— (1921) Salpausselkä såsom geografisk Benämning. En historik och förslag till nomenklatur. Fennia 42.
- »— (1922) Reunasuistomaista ja rantaviivoista Salpausselkävyöhykkeessä. Terra 34.
- »— (1931) Geologiens grunder I—II. Helsingfors.
- RENKONEN, O. (1933) Über die mittlere Höhe Finnlands und seiner geographischen Gebiete. Fennia 58.
- REPO, R. (1954) Om förhållandet mellan räfflor och åsar. Geologi Nr. 5, 1954.
- RICHTER, K. (1932) Die Bewegungsrichtung des Inlandeises rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. Zeitschr. f. Geschiebeforschung, Bd. VIII.
- »— (1933) Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. Geol. Pal. Inst. Univ. Greifswald 11.
- »— (1936) Gefügestudien im Engebrae, Fondasbrae und ihren Vorlandsedimenten. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. XXIV.
- »— (1937) Die Eiszeit in Norddeutschland. Deutscher Boden, Bd. IV. Berlin.

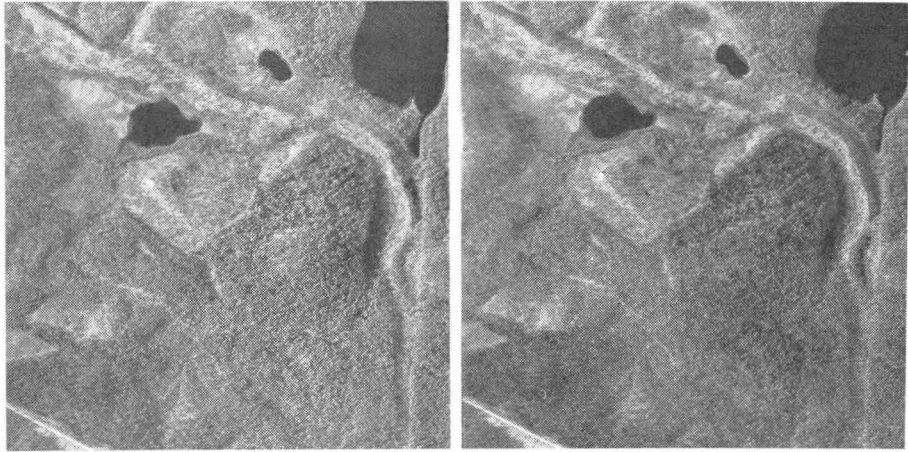
- ROSEBERG, J. E. (1892) Ytbildningar i ryska och finska Karelen med särskild hänsyn till de karelska randmoränerna. *Fennia* 7.
- (1899) Ytbildningar i Karelen med särskild hänsyn till ändmoränerna. 2. *Fennia* 14.
- RUBEY, W. (1933) The size-distribution of heavy minerals within a waterlaid sandstone. *Jour. Sediment. Petrology*. 3.
- SAXEN (Saksela), M. (1923) Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 65.
- SAKSELA, M. (1933) Die Kieserzlagertstätte von Karhunsaaari in Nordkarelien, Finnland. *Geol. Fören. Förh.* 55.
- (1948) Outokummun kuparimalmin löytö. Geologinen tutkimuslaitos. Geoteknillisiä Julkaisuja Nr. 47.
- (1949 a) Lohkaretutkimus ja malminetsintä. Referat: Geschiebeforschung und Erzsuche. *Terra* Nr. 1, 1949.
- (1949 b) Das pyroklastische Gestein von Lappajärvi und seine Verbreitung als Geschiebe. *Bull. Comm. géol. Finlande* 144.
- (1949 c) Malminetsintä. Jyväskylä.
- (1951) Über einige in Ostfinnland angetroffene Kieserzgeschiebe. *Bull. Comm. géol. Finlande* 154.
- SALMI, M. (1955) Prospecting for Bog-Covered Ore by Means of Peat Investigations. *Bull. Comm. géol. Finlande* 169.
- SAURAMO, M. (1918) Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 50.
- (1921) Onkamon keltamulta ja Kannusjärven kehityshistoria. Geologinen Komissioni. Geoteknillisiä Julkaisuja Nr. 31.
- (1923) Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 60.
- (1924) Tracing of glacial boulders and its application in prospecting. *Ibid.* 67.
- (1926) Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti C 4. Kajaani. Maalajikartan selitys. Suomen Geologinen toimikunta. Helsinki.
- (1928) Über die spätglazialen Niveaushiftungen in Nordkarelien, Finnland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 80.
- (1928 a) Jääkaudesta nykyaikaan. Porvoo.
- (1929) The Quaternary Geology of Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 86.
- (1931) Zur Frage des inneren Baus des Salpausselkä in Finnland. *Zeitschr. f. Gletscherkunde*, Bd. XIX.
- (1934) Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. *Bull. Comm. géol. Finlande* 104.
- (1937) Das System der spätglazialen Strandlinien im südlichen Finnland. *Soc. Scient. Fenn. Comm. Physico-Mathematicae* IX. 10.
- (1939) The Mode of the land upheavel in Fennoscandia during Late-Quaternary time. *Bull. Comm. géol. Finlande* 125.
- (1940) Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan. Porvoo—Helsinki.
- (1949) Das dritte Scharnier der fennoskandischen Landhebung. *Soc. Scient. Fennica. Årsbok-vuosikirja XXVII B. Nrl* 4.
- (1954 a) Das Rätsel des Ancylussees. *Geol. Rundschau* 42.
- (1954 b) Myöhäisjääkaudisesta kasvistosta ja kasvillisuudesta, erityisesti metsänhistoriasta. *Luonnon Tutkija* 58.
- (1955) On the Nature of the Quaternary crustal upwarping in Fennoscandia. *Acta Geographica* 14.

- SAURAMO, M. & AUER, V. (1928) On the development of lake Höytiäinen in Carelia and its ancient Flora. Bull. Comm. géol. Finlande 81.
- SEDERHOLM, J. J. (1889) Om istidens bildningar i det inre af Finland. Auszug: Über die Bildungen der Eiszeit im inneren Finnland. Fennia 1.
- (1892) Beskrifning till kartbladet N:o 22, Valkeala. Finlands Geologiska Undersökning. Helsingfors.
- SELIGMAN, G. (1949) Research on glacier flow: an historical outline. Geogr. Ann. 31.
- SINDOWSKI, K. H. (1938) Korngrößen- und Schwermineralverteilung in rezenten Strandsanden der mecklenburgischen Ostseeküste. Zentr. f. Miner. Geol. u. Paläont. A.
- SJÖGREN, O. (1909) Geografiska och flacialgeologiska studier vid Torne träsk. Sver. Geol. Unders. Ser. C. Nr. 219.
- SOERGEL, W. (1927) Die Rolle der Toteisbildung. Zeitschr. d. Geol. Gesellschaft. 1927.
- STRANDMARK, P. W. (1889) Jökelelfvar och rullstensåsar. Geol. Fören. Förh. 11.
- STREIFF-BECKER, R. (1938) Zur Dynamik des Firneises. Zeitschr. f. Gletscherkunde 26.
- SÄYNÄJÄRVI, K. (1953) Lapin granulittialueen eteläisen reunavyöhykkeen mineraalimaiden aineksesta. (Manuskript im Archiv der Geol. Forschungsanstalt Finnlands).
- TAMM, O. (1940) Den nordsvenska skogsmarken. Stockholm.
- TANNER, V. (1915) Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter. Résumé: Etudes 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 Lapponie finlandaise et les régions environnantes. Bull. Comm. Géol. Finlande 38.
- (1928) The problems of an esker. Fennia 50.
- (1930) The problems of the Eskers. II. Bull. Comm. géol. Finlande 92.
- (1932) The problems of the Eskers. III. Fennia 55.
- (1934) On the nature of Salpausselkä ridges in Finland. Some old and new data. Fennia 58.
- (1934 a) The problems of the Eskers. IV. Fennia 58.
- (1936) Om Peneplanet i Finland. Soc. Scient. Fennica XIV. B. Nr. 3.
- (1937) The problems of the Eskers. V. Fennia 63.
- (1938) Die Oberflächengestaltung Finnlands. Bidr. till kännedom af Finl. natur och folk. 86.
- VÄHÄTALO, V. O. (1953) On the Geology of the Outokumpu Ore Deposits in Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 164.
- VANHALA, R. (1953) Lapin granulittialueen eteläisen reunavyöhykkeen moreenin rasakaista mineraaleista. (Manuskript im Archiv der Geol. Forschungsanst. Finnlands).
- VÄYRYNEN, H. (1923) Geologisen tutkimuslaitoksen vuosikertomus v. 1923, pp. 32—35.
- (1928) Outokummun—Polvijärven kiisualueiden mineraaliparagenesiksesta. Tekn. Aikakauslehti, Nr. 1, 1928.
- (1935) Über die Mineralparagenesis der Kieserze in den Gebieten von Outokumpu und Polvijärvi. Bull. Comm. géol. Finlande 109.
- (1939) On the Geology and Tectonics of the Outokumpu Ore Field and Region. Bull. Comm. Géol. Finlande 124.
- (1954) Suomen kallioperä. Helsinki.

- WEGMANN, C. E. (1928) Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinnland. *Fennia* 50.
- WIIK, F. J. (1865) Bidrag till Helsingforstraktens mineralogi och geognosi. Helsingfors.
- (1876) Öfversikt af Finlands geologiska förhållanden. Helsingfors.
- WILKMAN (1917) siehe FROSTERUS, B. & WILKMAN, W. W. (1917).
- VIRKKALA, K. (1948) Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti D 4. Nurmes. Maalajikartan selitys. Suomen Geologinen tutkimuslaitos. Helsinki.
- (1948 a) Late-Glacial development of shore-lines in southern Kainuu and northern Karelia. *Bull. Comm. géol. Finlande* 142.
- (1949) Explanation to the map of superficial deposits. Sheet D 4. Nurmes. Geol. Survey of Finland. Helsinki.
- (1951) Glacial geology of the Suomussalmi area, East Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 155.
- (1954) Suomen Geologinen Kartta. Lehti 4422. Suomussalmi. Maaperäkartan selitys. Geologinen tutkimuslaitos. Helsinki.
- (1955) On Glaciofluvial Erosion and Accumulation in the Tankavaara Area, Finnish Lapland. *Acta Geographica* Nr. 14.
- WOLDSTEDT, P. (1923) Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland. *Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt*, 42.
- (1954) Das Eiszeitalter. Stuttgart.
-







Heinävesi, Syrjä. Der Oszug wendet sich an einer Bruchlinie des Felsgrundes (rechts) aus seiner WNW-Richtung nach Süden. — Stereoskopbilderpaar.

Photo: Topografikunta. Abdruckgenehmigung Nr. L. 136/27. 4. 57.



Bulletin de la Commission géologique de Finlande.

*N:o 1.	Ramsay, Wilhelm und Nyholm, E. T. Cancrinitzenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi. S. 1—12. 4 Fig. 1895	—
*N:o 2.	Sederholm, J. J. Ueber einen metamorphosierten praecambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo. S. 1—16. 12 Fig. 1895	—
N:o 3.	Ramsay, Wilhelm, jemte Bihang 1 af Hackman, Victor och 2 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	150: —
*N:o 4.	Frosterus, Benj. Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland. S. 1—38. 11 Fig. 2 Taf. 1896	—
*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 Niveauschwankungen Süd-Finlands. 1896	—
*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	—
*N:o 7.	Ailio, Julius. Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari. S. 1—43. 8 Fig. 1898	—
*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	—
N:o 9.	Sederholm, J. J. Esquisse hypsométrique de la Finlande. P. 1—17. 1 carte. 1899	150: —
N:o 10.	Sederholm, J. J. Les dépôts quaternaires en Finlande. P. 1—28. 2 fig. carte. 1899	150: —
*N:o 11.	Hackman, Victor. Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo. S. 1—45. 7 Fig. 1 Taf. 2 Karten. 1899	—
*N:o 12.	Ramsay, Wilhelm und Borgström, L. H. Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå. S. 1—28. 20 Fig. 1902	—
*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	—
*N:o 14.	Borgström, Leon. H. Die Meteoriten von Hvittis und Marjalahti. S. 1—80. 8 Taf. 1903	—
N:o 15.	Hackman, Victor. Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes. S. 1—143. 3 Tab. 1905	150: —
*N:o 16.	Sundell, I. G. On the Cancrinite-Syenite from Kuolajärvi and a Related Dike Rock. P. 1—20. 1 plate. 1905	—
*N:o 17.	Fireks, Curt. On the Occurrence of Gold in Finnish Lapland. P. 1—35. Frontispiece. 15 fig. 1 map. 1906	—
*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 fig. 6 tafl. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. 1906	—
*N:o 19.	Trüstedt, Otto. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. S. 1—333. 80 Fig. 19 Taf. 1 Karte. 1907	—

*) Loppunmyyty.
Out of print.

N:o 20.	Tanner, V. Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland. S. 1—23. 3 Fig. 2 Taf. 1 Karte. 1907	100: —
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 Fennoscandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. 1907	250: —
N:o 22.	Borgström, L. H. Granitporphyr von Östersundom. S. 1—20. 3 Fig. 1 Taf. 1907	100: —
*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 Fennoscandia. 1907	—
*N:o 24.	Sederholm, J. J. Les roches préquaternaires de la Fennoscandia. P. 1—39. 20 fig. 1 carte. 1910	—
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	100: —
*N:o 26.	Mäkinen, Eero. Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium. S. 1—8. 1911	—
N:o 27.	Sederholm, J. J. Esquisse hypsométrique de la Finlande. P. 1—21. 5 fig. 1 carte. 1911	100: —
*N:o 28.	Sederholm, J. J. Les roches préquaternaires de la Finlande. P. 1—27. 1 carte. 1911	—
*N:o 29.	Sederholm, J. J. Les dépôts quaternaires de la Finlande. P. 1—23. 5 fig. 1 carte. 1911	—
*N:o 30.	Sederholm, J. J. Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fennoscandia. P. 1—66. 13 fig. 6 cartes. 1911	—
N:o 31.	Hausen, H. Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringar. S. 1—34. 9 fig. Deutsches Referat. 1912	100: —
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	100: —
N:o 33.	Wilkman, W. W. Kvartära nivåförändringar i östra Finland. S. 1—40. 9 fig. Deutsches Referat. 1912	150: —
N:o 34.	Borgström, L. H. Der Meteorit von St. Michel. S. 1—49. 1 Fig. 3 Taf. 1912	150: —
N:o 35.	Mäkinen, Eero. Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland und ihre Minerale. S. 1—101. 23 Fig. 1913	150: —
N:o 36.	Eskola, Pentti. On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities. P. 1—50. 15 fig. 1913	150: —
N:o 37.	Sederholm, J. J. Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. S. 1—66. 27 Fig. I Taf. 1913	200: —
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 Fennoscandia. III. Sur la progression et le cours de la récession du glacier continental dans la Laponie finlandaise et les régions environnantes. 1915	750: —
N:o 39.	Hackman, Victor. Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finnland. S. 1—41. 9 Fig. 1914	100: —
*N:o 40.	Eskola, Pentti. On the Petrology of the Orijärvi region in South-western Finland. P. 1—277. 55 fig. 6 plates. 2 maps. 1914	—
N:o 41.	Borgström, L. H. Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari. S. 1—30. 7 Fig. 1913	100: —

*) Loppuunmyyty.
Out of print.

N:o 42.	Hackman, Victor. Über Camptonitgänge im mittleren Finnland. S. 1—18. 3 Fig. 1914	100: —
N:o 43.	Wilkman, W. W. Kaleviska bottenbildningar vid Mölönjärvi. S. 1—36. 11 fig. Résumé en français. 1915	100: —
N:o 44.	Eskola, Pentti. Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvitraktens metamorfa bergarter. S. 1—145. 5 fig. English Summary of the Contents. 1915	150: —
N:o 45.	Ailio, Julius. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung. S. 1—158. 51 Abbild. 2 Karten. 1915	250: —
N:o 46.	Laitakari, Aarne. Le gisement de calcaire cristallin de Kirmonniemi à Korpo en Finlande. P. 1—39. 14 fig. 1916	100: —
N:o 47.	Mäkinen, Eero. Översikt av de prekambriiska bildningarna i mellersta Österbotten i Finland. S. 1—152. 25 fig. 1 karta. English Summary of the Contents. 1916	250: —
*N:o 48.	Sederholm, J. J. On Synantetic Minerals and Related Phenomena (Reaction Rims, Corona Minerals, Kelyphite, Myrmekite, &c.). P. 1—148. 14 fig. in the text and 48 fig. on 8 plates. 1916	—
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	100: —
N:o 50.	Sauramo, Matti. Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. S. 1—44. 5 Abbild. 4 Taf. 1918	150: —
N:o 51.	Laitakari, Aarne. Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland. S. 1—13. 5 Abbild. 1918	100: —
N:o 52.	Brenner, T. H. Über Theralit und Ijolit von Umptek auf der Halbinsel Kola. S. 1—30. 4 Fig. 1920	100: —
N:o 53.	Hackman, Victor. Einige kritische Bemerkungen zu Iddings' Classification der Eruptivgesteine. S. 1—21. 1920	100: —
N:o 54.	Laitakari, Aarne. Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinslagerstätten von Parainen (Pargas). S. 1—113. 40 Abbild. 3 Taf. 1921	150: —
N:o 55.	Eskola, Pentti. On Volcanic Necks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland. P. 1—13. 1 Fig. 1921	100: —
N:o 56.	Metzger, Adolf A. Th. Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Ålandsgebiet. S. 1—8. 3 Abbild. 1922	100: —
*N:o 57.	Väyrynen, Heikki. Petrologische Untersuchungen der granitodioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. S. 1—78. 20 Fig. 1 Karte. 1923	—
*N:o 58.	Sederholm, J. J. On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part I. The Pelling Region. P. 1—153. 64 fig. 8 plates. 1 map. 1923	—
N:o 59.	Berghell, Hugo und Hackman, Victor. Über den Quarzlit von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse. Nach hinterlassenen Aufzeichnungen von Hugo Berghell zusammengestellt und ergänzt von Victor Hackman. S. 1—19. 19 Fig. 1923	100: —
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	250: —
N:o 61.	Hackman, Victor. Der Pyroxen-Granodiorit von Kakskerta bei Åbo und seine Modifikation. S. 1—23. 2 Fig. 1 Karte. 1923	100: —
N:o 62.	Wilkman, W. W. Tohmajärvi-konglomeratet och dess förhållande till kaleviska skifferformationen. S. 1—43. 15 fig. 1 karta. Deutsches Referat. 1923	100: —
N:o 63.	Hackman, Victor. Über einen Quarzsyenitporphyr von Saariselkä im finnischen Lappland. S. 1—10. 2 Fig. 1923	100: —
N:o 64.	Metzger, Adolf A. Th. Die jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland. S. 1—86. 38 Abbild. 1 Taf. 1 Karte. 1924	150: —
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	150: —

*) Loppuunmyyty.
Out of print.

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	100:—
N:o 67.	Sauramo, Matti. Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospectin. P. 1—37. 12 fig. 1924	100:—
N:o 68.	Tanner, V. Jordskredet i Jaarila. S. 1—18. 2 fig. 10 bild. Résumé en français. 1924	100:—
N:o 69.	Auer, Väinö. Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees. S. 1—132. 10 Fig. 10 Taf. 11 Beil. 1924	250:—
N:o 70.	Sederholm, J. J. The Average Composition of the Earth's Crust in Finland. P. 1—20. 1925	100:—
N:o 71.	Wilkman, W. W. Om diabasgångar i mellersta Finland. S. 1—35. 8 fig. 1 karta. Deutsches Referat. 1924	100:—
N:o 72.	Hackman, Victor. Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinland. S. 1—62. 6 Fig. 1 Taf. 1925	150:—
N:o 73.	Laitakari, Aarne. Über das jotnische Gebiet von Satakunta. S. 1—43. 14 Abbild. 1 Karte. 1925	150:—
N:o 74.	Metzger, Adolf A. Th. Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinland. S. 1—24. 9 Abbild. 2 Karten. 1925	100:—
N:o 75.	Frosterus, Benj. Ueber die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge. S. 1—52. 1 Fig. 1925	150:—
N:o 76.	Hausen, H. Über die präquartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere. S. 1—100. 13 Fig. 2 Taf. 1926	150:—
N:o 77.	Sederholm, J. J. On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part II. The Region around the Barö-sundsfjärd W. of Helsingfors and Neighbouring Areas. P. 1—143. 57 fig. in the text and 44 fig. on 9 plates. 1 map. 1926	300:—
N:o 78.	Väyrynen, Heikki. Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiete. S. 1—127. 37 Fig. 2 Taf. 2 Karten. 1928	200:—
N:o 79.	Hackman, Victor. Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä-Lappmark. S. 1—105. 23 Fig. 2 Taf. 2 Karten. 1927	200:—
N:o 80.	Sauramo, Matti. Über die spätglazialen Niveaushiebungungen in Nordkarelien, Finnland. S. 1—41. 8 Fig. im Text. 11 Fig., 1 Karte und 1 Profildiagr. auf 7 Taf. 1928	100:—
N:o 81.	Sauramo, Matti und Auer, Väinö. On the Development of Lake Höytiäinen in Carelia and its Ancient Flora. P. 1—42. 20 fig. 4 plates. 1928	100:—
N:o 82.	Lokka, Lauri. Über Wiikit. S. 1—68. 12 Abbild. 1928	150:—
N:o 83.	Sederholm, J. J. On Orbicular Granite, 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	250:—
N:o 84.	Sauramo, Matti. Über das Verhältnis der Ose zum höchsten Strand. S. 1—17. 1928	50:—
N:o 85.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, I. P. 1—88. 1 stéréogramme. 1929	200:—
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	300:—
N:o 87.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, II. P. 1—175. 48 fig. 8 planches. 1929	350:—
N:o 88.	Tanner, V. Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Om nivåförändringarna och grundragen av den geografiska utvecklingen efter istiden i Ishavsfinland samt om homotaxin av Fennoskandias kvartära marina avlagringar. S. 1—589. 84. fig. 4 tavl. 1 karta. Résumé en français: Études 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	750:—

N:o 89.	Wegman, C. E. und Kranck, E. H. Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finland. 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	200:—
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. 1930	250:—
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	150:—
N:o 92.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, III. P. 1—140. 29 fig. 3 planches. 1930	250:—
N:o 93.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, IV. P. 1—68. 12 fig. 6 planches. 1931	200:—
N:o 94.	Brenner, Thord. Mineraljorderternas fysikaliska egenskaper. S. 1—159. 22 fig. Deutsches Referat. 1931	350:—
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	250:—
N:o 96.	Mikkola, Erkki. On the Physiography and Late-Glacial Deposits in Northern Lapland. P. 1—88. 25 fig. 5 plates. 1932	250:—
N:o 97.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, V. P. 1—77. 15 fig. 1932	200:—
N:o 98.	Sederholm, J. J. On the Geology of Fennoscandia. P. 1—30. 1 map. 1 table. 1932	150:—
N:o 99.	Tanner, V. The Problems of the Eskers. The Esker-like Gravel Ridge of Čahpatoiv, Lapland. P. 1—13. 2 plates. 1 map. 1932	100:—
N:o 100.	Sederholm, J. J. Über die Bodenkonfiguration des Päijänne-Sees. S. 1—23. 3 Fig. 1 karte. 1932	250:—
N:o 101.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, VI. P. 1—118. 17 fig. 5 planches. 1933	250:—
N:o 102.	Wegmann, S. 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	150:—
N:o 103.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, VII. P. 1—48. 2 fig. 1933	150:—
N:o 104.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, VIII. P. 1—156. 33 fig. 7 planches. 1934	250:—
N:o 105.	Lokka, Lauri. Neuere chemische Analysen von finnischen Gesteinen. S. 1—64. 1934	150:—
N:o 106.	Hackman, Victor. Das Rapakiwirandgebiet der Gegend von Lappeenranta (Willmanstrand). S. 1—82. 15 Fig. 2 Taf. 1 Analysentab. 1 Karte. 1934	200:—
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	200:—
N:o 108.	Laitakari, Arne. Geologische Bibliographie Finnlands 1555—1933. S. 1—224. 1934	250:—
N:o 109.	Väyrynen, Heikki. Über die Mineralparagenesis der Kieserze in den Gebieten von Outokumpu und Polvijärvi. S. 1—24. 7 Fig. 1 Karte. 1935	100:—
N:o 110.	Saksela, Martti. Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. S. 1—35. 11 Fig. 1 Titelbild. 1 Taf. 1 Karte. 1935	150:—

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	150: —
N:o 112.	Hackman, Victor. J. J. Sederholm. Biographic Notes and Bibliography. P. 1—29. With a vignette. 1935	100: —
N:o 113.	Sahama (Sahlstein), Th. G. Die Regelung von Quarz und Glimmer in den Gesteinen der finnisch-lappländischen Granulitformation. S. 1—110. 5 fig. 80 Diagr. 3 Taf. 1936	200: —
N:o 114.	Haapala, Paavo. On Serpentine Rocks in Northern Karelia. P. 1—83. 21 fig. 2 maps. 1936	150: —
N:o 115.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, IX. P. 1—505. 83 fig. 20 planches. 1936	500: —
N:o 116.	Väyrynen, Heikki. Petrologie des Nickelierzfeldes Kaulatunturi—Kammikivittunturi in Petsamo. S. 1—198. 71 Abbild. 36 Tab. 1 Karte. 1938	250: —
N:o 117.	Kilpi, Sampo. Das Sotkamo-Gebiet in spätglazialer Zeit. S. 1—118. 36 Abbild. 3 Beil. 1937	250: —
N:o 118.	Brander, Gunnar. Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland. S. 1—76. 7 Fig. im Texte u. 7 Taf. 1937	200: —
N:o 119.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, X. P. 1—170. 30 fig. 4 planches. 1937	250: —
N:o 120.	Hyypä, Esa. Post-Glacial Changes of Shore-Line in South Finland. P. 1—225. 57 fig. 21 tab. 2 append. 1937	250: —
N:o 121.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XI. P. 1—166. 47 fig. 8 tab. 2 cartes. 1938	250: —
N:o 122.	Hietanen, Anna. On the Petrology of Finnish Quartzites. P. 1—118. 20 fig. 2 plates. 3 maps. 1938	250: —
N:o 123.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XII. P. 1—107. 20 fig. 3 planches. 1938	250: —
N:o 124.	Väyrynen, Heikki. On the Geology and Tectonics of the Outokumpu Ore Field and Region. P. 1—91. 11 fig. 2 maps. 1939	250: —
N:o 125.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XIII. P. 1—119. 45 fig. 1 planche. 1939	150: —
N:o 126.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XIV. P. 1—140. 60 fig. 4 planches. 1941	200: —
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. 14 Tab. 1943	250: —
N:o 128.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XV. P. 1—183. 43 fig. 2 planches. 1943	250: —
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	200: —
*N:o 130.	Hietanen, Anna. Über das Grundgebirge des Kalantigebietes im südwestlichen Finnland. S. 1—105. 55 Fig. 8 Tafeln. 1 Karte. 1943 ..	—
N:o 131.	Okko, V. Moränenuntersuchungen im westlichen Nordfinnland. S. 1—46. 12 Abb. 4 Tab. 1944	150: —
N:o 132.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XVI. P. 1—196. 41 diagr. 9 tabl. 3 vartes. 3 fig. 1944	250: —
N:o 133.	Rankama, Kaleervo. On the Geochemistry of Tantalum. P. 1—78. 1 fig. 8 tables. 1944	200: —

*) Loppuunmyyty.
Out of print.

N:o 134.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XVII. P. 1—91. 59 fig. carte. 1944	200:—
N:o 135.	S a h a m a, T. H. G. Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch-Lappland. S. 1—86. 12 Fig. 29 Tab. 1945	200:—
N:o 136.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XVIII. P. I—XXXVIII; 1—67. 3 diagr. 11 tabl. 2 cartes. 11 fig. 2 planches. 1945	250:—
N:o 137.	R a n k a m a, K a l e r v o. On the Geochemical Differentiation in the Earth's Crust. P. 1—39. 18 tables. 1946	150:—
N:o 138.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XIX. P. 1—120. 7 diagr. 13 tabl. 9 fig. 1 planche. 1946	250:—
N:o 139.	B r e n n e r, T. H. Om mineraljordarternas hållfasthetsegenskaper. S. 1—77. 11 fig. Summary in English. 1946	150:—
N:o 140.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XX. P. 1—302. 37 tabl. 103 fig. 6 planches. 2 cartes. 1947	400:—
N:o 141.	S i m o n e n, A h t i. On the Petrochemistry of the Infracrustal Rocks in the Svecofennidic Territory of Southwestern Finland. P. 1—18. 7 tabl. 5 fig. 1948	50:—
N:o 142.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XXI. P. 1—129. 45 fig. 1 planche. 4 tabl. 3 cartes. 1948	250:—
N:o 143.	S i m o n e n, A h t i. On the Petrology of the Aulanko Area in Southwestern Finland. P. 1—66. 25 fig. 6 tabl. 1 map. 1948	150:—
N:o 144.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XXII. P. 1—165. 70 fig. 3 planches. 4 cartes. 1949	250:—
N:o 145.	S a l m i, M a r t t i. Physical and Chemical Peat Investigations on the Pinomäensuo Bog, SW. Finland. P. 1—31. 12 fig. 1 table. 1949	100:—
N:o 146.	M i k k o l a, A i m o. On the Geology of the Area North of the Gulf of Bothnia. P. 1—64. 20 fig. 10 tabl. 1 map. 1949	150:—
N:o 147.	H ä r m e, M a u n u. On the Stratigraphical and Structural Geology of the Kemi Area, Northern Finland. P. 1—60. 29 fig. 4 tabl. 1 map. 1949	150:—
N:o 148.	E d e l m a n, N i l s. Structural History of the Eastern part of the Gullkrona Basin, SW-Finland. P. 1—48. 16 fig. 2 tabl. 8 plates. 1949	150:—
N:o 149.	L o k k a, L a u r i. Contributions to the Knowledge of the Chemistry of the Radioactive Minerals of Finland. P. 1—76. 7 fig. 33 tabl. 1950 ..	200:—
N:o 150.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XXIII. P. 1—111. 27 fig. 7 planches. 5 tabl. 2 cartes. 1950	300:—
N:o 151.	L o k k a, L a u r i. Chemical Analyses of Finnish Rocks. P. 1—75. 1950	200:—
N:o 152.	K a h m a, A a r n o. On Contact Phenomena of the Satakunta Diabase. P. 1—84. 22 fig. 10 tabl. 5 plates. 1951	250:—
N:o 153.	S e i t s a r i, J u h a n i. The Schist Belt Northeast of Tampere in Finland. P. 1—120. 53 fig. 9 tabl. 2 maps. 1951	400:—
N:o 154.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XXIV. P. 1—241. 95 fig. 3 planches. 24 tabl. 1951	500:—
N:o 155.	V i r k k a l a, K. Glacial Geology of the Suomussalmi Area, East Finland. P. 1—66. 26 fig. 1 plate. 1951	200:—
N:o 156.	M a r m o, V l a d i — M i k k o l a, A i m o. On Sulphides of the Sulphide-bearing Schists of Finland. P. 1—44. 7 fig. 4 plates. 1951 ..	150:—
N:o 157.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XXV. P. 1—148. 35 fig. 28 tabl. 1952	450:—
N:o 158.	N e u v o n e n, K. J. Thermochemical Investigation of the Åkermanite — Gehlenite Series. P. 1—57. 7 fig. 12 tabl. 1952	150:—
N:o 159.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XXVI.	400:—

N:o 160.	Simonen, Ahti. Stratigraphy and Sedimentation of the Svecofenidic Early Archean Supracrustal Rocks in Southwestern Finland. P. 1—64. 17 fig. 8 tabl. 2 maps. 1953	200:—
N:o 161.	Disler, Jürg. Die Kupferkieslagerstätte von Outokumpu, Finnland. (Ihre Lage, ihre Struktur und ihre Form.) S. 1—114. 39 Fig. 9 Diagr. 4 Taf. 1953	400:—
N:o 162.	Kaitaro, Simo. Geologic Structure of the Late Pre-Cambrian Intrusives in the Åva Area, Åland Islands. P. 1—71. 37 fig. 6 tabl. 1 map. 1953	200:—
N:o 163.	Vaasjoki, Oke. On Migmatites and Ore Mineralizations in the Pernaja District, Southern Finland. P. 1—62. 24 fig. 3 tabl. 1 plate 1 map. 1953	200:—
N:o 164.	Vähätalo, Veikko O. On the Geology of the Outokumpu Ore Deposit in Finland P. 1—99. 9 fig. 13 tabl. 19 plates and 3 maps. 1953	650:—
N:o 165.	Wiik, H. B. Composition and origin of Soapstone. P. 1—57. 11 fig. 6 tabl. 1953	150:—
N:o 166.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja. — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland. — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande XXVII. P. 1—106. 16 tabl. 43 fig. 1954 ..	350:—
N:o 167.	Hyypä, Esa. On the Pleistocene Geology of Southeastern New England. P. 155—225. 33 fig. 1955	200:—
N:o 168.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja. — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland. — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande XXVIII. P. 1—141. 63 fig. 34 tabl. 1955 ..	450:—
N:o 169.	Salmi, Martti. Prospecting for Bog-Covered Ore by Means of Peat Investigations. P. 1—34. 6 fig. 8 tabl. 1955	150:—
N:o 170.	Okko, Veikko. Glacial Drift in Iceland, its Origin and Morphology. P. 1—133. 35 fig. and. one table in text. 32 fig. in plates I—XVI. 1955	400:—
N:o 171.	Pääkkönen, Veikko. Otanmäki, the Ilmenite-Magnetite Ore Field in Finland. P. 1—71. 41 fig. 19 tabl. 2 plates and 3 maps. 1956	300:—
N:o 172.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja. — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland. — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande XXIX. P. 1—100. 24 fig. 30 tabl. 1956	350:—
N:o 173.	Ramdohr, Paul. Die Beziehungen von Fe-Ti-Erzen aus magmatischen Gesteinen. S. 1—19. 2 Diagr. 25 Taf. 1956	400:—
N:o 174.	Savolahti, Antti. The Ahvenisto Massif in Finland. The Age of the Surrounding Gabbro-anorthosite Complex and the Crystallization of Rapakivi. P. 1—96. 22 fig. 11 tabl. and 1 map 1956	350:—
N:o 175.	Salmi, Martti. Peat and Bog Plants as Indicators of Ore Minerals in Vihanti Ore Field in Western Finland. P. 1—22. 6 fig. 1 tabl. 1956	100:—
N:o 176.	Marmo, Vladi. Geology of the Nokia region, Southwest Finland. P. 1—38. 16 figs. 1957	150:—
N:o 177.	Tuominen, Heikki. The Structure of an Archean Area: Orijärvi, Finland. P. 1—32. 16 figs. 6 plates. 1957	—
N:o 178.	Mölder, K., Valovirta, V. und Virkkala, K. Über Spätglazialzeit in Südfinnland. (painossa — in print)	—
N:o 179.	Repo, R. Untersuchungen über die Bewegungen des Inlandeises in Nordkarelien. S. 1—178. 114 Abbild. 1 Taf. 1 Karte. 1957	—

