

SUOMEN GEOLOGINEN  
TOIMIKUNTA

|| GEOLOGISKA KOMMISSIONEN  
I FINLAND

---

BULLETIN  
DE LA  
COMMISSION GÉOLOGIQUE  
DE FINLANDE

---

N:o 78

GEOLOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE  
UNTERSUCHUNGEN IM KAINUUGEBIETE

VON  
HEIKKI VÄYRYNEN

---

MIT 37 FIGUREN IM TEXTE  
12 FIGUREN AUF 2 TAFELN UND 2 KARTEN

HELSINKI — HELSINGFORS  
FEBRUAR 1928

SUOMEN GEOLOGINEN  
TOIMIKUNTA

GEOLOGISKA KOMMISSIONEN  
I FINLAND

---

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 78

GEOLOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE  
UNTERSUCHUNGEN IM

# KAINUUGEBIETE

VON  
HEIKKI VÄYRYNEN

---

MIT 37 FIGUREN IM TEXTE  
12 FIGUREN AUF 2 TAFELN UND 2 KARTEN

---

HELSINKI — HELSINGFORS  
STAATSDRUCKEREI

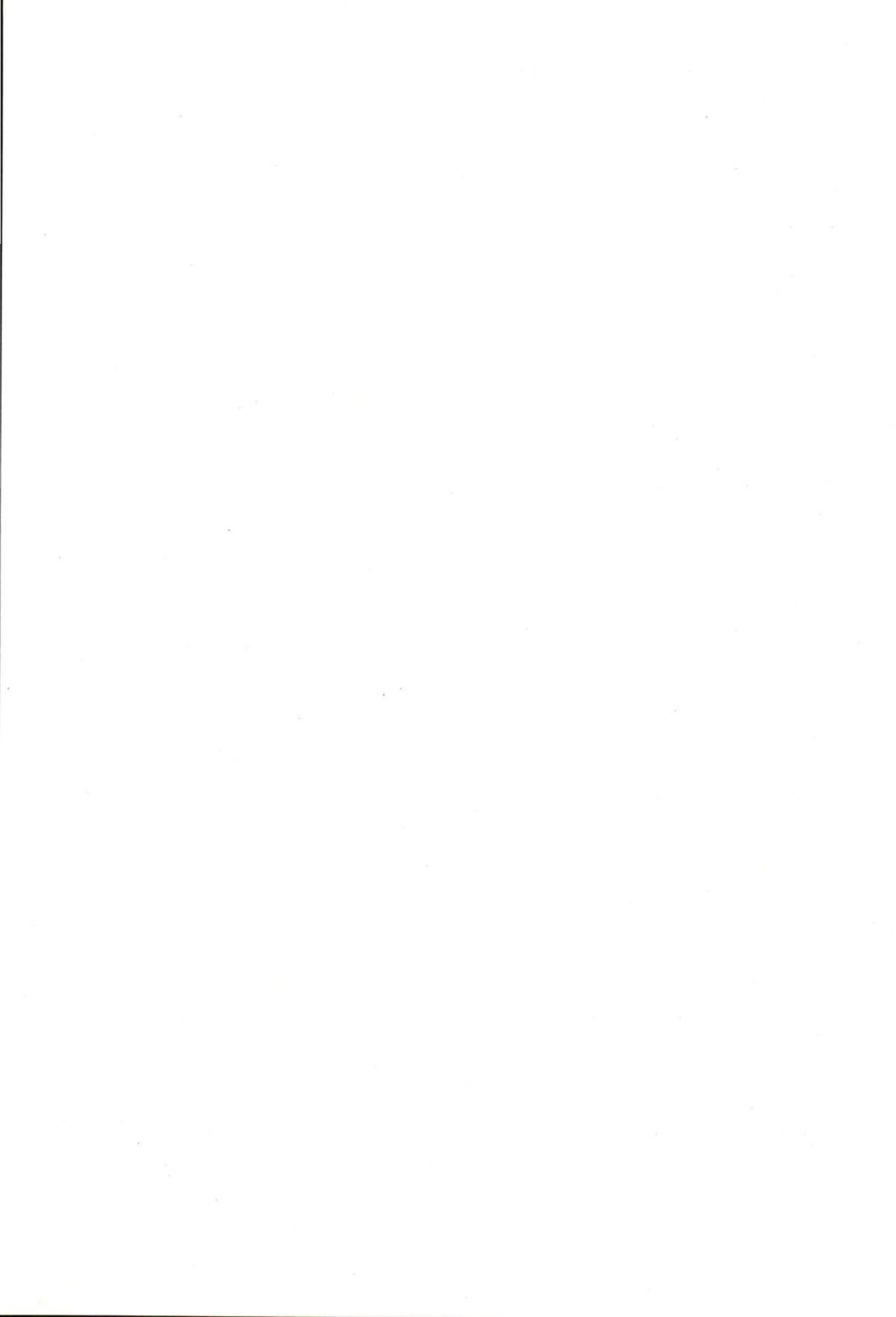


## I N H A L T.

	Seite
VORWORT DES HERAUSGEBERS .....	7
VORWORT DES VERFASSERS .....	10
EINLEITUNG .....	11
KARELISCHE SCHIEFERFORMATIONEN .....	11
DAS KAINUU-GEBIET, SEINE BENENNUNG UND OROGRAPHIE....	12
FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN .....	12
GRUNDZÜGE DES GEOLOGISCHEN AUFBAUS .....	15
DER BASALE KOMPLEX .....	18
VERSCHIEDENE GRANITTYPEN .....	18
GRANITGNEIS .....	18
ZUSAMMENSETZUNG .....	18
STRUKTUR .....	19
KATAKLASITE .....	20
AUGENGNEISE .....	20
ÄLTERER GRANIT .....	21
EFFUSIVGESTEINE .....	22
DIE KAINUISCHE QUARZITFORMATION .....	24
VERBREITUNG .....	24
TEKTONIK UND LAGERFOLGE .....	25
BASALE BILDUNGEN .....	26
SERIZITSCHIEFER .....	30
REINE QUARZITE .....	32
GENETISCHER CHARAKTER DER FORMATION .....	34
URSPRUNG DES SERIZITS .....	34
ART DER SUBKAINUUISCHEN DENUDATION UND ABLAGERUNGSWEISE DER URSPRÜNGLICHEN SEDIMENTE .....	35
KAOLINISIERUNG .....	37
DIE METABASITFORMATION .....	38
AUFRETEN .....	38
VERSCHIEDENE TYPEN VON METABASIT .....	40
GABBROIDE METABASITE .....	40
STRUKTUR .....	40
CHEMISCHE ANALYSE .....	42
HORNBLENDITE .....	45
ALBITFELSE .....	45

	Seite
DEUTLICH EFFUSIVE GRÜNSTEINE .....	45
VORKOMMEN VON PÄÄKKÖ .....	47
» » LAMMASVAARA .....	47
» » KUOLTEENNIEMI .....	50
» » LUKKARINVAARA .....	50
» » HONKAVAARA .....	52
METABASITGÄNGE .....	52
DIABASGÄNGE .....	54
VORKOMMEN VON MALKAMAA .....	54
» » KOTIVAARA UND MULTIVAARA .....	56
» » KIVIHARJU .....	57
» » OHTALAMPI .....	57
QUARZKERATOPHYR .....	58
ENDOMORPHE UND EXOMORPHE KONTAKTERSCHINUNGEN....	60
SCHIEFERÄHNLICHE MODIFIKATIONEN .....	60
ADINOLBILDUNG .....	61
MINERALGÄNGE .....	62
GENETISCHE BEDINGUNGEN .....	63
DIE AMPHIBOLIT—SERPENTINSTEINFORMATION .....	64
AUFTRETEN .....	64
AMPHIBOLIT .....	65
KONTAKT ZWISCHEN AMPHIBOLIT UND SERPENTINSTEIN .....	66
SERPENTINSTEIN .....	66
ENTSTEHUNG DES SERPENTINS .....	67
MIT DEN GLIMMERSCHIEFERN VERBUNDENE QUARZITE ..	68
VERBREITUNG .....	68
BASALE BILDUNGEN .....	69
KONGLOMERATBILDUNG IM SÜDÖSTLICHEN PUDASJÄRVI .....	69
KONGLOMERATBILDUNG VON KUIRAJALAMPI .....	75
KONGLOMERATE IN ANDEREN GEGENDEN .....	75
VERSCHIEDENE QUARZIT-TYPEN .....	76
DIE GLIMMERSCHIEFERFORMATION .....	78
AUFTRETEN .....	78
STRATIGRAPHISCHE ÜBERSICHT .....	80
TEKTONISCHE ÜBERSICHT .....	81
BASALE BILDUNGEN .....	82
BASALE SCHIEFER UND KONGLOMERATE IM MITTLEREN PUOLANKA ....	82
BASALBILDUNGEN IM NÖRDLICHEN PUOLANKA .....	85
KONGLOMERATE IN ANDEREN GEGENDEN .....	87
ENTSTEHUNGSWEISE DER BASALEN BILDUNGEN .....	90
DIE BASALEN SEDIMENTE .....	90
CHARAKTER DER ABTRAGUNGSFLÄCHE .....	92
GLIMMERSCHIEFER .....	92
UNTERSTE ABTEILUNG .....	92
MITTLERE » (KALKSTEINE UND KOHLENSCHIEFER) .....	94
ENTSTEHUNG DER KOHLENSCHIEFER .....	101
OBERSTE ABTEILUNG .....	102
PELITISCHE EINLAGERUNGEN .....	103
ISOLIERTE SEDIMENTFORMATIONEN .....	105
DIE QUARZITFORMATION VON MÄNTYKANGAS—AKANVAARA ....	105
DAS KONGLOMERAT VON HEINIJOKI.....	107

	Seite
POSTKALEVISCHER GRANIT .....	108
METAMORPHOSE DER SUPERKRUSTALEN FORMATIONEN ..	109
METAMORPHOSE DER KAINUUISCHEN QUARZITFORMATION ....	109
UMWANDLUNGEN IN DEN METABASITEN .....	111
MIT DEN GLIMMERSCHIEFERN ZUSAMMENGEHÖRIGE QUARZITE	113
METAMORPHOSE DER GLIMMERSCHIEFERFORMATION .....	114
METAMORPHE TYPEN VON GLIMMERSCHIEFER .....	114
CHLORIT-SERIZIT- UND BIOTIT-SERIZITSCHIEFER .....	115
GRANAT- UND STAUROLITHALTIGER GLIMMERSCHIEFER .....	115
SILLIMANTHALTIGER GLIMMERSCHIEFER .....	116
VERGNEISUNG .....	117
CORDIERIT-ANTHOPHYLLIT-FELIS .....	118
STRATIGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE DER KARELISCHEN FORMATIONEN .....	119
BEDEUTUNG DER DISKORDANZEN .....	119
KAINUUISCHE QUARZITE .....	120
KALEVISCHES QUARZIT-GLIMMERSCHIEFERFORMATION .....	121
KALEVISCHES QUARZITE .....	122
METABASITFORMATION .....	123
ANDERE KARELISCHE SCHIEFERGEBIETE .....	124
ERKLÄRUNG ZU DEN TAFELN .....	128



## VORWORT DES HERAUSGEBERS.

Die vorliegende Arbeit von Dr. Väyrynen behandelt einen Teil der Schieferzonen, welche sich von Karelien bis nach Lappland erstrecken und welche viele der schwierigsten und interessantesten Rätsel des fennoskandischen Präkambriums beherbergen. Ihr Studium ist seit langer Zeit von zahlreichen Forschern, wie Frosterus, Trüstedt, Wilkman, Berghell, Ramsay, Eskola, Hackman, Mäkinen, Väyrynen, Hausen und dem Unterzeichneten eifrig fortgesetzt worden.

Die hier vorliegenden Untersuchungen von Dr. Väyrynen haben ihn zu Schlussfolgerungen geführt, welche von den früher in der Landesanstalt herrschenden Ansichten ziemlich stark abweichen. Da ihre Anwendung auf der Karte zu einer schroffen Veränderung gegenüber der von Wilkman veröffentlichten Karte über den südöstlichen Teil obiger Schieferzonen, sowie auch gegenüber dem von demselben Geologen bearbeiteten Kajaani-Blatt führen würde, musste diese neue Auffassung im Felde genau geprüft werden. Daher wurden Mag. Wilkman und Dr. Väyrynen im Jahre 1924 beauftragt, gemeinsame Revisionsreisen in den betreffenden Gegenden zu machen, und später auch Dr. Hausen im Jahre 1925 Teile derselben von neuem zu untersuchen. Der Unterzeichnete besuchte im Jahre 1925 ebenfalls dieselbe Gegend, um die wichtigsten Aufschlüsse von neuem zu studieren. Es erwies sich aber unmöglich, bei diesen Revisionen zu einer übereinstimmenden Auffassung zu kommen.

Die Abweichungen der Ansichten Väyrynens beziehen sich hauptsächlich auf die folgenden Punkte.

Die östlichste auf der Karte Väyrynens erscheinende Quarzitzone ist nach der Auffassung der erwähnten Geologen geologisch und petrographisch einheitlich, lässt sich also nicht auf zwei Formationen verteilen. Entblösste Kontakte der von Väyrynen angenommenen zwei Quarzitformationen sind auch niemals beobachtet worden. Die Schiefer der östlichen Zone schmiegen sich den Quarziten ohne sichtbare Diskordanz an.

Dagegen giebt es ohne Zweifel eine Diskordanz, jedoch von schwer zu bestimmendem Umfang, unterhalb des Mäntykangaskonglomerates. Diese Diskordanz ist aber, wie auch Väyrynen annimmt, nicht mit derjenigen zwischen seiner kainuuischen Abteilung und den von ihm als kalevisch bezeichneten Schiefen identisch.

Die kohlenreichen Schiefer im Osten des Mäntykangaskonglomerates weichen der Beschaffenheit nach ziemlich schroff von den übrigen Schiefen ab und dürften möglicherweise von diesen zu trennen sein. Die Möglichkeit der Existenz von tektonischen Grenzen an zahlreichen Stellen ist auch in Betracht zu ziehen.

Obgleich alle darüber einig sind, dass das Jokijyrkkä-konglomerat jünger ist als die östlich davon anstehenden Satasormiquarzite, von denen es Gerölle einschliesst, hat diese Diskordanz eine ganz andere Bedeutung für diejenigen, welche glauben, dass die Satasormiquarzite in die nordwestliche Quarzitzone übergehen, als für Väyrynen, welcher annimmt, dass die konglomeratartigen Quarzite nördlich davon nicht mit dem Satasormi-Quarzit, sondern mit dem Jokijyrkkä-Konglomerat zu parallelisieren seien.

Die Karte würde also nach den verschiedenen Auffassungen sehr ungleich aussehen.

Ein Hauptgrund für die stratigraphischen Schlussfolgerungen Väyrynens bildet seine Annahme, dass der Kaolin schon während »kainuuischer« Zeit, also vor der Gebirgsbildung, entstanden sei. Nach Frosterus u. a. ist die Kaolinbildung dagegen als eine spät eingetretene nachträgliche Veränderung der Quarzite aufzufassen.

Die Verallgemeinerung der hier aufgestellten Einteilung auf südlichere Gegenden stösst ferner auf grosse Bedenken.

Die strittigen Bildungen des Naapurinvaara-Berges auf dem Kartenblatt Nurmes, welche Väyrynen hier als Bodenbildungen seiner Kainuufornation deutet, werden immer noch von anderen Geologen in Anschluss an Wilkman als tektonische Brekzien angesehen. Wilkman nimmt jedoch auch das Vorkommen von konglomeratartigen Bildungen in dieser Gegend an.

Die Frage über die Beziehungen der s. g. jatulischen Quarzite der Joensuugegenden zu denjenigen Quarziten, welche die Schiefer sicher unterlagern, kann wohl nur durch eine eingehende Diskussion der geologischen Verhältnisse dort, wo beide Formationen in typischer Gestalt vorkommen, nicht aber in der hier beschriebenen Gegend, entschieden werden. Dieses Problem wird jetzt sehr eifrig von verschiedenen Seiten her angegriffen und hoffentlich wird eine Lösung desselben nicht allzulange auf sich warten lassen. Bei dieser Gele-

genheit sei nur bemerkt, dass die Frage über das Verhältnis des Jatuls zu den s. g. postkalevischen Graniten auch von Anhängern des Jatul-Begriffs als offen angesehen wird.

Was endlich die Nomenklatur angeht, so steht die Arbeit Väyrynens auch hier in einem gewissen Gegensatz zu der bei der Landesanstalt sonst angewandten Einteilung. Er schliesst sich der Auffassung Eskolas darin an, dass er den zusammenfassenden Namen »karelisch« für diejenigen Formationen anwendet, die früher z. T. als ladogisch, z. T. als kalevisch und jatulisch bezeichnet worden sind, deren Umfang aber von verschiedenen Seiten und zu verschiedenen Zeitpunkten abweichend aufgefasst worden ist. Die Einführung dieses zusammenfassenden Namens erweckt jedoch aus zwei Gründen Bedenken. Erstens kommen unter den Schiefen des östlichen Finnlands nach der Ansicht mehrerer Forscher auch solche vor, die durch eine grosse Periode von Granitintrusionen (der s. g. post-bottnischen Granite) von den jüngeren Schiefen derselben Gebiete getrennt sind. Wenn dies richtig ist, so können sie nur schwer in dieselbe Abteilung wie die auf diesem Granit ruhenden Schiefer eingefügt werden. Andererseits leidet der Name karelisch an dem Nachteil, dass er auch rein geographische Bedeutung hat. Wie wird man bei der Anwendung dieser Benennung die dem Alter nach karelischen Formationen von anderen in Karelien vorkommenden, also auch in geographischer Beziehung karelischen Formationen, unterscheiden können?

Während nun Eskola mit seinem Vorschlag die Anwendung einer Einteilung, die noch nicht als sicher bewiesen anzusehen wäre, vermeiden wollte, stellt Väyrynen gleichzeitig mit der Adoptierung dieses zusammenfassenden Namens auch eine neue detaillierte Einteilung auf, indem er den neuen Terminus »kainuuisch« einführen will. Wie aus dem angeführten hervorgeht, dürfte aber dieser Vorschlag kaum auf allgemeine Zustimmung rechnen können. Es kann auch leicht Verwirrung anstiften, wenn so viele Namen mit einander um den Platz ringen.

Im übrigen ist es ja nur nützlich, wenn diese schwierigen Probleme aus verschiedenen Gesichtspunkten erörtert werden.

Deshalb soll Dr. Väyrynens eingehende Darstellung, welche viele wertvolle petrographische Einzelheiten enthält, hiermit veröffentlicht werden, obgleich es, um Missverständnisse zu vermeiden, hier hervorzuheben nötig ist, dass sie der offiziellen Billigung entbehrt. Die Entscheidung der strittigen Ansichten möge den unbefangenen Beurteilern überlassen werden.

Mai 1927.

J. J. SEDERHOLM.

## VORWORT DES VERFASSERS.

Das hier beschriebene Gebiet lag schon im Jahre 1905 von der geologischen Untersuchungsantalt fertig geologisch aufgenommen, obgleich übersichtlich, vor. Niemand ist aber bisher in der Lage gewesen, das gesammelte Material zu behandeln. An der Kartierung des Gebietes haben die folgenden Herren teilgenommen: P. Eskola, A. Nordlund und J. Kaustinen (Pudasjärvi 1904 und 1905), W. Y. A. Hall, E. Mäkinen und G. Aminoff (Puolanka 1905), deren Tagebuchnotizen und Karten in den Sammlungen der Geologischen Kommission aufbewahrt werden.

Im Sommer 1921 war ich mit einer eingehenderen Untersuchung des Vorkommens von Kaolin im Kirchspiel Puolanka, im mittleren Finnland, worüber ich kürzlich eine spezielle Beschreibung veröffentlicht habe, beschäftigt. Hierbei hatte ich Gelegenheit, auch die weitere Umgebung einer eingehenderen Untersuchung zu unterziehen. Unter Mithilfe zweier Studenten, Ivar Stening und Sven Segerstråle, wurden dann ein grosser Teil des Kirchspiels Puolanka und das angrenzende Gebiet des Kirchspiels Pudasjärvi im Masstabe 1 : 20 000 oder 1 : 40 000 revidiert. Später, im Herbst 1922, habe ich eine kürzere Zeit in diesem Gebiete verweilt und zuletzt im Herbst 1924 mit meinem Kollegen, Mag. phil. W. W. Wilkman, eine Reise durch das Gebiet unternommen, wobei einige der wichtigsten Punkte besucht und näher erörtert wurden. Leider konnten wir uns nur einen Tag in Puolanka, in der Salmijärvi-Gegend und einen Tag in der Korpisenjärvi Gegend in Pudasjärvi aufhalten, während im übrigen nur einige Stellen unmittelbar am Postweg studiert wurden.

Nachdem der Direktor der Geologischen Kommission, Herr Prof. Dr J. J. Sederholm, mir die Bearbeitung des geologischen Kartenblattes C 5 Oulu, anvertraut hatte, habe ich auch während der Winter 1921—22 und 1924—25 Gelegenheit gehabt das Material näher zu behandeln, wofür ich ihm Dank schulde.

Mein Lehrer und Freund, Herr Prof. Pentti Eskola, der die karelischen Formationen vielerorts studiert hat, hat mir mit seinen reichen Erfahrungen bei der Lösung vieler, sich während der Bearbeitung des hier dargestellten Materials dargebotenen Probleme sehr bereitwillig beigestanden. Dafür bin ich ihm zu Dank verpflichtet.

Helsinki im December 1926.

HEIKKI VÄYRYNEN.

## EINLEITUNG.

### KARELISCHE SCHIEFERFORMATIONEN.

Im östlichen und nördlichen Finnland haben sedimentäre Bildungen eine sehr weite Verbreitung. Man hat deswegen gemeint, dass es möglich wäre, unter den Schiefen vielerorts eine und dieselbe Formation zu erkennen und längs einer längeren Strecke, sogar vom Laatokka bis zum Bottnischen Meerbusen und bis nach Lappland hinein, verfolgen zu können. Indessen ziehen sich diese Bildungen nicht lückenlos durch die genannten Teile des Landes hindurch, sondern sind in mehrere Schieferfelder, die in längeren oder kürzeren Abständen auf einander folgen, geteilt; diese Felder sind von einander durch Granitgneisgebiete oder durchbrechende Granitmassive getrennt, wie man schon aus den kleinsten Übersichtskarten ersehen kann.<sup>1</sup>

So haben wir zwischen der grossen Seen Laatokka und Pielisjärvi und W. des letzteren (1) das karelische Schiefergebiet, das in mehreren vorzüglichen Abhandlungen von Sederholm, Frosterus, Trüstedt, Wilkman u. a. beschrieben worden ist. Östlich und nördlich des Oulujärvi (schwedisch Uleåträsk) breitet sich (2) das Kainuu-Gebiet aus, das den Gegenstand der vorliegenden Arbeit bildet. Zwischen dem Oulujärvi und dem Bottnischen Meerbusen liegt (3) das Utajärvi—Kiiminki-Gebiet, und südwestlich vom Oulujärvi (4) das Vieremä-Gebiet, beide bekannt durch Untersuchungen von Mäkinen. Zu beiden Seiten des Unterlaufes des Kemijoki-Stromes breitet sich (5) das Kemi—Rovaniemi-Gebiet aus, und östlich davon, sich bis zur russischen Grenze hinziehend, liegt (6) das Kuusamo—Kulajärvi-Gebiet, beide von Hackman beschrieben. Der mittlere Teil des finnischen Lapplands ist von (7) dem lappländischen

<sup>1</sup> J. J. Sederholm, Vuoriperä, Roches préquaternaires. Suomen kartasto, Atlas de Finlande, N:o 3. Suomen Maantieteellinen Seura. Helsinki 1910.

— —, Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia. Bull. de la Comm. géol. de Finlande. N:o 24, 1910.

Schiefergebiet eingenommen. Dieses ist nur zum Teil von Hackman behandelt worden, wird aber von ihm in einer nahen Zukunft eingehender beschrieben werden.

#### DAS KAINUU-GEBIET, SEINE BENENNUNG UND OROGRAPHIE.

Die Benennung Kainuu (Kvenland, »terra feminarum») bezog sich im Mittelalter auf ein weites Gebiet, das sich um das Ende des Bottnischen Meerbusens und von hier aus, im Osten, bis nach Karelien erstreckte. Nunmehr bezeichnet man mit diesem Namen, in Finnland, nur die Gegend nordöstlich von der Stadt Kajaani und von dem See Oulujärvi, also den nordöstlichen Teil der Landschaft Pohjanmaa (Ostbothnien).

Die orographische Natur des östlichen Teiles dieser Gegenden ist die den Granitgneisgebieten eigene, d. h. eine, im kleinen hügelige, aber im grossen verhältnismässig ebene Oberflächenbildung. Ihre mittlere Höhe über dem Meeresspiegel beträgt 200—250 m. Nur einzelne Flusstäler haben eine geringere Höhe, und einzelne zerstreut liegende Höhen erheben sich darüber empor. Es sind sehr ausgedehnte, stark versumpfte, öfters mit Fichten bestandene Gegenden, welche nur sehr spärliche Siedelungen beherbergen.

Im Westen ist dieses Terrain jedoch sehr scharf gegen das den Bottnischen Meerbusen umgebende, verhältnismässig ebene Tiefland begrenzt. In diesem Grenzgebiet zieht sich, vom Oulujärvi beginnend, in nord-südlicher Richtung eine unter dem Namen, »Kainuunselkä» bekannte Zone von Höhen und Höhenzügen hin, die eine Höhe von 300—380 m über dem Meeresspiegel erreichen und sich somit 100—200 m über ihre Umgebung erheben, aber keine zusammenhängende Kette, wie der Name angibt, bilden. Die bedeutendsten von diesen Höhen erheben sich, der Kivesvaara 296 m, der Paljakka 384 m, der Teeriharju 334 und der Siikavaara 350 m über dem Wasser Spiegel.

#### FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN.

Bis zum Schluss des vorigen Jahrhunderts waren diese Gegenden in geologischer Hinsicht so gut wie gar nicht untersucht worden und nur durch wenige isolierte Beobachtungen bekannt. Aber auch diese beziehen sich nur auf einen schmalen Landstreifen an der nördlichen Seite der Wasserstrasse von Sotkamo und des Sees Oulujärvi. Die spärlichen Vorkommen von Magnetit erz am südlichen Ende des Kivesvaara und die kieshaltigen Brekziebildungen im Quarzit, nahe

dem Gehöft Hahtola, an der Melalahti-Bucht am nördlichen Ufer des Oulujärvi, waren jedoch bekannt und eingehender untersucht worden.<sup>1</sup>

Aus der von J. J. Sederholm im J. 1897 veröffentlichten ersten geologischen Übersichtskarte Finnlands,<sup>2</sup> welche sich betreffs dieses Gebietes hauptsächlich auf ältere Beobachtungen gründet, gehen bereits einige Züge im Verlaufe der Schieferformation des hier behandelten Gebiets hervor. Den grössten Teil derselben hat Sederholm zu der, von ihm näher definierten, ladogischen Formation gerechnet. Die Quarzite des Höhenzuges Siikavaara sind jedoch zur jüngeren jatulischen Formation übergeführt worden.

Als Frosterus im Jahre 1902 seine, für die geologische Untersuchung des östlichen Finnlands, grundlegende Arbeit herausgab, waren diese Gegenden geologisch noch nicht aufgenommen worden. Unterdessen war der grösste Teil des nördlichen Finnlands schon damals übersichtlich untersucht worden, und von Süden her waren die systematischen Aufnähmearbeiten bis zum Gewässer von Sotkamo vorgeschritten.

Frosterus nahm an, dass die sedimentären Bildungen in der letztgenannten Gegend, östlich vom Oulujärvi, aus den zweien, im südöstlichen Finnland näher charakterisierten Formationen, und zwar grösstenteils aus den von Granit durchsetzten ladogischen und zum untergeordneten Teile der diese diskordant überlagernden, nicht von Granit durchsetzten kalevischen Formationen, zusammengesetzt wären.<sup>3</sup> Zwar war es schon seit 1900 bekannt,<sup>4</sup> dass die noch weiter nördlich gelegenen ebenfalls als kalevisch angenommenen Bildungen von Granit durchsetzt waren, man glaubte aber, dass diese Granitintrusionen sich nicht nach dem mittleren und südlichen Finnland ausgedehnt hätten. Als diese Auffassung sich später als unrichtig erwies, hat man nachher beinahe alle diese Bildungen in diesem Gebiete zu den kalevischen Formationen gerechnet,<sup>5</sup> so auch Sederholm auf

<sup>1</sup> H. J. Holmberg, Materialier till Finlands geognosi. Bidr. till Finl. naturkänn. Suom. Tiedes. 1858. S. 173—178.

Castren, I., Några anteckningar om primitiva formationen omkring Uleå-träsk. Ibid., 1881, S.

<sup>2</sup> J. J. Sederholm, Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 6, 1897.

<sup>3</sup> Benj. Frosterus, Bergbyggnaden i sydöstra Finland, Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 13, 1902, 112—117.

<sup>4</sup> Hugo Berghell, De prejatuliska skiffarna norr om Ladoga. Geol. Fören. i Stockh. Förh. 34, 1912.

<sup>5</sup> J. J. Sederholm, Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia. Bull. de la Comm. géol. de Finlande. N:o 24, 1910.

W. W. Wilkman, Suomen geologinen yleiskartta, D 4, Nurmes, Vuorilajikartan selitys. Helsinki 1921.

seiner zweiten Übersichtskarte vom 1910, auf welcher er auch die bei den geologischen Aufnahmemarbeiten gemachten Beobachtungen verwertet.

Die als noch jünger angesehenen Formationen wurden dagegen, bei der systematischen Kartierung dieses Gebietes, daselbst in keiner erheblichen Erstreckung vorgefunden. Ein Konglomeratvorkommen in einer einzelnstehenden Höhe, *Jokijyrkkä*, in der südöstlichen Ecke des Kirchspiels Pudasjärvi, wurde jedoch als jatulisch oder noch jünger betrachtet.<sup>1</sup> Diese Ansicht Sederholms gründete sich aber hauptsächlich auf den abweichenden petrographischen Charakter der Bildung, denn die geologische Kartierung der Gegend war noch nicht vollständig durchgeführt.

Der hier angewandte Sammelname, *karelische Schieferformationen*, wurde von Eskola vorgeschlagen,<sup>2</sup> der freilich das Vorfinden von Diskordanzen innerhalb ihnen anerkennt hat, die Tragweite derselben aber zur Zeit noch für zweifelhaft ansieht.

Ich will nicht verschweigen, dass diese Gegenden mit ihren oft sehr spärlichen Aufschlüssen stratigraphische Studien nur sehr schwer zulassen, obgleich einige Gebiete, wie die Umgebungen des Pihlajavaara, ganz detailliert aufgenommen werden konnten. Da ich jedoch später auch in anderen Gebieten analoge Verhältnisse angetroffen habe, so z. B. westlich des Sees Pielisjärvi, wo ich während mehrerer Sommer Studien getrieben habe, auf die ich in naher Zukunft eingehen zu können hoffe, und die vorliegenden Untersuchungen darum, meiner Ansicht nach, von Bedeutung für die richtige Auffassung der gegenseitigen Verhältnisse der sedimentären Grundgebirgsformationen des ganzen östlichen Finnlands sind, so habe ich es unternommen, sie hier einer näheren Besprechung zu unterziehen.

<sup>1</sup> J. J. Sederholm, Explanatory notes to accompany a geological sketch-map of Fenno-Scandia, S. 11 und Fig. 4. Helsinki 1908.

<sup>2</sup> P. Eskola, *Kidetiiteen, mineralogian ja geologian alkeet*. 2. Aufl. Porvoo 1921.

P. Eskola, On the Petrology of Eastern Fennoscandia. I. The Mineral Development of Basic Rocks in the Karelian Formations. *Fennia* 45 N:o 19, 1925, S. 9.

## GRUNDZÜGE DES GEOLOGISCHEN AUFBAUS.

An dem grossen zentralfinnischen Binnensee Oulujärvi vorbei erstreckt sich in nordsüdlicher Richtung ein fortlaufender Zug von sedimentären Formationen auf einer Strecke von 180 km hin (Fig. 1). Der südliche und der mittlere Teil dieses Zuges sind, ausser von Quarziten, zum grossen Teil von Glimmerschiefern und Phylliten aufgebaut, aber nach Norden hin wird das erstgenannte Gestein immer mehr vorherrschend. Im allgemeinen bilden die Quarzite die marginalen Teile des Zuges, während Glimmerschiefer, Phyllite und dolomitische Kalksteine die zentralen Gebiete einnehmen, wie es Wilkman bereits hervorgehoben hat. Am nördlichen Ende des Zuges kommen indessen die letzteren als wenig mächtige Einlagerungen im Quarzit vor. Nach ihrer Lage zu urteilen, gehören die Quarzite hauptsächlich zu den untersten Abteilungen der Formationen. Aus meinen Studien ist hervorgegangen, dass nicht alle Quarzite zu derselben Formation gehören. Wir können eine Quarzit-Serizitschiefer-Formation von den mit Glimmerschiefern vergesellschafteten Quarziten unterscheiden.

Diese zwei Formationen können auf Grund mehrerer Eigenschaften, besonders aber hinsichtlich ihrer basalen Bildungen, auseinandergehalten werden. Die erstere besteht, wie ich kürzlich in übersichtlicher Weise beschrieben habe,<sup>1</sup> aus einer charakteristischen Reihe von Quarziten und Serizitschiefern. Sie wird hier unter der Benennung *kainuuische Quarzitformation* behandelt.

Die mit der Glimmerschieferformation vergesellschafteten Quarzite kommen teils als Einlagerungen von geringer Mächtigkeit, teils aber auch, wie im Grenzgebiete zwischen den Kirchspielen Puolanka und Pudasjärvi, als ausgedehntere Quarzitformationen vor. Auf solchen Gebieten trifft man nur lokale Einlagerungen von Schiefermaterial. In Pudasjärvi ist eine

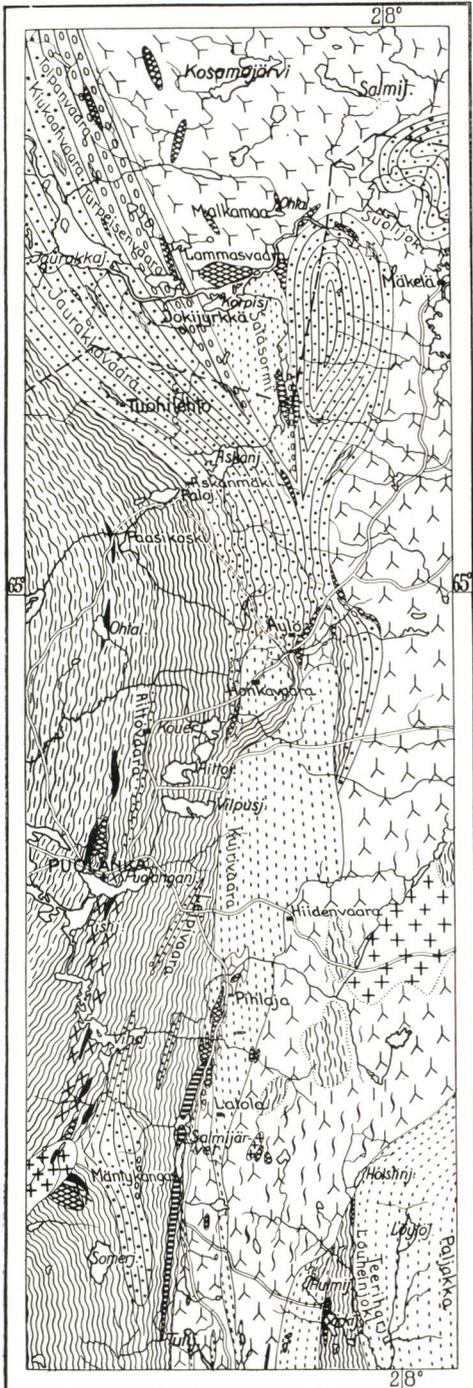
<sup>1</sup> Heikki Väyrynen, Die geologischen Verhältnisse eines Vorkommens von Kaolin im finnischen Grundgebirge. G. F. F. 46, 1924, S. 393—406.

**KARTE I.**

**GEOLOGISCHE KARTE  
DER NÖRDLICHEN TEILE  
DES KAINUUGEBIETES**

VON  
HEIKKI VÄYRYNEN

Masstab 1 : 400 000



-  Postkalevischer Granit
-  Pegmatitgänge
-  Adergneis
-  Serpentin
-  Staurolithschiefer
-  Glimmerschiefer u. Phyllit
-  Kalkstein u. Dolomit
-  Glimmerschiefer u. Quarzit in Wechsellagerung
-  Kalevischer Quarzit
-  Konglomerat
-  Metabasit u. Amphibolit
-  Kainuuischer Quarzit
-  Granitgneis u. älterer Granit
-  Kirchspielgrenze

solche Quarzitformation mit mächtigen basalen Konglomeraten verknüpft, Karte I.

Die Glimmerschieferformation des hier eingehender beschriebenen nördlichen Teiles des Kainuu-Gebietes steht nicht in direkter Verbindung mit dem von Wilkman beschriebenen Schieferfelde im südöstlichen Teile des Gebietes. Im Norden erstreckt sich: dieses jedoch bis zum Hulmivaara und Rakennusjärvi im östlichem Puolanka (in unserem Gebiete). In ihrer Lagerfolge und in ihrem geologischen Verhalten zu den anderen Formationen sind die beiden Glimmerschieferformationen einander gleich.

Die östlich von diesen sedimentären Bildungen liegenden Gebiete, und schmäleren Streifen zwischen ihnen, sind von granitischen Gesteinen eingenommen, welche zu der unter der Benennung »Granitgneis« bekannten Formation, die den basalen Komplex der ostfinnischen Schieferformationen darstellt, gehören. In gewissen Gegenden gehören zu ihr auch Gneise, Glimmerschiefer und Amphibolite; es sind aber diese Gesteine in den hier behandelten Gebieten nur in Form geringfügiger Einschlüsse wahrgenommen worden (östlich des Gehöftes Kärölä an der südlichen Grenze der Karte II).

Besonders in dem Grenzgebiete zwischen den angeführten sedimentären Formationen haben sich in grosser Ausdehnung Metabasite eingeschaltet, die die Kainuuischen Quarzite durchsetzen, die anderen Quarzite und Glimmerschiefer aber wenigstens an einzelnen Stellen unterlagern. Sie sind zum Teil effusiv, teilweise aber scheinen sie auch in die letztangeführten Quarzite intrudiert zu sein.

Ausser den früher erwähnten Bildungen kommt noch in der Mitte der Glimmerschieferformation eine Quarzitformation vor, die sich mittels einer Konglomeratbildung an erstere anschliesst, ihre näheren Verhältnisse zu den anderen Formationen haben aber nicht ermittelt werden können.

Alle diese Formationen sind von jüngeren, öfters pegmatitisch ausgebildeten Graniten durchsetzt. Diese Granite bilden grosse Areale westlich von den sedimentären Formationen und tauchen auch hie und da in den östlichen Gebieten auf. Im Zusammenhang mit dem Granit kommen reichliche Intrusionen von Pegmatit vor, die in Arteritbildungen von recht ansehnlicher Ausdehnung übergehen.

## DER BASALE KOMPLEX.

## VERSCHIEDENE GRANITTYPEN.

Die Unterlage der suprakrustalen Formationen besteht aus granitischen Gesteinen. Frosterus hat alle diese Gesteine als eine geologische Gruppe unter der gemeinsamen Benennung Granitgneis zusammengefasst. Er betont aber, dass sie keinen einheitlichen Typus darstellen, vielmehr verschiedene Typen vertreten, die aber kartographisch sehr schwer zu trennen sind. Später aber haben Frosterus und Wilkman diese Benennung für die gneisartigen und gebänderten Komponenten reserviert, also im petrographischen Sinne, von denen sie die massigen älteren Granite und die gestreiften Gneisgranite (die Migmatitgranite) unterschieden haben.

Im vorliegenden Gebiete scheint eine solche Unterscheidung gut motiviert zu sein, der Verfasser hat aber diesem Gegenstand kein so eingehendes Studium gewidmet, dass die verschiedenen Typen auf der Karte von einander hätten getrennt werden können. Es können jedoch wenigstens zwei Typen unterschieden werden: ein älterer, stark deformierter und ein jüngerer, vorherrschend aplitischer oder pegmatitischer Granit. Der ältere Granit, der dem Granitgneis von Frosterus und Wilkman entspricht, ist über den östlichen und den südöstlichen Teil des Kirchspiels Puolanka verbreitet, während der jüngere, besonders im nördlichen Puolanka und im südöstlichen Pudasjärvi, den älteren durchsetzt und, wenigstens im letztgenannten Kirchspiel, einheitliche Massive zu bilden scheint.

## GRANITGNEIS.

Die Zusammensetzung des älteren Granits variiert bedeutend. Als dunkle Bestandteile enthält er nur sehr spärliche Mengen von Biotit und Chlorit, aber das Verhältnis der beiden Feldspate, Mikroklin und Plagioklas, kann sehr verschiedene Werte annehmen. Es kommen, wie östlich vom Pihlajavaara, in der nordöstlichen Ecke der beigefügten Karte II und im Tale des Flusses Jänisjoki, nordöstlich des Gehöftes Honkavaara, Modifikationen vor, die so gut wie keinen Kalifeldspat führen, oder andere, in denen der Mikroklinfeldspat überwiegt. Letztere sind z. B. nahe der südlichen Grenze der Karte II wahrgenommen worden. Die Zusammensetzung des Plagioklasses aber scheint immer dieselbe zu sein, ein Oligoklas-Albit (ungef.  $Ab_{90} An_{10}$ ). Der Granit ist also immer alkalireich und das Natron

überwiegt im allgemeinen das Kali wie in den ähnlichen schwedischen Gesteinen.<sup>1</sup>

Die Struktur des Granits ist jedoch sehr von der Menge des Mikroklin abhängig, weil dieser immer in der Form von Einsprenglingen vorkommt. Infolgedessen ist das Gestein des genannten schmalen Gebiets vom Huovila bis zum Kalliojärvi, zwischen den zwei sedimentären Formationen, überall porphyrisch mit einem spärlicheren oder reichlicheren Gehalt an Einsprenglingen versehen.

Bei der mikroskopischen Untersuchung fällt die besonders kräftig entwickelte dynamometamorphe Struktur des Granitgneises allererst ins Auge. Die Zwillingslamellen des Plagioklases sind immer verbogen und zerstückelt, und die Teile gegen einander verschoben. Auch die Mikroklin-Individuen sind in mehrere Teile, oft parallelen Rissen entlang, die von einer feinkörnigen Quarz-Mikroklinmasse ausgefüllt sind (Taf. I Fig. 1), gebrochen. Die Struktur des Quarzes verdient aber besonderes Interesse. Wo dieses Mineral in grösseren Mengen vorkommt, hat es sich zu flammenartigen, gebogenen Linsen und Scheiben ausgewalzt, die sehr undulierend auslösen und die Hauptachse quer zur Längsrichtung aufweisen. Die Grenzlinien der einzelnen Individuen sind »verzahnt».

Dieses verschiedene Verhalten der Feldspate und des Quarzes gegen Pressung setzt wohl verschiedene Translationsverhältnisse bei diesen Mineralen voraus.

Es ist natürlich, dass die Züge der primären Struktur in solchen Gesteinen nur sehr spärlich zum Vorschein kommen. Es sind wahrscheinlich die Reste der grösseren Plagioklas- und Mikroklinindividuen die einzigen, welche dahin zurückzuführen wären. Zwischen diesen tritt aber, öfters in sehr grosser Ausdehnung, eine feinkörnige Grundmasse von Quarz, Feldspaten, Biotit, Muskovit und oft auch von Chlorit auf. Die Struktur dieser Grundmasse ist kristalloblastisch oder tektonoblastisch, die einzelnen Körner sind aber niemals polygonal ausgebildet, sondern sehr innig zusammengewoben. Der Plagioklas der Grundmasse ist frei von Zwillingsbildung, hat aber denselben mittleren Brechungsindex wie derjenige der Einsprenglinge. Der Biotit ist stark pleochroitisch, gelb-dunkelbräunlich grün, einachsigt.

<sup>1</sup> Vgl. Per Geijer, Falutraktens berggrund och malmfyndigheter. Sverig. Geol. Und. Ser. C, N:o 275, 1917, s. 48—58. — Eskola hat zwar die Natur des Faluner Gesteins, als wahren Granitgneiss, bestritten (Pentti Eskola, Antiklinalbatoliterna och malmbildningen i Falu- och Orijärvitrakterna. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 41, 919, s. 207), die Verknüpfung der charakteristischen Zusammensetzung mit der Granitgneisstruktur ist jedoch bemerkbar.

Muskovit kommt zusammen mit Biotit als grössere Tafeln und ausserdem Chlorit als kleine Schüppchen vor. Der Muskovit hat oft eine sehr niedrige Doppelbrechung:  $\gamma - \alpha = \text{ca } 0.035$  und einen ungewöhnlich kleinen Achsenwinkel, am häufigsten gleich Null und selten grösser als  $20^\circ$ . Chlorit tritt zuweilen in fortlaufende Streifen angeordnet auf.

#### KATAKLASITE.

An gewissen Stellen ist die Granulation so weit gegangen, dass grössere und kleinere bruchstückartige Partien des nicht granulierten Gesteines von sehr feinkörnigen Granulationszonen umgeben sind (Taf. I Fig. 2). Dabei haben gewisse Differentialbewegungen in der Gesteinsmasse stattgefunden, offenbar aber nicht in grösserem Masstab, sodass diese Gesteine nach der Bezeichnungsweise von Niggli den Kataklastiten zugerechnet werden müssen.<sup>1</sup>

#### AUGENGNEISE.

Im Felde scheint oft der Granit, beim Annähern an die Glimmerschieferformation, durch Vermittlung von Augengneisen allmählich in ein gleichkörniges Gestein von der Korngrösse 1—2 mm überzugehen. Bei der mikroskopischen Beobachtung kann aber ein solcher Übergang nicht wahrgenommen werden. Diese letzteren Gesteine haben, wie wir später dartun werden, sehr deutliche Spuren ihrer ursprünglichen klastischen Struktur beibehalten.

Die mikroskopische Struktur der Augengneise dagegen unterscheidet sich auf diesem Gebiete nicht wesentlich von der des Granitgneises, Fig. 2. Die zum grössten Teile aus gitterstruiertem Mikroklin, daneben aber auch aus Oligoklas bestehenden, von Spalten und Zertrümmerungszonen durchzogenen Einsprenglinge, die »Augen«, sind von einer granoblastischen oder tektonoblastischen Grundmasse umgeben. Manchmal greifen aber die Einsprenglinge sehr fest ineinander, sodass die Struktur niemals klastisch gewesen zu sein scheint.

Diese Augengneise können darum hier nicht zu basalen Bildungen der Sedimentformationen gerechnet werden, wie man es bei uns im allgemeinen getan hat, nachdem Frosterus ähnliche Gebilde beim Mölöjärvi im Kirchspiel Juuka, in solcher Weise erklärt hatte.<sup>2</sup> Dafür spricht auch der Umstand, dass sie im Auftreten keine Verbindung mit dem Schieferkontakte aufweisen, sondern überall im Granit-

<sup>1</sup> U. Grubenmann und P. Niggli, Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil, S. 222, Berlin 1924.

<sup>2</sup> B. Frosterus, Bergbyggnaden i sydöstra Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande. N:o 13, 1902, S. 19.

gneis in länglichen Partien erscheinen. Ganz unbegründet bleibt es auch, ihre Entstehung, nach dem Beispiel Goldschmidts vom Stavangergebiete,<sup>1</sup> durch Granitisierung zu deuten. Näherliegend ist es, sie als kataklastische oder am besten protoklastische Bildungen aufzufassen.

Carstens hat neulich, von Drivstuen im Trondhjemgebiete, einen Augengneis, der nach ihm »ein stark tektonisiertes (durchbewegtes) Rapakivigestein repräsentiert«, beschrieben.<sup>2</sup> Dieses Gestein umrandet einen Rapakivisyenit auf zwei Seiten und geht in ihn über. Mineralogisch unterscheidet sich der Augengneis vom letztgenannten Gestein durch eine beginnende Entkalkung des Plagioklases.

Der oben behandelte Augengneis ist sicherlich am besten mit diesem letzten Typus vergleichbar. Auch den alpinen Augengneisen ist schon früher öfters eine eruptive Herkunft zugeschrieben worden.

Der Übergang zur Serizit-quarzit-Formation ist am westlichen Rande der Formation am besten aufgeschlossen. Die Schieferung wird im Granit nach und nach deutlicher, indem der Serizit die Feldspate verdrängt. Auf der östlichen Seite dieser Formation treten dagegen oft granoblastische Gneise auf. Dieser Umstand ist auf das Vorkommen von jüngeren Granitintrusionen zurückzuführen.



Fig. 2. Augengneis westlich des Latolanvaara, Puolanka.  
Vergr. 19 ×, Nik. +.

#### ÄLTERER GRANIT.

Der ältere Granit ist, wie schon gesagt, öfters aplitisch oder pegmatitisch, und durchsetzt scharf den Granitgneis. Er ist dynamisch nicht so deutlich beeinflusst (Fig. 3), aber der Feldspat, sowohl

<sup>1</sup> V. M. Goldschmidt, Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiete. Vidensk.-selsk. i Kristiania Skr. I. Matem. naturv. Kl. 1920, Bd. 2, N:o 10, S. 87—107.

<sup>2</sup> C. W. Carstens, Rapakivigesteine an der westlichen Grenze des Trondhjemgebietes. Norsk. Geol. Tidsskr. Bd. VIII, 1925, S. 81.

C. W. Carstens, Ein aus Rapakivigesteinen umgewandelter Augengneis. Daselbst S. 235—249.

Mikroklin als auch Plagioklas, ist oft von sekundären Bildungen getrübt, was sich auch makroskopisch durch lichte, trübe Färbung bekundet. Die Zwillinglamellen des Plagioklases sind nur bisweilen in den weniger getrühten Rändern sichtbar. Sie verschwinden sehr plötzlich im Kerne, der gleichzeitig mit dem Rande auslöscht. Die grösste Schiefe der Auslöschung beträgt  $12^\circ$ . Lichtbrechung gleich



Fig. 3. Älterer Granit, Malkamaa, nördlich des Korpisenjärvi, Pudasjärvi. Vergr.  $12\times$ , Nik. +.

der des Kollolits. Der Anorthitgehalt ist also auch hier höchstens  $An_{10}$ . Er kann jedoch immer, selbst in den Geröllen der Konglomerate, von dem Granitgneis unterschieden werden, sodass man annehmen könnte, dass er jünger sei als die Faltung der Kainuu Quarzitformation; es hat sich aber niemals eine Möglichkeit zur Entscheidung dieser Frage geboten.

Wahrscheinlicher ist jedoch, dass auch dieser Granit älter ist als die beiden sedimentären Formationen. In dem Falle muss die Schieferung des Granitgneises primär sein oder jedenfalls von einem früheren Datum als die der kainuuischen Quarzitformation herrühren.

#### EFFUSIVGESTEINE.

Östlich des Gehöftes Körölä, nahe dem südlichen Ende des grösseren Salmijärvi-Sees, steht ein leptitartiges Gestein an, in dem dunkle Lagen mit helleren, grauen bis rötlichen abwechseln. Das Gestein hat schon makroskopisch ein porphyritisches Aussehen und an der Oberfläche der hellrötlichen Modifikation treten erbsengrosse Knollen von feinkörnigem Quarz hervor.

Die mikroskopische Struktur der hellrötlichen Modifikation ist sehr feinkörnig, die Korngrösse beträgt  $0.12-0.05$  mm. Diese Masse besteht zum überwiegenden Teil aus Mikroklin, dem hie und da ein wenig Quarz, Albit und sehr feinkörniger Epidot beigemischt sind. In diesem Grundgewebe eingebettet, treten in der Streichrichtung ausgezogene Aggregate von grobkörnigerem Mikroklin auf. Oft ist denselben auch Quarz und bisweilen Albit vergesellschaftet. Diese Aggregate sind gewöhnlich von körnigem Quarz umrandet. Die

obenerwähnten Quarzknollen sind nicht so langgestreckt, sondern ellipsoidisch und führen neben Quarz etwas Mikroklin. Ausserdem ist das Grundgewebe von kreuz und quer gehenden Quarztrümmern und bisweilen von ebensolchen aus größerem Mikroklin durchsetzt. Im Grundgewebe nimmt man keine Schieferung wahr.

Die dunklen Modifikationen sind dagegen deutlich schiefbrig. In ihnen wechseln gröbere und feinere Lagen mit einander ab. Die Korngrösse der letzteren beginnt mit der Grössenordnung 0.005 mm und erreicht in den ersteren ein Diameter von 0.1 mm. Der Mineralbestand ist: Albit, Tremolit, Chlorit, Biotit, Quarz und Erz. Ihre Mengenverhältnisse wechseln von Lage zu Lage ab. In dieser Grundmasse liegen Albiteinsprenglinge von der Dicke 0.2—0.4 mm und Länge 0.3—1.0 mm. Sie sind immer beinahe parallel der Schieferung orientiert und haben sich vorzugsweise in den größeren Lagen konzentriert. Ihre Form ist tafelig nach der Basisfläche und parallel mit ihr verzwilligt. Brechungsindex  $a'$  zwischen 1.530 und 1.535,<sup>1</sup> Aus-

Tab. I. Analyse von einem leptitischen Gestein, Kōrölä, Puolanka.

	%	Mol.-zahl.	Norm.
SiO <sub>2</sub> .....	55.90	9 270	Q .....
TiO <sub>2</sub> .....	0.93	116	Or .....
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	16.06	1 571	Ab .....
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	3.40	213	An .....
			Σ Sal 70.62
FeO .....	6.77	942	
MnO .....	0.04	6	
MgO .....	2.30	570	Di .....
CaO .....	8.11	1 446	Hy .....
Na <sub>2</sub> O .....	4.34	700	Mt .....
K <sub>2</sub> O .....	1.02	108	Il .....
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.23	16	Ap .....
H <sub>2</sub> O + .....	0.78	—	Σ Fem 26.49
H <sub>2</sub> O — .....	0.07	—	H <sub>2</sub> O 0.85
	99.95	—	99.96

CIPW-Klassifikation II. 5. 3. 4', Andose-Beerbachose.

Die Projektionswerte nach Niggli sind folgende:

si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
173	7	27.3	33.7	25.0	M. 0	0.14	0.30	0.74

<sup>1</sup> Der Brechungsindex des festen Kollolits ist vom Firma zu  $n = 1.535$  angegeben, aber nach den Bestimmungen des Verfassers kommt er in den Dünnschliffen näher an den des fließenden Kollolits  $n = 1.530$  heran.

löschung in Schnitten  $\perp \gamma = 19^\circ$ , Anortitgehalt also ca 7 %. Ausserdem treten noch in der Schieferungsrichtung ausgezogene Gruppen von körnigem Quarz auf, die entweder ansgewalzte Quarzeinsprenglinge oder von Quarz ausgefüllte Mandelräume sein können.

Von dieser dunklen Modifikation ist von Mag. phil. L. Lokka eine quantitative chemische Analyse ausgeführt worden, die in Tab. I wiedergegeben ist. Das Gestein kommt den normaldioritischen und andesitischen Gesteinen am nächsten. Die nach dem Verfahren von Niggli berechneten Projektionswerte stimmen auch mit den sommatischen und sommadioritischen Magmas gut übereins, unterscheiden sich aber von ihnen durch höheren si-Wert, besonders aber durch niedrigen k-Wert, was sehr bemerkenswert ist, weil die hellen Modifikationen überwiegend aus Kalifeldspat bestehen.

Der quantitative Mineralbestand kann, wegen der veränderlichen Zusammensetzung, geometrisch nicht bestimmt werden und ist auch wegen der grossen Zahl von veränderlich zusammengesetzten Mineralien nicht aus der Analyse berechenbar.

Diese Formation stösst an der westlichen Seite gegen einen feinkörnigen Quarzit an, aber die Grenze selbst ist nicht sichtbar. An der östlichen Seite grenzt sie an Granitgneis an. Man beobachtet aber keine scharfe Grenze zwischen ihnen, sondern gehen die beiden allmählich in einander über. Die beschriebene Formation scheint also eine nähere Beziehung zum Granitgneis als zu den jüngeren Bildungen zu haben. Ob die dünnen, roten, intensiv gefältelten Feldspatgänge, die diese Leptite durchsetzen, von Granitgneis herrühren, ist jedoch nicht zu entscheiden.

## DIE KAINUUISCHE QUARZITFORMATION.

### VERBREITUNG.

Diese Formation habe ich in einem kürzlich erschienenen Aufsatz behandelt, will aber, der Vollständigkeit halber, auch hier darüber ausführlicher berichten.

Ungefähr 8 km östlich vom Kirchdorfe Puolanka erstreckt sich in nord-südlicher Richtung ein Zug von Höhen, deren höchste Punkte von Norden nach Süden Kuirivaara, Äikänvaara, Pihlajavaara, Kurikkavaara und Latolanvaara heissen. Den Anlass zum Herauspräparieren dieser Berge aus der ungefähr 100 m niedrigeren Umgebung hat ein reiner, feinkörniger, harter Quarzit, der in Form einer bis 2 km breiten Zone durch diese Reihe von Bergen hindurchstreicht, gegeben. Dieser Quarzitzug erstreckt sich von hieraus mindestens

40 km durch den südlichen Teil des Kirchspiels, zu beiden Seiten an Granitgneis angrenzend, bald sich einschnürend, bald in der Breite anschwellend.

In nördlicher Richtung ist die Ausdehnung dieser Formation in ihren Einzelheiten nicht so genau bekannt. Den spärlichen Beobachtungen zu entnehmen, wächst sie zuerst in die Breite, bis diese, umg. 11 km nördlich vom Pihlajavaara 5 km beträgt, aber 7 km noch mehr nach Norden hin ist sie ganz und gar verschwunden. Soweit bekannt, scheint sie auf der ganzen Strecke zusammenhängend und einheitlich zu sein.

Weiter muss man, aus Gründen, die später erörtert werden sollen, im südöstlichen Pudasjärvi-Kirchspiel, die Quarzite des Berges Sata-sormi und seiner Umgebung als zu dieser Formation gehörig rechnen.

Die weiteste Verbreitung scheint aber diese Formation im Grenzgebiete zwischen den Kirchspielen Puolanka, Hyrynsalmi und Risti-järvi zu haben. Hier erheben sich die höchsten Punkte der Gegend, der Paljakka 384 m, der Oravivaara 362 m und der Teeriharju 334 m ü. d. M., und die Quarzite nehmen ein Areal von 360 km<sup>2</sup> ein.

#### TEKTONIK UND LAGERFOLGE.

Auf den Bergen Pihlajavaara, Kurikkavaara, Latolanvaara und südlich davon variiert das Lagerstreichen der Quarzitformation von N 10° W bis N 20° E. Der südliche Teil der Zone erstreckt sich vom Gehöft Latola bis zu den beiden Seen Kalliojärvi, an der südlichen Grenze der Karte I, und zieht sich ungefähr in nord-südlicher Richtung hin, eher nach Nordwest abweichend. Einige kleine Parallelzüge im südlichen Teile des Gebietes haben auch dieselbe Richtung. Nördlich vom Latola nimmt aber die Längsachse der Quarzitformation eine Richtung ungefähr N 20° E an. Das ist aber nicht das eigentliche Streichen der Quarzite; dieses geht fortwährend nach Norden hin. Dafür liefern die von der nordwestlichen Seite her, in nord-südlicher Richtung in die Formation einschliessenden Zungen von Granitgneis einen guten Beweis. Die dazwischen eingeklemmten Quarzitstreifen sind auf beiden Seiten, gegen den Gneisgranit hin, aus gröberen, konglomeratischen Bildungen, und in der Mitte aus feinerem gleichkörnigem Material symmetrisch zusammengesetzt. Dieser Umstand spricht ja deutlich dafür, dass sie eingefaltete, langgestreckte Mulden darstellen. Ein weiterer Beweis dafür ist, dass von den zentralen Teilen der Formation Züge von reinem, hartem Quarzit, dessen Verbreitung sich auch in der Topographie abspiegelt, in der Richtung gegen diese Streifen auslaufen. Dieser harte Quarzit kommt vorzugs-

weise in den zentralen Teilen der Quarzitformation vor, wo er besonders die höchsten Anhöhen bildet und demnach augenscheinlich die obersten Horizonte der Quarzitformation darstellt. Danach ist die Quarzitformation sehr intensiv aufgefaltet, bis zu drei Falten per Kilometer, wie aus Karte II ersichtlich.

Die jetztige Gestalt dieses Teiles der Formation wird jedoch nicht dadurch, sonder durch eine andere Synklinalbildung bestimmt, die, wie wir später sehen werden, jünger sein dürfte als die erste Faltung dieser Quarzite.

Was den Aufbau der kainuuischen Quarzitformation betrifft, so muss man sagen, dass sie eine sehr regelmässige Lagerfolge besitzt. Die Formation beginnt immer an der Grenze des Granitgneises<sup>1</sup> mit einem serizithaltigen Gneis, der beim Abnehmen und Verschwinden seines Feldspats in serizitreichen, groben Quarzit übergeht, welcher letzterer oft konglomeratisch ausgebildet ist, mit kleinen Fragmenten von Quarz, die oft zu Linsen und sogar zu dünnen Scheiben ausgewalzt sein können. Auf diese folgen feinkörnigere Quarz-Serizitschiefer und sehr reine Serizitschiefer. Diese untersten Horizonte beherbergen auch alle die acht bekannten Vorkommnisse von Kaolin. Nach oben gehen diese Schiefer wieder in immer reinere Quarzite über, in denen aber doch das Schichtstreichen oft durch abwechselnd lichte und dunkle Schichten erkennbar ist.

#### BASALE BILDUNGEN.

Wie gesagt ist diese Quarzitformation, selbstverständlich wegen ihrer Härte, aus ihrer Umgebung durch Abtragung herauspräpariert worden. Weil aber ihre untersten Horizonte öfters von weichen, serizithaltigen Schiefeln repräsentiert werden, so sind natürlich die Fälle, wo man den Kontakt gegen den diese Quarzite unterlagernden Granitgneis direkt beobachten kann, relativ selten. Doch sind eine Menge Stellen bekannt, wo Aufschlüsse zu beiden Seiten der Kontaktgrenze so nahe bei einander stehen, dass die unbekannte Kontaktzone sehr schmal bleibt. Dadurch ist es möglich, die charakteristischen Züge anzugeben und sie näher zu besprechen.

Es sind mehrere Fälle bekannt, z. B. am westlichen Abhange des Kurikkavaara und des Latolanvaara, sowie auf dem Pihlajaavaara, wo der Granitgneis ganz allmählich in Quarzit übergeht. Dieses geschieht durch ein allmähliches Abnehmen und Verschwinden der Feldspate, wobei diese durch Serizit ersetzt werden. In anderen

<sup>1</sup> Siehe S. 21.

Fällen ist der Übergang zwar ein ähnlicher, aber auf ein dünnes Lager von serizithaltigem Quarzit folgt eine gröbere bis konglomeratische Ausbildungsform des Quarzites. Die zwei bis drei cm messenden Gerölle von Quarz können einzeln zerstreut liegen oder dicht zusammengepackt sein. Im letzteren Falle sind sie deutlich gepresst, sogar bisweilen zu dünnen Linsen ausgewalzt worden. Die Schichtung ist gewöhnlich undeutlich.

Am besten ist dieser letztgenannte Typus von basalen Bildungen am westlichen Abhange des Kurikkavaara, etwas südlich vom Krongehöft Haapala, sichtbar.

Den serizithaltigen Gneis, der hier als Grenzbildung gegen den Granitgneis vorliegt, überlagert ein serizithaltiger Quarzit, und auf diesem liegt ein Gestein, das aus etwas gebogenen Linsen von Quarz und aus, diese von einander trennenden, Streifen von Serizit zusammengesetzt ist.

Bei der mikroskopischen Untersuchung dieses Gesteins geht hervor, dass die einzelnen Quarzkörner wie in einen scheinbar plastischen Zustand übergegangen, und ohne zu zerbrechen (Fig. 4), zu dünnen, wellig



Fig. 4. Dynamometamorphe Struktur eines groben Quarzits vom östlichen Abhang des Berges Kurikkavaara.  
Vergr. 20 × Nik. +.

gebogenen, flammenförmigen Leisten ausgewalzt sind. Diese Leisten löschen undulierend aus, und ihre optische Achse liegt ungefähr quer zur Längsrichtung; also das Trener-Sandersche tektonoblastische Quarzgefüge<sup>1</sup> in sehr ausgeprägter Entwicklung. Die Grenzen der Einzelindividuen sind verzahnt. Der Serizit hat sich zu besonderen Streifen angesammelt, die sich zwischen grösseren oder kleineren

<sup>1</sup> G. B. Trener, Geologische Aufnahme im nördlichen Abhange der Presanellagruppe. *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.*, 1906, S. 453—470.

Bruno Sander, Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. *Tsch. Min. u. petr. Mitt.* 30, 1901, S. 291.

Anhäufungen von Quarz einerschlingeln. Er hat niedrige Doppelbrechung und kleinen Achsenwinkel.

Diese im höchsten Grade dynamometamorphe Struktur geht jedoch sehr oft in eine andere über, die man ebenso berechtigt ist im grossen als deutlich klastisch zu bezeichnen. Gerundete Quarzkörner liegen in einer Grundmasse von Serizit eingebettet, ohne einander zu berühren. Diese Zusammensetzung bietet wohl auch die beste Erklärung dafür, warum die Struktur unverändert erhalten geblieben ist, nämlich weil der Stress sich in der weichen Zwischenmasse in einen hydrostatischen Druck aufgelöst hat. Im einzelnen sieht man jedoch, dass die Körner weitergewachsen sind und zum Teil ihre ursprünglichen Formen eingebüsst haben. Sie haben wohl die in der Zwischenmasse ursprünglich eingebetteten kleinen Partikel von Quarz in sich einverleibt, weil die Zwischenmasse gewöhnlich ausschliesslich aus Serizit besteht. Die Schuppen dieses Minerals sind sehr dünn und wellig gebogen. Seine optischen Eigenschaften sind auch hier öfters durch die niedrige Doppelbrechung und den kleinen Achsenwinkel charakterisiert, wie bei der Besprechung des Granitgneises näher erwähnt wurde.

Diese Modifikationen können in den Aufschlüssen zwischen Haapala und Leppälä sehr eingehend studiert werden. Auch nördlich des Gehöftes Koivula sind ähnliche Bildungen sichtbar.

Am westlichen Abhange des Latolanvaara steht ein rötlicher Quarzit an, der schon dem blossen Auge feldspathaltig erscheint. Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass der Feldspat aus gitterstruiertem Mikroklin besteht. Ausser diesem und Quarz ist nur noch etwas Serizit zugegen. Die Struktur dieses Quarzits bietet Interesse dadurch, dass, während beim Quarz die tektonoblastische Struktur sich so ausgeprägt entwickelt hat, dass die Länge der Individuen 7—10 mal mehr als ihre Dicke beträgt, der Feldspat gar keine mechanische Beanspruchung aufweist. Er tritt in ganz isometrischen Körnern auf (Fig. 5). Hier zeigt sich also dieselbe Erscheinung, auf die wir bei der Besprechung des Granitgneises aufmerksam gemacht haben (S. 17).

Derselbe Quarzittypus ist auch an der westlichen Grenze des Paljakka-Quarzitgebietes neben dem Flusse Louheinjoki (Portinkallio) angetroffen worden.

Im Liegenden der Glimmerschieferformation kommt im Salmijärvigebiet auch ein rötlicher, feldspathaltiger Quarzit vor. Dieser Quarzit weist ebenso eine sehr deutliche Deformation der Quarzkörner auf, indem ihre Hauptachse *c* quer zur Längsrichtung liegt. Ein

gitterstruierter Mikroklin macht ungefähr 40 % von der Zusammensetzung des Gesteins aus. Ausser diesen beiden Gemengteilen kommt noch etwas Serizit vor. Dieser Quarzittypus gleicht vollkommen dem obenerwähnten Gesteine vom westlichen Abhange des Latolavaara und vom Louheinjoki. Da dieser besondere Typus nirgends in den jüngeren Formationen der Gegend angetroffen wurde, ist es wahrscheinlicher, dass auch dieser Quarzit zu der kainuuischen Formation gehört. Dafür sprechen sowohl sein Auftreten im übrigen, indem er bald zu einer bedeutenden Mächtigkeit anschwillt, bald sich ganz und gar einschnürt, als auch seine Grenzverhältnisse zum Granitgneis. Von den zu dieser Gruppe gehörenden Vorkommnissen sollen folgende hier genannt werden.

Ca 200 m östlich vom Gehöft Pääkkö taucht ein aus Quarzit bestehender Felsen auf, der sich ca. 200 m in der Streichrichtung erstreckt. Beim Bache Härkäpuro, 500 m südlicher, ist dasselbe Gestein noch sichtbar und erstreckt sich von dort als eine Zone von serizithaltigen Quarziten nach Süden durch das Dorf Salminen hindurch. Ihre Breite variiert zwischen 100 und 300 m und schwillt südlich des Dorfes sogar bis über 400 m an.



Fig. 5. Tektonoblastische Struktur in feldspathaltigem Quarzit beim Gehöft Koivula, Puolanka. Vergr.

21 ×, Nik. +.

Neben dem Bauernhof Huovila ist die Quarzitzone von einem sehr feinkörnigen, reinen oder bisweilen etwas serizithaltigen intensiv gefalteten Quarzit vertreten. Nach Osten hin geht er in einen groben serizitreichen Typus über, der vollkommen den in den unteren Teilen der älteren kainuuischen Quarzitformation auftretenden Felsarten gleicht. Dieser Quarzit enthält eine Einlagerung von serizitreichem Glimmerschiefer und stösst dann ganz plötzlich auf einen Granitgneis von augengneisartigem Aussehen ohne dazwischenliegende Bildungen des für die Glimmerschieferformation charakteristischen Bodenschiefers. Von hier setzt die Formation ein Kilometer nach Süden fort, worauf sie sich, östlich des grösseren Salmijärvi, in den Granitgneis auskeilt. Dieser Quarzit verläuft also nicht konform mit dem Glimmerschiefer und gehört am wahrscheinlichsten zu der kainuuischen Quarzitformation, obgleich er ebenso wie die vorigen

auf der früher vom Verfasser herausgegebenen Karte mit derselben Bezeichnung wie die Quarzite der Glimmerschieferformation angegeben worden ist.

Das Vorkommen von ähnlichem feldspathaltigem Quarzit beim Flusse Liejeenjoki, östlich von der Brücke, dürfte eine direkte Fortsetzung der bei dem Kronengehöft Haapala aus der kainuuischen Quarzitzone auslaufenden Zunge sein, die hier unmittelbar auf die Glimmerschiefer-Formation stösst. Westlich vom Pihlajavaara treten noch breite Zonen desselben Quarzittypus auf. Sie sind mit Amphibolit zusammengewoben, und ihr näheres Verlaufen ist wegen des Fehlens von Felsen schwer zu verfolgen.

In der einspringenden Ecke, welche die nördliche Grenze von Puolanka auf dem Berge Lukkarinvaara bildet, steht ein Konglomerat an, das aus Geröllen von Quarz und einer dichten, quarzitischen Zwischenmasse besteht. Diese Gerölle sind schwach gerundet, messen im allgemeinen 3—5 cm im Durchmesser und sind lagenweise gröber und feiner, sodass eine deutliche Schichtung erkennbar ist. Von dieser Grenzecke aus erstreckt sich die Konglomeratzone, in einigen Vorkommnissen, wenigstens 3 km in nördlicher und 4 km in südlicher Richtung. Am südlichen Ende der Zone, auf dem Berge Nuottivaara, sind die Gerölle besser gerundet und die Zwischenmasse ist sehr serizitreich.

Auf dem Lukkarinvaara grenzt die Konglomeratbildung im Osten an einen Metabasit, der, wie wir später sehen werden, von effusiver Bildung ist. An der westlichen Seite sieht es aus, als ob die Gerölle spärlicher würden und als ob das Konglomerat zu dem am westlichen Abhange des Berges anstehenden, feinkörnigen, von Metabasit durchsetzten Quarzit übergehe. Darum ist dieses Konglomerat hier als Bodenbildung der kainuuischen Quarzitformation, die im NW hiervon einsetzt, aufgefasst worden, obgleich es keineswegs unmöglich ist, dass es zur anderen Quarzitformation gehöre.

#### SERIZITSCHIEFER.

In der Regel scheinen auf diese Bodenbildungen weiche Serizitschiefer zu folgen, obgleich sie oft, eben ihrer Weichheit wegen, durch das Landeis tiefer abgeschliffen worden sind, sodass sie sich unter der Morändendecke versteckt haben.

Die Serizitschiefer sind lichte, deutlich geschichtete, feinschiefrige Gesteine. Sie wechsellagern gewöhnlich mit serizithaltigen und sogar reinen Quarziten, sind aber oft sehr rein und bestehen manchmal,

wie das analysierte Stück, zum grössten Teil aus Serizit. Oft enthält der Serizitschiefer etwas Biotit, der ihm eine gräuliche Färbung verleiht, aber nur in seltenen Fällen so viel, dass er einem gewöhnlichen Glimmerschiefer ähnelt.

Mikroskopisch besteht der Serizitschiefer aus feinschuppigem, wellig gebogenem Serizit, in welchem zerstreut liegende kleine Quarzkörner eingebettet sind (Taf. I. Fig. 3 u. 5.) Der Serizit zeichnet sich auch hier oft durch geringe Doppelbrechung und kleinen Achsenwinkel aus. Der Biotit, der immer in Form von grösseren Kristallblasten auftritt, ist schwach pleochroitisch, farblos—graugrün. Dazu kommen bisweilen unvollkommen idiomorphe Idioblasten von Epidot, in welchen man oft einen nicht doppelbrechenden Kern (Orthit) findet. Auch Apatit ist in winzigen Prismen wahrgenommen worden.

Ein sehr reiner Serizitschiefer aus der Nähe des Gehöftes Similä, ung. 2 km östlich vom kleineren Salmijärvi, wurde von Mag. phil. A. Zilliacus analysiert (Tab. II).

Tab. II. Analyse vom Serizitschiefer beim Gehöft  
Similä, Puolanka.

	%	Mol.-zahl	Zusammensetzung
SiO <sub>2</sub> .....	64.07	1 068	Quarz ..... 18.1
TiO <sub>2</sub> .....	0.48	6	Phengit ..... 67.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	17.09	168	Biotit ..... 15.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	5.03	31	Apatit ..... 1.7
FeO .....	0.22	3	
MnO .....	Spur	—	
MgO .....	3.23	81	
CaO .....	0.37	7	
Na <sub>2</sub> O .....	0.68	11	
K <sub>2</sub> O .....	5.82	62	
H <sub>2</sub> O .....	(1.68)	158	
Glühverl. ....	2.85	—	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.70	5	
S .....	0.04	—	
	100.58		100.0

Wird von der Analyse eine den Oxyden FeO+MgO entsprechende Menge Biotit abgezogen und der Rückstand an Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> zum Muskovit ausgewandt, so bleiben ca 38 % Quarz zurück. So hoch ist jedoch der wirkliche Quarzgehalt sicherlich nicht; schätzungsweise beträgt er nur ca 15 %. Der Glimmer muss also aus kiesel-

säurereichem Phengit bestehen. Letzterer zeichnet sich ausserdem, im Gegensatz zum Muskovit, durch einen kleineren Achsenwinkel aus, doch ist, nach Angaben, sein Achsenwinkel nicht so klein wie bei diesem Mineral. Torsten du Rietz hat kürzlich auf ähnliche Glimmer in den Serizit-Quarziten und Quarz-Phylliten des südlichen Lapplands aufmerksam gemacht.<sup>1</sup> Er hat jedoch einen grünlichen Pleochroismus bei ihnen wahrgenommen und vermutet darum in ihnen einen Gehalt an Biotitsilikat. Hier spricht die Analyse in gleichem Sinne. Der Glimmer ist jedoch ganz farblos. Seine Lichtbrechung ist nach der Immersionsmethode bestimmt

$$\beta = \gamma = 1.586 \pm 0.002$$

Der Serizitschiefer kommt oft im Zusammenhang mit Kaolinbildungen vor. So erscheint er am nordöstlichen Ende des Sees Holstinjärvi als Randbildung des Kaolinvorkommens gegen Quarzit und im Berge Pihlajavaara wechsellagert er mit Kaolin. Da der Kaolin immer in derselben Weise vorkommt wie der Serizitschiefer, scheinen wir wirklich veranlasst zu sein, sie als analoge Bildungen zu betrachten. Auch der Kaolin ist, wie ich früher auseinandergesetzt habe, immer gut geschichtet, er schliesst dünne, aber sehr anhaltende Einlagerungen von chloritreichem Glimmerschiefer ein und steht immer an den Grenzen des Quarzits mit diesem in Wechsellagerung. Oft ist sowohl der Kaolin als auch der Serizitschiefer mit einem porösen Quarzit, in dessen Poren man in der Regel Spuren von weisser erdiger Substanz wahrnehmen kann, vergesellschaftet.

Nach unten gehen diese Schieferablagerungen in die obenbeschriebenen groben basalen Bildungen und nach oben in reine Quarzite über. Dieser letztere Übergang kann entweder sehr schnell oder aber sehr allmählich vorsichgehen. In letzterem Falle sind die einzelnen Schichten frei von Serizit, sind aber von einander durch dünne Häutchen von Serizit getrennt, denen entlang sich das Gestein in dünne Scheiben spalten lässt. Hiermit gehen wir zur letzten Abteilung dieser Formation über.

#### REINE QUARZITE.

Höchst an dem westlichen Abhange des Pihlajavaara und des Kurikkavaara und besonders auf dem Kamme dieses Bergrückens kommt feinkörniger, reiner Quarzit vor. Grosse Teile der nörd-

<sup>1</sup> Torsten du Rietz, Phengit från några fjällbergarter. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 46, 1924, S. 712.

lichen Forsetzung der Quarzitformation, mit den Bergen Hiidenvaara, Äikänvaara, Ruunurinta, Koljatti u. s. w. bis zum Jänisvaara, neben dem Flusse Jänisjoki, sind von derselben Felsart eingenommen. Ebenso das ausgedehnte Quarzitgebiet in der Umgebung des Berges Paljakka.

In dieser Abteilung können wir jedoch verschiedene Typen unterscheiden. Wir haben schon den geschichteten Übergangstypus mit den, mit Serizitschuppen besetzten, Schichtflächen erwähnt. Die Dicke der Schichten kann von wenigen mm bis auf 3—4 cm steigen. Ein anderer geschichteter Typus weist eine Abwechselung von dunklen und lichten Bändern auf, die beide gleich frei von Serizit sind. Die Dicke dieser Schichten misst immer nur einige mm. Eine diagonale Schichtung ist bei den beiden Typen nur selten- und undeutlich wahrnehmbar und sogar die Auskeilung der Schichten ist nicht gewöhnlich.

Bei den ungeschichteten Quarziten können auch zwei Typen unterschieden werden, eine lichte, oft rötliche, und eine dunkelbläuliche Abart. Die erstere ist die allgemeinere. Die letztere tritt z. B. im Berge Jänisvaara, 2 km östlich des Gehöftes Honkavaara auf.

Die Korngrösse ist bei allen diesen Modifikationen immer gering und gleichmässig. Da aber die klastische Struktur sehr selten ist, kann man nicht mit Bestimmtheit dasselbe von der ursprünglichen Korngrösse annehmen. Soweit aber die klastische Struktur und die feine Bänderung vorkommen, sind gröbere Bildungen ausgeschlossen.

In diesen Quarziten kommt öfters eine sehr schön ausgebildete verzahnte Struktur vor (Taf. I. Fig. 4). In diesem Falle ist die optische Orientierung der Körner nach der Schieferung nicht so deutlich und ihre Undulierung weniger kräftig entwickelt. Die granoblastische Struktur mit polygonalen Körnern und glattlaufenden Grenzen ist nicht in dem auf der beigefügten Karte II dargestellten Gebiete, jedoch in der Gegend von Hulmijärvi (Karte I), etwa 4 km westlicher, wo die Schiefer reichlich von Pegmatit durchdrungen sind, angetroffen worden (Fig. 6).



Fig. 6. Granoblastischer Quarzit beim See Hulmijärvi, Puolanka. Vergr. 18 ×, Nik. +.

## GENETISCHER CHARAKTER DER FORMATION.

## Ursprung des Serizits.

Es ist bei diesen Gesteinen eine allgemeine Erscheinung, dass sie mechanisch stark beeinflusst sind. Wenn wir noch daran erinnern, dass es sich hier oft um Serizit-Quarzite handelt, so muss, besonders in so stark dislozierten Gebieten wie hier, bei der Behandlung der genetischen Fragen allererst das Auftreten von Serizit unter Diskussion genommen werden.

Staub<sup>1</sup> und andere haben dergetan, dass bei der Dislokation Serizit auf Kosten von Feldspat gebildet wird. Oben haben wir gesehen, wie der Granitgneis allmählich in Serizitquarzit mit stark dynamometamorpher Ausbildung übergeht. Man sollte also meinen, dass die Dislokationsmetamorphose die einfachste Erklärung für das Auftreten des Serizits darbiete. Das ursprüngliche Material müssten eine feldspathaltige Sedimentablagerung und zum Teil die angrenzenden Partien des Granitgneises gewesen sein.

Indessen haben wir die bedeutenden Ablagerungen von reinem Serizit- und Kaolin-Schiefer in Betracht zu ziehen. Um sie auf Grund der aufgestellten Annahme erklären zu können, muss man sie sich wenigstens aus Ablagerungen von reinem Feldspatsand entstanden denken. Es ist aber unmöglich zu verstehen, wie solche Produkte vom Sande hätten separiert werden können. Andererseits, wie hätten die obenerwähnten gerundeten, in der serizitischen Grundmasse eingebetteten Quarzkörner unverändert aufbewahrt werden können, denn wir kennen ja vom fraglichen Gebiete unzählige andere Beispiele, sowohl vom Granitgneis als auch von feldspathaltigen Quarziten, wo die Quarzkörner zu dünnen, gebogenen Platten ausgewalzt sind, ehe der Feldspat einmal zerbrochen ist. Ausserdem ist die Serizitbildung im Granitgneise sehr spärlich.

Man kann also schwerlich die Annahme vermeiden, dass der Serizit sich bei der Metamorphose aus einer sich ursprünglich im Sedimente vorfindenden tonigen Substanz auskristallisiert hat.

Nun fällt uns die angenommene starke Verwitterung in die Augen, durch die alle Silikate vollständig zersetzt worden sind, sodass ausser Ansammlungen von Quarz hauptsächlich nur ebensolche von wasserhaltigen Tonerdesilikaten (Kaolin) zurückgeblieben sind. Die Mächtigkeit solcher Ablagerungen, besonders in diesen Urformationen, bei deren Entstehen die Vegetation in der Verwitterung keinen solchen Einfluss ausüben konnte wie in der Jetztzeit, spricht dafür, dass

<sup>1</sup> Rudolph Staub, Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebiete. Vierteljahrsh. d. Naturf.-Gesellsch. Zürich, Bd. 60, 1915, S. 55.

in jener Zeit andere, in dieser Hinsicht besonders günstige Verhältnisse obwalteten.

#### Art der subkainuuischen Denudation und Ablagerungsweise der ursprünglichen Sedimente.

Diese Gegenden waren zu jener Zeit einer tiefgreifenden Denudation unterworfen, was daraus hervorgeht, dass im unterlagernden Granitgneise auf weiten Gebieten so geringe Spuren von sedimentogenen Einlagerungen vorlagen. Die Gleichmässigkeit der Lagerfolge und der Struktur, sowie die gerade, feine Schichtung, sprechen ebenso für reife, ebene Formen der Erdoberfläche. Alle diese Tatsachen weisen hinreichend darauf hin, dass die Gegend eine sehr lange Kontinentalperiode durchgemacht hatte, aber um uns näher über die Bildungsweise dieser Fastebene zu unterrichten, müssen wir die basalen Bildungen eingehender betrachten.

Marine Abrasion scheint als Erklärung ausgeschlossen zu sein, weil die basalen Bildungen, selbst ihr Untergrund, so durchgehend verwittert sind, und weil die Serizitschiefer keine marinen Sedimente gewesen sind. In den Bildungen des fliessenden Wassers würden die Grundkonglomerate besser entwickelt sein, eine grössere Rolle spielen und eine schärfere Grenze gegen ihren Untergrund zeigen als es bei dieser Formation der Fall ist. Auch die Lagerfolge ist mit dieser Erklärung nicht vereinbar. Vielmehr sind sie anemoklastische Bildungen, und wir können die wenig mächtigen, gröberen basalen Bildungen mit den Kiesablagerungen einer gepanzerten Wüste vergleichen. Daher erscheint als wahrscheinlichste Erklärung für die Einebung die Deflation, deren Bedeutung in dieser Hinsicht von Walther, Davis, Passarge u. a. hervorgehoben worden ist.<sup>1</sup>

So schreibt Walther (s. 106): »Ich halte die Kassalaberge ebenso wie die weite Fastebene, die sie überragen, für eine Wirkung der in der pluvio-ariden Steppe bald mit tropischen Regengüssen, bald mit trockener Verwitterung tätigen Kräfte. Während der winterlichen Wüstenperiode werden die Felsen durch die Sonne gespalten und im gewaltigen Sturz brechen die Schalen hernieder. Das Trümmerfeld ist dem Sturme ausgesetzt, der alle leichten Splitter entführt; dann setzen die tropischen Regengüsse ein, das Wasser

<sup>1</sup> Johannes Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. 2. Aufl. Leipzig 1912, S. 106.

W. M. Davis, The Geographic Cycle in an Arid Climate. Journ. of Geology, Vol. XIII, N:o 5, S. 339—401.

S. Passarge, Rumpffläche und Inselberge. Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. 56, 1904, S. 193—209.

beginnt verwitternd und abschwemmend zu wirken und breitet Schlamm und Sand über den Steppenboden. Hier hebt es dann wieder der Wind auf, trägt gewaltige Staubwolken bis nach den fruchtbaren Ebenen des südlichen Sudan».

An einer anderen Stelle (S. 195) wieder: »Lange Zeit hat man geglaubt und manche Geologen sind noch heute der Ansicht, dass alle Diskordanzen durch die Bildung des Meeres entstanden seien. Immer wieder begegnet man dem Irrtum, als ob jede Transgression mit einer marinen Abrasionsfläche beginne, obwohl sich doch immer deutlicher herausgestellt hat, dass gerade die atmosphärischen Kräfte auf dem Festland jene weitausgedehnten »Peneplains» oder Fastebenen erzeugen, die den grossen Diskordanzen im Schichtenbau der Erdrinde äquivalent sind. Damit in Übereinstimmung äussert sich auch Grabau:<sup>1</sup> »we can no longer assume that any level plain, recent or fossil is a normal peneplain; the possibility that it may be a high level desert plain must not be overlooked».

Man wäre geneigt hiergegen einzuwenden, dass die kräftige chemische Verwitterung keine Parallelisierung dieser Bildungen mit den Steppen- oder Wüstenbildungen zulasse. Diese Art von Verwitterung setzt eine Niederschlagsmenge voraus, die bedeutend die Verdunstung überschreitet. Das ist wahr, aber das Wüstenklima ist ja keine notwendige Bedingung für das Entstehen der aeolischen Bildungen. Wir kennen sowohl in unserem Lande als auch in Skandinavien und Deutschland Dünenlandschaften. Diese weissen Sandablagerungen sind sicher unter ganz anderen klimatischen Verhältnissen als in der Wüste entstanden. Die Ausdehnung solcher Formationen späterer Zeiten ist zwar gering, aber die Ausbreitung ähnlicher Bildungen über die vegetationslose Erdoberfläche der Urzeiten ist durch nichts gehindert worden.

Auf diesem Grund können wir uns die vollständige chemische Verwitterung, ihr Eingreifen, durch die Grundkonglomerate hindurch, in den Untergrund und das Ansammeln der feinen Verwitterungsprodukte in den untersten Abteilungen, zusammen mit dem gröberen Material, vorstellen, während die obersten Teile ausschliesslich aus reinem, feinem Quarzsande bestehen blieben. Dieses stimmt auch mit dem Fehlen von echten Tonablagerungen und den auf Paljakka gefundenen Rippelmarken überein, deren Weite von Kamm zu Kamm nur 2.5—3 cm beträgt und nach Kindle nur auf Luftsedimenten oder unter höchstens 10 cm tiefem Wasser entstehen können.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> A. W. Grabau, Principles of Stratigraphy, 2. Aufl., Nev-York 1924, S. 854.

<sup>2</sup> E. M. Kindle, Recent and Fossil Ripple-marks, Canada Dep. of Mines, Mus. Bull. N:o 25, 1917.

## Kaolinisierung.

Auch die Kaolinbildung ist vom Verfasser auf jene Zeit zurückgeführt worden, weil ihm keine Erscheinung bekannt ist, die zugunsten irgend einer anderen Erklärung spräche. Andererseits sind selbst die Serizitschiefer nur aus den Produkten einer Kaolinverwitterung ableitbar (Siche S. 34).

Indessen ist man über die näheren Bedingungen der Kaolinverwitterung nicht zur Klarheit gekommen. Sowohl Stremme<sup>1</sup> als auch Lang<sup>2</sup> scheinen anzunehmen, dass sie sich in humidem Klima vollziehe. Indessen dürften wenigstens die meisten europäischen Kaolinvorkommen unter einem sehr temperierten Klima entstanden sein. Gewöhnlich wird auch eine Einwirkung von sauren Bodenlösungen vorausgesetzt, und man hat angenommen, dass z. B. die deutschen Kaolinlagerstätten in Zusammenhang mit den Braunkohlenformationen entstanden seien.

Diesen Zusammenhang zwischen den Kaolindecken und den Braunkohlenflözen hat aber v. Freyberg in Thüringen nicht bestätigen können.<sup>3</sup> Im Gegenteil ist er, im Einklang mit Bernitzke, von Linstow und Etzhold, zu der Überzeugung gelangt, dass die Kaolinisierung, ja sogar eine Abtragung und eine Umlagerung der Kaolindecke vor der Ablagerung der Flöze stattgefunden haben. Da die Kaolinbildung auch an solchen Stellen vor sich gegangen ist, wo man keine Moorbildung annehmen kann, so scheint sie unabhängig davon zu sein. Zum Schluss äusserst sich v. Freyberg in folgender Weise:

»Bei dem Kaolinisierungsproblem ist noch ein Umstand beachtenswert. Die Kaolinverwitterung scheint durch die ganze Tertiärzeit anzuhalten. Wenigstens sind alle tertiären Sedimente als umgelagerte Kaolindecken zu deuten. Der Umstand, dass nirgends in den weiten Sammelbecken Gesteine in ihrem ursprünglichen Zustand als Gerölle auftreten (die wenigen kaolinisierten Buntsandsteingerölle finden sich nur da, wo der kurze Transportweg eine Entmischung von Ton und Sand verhinderte), zeigt an, dass die Kaolindecke lückenlos ausgebreitet war. Bei einer Kaolinisierung durch Braunkohlenmoore ist das nicht zu erwarten. Denn zwischen den Braunkohlenbecken gab es ausgedehnte, braunkohlenfreie Gebiete, die, besonders wenn sie höher lagen, auch nicht zum Bereich der Moorwässer gehörten.»

<sup>1</sup> H. Stremme, Chemie des Kaolins, Fortschritte d. Min., Krist. und Petr. 2, 1912, S. 119.

<sup>2</sup> Richard Lang, Die Verwitterung. Fortschr. d. Min., Krist., u. Petr. 7, 1922. S. 222.

<sup>3</sup> B. v. Freyberg, Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. Fortschritte d. Geologie und Palaeontologie, H. 6, S. 24—30.

Diese Aussage steht in einem vorzüglichen Einklange mit dem, was oben von der unteren Abteilung der eben beschriebenen Quarzitformation gesagt worden ist.

E. Kaiser hat im J. 1923 Untersuchungen über die Verwitterung einiger camptonitisch-monchiquitischer Ganggesteine in der Namibwüste Südwestafrikas veröffentlicht,<sup>1</sup> wo er auf Grund 10 chemischer Analysen der verwitterten und unverwitterten Gesteine und deren einzelner Mineralien (Amphibol, Olivin) erwiesen hat, dass in der südwestafrikanischen Küstenwüste, der Namib, die heutige chemische Verwitterung von Silikatgesteinen zur Bildung kaolinartiger Verwitterungsprodukte führt.

Dieser Fall ist wohl der einzige, wo die Kaolinverwitterung im Bildungsstadium beobachtet worden ist. Man ist gewiss nicht berechtigt dieses Resultat zu generalisieren. So viel dürfte man aber sagen können, dass die Kaolinbildung bei der gewöhnlichen, humiden Verwitterung wahrscheinlich nicht resultiert, sondern ein besonderer Prozess ist, der mit sehr temperiertem Klimat verbunden sein dürfte. In dieser Hinsicht ist das Auftreten von Serizitschiefern beachtenswert, weil sie nur aus Kaolinverwitterung ableitbar sind.

Auf Grund ihrer genetischen Natur müssen wir annehmen, dass die kainuische Quarzitformation ein Produkt besonderer klimatischer, nicht lokaler Bildungsbedingungen ist und ursprünglich eine weit grössere Ausbreitung gehabt hat als es ihre jetzigen Überreste vermuten lassen.

## DIE METABASITFORMATION.

### AUFTRETEN.

Wie in der geologischen Übersicht angedeutet wurde, ist der Metabasit hauptsächlich in dem Granitgneisgebiet zwischen den sedimentären Formationen lokalisiert. Hier kommt er sowohl in Gängen als auch in grösseren Massiven vor. Im Abstände von der unteren Grenze der Glimmerschieferformation sind dagegen grössere Massive nicht angetroffen worden. Die grösste Ausbreitung haben die verschiedenen Modifikationen westlich der Berge Kurikkavaara und Pihlajaavaara sowie nördlich und östlich des Sees Korpisjärvi in Pudasjärvi. Beim Beschreiben von Granitgneis haben wir auf die mylonitischen

<sup>1</sup> Erich Kaiser, Kaolinisierung und Verkieselung als Verwitterungsvorgänge in der Namibwüste Südwestafrikas. Zeitschr. für Krist. 58, 1923, 125—146.

Bildungen aufmerksam gemacht, die an einigen Stellen in sehr naher Beziehung zum Metabasit stehen. Es scheint, als ob diese Gesteine in die innerhalb dieser Malmungszonen entstandenen Risse eingebrungen seien.

Auch in den kainuuischen Quarziten sind Intrusionen von Metabasit oft angetroffen worden, am häufigsten als Lagergänge, aber im südlichen Teil des Pihlajavaara tritt ein deutlicher Quergang hervor, den wir noch später berühren werden.

Metabasite kommen noch in den anderen, mit den Glimmerschiefern zusammenhängenden, Quarzitformationen im nördlichen Puolanka und im südlichen Pudasjärvi vor. Auf der nordöstlichen Seite des Jaurakkavaara, am Fusse des Berges, ist der Metabasit deutlich intrusiv, indem er den Schichtenbau des Quarzits überquert; am südwestlichen Abhange des Berges Turpeisenvaara tritt aber ein agglomeratischer Metabasit mit einer dolomitischen Zwischenmasse zwischen den Fragmenten auf. Hier ist er also effusiv.

Dagegen ist man nicht genötigt, den Metabasit — die später zu beschreibenden, an die Serpentinsteine gebundenen Vorkommen ausgenommen — an irgend einer Stelle als intrusiv in dem Glimmerschiefer zu erklären. Im Gegenteil gibt es gute Gründe ihn für älter als diese Formation anzusehen. Dafür spricht schon der Umstand, dass der Metabasit oft in Form von weitverbreiteten Decken, unmittelbar unter der genannten Formation, sie von ihrer Unterlage abtrennend, auftritt, und dass er überhaupt an dieser Grenze bedeutend reichlicher vorkommt als weiter davon entfernt. Der Metabasit erscheint also in deckenförmigen Gebilden an der unteren Grenze der Glimmerschieferformation, ohne in sie intrudiert zu sein. Nach dem Gesagten zu urteilen wäre er effusiv und älter als die genannte Formation. Aber auch direkte Beobachtungen beweisen, dass diese Auffassung die richtige sein muss. So können wir östlich vom Pääkkö-Gehöft sehen, wie der Metabasit in das Bodenkonglomerat der Glimmerschieferformation, das Einschlüsse von ihm enthält, übergeht.

Unter den mit der letztgenannten Formation verbundenen Quarziten im nördlichen Puolanka und südlichen Pudasjärvi, treten solche Decken seltener auf. Am östlichen Abhange des Berges Lukkarinvaara, im Eckpunkte der Grenze, zwischen den genannten Kirchspielen, liegt der Metabasit auf der früher beschriebenen Konglomeratbildung; er ist von Quarzit überlagert. An der Grenze des Quarzits sind im Metabasit Gänge von Quarzit beobachtet worden, woraus zu ersehen ist, dass letzterer der jüngere ist. Der Umstand, dass der Metabasit sowohl als effusive wie auch als intrusive Einlagerungen in diesen Quarziten erscheint, ist wohl jedoch eher als Beweis dafür aufzufassen,

dass diese sich früher als die Glimmerschieferformation abgelagert haben, nicht aber dafür, dass die Metabasite hier später zum Ausbruch gekommen seien als weiter südlich, wo sie die Glimmerschiefer niemals durchbrochen haben.

#### VERSCHIEDENE TYPEN VON METABASIT.

In petrographischer Hinsicht sind die Metabasite sehr wechselnd. In ihrer mineralogischen Zusammensetzung geschehen bedeutende Schwankungen sowohl zugunsten der femischen als auch der salischen Komponente. Es kommen amphibolreiche Modifikationen vor, die Hornblendite und Hornblendeschiefer genannt werden könnten, oder aber feldspatreiche Gesteine, die sich den Keratophyren nähern. Aber auch die Struktur kann sehr verschiedene Ausbildungsformen aufweisen. Oft ist die Struktur richtungslos körnig, deutlich ophitisch oder gabbroid, wird aber andererseits oft ausgesprochen schiefrig. Bisweilen werden auch sehr feinkörnige bis dichte Modifikationen angetroffen.

#### GABBROIDE METABASITE.

Ihre Struktur. Als der am häufigsten vorkommende Typus muss das gabbroide Gestein mit richtungslos körniger Struktur, in der Reste von dem ursprünglichen ophitischen Gefüge sichtbar sind (Taf. I, Fig. 6.), angesehen werden. Der Plagioklas ist öfters dick tafelförmig; die Länge der Individuen 0.5—1 mm, ihre Dicke 0.2 mm. Ihre äussere Begrenzung ist gewöhnlich so unregelmässig, dass die ursprüngliche, ophitische Struktur nur in seltenen Fällen deutlich erkennbar ist. An einigen Stellen sind die Individuen bis tief in die Mitte verzehrt, an anderen Stellen jedoch bedeutend weitergewachsen. In einigen Fällen ist der Feldspat in mehrere Felder zerfallen, die von granulierten Partien umgeben sind, in anderen Fällen dagegen ist er gänzlich umkristallisiert. Er ist immer von Zersetzungsprodukten getrübt, unter denen man Biotit, Amphibol und oft auch Zoisitminerale erkennen kann. Am reichlichsten treten sie in der Mitte der Individuen auf. Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz, oft nur mit zwei Teilindividuen, ist im Plagioklas der am wenigsten umgewandelten Gesteine und auch die nach dem Periklingesetz in den feldspatreichen Gesteinen gewöhnlich; das Karlsbader Gesetz ist aber nicht angetroffen worden. Bei der fortschreitenden Umwandlung nimmt jedoch die Zwillingsbildung bis zum Verschwinden ab. Dadurch ist die Bestimmung der Zusammensetzung des Plagioklases in einigen Fällen in den Dünnschliffen etwas erschwert.

weil aber  $\alpha'$  immer nur unbedeutend hohler ist als  $n$  des Kollolits, ( $< 1.535$ ), so kann man sicher sein, dass die Zusammensetzung sich niemals weit von  $Ab_{80}An_{20}$  entfernt. Das Maximum der Auslöschungsschiefe hat immer  $12^\circ$ — $15^\circ$  betragen.

Der Amphibol tritt in parallelstengeligen, oder buschelformigen Aggregaten oder in fetzigen Xenoblasten mit Siebstruktur auf. Die Farbe ist schwach:  $\alpha$  (lichtgelb)  $< \beta$  (gelbgrün)  $< \gamma$  (blaugrün), oft in der Mitte noch schwächer oder uneben. Die Auslöschungsschiefe variiert zwischen  $c:\gamma = 15^\circ$ — $19^\circ$  und die Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = 0.020$ — $0.025$ , oft in der Mitte hohler als in der Hülle.

Besonderes Interesse bietet das Erz dar. Es besteht oft aus Magnetitoktaedern und Pyrithexaedern, welche beiden Minerale dicht neben einander liegen können, U. d. Mikroskop zeigt sich die Struktur des Erzes sehr oft skelettartig in solcher Weise, dass Lamellen von farblosem Material mit starker Licht- und Doppelbrechung, nach zwei oder drei Richtungen in das Erz eingelagert sind (Fig. 7). Warzenartige Bildungen aus derselben Substanz schliessen sich auch ausserhalb der Erzskelette an die Lamellen an. Das sind augenscheinlich Leukoxenbildungen, die nach den rhomboedrischen Spaltrissen des Ilmenits entstanden sind. Daraus geht hervor, dass neben Magnetit also auch Ilmenit auftritt, der oft sogar das einzige Erzmineral auszumachen scheint.

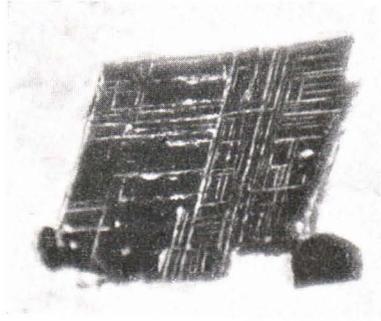


Fig. 7. Ilmenit aus Metabasit vom nördlichen Puolanka. Vergr. 100  $\times$ , ohne Nik.

Der Biotit ist sehr ungleichmässig verbreitet. Er kann gänzlich fehlen oder den Amphibol zum Teil ersetzen. In einigen Fällen liegt er zwischen den geraden Amphibolstengeln eingeklemmt, in anderen ist es auffällig, dass er dieses Mineral verdrängt, oft ist er aber deutlich um die Erzkörner herum gruppiert. Seine Farbe ist dunkelbraun,  $\alpha$  (braungelb)  $< \gamma$  (dunkelbraun, fast schwarz). Bisweilen treten auch grunlichbraune, schwächer pleokroitische Modifikationen auf.

Quarz tritt allgemein, aber nur in unansehnlichen Mengen auf. Er weist, sowohl seiner Menge als auch seiner Verteilung nach, einen deutlichen Zusammenhang mit Biotit auf und ist wohl grösstenteils zusammen mit diesem entstanden.

Ein Zoisitmineral tritt entweder selbständig individualisiert oder als Vertrübung im Plagioklas auf, ausserdem kommt noch Apatit in langen Nadeln vor.

Eine chemische Analyse wurde von einem Handstück aus dem grossen Metabasitmassive beim Flusse Liejeenjoki, westlich von der Landstrasse, von Mag. phil. A. Zilliacus ausgeführt (Tab. III).

Tab. III. Analyse vom gabbroiden Metabasit bei der Brücke über dem Flusse Liejeenjoki. Puolanka.

	%	Mol.-Zahl.	Norm.
SiO <sub>2</sub> .....	49.26	821	Q = 2.70
TiO <sub>2</sub> .....	0.52	6	Or = 2.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15.27	150	Ab = 16.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	4.15	26	An = 31.41
FeO.....	8.12	113	$\Sigma$ sal. 53.66
MnO.....	0.12	1	
MgO.....	7.31	183	Di = { 7.31
CaO.....	10.59	189	{ 4.35
Na <sub>2</sub> O.....	2.02	32	{ 2.58
K <sub>2</sub> O.....	0.46	5	Hy = { 13.95
H <sub>2</sub> O.....	(1.14)		{ 8.25
Glühverl.....	1.74		Mt = 6.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.64	4	Il = 0.91
S.....	0.08	3	Ap. = 1.48
	100.28		$\Sigma$ fem. 46.60

Nach dem CIPW-System III. 5. 4. 3. Auvergnose.

Nach Niggli si = 116.4, al = 21.3, fm = 46.7, c = 26.8, alk. = 5.2, k = 0.14, mg = 0.56, c/fm = 0.57.

Das Gestein entspricht nach Niggli einem normal-gabbroiden Magmentypus, etwas in der Richtung nach dem Pyroxenit-Hornblenditgabbro vorgeschoben. Es hat jede Spur seiner ursprünglichen Struktur eingebüsst. Der Amphibol erscheint in grossen, fetzigen, oft nach (100) verzwilligten Individuen, deren Randpartien kräftiger gefärbt sind als ihre Mitte. Der Kern hat jedoch eine gleiche Siebstruktur wie der Rand, und beide löschen ungefähr gleichzeitig aus. Die Auslöschungsschiefe des Amphibols beträgt  $c:\gamma = 15^\circ$ ,  $\gamma-\alpha = 0.020-0.025$ ,  $\gamma-\beta = 0.007$ . Der optische Character also negativ mit  $2V = ca 70^\circ$ , sowohl nach der Krümmung des Isogyrs als nach den Doppelbrechungen  $\gamma-\alpha$  und  $\gamma-\beta$ . Die Absorptionsfarben der

verschiedenen Achsen sind  $\alpha$  (licht gelblich)  $< \beta$  (gelbgrün)  $< \gamma$  (blaugrün). Die Achsendispersion im negativen Winkel ist  $\rho > r$ , deutlich. Die Bestimmungen der Hauptbrechungsexponenten ergaben:

$$\begin{aligned}\alpha &= 1.645 \pm 0.003 \\ \beta &= 1.658 \pm 0.003 \\ \gamma &= 1.665 \pm 0.003\end{aligned}$$

Die Bestimmungen wurden an den schwachgefärbten Körnern nach der Immersionsmethode ausgeführt. Dabei wurde jedoch wahrgenommen, dass man für die Körner mit intensiverer Färbung beträchtlich höhere Werte erzielt.

Der Plagioklas kommt selten in grösseren Individuen vor und ist in granulierten Aggregate aufgelöst. Die Zwillingbildung ist undeutlich und die Auslöschung beinahe gerade. Die Brechungsexponenten des Plagioklases sind etwas grösser als der des Kollolits; seine Zusammensetzung beträgt also ungefähr  $Ab_{80}$ .

Zoisitbildung ist besonders in der Mitte der grösseren Plagioklasaggregate so reichlich erfolgt, dass ihre Menge ungefähr die Hälfte der des Plagioklases beträgt. Die Doppelbrechung des Zoisitminerals ist öfters so niedrig, dass eine indigo Interferenzfarbe zum Vorschein kommt, bisweilen steigt aber die Doppelbrechung bis zu  $\gamma - \alpha = 0.025$ . Quarz hat nicht nachgewiesen werden können.

Die Bestimmung des Modus ist etwas schwierig. In einem Dünnschliff wurden die Durchschnitte des Plagioklases und des Erzes mit dem Okularnetzmikrometer bestimmt. Der Zoisitgehalt des Plagioklases wurde auf 45 % geschätzt. Auf Grund dieser Daten lässt sich aus der Analyse folgende Zusammensetzung berechnen:

Plagioklas ( $Ab_{80} An_{20}$ ) .....	13.6
Hornblende .....	68.2
Zoisit .....	15.4
Ilmenit u. Magnetit .....	1.1
Pyrit .....	0.2
Apatit .....	1.5
	100.0

Aus der Menge des Plagioklases und des Zoisits, verglichen mit der Norm, geht bereits hervor, dass ein bedeutender Teil des normativen Plagioklases zur Ausbildung von Hornblende beigetragen hat, woraus der hohe Tonerde- und Alkaligehalt dieses Minerals schon hervorgeht. Die innige Verwachsung aller Bestandteile und

die Unmöglichkeit einer genauen Schätzung des Zoisits beeinträchtigen jedoch die quantitative Bestimmung des Modus. Ungeachtet dessen wurde ein Versuch gemacht, die Zusammensetzung des Amphibols auf Grund der Analyse zu berechnen. Für die Zusammensetzung des Zoisits wurde dann die Analyse des eisenarmen Epidots von Zillertal angenommen. Nach Abzug der Bestandteile von Plagioklas, Zoisit, Ilmenit, Magnetit, Pyrit und Apatit blieb ein Rest zurück, der, nach Umrechnung der Summe zu Hundert, eine durchaus annehmbare Zusammensetzung der Hornblende aufweist (Tab. IV unter I.).

Tab. IV. Amphibole aus den Metabasiten.

	I.	II.
SiO <sub>2</sub> .....	50,7	50,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	11,3	10,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	4,6	—
FeO .....	10,8	16,89
MnO .....	0,2	0,43
MgO .....	10,6	11,76
CaO .....	7,9	8,30
Na <sub>2</sub> O .....	1,1	1,52
K <sub>2</sub> O .....	0,7	0,65
H <sub>2</sub> O .....	2,1	—
	100,0	99,99

Es verdient noch erwähnt zu werden, dass der hohe Amphibolgehalt, 68,2 %, die Unsicherheit des Resultates in hohem Grade einschränkt, sodass wenn 55 % anstatt 45 % für den Zoisitgehalt des Plagioklas angenommen werden, die Prozentzahl der Kieselsäure sich ungefähr um 1 erhöht und die Menge des Kalziumoxyds sich um dasselbe vermindert, während die anderen Zahlen nur eine unbedeutende Veränderung erleiden, so z. B. sinkt die Tonerde von 11,3 auf 10,9 herab und sogar das Natriumoxyd steigt von 1,1 nur auf 1,5 und die anderen Zahlen verändern sich noch weniger. Wir können also mit Sicherheit behaupten, dass der Amphibol eine ziemlich tonerde- und eisenreiche Hornblende ist.

Einem solchen Amphibol würden aber sowohl nach den Fordschen Tabellen<sup>1</sup> wie auch nach dem Diagramme von Winchell<sup>2</sup> durchaus andere Werte für die optischen Konstante zukommen und zwar:

<sup>1</sup> W. E. Ford, Beiträge zur optischen Kenntnis der Hornblenden. Zeitschr. f. Kryst. 54, 1915, S. 1.

<sup>2</sup> A. N. Winchell, Studies in the Amphibole Group. Am. Journ. of Sci. (5), 7. 1924, 287—310.

	nach Winchell	bestimmt
$\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3}$	1.687	1.656
$\gamma - \alpha$	—	0.020—0.025
c: $\gamma$	17°	15°
2 V	75°	(73°)

Der Amphibol hat also hier denselben Charakter wie die aus Aunus herstammenden von Eskola untersuchten Amphibole. Die von Eskola berechnete Zusammensetzung des Amphibols aus dem Hornblende-Epidot-Gestein von Paadane, Perttilahenvaara (Tab. IV unter II angegeben)<sup>1</sup> ist etwas eisenreicher, aber sonst sehr ähnlich. Der von Eskola analysierte Amphibol vom Maaselka in Aunus, der beinahe denselben Eisengehalt hat, weist jedoch ein noch niedrigeres Brechungsvermögen, als das hier mitgeteilte, auf.

Ausser in vielen unbedeutenderen Vorkommnissen kann dieser gabbroide Typus gut in den grossen Metabasitmassiven, östlich vom Kurikkavaara und östlich vom Pihlajavaara, studiert werden.

#### HORNBLENDITE.

Im Anschluss an diese gabbroiden Metabasite haben sich oft Hornblendegesteine, sowohl in der Form von massigen Hornblenditen als auch von Hornblendeschiefeln ausgebildet. Der Amphibol hat aber auch in diesen Gesteinen dieselben optischen Eigenschaften wie in den gabbroiden Typen, wonach auch seine Zusammensetzung keine Veränderung erlitten zu haben scheint. Diese hornblendereichen Gesteine können als basische Aussonderungen aus dem Amphibolitmagma aufgefasst werden.

#### ALBITFELSE.

Die feldspatreichen Bildungen sind gewöhnlich grobkörnige Gesteine, gehen aber oft in sehr dichte Modifikationen über. Ausser dem Feldspat enthalten sie ofers in unbedeutenden Mengen Quarz, Chlorit, Biotit, Kalzit, Erze, Turmalin und Epidot.

Der Feldspat widersteht der Verwitterung, sodass er in der Oberfläche des Gesteins aufragt und ganz frisch aussieht. Schon daraus

<sup>1</sup> P. Eskola, On the Petrology of Eastern Fennoskandia. I. The Mineral Development of Basic Rocks in the Karelian Formations. Fennia 45, N:o 19, 1925, S. 40.

geht seine saure Natur hervor. An den Splittern mit der Immersionsmethode bestimmt, beträgt

$$\alpha \leq 1.530$$

die Auslöschungsschiefe auf M ist  $18^\circ$ . Er ist also fast reiner Albit. Es gibt Modifikationen, in welchen die tafelförmigen Feldspate, wie in der ophitischen Struktur, ein Kreuzwerk bilden, die Interstitien sind aber nicht mit anderen Mineralien, sondern mit kleineren Feldspatkörnern ausgefüllt. In anderen Abarten sind die bis 1 cm messenden, dicken Körner in Stücke gebrochen und die Zwischenräume mit einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und Albit ausgefüllt. Dann haben wir eine ununterbrochene Serie von immer feinkörnigeren Gesteinen, in denen neben grösseren Albitkörnern und feinkörnigen Partien granophyrische Bildungen hervortreten, welche dann allmählich Überhand nehmen, bis sie sich gelegentlich in ein feinkörniges Gemenge auflösen. In den grösseren Körnern weist der Albit lamelläre Zwillingsbildungen, sowohl nach dem Albit- wie auch nach dem Periklingsesetz auf, mit dem Kleinerwerden des Kornes verschwindet jedoch auch die Zwillingsbildung.

Ausser in den vorerwähnten granophyrischen Partien und kleineren Mengen von zerstreuten Körnern kommt der Quarz besonders als Gänge und schlierenförmige Aussonderungen vor. Ungeachtet der oft starken Zerbröckelung des Feldspats löscht der Quarz immer gleichmässig aus.

Der Kalzitgehalt ist oft so bedeutend, dass bei seiner Auflösung an der verwitterten Oberfläche eine poröse und rostige Kruste entstanden ist. Die Körner liegen zerstreut durch das ganze Gestein. Nach der Immersionsmethode wurde ihr Brechungsindex zu

$$\omega = 1.660 \pm 0.002 \text{ bestimmt.}$$

Grüner Chlorit kommt oft spärlich, besonders den zerfressenen Magnetit umgebend und in die Risse des zerbrochenen Feldspats eingedrungen, vor. Ein etwas grünlich brauner Biotit tritt zusammen mit dem Chlorit oder einsam auf. Auf seinen hohen Eisengehalt deutet der hohe Brechungsindex  $\gamma = \beta = 1.630$ . Von den Erzmineralen ist ausser dem Magnetit, oft Pyrit in wohl ausgebildeten Hexaedern zugegen. Turmalin tritt bisweilen in dünnen, gebogenen Nadeln, büschelförmig gruppiert auf.

Die rein albitische Zusammensetzung des Feldspats, der Kalzitgehalt und noch mehr das Auftreten von Turmalin sprechen dafür, dass diese Gesteinstypen nicht von primär magmatischer Entstehung in demselben Sinne des Wortes wie die gabbroiden Typen sind, sondern ihren Ursprung den hydrothermalen Prozessen verdanken, vielleicht

den postvulkanischen Gasexhalationen. Damit stehen im Einklang auch die reichlichen granophyrischen Bildungen und die starken Zermalmungen, die auf Zerreibungen hindeuten.

Eine Zwischenstellung zwischen den gabbroiden und den albitreichen Typen nimmt ein etwas geschiefertes Gestein ein, das aus Albit, Biotit, Kalzit, Quarz und gelegentlich etwas beinahe farblosem Amphibol besteht. Der Feldspat weist auch hier oft die ursprüngliche Leistenform auf, ist aber oft auch vollkommen granuliert und enthält hier und da Einschlüsse von Epidot. Ihre Zusammensetzung ist öfters ca.  $Ab_{90}An_{10}$ . Diese Modifikation kommt in grösserer Menge nördlich der Gehöfte Huovila und Pihlaja vor.

Wilkman hat für ein ähnliches Gestein aus Mieslahti, Paltamo, auf Grund geometrischer Bestimmungen, eine kersantitische Zusammensetzung berechnet.<sup>1</sup>

#### DEUTLICH EFFUSIVE GRÜNSTEINE.

Ca 400 m östlich vom Gehöft P ä ä k k ö, 1.5 km nördlich vom kleineren Salmijärvi erhebt sich aus der Moräne eine Gruppe von grossen Metabasitfelsen. In den mittleren Felsen hat das Gestein eine gabbroide Struktur, aber nach den äussersten hin wird es immer feinkörniger und schiefriger, bis es schliesslich ein glimmerschieferähnliches Aussehen erlangt hat. Nahe der westlichen Grenze wechseln Lager von massigem Amphibolit mit solchen von schiefrigem Gestein ab, das mandelähnliche, ovale Einschlüsse von Quarz, Pyrit u. a. enthält. Auf diese Lager folgt eine inhomogene, tuffoide Bildung, die in ein Konglomerat mit Geröllen von Granit und Quarzit übergeht. Diese Bildungen werden wir späterhin als Basalbildungen der Glimmerschieferformation ausführlicher besprechen.

Dieser Bildung, wie der schon früher angeführten Einlagerung von agglomeratischem Amphibolit mit einem karbonatischen Bindemittel, am südlichen Abhange des Turpeisenvaara, müssen wir ein effusives Entstehen zuschreiben. Dieser Charakter tritt noch deutlicher bei den hier unten zu beschreibenden Vorkommen hervor.

Nördlich des Korpisjärvi erhebt sich ein flacher Hügel L a m a s v a a r a. Auf diesem und auf dem östlich davon liegenden Kuolteeniemi ist ein grünsteinartiger Metabasit ausgebreitet. Dieses Gestein besteht aus farblosem Amphibol und aus richtungslosen, 0.5—1.2 mm langen und 0.008 mm dicken Leisten von Albit, gewöhnlich aus zwei Teilen verzwilligt und oft an beiden Enden ausgegabelt (Fig. 8.). Das Brechungsvermögen dieses Minerals ist  $\alpha=n$

<sup>1</sup> W. W. Wilkman, Suomen geologinen yleiskartta, C 4, Kajaani, Kivilajikartan selitys. Unter Bearbeitung.

des Kollolits. Die maximale Auslöschung in den symmetrischen Schnitten  $14^\circ$ . Der Anorthitgehalt also ung. 6 %.

Der farblose Amphibol erscheint in fetzigen Individuen oder in bündelförmigen Gruppen. Seine Doppelbrechung ist  $\gamma - \alpha = 0.026$ .

Klinozoisit kommt oft allotriomorph zwischen den Feldspatleisten vor. In ihm nimmt man oft einen mehrschaligen, beinahe isotropen Kern von Orthit wahr, während die Randteile eine höhere Doppelbrechung aufweisen.



Fig. 8. Mandelführender Grünstein.  
Lammasvaara, Pudasjärvi.  
Vergr. 34  $\times$ , Nik. +.

Dieses Gestein enthält an mehreren Stellen, ganz reichlich, rundliche, 2—4 mm messende Mandeln, die mit grünen Klinozoisit-Kristallen, Mikroklin und Chlorit-Schuppen in wechselnden Verhältnissen gefüllt sind. Bisweilen ist dem letztgenannten Mineral auch etwas Biotit beige-mengt. Diese beiden füllen in den Mandelräumen die letzten Höhlungen aus. Der Mikroklin ist von einer feinen Trübung gefüllt, in Spaltstücken bestimmt ist  $\gamma = 1.530 \pm 0.001$ , die Auslöschung auf (001) ca  $10^\circ$ , was für einen bedeutenden Albitgehalt spricht. Er liegt immer äusserst

im Mandelraume oder füllt denselben ganz aus, kommt aber in den meisten Mandeln gar nicht vor. Stellenweise sind die Mandeln wieder ganz mit Quarz gefüllt und kommen gelegentlich so dicht neben einander vor, dass das Gestein an der verwitterten Tagesoberfläche einem grobklastischen Gestein gleicht.

Ein spärlich mandelführender Metabasit aus Lammasvaara wurde von Mag. phil. L. Lokka analysiert, Tab. V. Das Gestein gehört nach Niggli zur normalgabbroiden Magmengruppe und stimmt sehr gut mit dem Norit aus Elisabethtown, N.Y.<sup>1</sup>, überein, von dem er sich nur durch einen unbedeutend niedrigeren Kalkgehalt unterscheidet. Es geht daraus zum Vorschein, dass der spilitische Habitus der Metabasite nicht immer tiefgehende Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung voraussetzen braucht. Das kann jedoch, wenigstens teilweise, hier dadurch bedingt sein, dass das Gestein sehr arm an Feldspat und reich an Amphibol ist (Tab. V).

<sup>1</sup>P.Niggli, Gesteins- und Mineralprovinzen, I. Berlin 1923, S. 128.

Tab. V. Analyse eines Grünsteins aus Lammasvaara, Pudasjärvi.

	%	Mol.-Zahl.	Norm.	Mode
SiO <sub>2</sub> .....	53.90	8 939	Or..... 4.24	Albit .... 10.7
TiO <sub>2</sub> .....	0.47	59	Ab..... 30.19	Amphibol 86.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14.20	1 389	An..... 20.61	Epidot .. 0.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0.21	13	Σ Sal. 55.04	Chlorit .. 1.1
FeO .....	8.06	1 122		Apatit .. 0.7
MnO .....	0.07	10	Di..... 11.88	100.0
MgO .....	9.07	2 249	Hy..... 24.85	
CaO .....	7.43	1 325	Ol..... 4.38	
Na <sub>2</sub> O .....	3.56	574	Mt..... 0.30	
K <sub>2</sub> O .....	0.72	76	Il..... 0.89	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.27	19	Ap..... 0.65	
H <sub>2</sub> O + .....	1.84		Σ fem 42.95	
H <sub>2</sub> O - .....	0.09		H <sub>2</sub> O .... 1.93	
	99.89		99.92	

CIPW-Klassifikation III. 5. 3'5, Ornose-Camptonose. Projektionswerte nach Niggli

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
132	30.5	50.3	19.6	9.6	0.12	0.66	0.39

Der quantitative Mineralbestand wurde bei 200-facher Vergrößerung mit dem Okularnetzmikrometer bestimmt. Wegen der stark überwiegenden Menge (86.6 %) des Amphibols kann seine Zusammensetzung ohne beträchtliche Unsicherheit aus der Analyse berechnet werden (Tab. VI). Die SiO<sub>2</sub>-Menge fällt als etwas zu hoch auf, aber kein Quarz hat im Gestein entdeckt werden können.

Die optischen Eigenschaften des Amphibols sind die folgenden:

$$\begin{aligned} \alpha &= 1.629 \text{ (best. mit Immersion)} \\ \gamma &= 1.654 \text{ » » » } \\ \gamma - \alpha &= 0.022 - 0.024 \\ \beta - \alpha &= 0.011 - 0.013 \\ c:\gamma &= 16^\circ \\ 2Va &= \text{ca } 80^\circ \end{aligned}$$

Diese Beobachtungen ergeben, dass auch dieser Amphibol nach seinen optischen Eigenschaften zur Gruppe der Splitamphibole gehört, deren Brechungsexponente niedriger sind als die der anderen Amphibole mit demselben Eisengehalt, wie Eskola in seiner zitierten Arbeit von den Gesteinen aus Aunus erwiesen hat. Auch andere optische Eigenschaften sind abweichend.

Tab. VI. Zusammensetzung des Amphibols aus  
spilitischem Grünstein, Lammasvaara,  
Korpisenjärvi, Pudasjärvi.

	%	Mol.-zahl
SiO <sub>2</sub> .....	53.34	8 846
TiO <sub>2</sub> .....	0.54	67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	13.54	1 325
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0.15	9
FeO.....	9.26	1 289
MnO.....	0.08	11
MgO.....	10.05	2 493
CaO.....	7.80	1 391
Na <sub>2</sub> O.....	3.30	532
K <sub>2</sub> O.....	—	
H <sub>2</sub> O.....	1.94	
	100.00	

Auf dem *Kuolteeniemi*, östlich vom *Lammasvaara*, sieht man in einer dichteren Grundmasse erbsengrosse, gelegentlich auch etwas grössere, lichte, variolenartige Flecken, die meistens scharf von der, in ihrer Umgebung noch etwas dichteren, Grundmasse abgegrenzt sind und an der Bruchfläche oft einen matten Schimmer aufweisen. Letztgenannte Erscheinung ist jedoch an gewisse, das Gestein in paralleler Richtung durchziehende Risse gebunden.

Unter dem Mikroskop besteht die Grundmasse aus farblosen Amphibolnadeln in filziger Verwachsung mit Gruppen von feinkörnigem Feldspat ohne Zwillingslamellen, etwas Chlorit und einzelnen Schuppen von farblosem Glimmer.

Die Flecken bestehen aus einem braunen, trüben, sehr schwach doppelbrechenden aber stark lichtbrechenden Mineral, wahrscheinlich Zoisitmineral, in radialer Anordnung. Der optische Charakter der Längsrichtung des Minerals zeigt sich jedoch in der Regel negativ, nur äusserst selten ist er positiv. Die Abgrenzung gegen die Grundmasse hin kann aber keineswegs als scharf bezeichnet werden, wie bei der makroskopischen Beobachtung, sondern dringt das Fleckenmineral manchmal weit in die Grundmasse hinein und ist in seinen Randpartien von langen Amphibolnadeln durchzogen und bis in die Mitte mit Feldspat vermengt.

Unterhalb des westlichen Abhanges des Berges *Lukkariinvaara* durchsetzt ein gabbroider Metabasit einen mit dem früher beschriebenen Konglomerat zusammenhängenden Quarzit. Auf seine

Kontakterscheinungen werden wir später eingehen. Am östlichen Abhange schliesst sich das Konglomerat an einen Metabasit an, der sich makroskopisch nicht bedeutend von dem gabbroiden Typus unterscheidet, jedoch etwas mehr geschiefert ist. Die Grenze gegen das Konglomerat hin ist nicht sichtbar.

Mikroskopisch betrachtet besteht das Gestein aus grösseren, 0.2—0.3 mm dicken und 1.5 mm langen Plagioklasleisten und einer 0.03—0.05 mm körnigen Zwischenmasse aus Quarz, Biotit und Chlorit.

Die Plagioklasindividuen sind zerbröckelt, und die Stücke haben sich aus einander bewegt und sind etwas gedreht. Die maximale Auslöschung in der symmetrischen Zone beträgt  $15^\circ$ , das Brechungsvermögen überschreitet nicht das des Kollolits. Die Zusammensetzung also  $Ab_{95}An_5$ . Das Mineral ist jedoch reichlich von sekundären Bildungen getrübt.

Der Biotit und der Chlorit gehen öfters in der Weise in einander über, dass man in dem grünen Chlorit Flecken von braunem Biotit wahrnehmen kann, oder aber ist der Biotit mit Streifen von ebensolchem Chlorit durchzogen. Der Chlorit weist eine so niedrige Doppelbrechung auf, dass auch die indigo Interferenzfarbe nur selten zum Vorschein kommt. Der Pleochroismus ist stark,  $\gamma$  (grün)  $>$   $\alpha$  (lichtrötlich). Der optische Character ist negativ.

Ausser den genannten Bestandteilen kommt noch in reichlicher Menge ein verzwillingtes Karbonatmineral vor.

Auf dieses folgt, nach Osten hin, ein dem früher beschriebenen feldspatreichen Typus ähnliches Gestein und darauf ein feinkörniger Grünstein.

Mikroskopisch unterscheidet sich dieser letztere von dem oben beschriebenen Gestein hauptsächlich nur durch sein feineres Korn. Die Feldspatleisten, die hier subparallel liegen, sind ähnlich zusammengesetzt, nur 0.03—0.08 mm dick und 0.3—0.4 mm lang, nur ausnahmsweise steigt ihre Grösse bis zu  $0.35 \times 1.1$  mm.

Der Chlorit-Biotit-Mischung schliesst sich ein grüner Amphibol in fetzigen Individuen an. Dazu kommt noch etwas trüber, öfters mit Erzkörnern verbundener Leukoxen.

Noch weiter östlich folgt ein im frischen Bruche ähnliches Gestein, das aber an der verwitterten Tagesoberfläche kleinhöckerig ist. Auch mikroskopisch stimmt es mit dem vorigen überein, nur ein fibriger, grüner Amphibol kommt in grösseren Mengen vor. Die an der Oberfläche sichtbaren Höcker bestehen aus feinfilzigen Amphibolaggregaten. In den längst östlich liegenden Aufschlüssen zeigt das Gestein nicht mehr die Höckerigkeit, aber statt dessen eine auffallende Lagerstruktur.

In einem Aufschlusse ist dieses Gestein von einer lichten, ge-  
zweigten Gangbildung durchzogen (Fig. 9). Das Ganggestein ist  
nur an der gebleichten Oberfläche licht. Im frischen Bruche ist es  
sehr dunkel, besteht aber beinahe nur aus Quarz, mit einer schon  
makroskopisch sichtbaren klastischen Struktur. Mikroskopisch ist  
diese Struktur noch auffallender, obgleich durch starke dynamische  
Beanspruchung etwas verwischt (Taf. II, Fig. 11). Die ursprünglich  
sichtlich gut gerundeten Quarzkörner sind sehr stark ausgewalzt  
und weisen undulöses Auslösen mit zwei Systemen von  
Wellen auf, von denen das eine, dünnstrei-

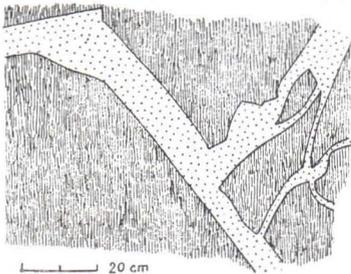


Fig. 9. Quarzitgänge im Meta-  
basit. Lukkarinvaara,  
Puolanka.

fige, quer zur Hauptachse  
des Quarzes liegt (Böhmsche  
Streifung, Fig. 10) das andere,  
breiter wellige parallel  
damit. Ausser den Quarzkörnern  
sind noch solche von Plagioklas ange-  
troffen worden. Das Bindemittel zwi-  
schen diesen Körnern besteht aus grün-  
nem Chlorit.

Dieses Gestein müssen wir also wie  
einen Quarzit betrachten, der sich in  
den Spalten des Grünsteins gebildet  
hat. Es liegt daher auf der Hand, dass

die noch östlicher anstehenden Quarzite sich auf dem letztgenannten  
Gestein abgelagert haben.

Dieser Umstand sowohl als auch die Struktur des Grünsteins,  
mit grösseren subparallelen Feldspatleisten, eingebettet in einer  
feineren Grundmasse, die am besten von einer ursprünglichen flui-  
dalen, porphyrischen Struktur ableitbar ist, sprechen dafür, dass  
das Gestein nahe der Oberfläche entstanden ist.

Zu dieser Gruppe könnte auch ein inhomogener, tuffoider Meta-  
basit am westlichen Abhange des Berges *Honkavaara*, nord-  
östlich des Sees *Kouerjärvi*, gerechnet werden.

#### METABASITGÄNGE.

Metabasitgänge sind oft sowohl im Granitgneis als auch in den  
Quarziten angetroffen worden. Im ersteren sind sie, wie schon erwähnt,  
oft an Mylonitzonen gebunden. In den kainuuischen Quarziten sind  
Lagergänge häufiger, doch sind auch Quergänge beobachtet worden.  
Sie weisen oft eine starke Schieferung auf, aber niemals sind Erschei-  
nungen beobachtet worden, die auf eine effusive Natur hindeu-

teten. Das Auftreten und die Natur dieser Bildungen soll mit einem Beispiel beleuchtet werden.

Am südlichen Ende des Berges Pihlajavaara ist in der kainuuischen Quarzitformation ein ca. 20 m breiter Quergang von Metabasit angetroffen worden, der auf seiner ganzen, über 100 m betragenden Länge das gerade, ungefähr nord-südliche, Streichen der Quarzite querschneidet. In den mittleren Teilen dieses Ganges hat das Gestein ein gabbroartiges Aussehen und eine mittlere Korngrösse. Mikroskopisch ist die Struktur vollkommen kristalloblastisch und ähnlich der Struktur der meisten gabbroiden Metabasite. Durch das Gestein ziehen sich parallele schmale Zonen, längs welchen der Amphibol durch Chlorit verdrängt ist, welches Mineral in der Mitte der Zone flexurartig gebogen ist, so dass die beiden Seiten nach entgegengesetzten Richtungen verschoben scheinen. In der Mitte zieht sich ausserdem eine Reihe von unregelmässig geformten Erzpartikeln hin. Ausser diesen Bestandteilen kommen noch sehr reichlich grünlich brauner Biotit, spärlicher Kalzit, Epidot, Zoisit und Titanit vor. Das Erz scheint zum

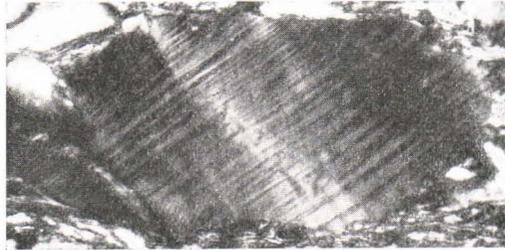


Fig. 10. Böhmsche Streifung im Quarz im Quarzit am Lukkarinvaara; Detail aus dem Bilde Pl. II, Fig. 11.  
Vergr. 72 ×, Nik. +.

Teil Magnetit zu sein, da es oft Oktaederdurchschnitte aufweist, zum Teil besteht es aber aus Ilmenit, da es gelegentlich mit Leukoxenbildungen verbunden ist. Anhäufungen von Quarz können auch, besonders in Zusammenhang mit reichlicher Epidot- und Kalzitbildung, vorkommen.

Nach den Rändern des Ganges hin wird der Amphibol allmählich durch Biotit ersetzt, wobei der Quarz zunimmt, der Plagioklas zurücktritt, und der Metabasit in ein schiefriges Gestein übergeht, das aus Biotit, Quarz, Plagioklas, Epidot und Erz besteht. Der Plagioklas kommt als grössere, unregelmässig geformte Individuen vor, wie in den zentralen Teilen des Ganges, ist aber oft sehr inhomogen und reichlich von Biotit und Epidot durchwachsen.

Am selben Kontakte ist ein glimmerschieferähnliches Gestein ausgebildet, das aus Quarz, Biotit, Plagioklas und ein wenig Kalzit, Erz und Epidot besteht.

Quarz und Biotit kommen ganz in derselben Weise wie im Glim-

merschiefer vor. Plagioklas tritt in besonderen Lagern auf, die mit feldspatfreien Schichten alternieren. Er ist ohne Zwillingsbildung und sehr feinkörnig; die Korngrösse beträgt 0.02—0.03 mm, während die des Quarzes im Mittel 0.1 beträgt. Die Zusammensetzung des Plagioklases scheint, nach der Lichtbrechung zu urteilen, dieselbe zu sein wie die der amphibolitischen Teile, ca 15 % An.

Diese Serie von Gesteinen kann keineswegs als eine ursprüngliche aufgefasst werden. Die näher am Kontakte stehenden Modifikationen sind offenbar viel reicher an  $K_2O$  und  $Al_2O_3$ , vielleicht auch an  $SiO_2$  und ärmer an  $CaO$  als die mittleren Teile des Ganges. Dies ist keine natürliche magmatische Differentiationsfolge, ist aber leicht erklärlich durch Zufuhr von Kali und Tonerde aus dem serizithaltigen Quarzite, bei der Metamorphose.

#### DIABASGÄNGE.

Die Gebiete vom älteren Granit und Granitgneis im südöstlichen Pudasjärvi und im südlichen Taivalkoski sind manchmal von Diabasgängen durchesetzt, die jedoch wegen der spärlichen Aufschlüsse des Grundgebirges auf weiteren Strecken nicht verfolgt werden können. Nur in einigen Fällen sind die Kontakte gegen das Nebengestein entblösst, in einigen anderen Vorkommen kann der Verlauf des Ganges in einer Reihe von Aufschlüssen verfolgt werden, aber oft ist die Richtung des Ganges ganz unbekannt geblieben. Darum können wir hier nicht näher auf die Tektonik der Bruchbildung eingehen.

Das Gestein dieser Gänge ist öfters Uralitdiabas; ganz unumgewandelter Diabas tritt nur an ein paar Stellen auf. Ein solches Vorkommen wird 4 km nördlich des Korpisenjärvi, im nördlichen Teil des Malkamaa, angetroffen. Hier treten auf einem Hügel einige Aufschlüsse von dunklem, frischem, feinkörnigem Gestein hervor, das sich schon makroskopisch als Diabas zu erkennen gibt. Die ophitische Struktur ist auch mikroskopisch vollkommen primär (Fig. 11), und das Gestein setzt sich aus Plagioklas, Pyroxen, Erz, Olivin, Biotit und etwas Apatit zusammen.

Der Plagioklas macht ungef. 60 % des Gesteines aus und ist in Bezug auf andere Bestandteile in idiomorphe Leisten von mittlerer Länge 0.6 mm und mittlerer Dicke 0.08 mm ausgebildet. Die Zwillingsverwachsung ist sowohl nach dem Albit als auch oft nach dem Karlsbadergesetz geschehen. Vom Auslöschungswinkel an beiden Teilindividuen der letzteren Verwachsung sind folgende Bestimmungen

ausgeführt worden, von denen sich nach der Köhlerschen Tabelle<sup>1</sup> die beigefügten Zusammensetzungen ergeben.

1 : 1' = 29.5° (⊥ PM);	2 : 2' = 16.5°	Zus. An <sub>55</sub>
1 : 1' = 29°	2 : 2' = 18°	» An <sub>56</sub>
1 : 1' = 24.7°	2 : 2' = 19°	» An <sub>51</sub>
1 : 1' = 25°	2 : 2' = 8°	» An <sub>50</sub>

Die Hülle ist immer merkbar albitreicher als der Kern. Die Schwankungen in den bestimmten Zusammensetzungen der einzelnen Körner sind wohl auch ein Ausdruck dafür. Die mittlere Zusammensetzung dürfte ungef. Ab<sub>47</sub> An<sub>53</sub> sein.

Die Querschnitte des Pyroxens zeigen oft eine deutliche Krystallumgrenzung mit den Pinakoiden (100) und (010), der erstere vorwaltend, und die Ecken von Prismenflächen abgestumpft. In anderen Schnitten sind keine regelmässigen Formen zu beobachten und zum grössten Teil ist der Pyroxen allotriomorph zwischen den Plagioklasleisten eingeklemmt. Zwillingsbildung nach (100) ist häufig, bisweilen auch Lamellenbildung an der Zwillingsgrenze.



Fig. 11. Diabas am Malkamaa, nördlich des Korpienjärvi, Pudasjärvi. Vergr. 29 ×, Nik. +.

Die optische Orientierung ist die gewöhnliche. Der Winkel  $c:\gamma = 36^\circ - 45^\circ$  im stumpfen Winkel  $a:c$ . Die Doppelbrechung ist gewöhnlich schwächer im Kerne als in der Hülle; sie wurde in mehreren Schnitten mit dem Berek-Kompensator gemessen, und variieren die einzelnen Bestimmungen zwischen den Werten  $\gamma - \alpha = 0.025 - 0.031$ . Der Achsenwinkel schwankt im allgemeinen zwischen  $+2 V = 26^\circ - 59^\circ$ ,  $q > v$ . Indessen wurden Schnitte angetroffen, in denen das Achsenkreuz sich kaum öffnet. Nach diesen Daten stellt der Pyroxen eine Serie von Enstatitaugiten bis zum Diopsid dar.

Eine beginnende, obschon schwache, Umwandlung in Uralit bedeutet wohl eine selten auftretende, implikationsartige, innere Struktur des Pyroxens. Nur in einzelnen, seltenen Fällen ist die Umwandlung bis zu einer deutlichen Uralitbildung fortgeschritten.

<sup>1</sup> Alexander Köhler, Zur Bestimmung der Plagioklase in Doppelzwillingen nach dem Albit- und Karlsbadergesetz. Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 36, 1923, S. 49.

Der Olivin tritt in gerundeten und korrodierten Körnern auf. An seiner Oberfläche hat sich eine Schale von Erz abgesetzt. Ihre Dicke ist sehr ungleichmässig und aus ihr dringen Ausläufer in die Risse hinein. Den Rissen entlang hat sich auch manchmal eine gelbe Substanz gebildet, die optisch inhomogen ist und sichtbar eine beginnende Zersetzung des Olivins bedeutet. Die kleinsten Körner bestehen oft aus ähnlicher Substanz und weisen oft einen deutlichen Pleochroismus mit der Absorptionsformel  $\gamma > \alpha$  auf.

Das Erz gehört deutlich zu der Zwischenklemmungsmasse, da die Labradorleisten in dasselbe hineinragen. Seine Menge ist grösser als die des Olivins. Es ist wahrscheinlich Magnetit, weil um ihn keine

Leukoxenbildung, jedoch oft eine schwache Coronabildung von Biotit wahrzunehmen ist.

Ein annähernd gleich unveränderter Diabas ist nur im Kirchspiel Taivalkoski, zu beiden Seiten des Flusses Kuusjoki, angetroffen worden.

Dieser unverwandelte Diabas tritt selbst in Malkamaa nur in einigen Anstehenden zum Vorschein, während die Mehrzahl der Aufschlüsse ein Gestein aufweisen, das sich makroskopisch nicht sehr von den gabbroiden Metabasiten unterscheidet. U. d. Mikroskop zeigt sich der Pyroxen als vollständig uralitisiert.

Die ophitische Struktur ist noch sehr gut erhalten, aber zum grossen Teil sind die Feldspatleisten zerbrochen, und in den Rissen hat sich grüner Amphibol gebildet (Fig. 12), der auch die farblosen Uralitaggregate, gegen den Feldspat hin, umrandet. Der Feldspat ist nur schwach von Neubildungen getrübt worden. Auch das Erz ist von Neubildungen zerfressen, die oft dendritisch in die Körner hineindringen. Sie bestehen zum grössten Teil aus grünem Amphibol, während Leukoxen nur sehr spärlich vorhanden ist.

Das Gestein führt ein wenig Quarz.

Südlich des Sees Naamanganjärvi, im östlichen Pudasjärvi, etwa 32 km von der NW-lichen Ecke der Karte I nach Norden hin, durchsetzen den älteren Granit auf den Bergen *Kotivaara* und *Multivaara* Diabasgänge, die an beiden Orten über ein halbes Kilometer nach mehreren Aufschlüssen verfolgt werden können.



Fig. 12. Metadiabas am Malkamaa, Pudasjärvi. Vergr. 34 ×, Nik. +.

Die Struktur des Gesteins ist in den beiden Gängen noch mehr von der Umwandlung beeinflusst als im letzteren Falle. Der Pyroxen ist zwar nicht ganz uralitisiert, sondern die mittleren Teile der Körner sind erhalten. Seine Zusammensetzung, nach dem Achsenwinkel beurteilt, nähert sich der des Diopsids. Der Plagioklas ist indessen sehr zersetzt und von Umbildungsprodukten getrübt. Seine Zusammensetzung ist jedoch Labrador, bis  $An_{60}$ . Das Erz ist auch sehr zerfressen und hat Anlass zur Bildung von Amphibol, Biotit und Leukoxen gegeben. Der gebildete Amphibol ist überhaupt beinahe farblos, nur an einigen Stellen blassgrün.

Am Süden des Berges Multivaara sind die Kontakte gegen den Granit aufgeschlossen. Der Diabas ist am Gangrande dicht. U. d. Mikroskop zeigt er eine filzige Verwachsung von farblosem Amphibol und Plagioklas.

In Kiviharju, östlich des Turpeisenvaara, durchsetzt eine grössere Intrusivmasse von einem ähnlichen Gestein die daselbst auftretenden Konglomerate. Die ophitische Struktur ist noch mehr verwischt, und jede Spur von Pyroxen ist verschwunden. Der Uralit ist jedoch farblos, und der Plagioklas ist Labrador,  $An_{53}$ . Es sind nur diese beiden letztgenannten Tatsachen, die dieses Gestein vom gabbroiden Metabasit unterscheiden.

Beim kleinen See Ohtalampi, nahe der nördlichen Grenze der Karte I, durchsetzt den Granit ein Gang, der am Rande so dicht wird, dass in ihm nur bei stärkster Vergrösserung eine filzige Struktur sichtbar wird, während der Mineralbestand unbestimmbar bleibt. In dieser Grundmasse liegen jedoch spärliche, 0.4—0.6 mm lange und 0.07—0.08 mm dicke Leisten von unverzwilligtem Plagioklas eingebettet. Ihre inneren Teile sind von Neubildungen, Epidot, Biotit und Amphibol eingenommen und nur ein schmaler Streifen am Rande ist frisch erhalten. Seine Lichtbrechung ist ein wenig höher als die des Kollolits. Ausserdem liegen in diesem Grundgewebe grössere und kleinere Porphyroblasten von blassgrünem Amphibol. Diese Randmodifikation geht sehr scharf in einen ganz gewöhnlichen amphibolreichen Metabasit über, der die inneren Teile des Ganges ausmacht.

Es liegt also kein Grund vor, diese Diabasgänge von der Metabasitformation als eine jüngere Altersgruppe zu unterscheiden. Die in verschiedenem Grade fortgeschrittene Uralitisierung ist wohl mit einer ungleichen Zusammensetzung des Pyroxens zu erklären, indem die diopsidischen Pyroxene nur durch Umsetzungen mit dem Plagio-

klas Umwandlungen zu Amphibol untergehen können, während beim Enstatitaugit eine Paramorphosenbildung möglich ist.

#### QUARZKERATOPHYR.

Der auf S. 42 beschriebene gabbroide Metabasit beim *L i e j e e n j o k i* geht neben dem Postwege in eine feinkörnige bis dichte Randmodifikation über. Zusammen mit dieser tritt als schlierenförmige Einschlüsse ein lichtbraunes Gestein auf, das mikroskopisch eine sehr feinkörnige, 0.007 mm-körnige, felsitische Grundmasse mit sehr spärlich auftretenden, rundlichen, 0.04—0.07 mm messenden Einsprenglingen von zwillingslamelliertem Albit mit ca 5 % An. Die Lichtbrechung der Grundmasse ist gleich der der Einsprenglinge und so gleichmässig, dass sie nur aus Albit zusammengesetzt sein kann.

Dieses Gestein ist von kleinen Rissen und Adern durchsetzt, die mit sehr feinkörnigen Karbonatmineralien ausgefüllt sind. Zum Teil kommt aber dasselbe Mineral auch in der Gesteinsmasse zerstreut vor.

Ca. 600 m nordöstlich des kleineren *S a l m i j ä r v i* steht in mehreren Aufschlüssen ein dichtes, leptitartiges Gestein an, in dem dunkle und lichtbraune Bänder abwechseln. An der Oberfläche ist das Gestein stellenweise porös, was offenbar durch eine Herauswitterung von Karbonatbestandteilen entstanden ist.

Die mikroskopische Struktur gleicht wesentlich der des oben beschriebenen Gesteins. Der Unterschied besteht darin, dass die Einsprenglinge hier zahlreicher auftreten und dass sowohl unter ihnen als auch in der Grundmasse Quarz erscheint, samt in der Abwesenheit von mit Karbonat gefüllten Rissen und Adern.

Die Albiteinsprenglinge erreichen in diesem Gestein viel grössere Dimensionen, bis zu 0.6 mm, aber auch hier ist ihre Gestalt rundlich oder fragmentartig, oft zerbrochen. Der Anorthitgehalt des Albits ist ca. 7 %. — Der Quarz ist sehr ungleichmässig verteilt und bisweilen schlierenförmig gruppiert. — Auffallend ist in diesem Gestein das Auftreten von stark grünem Amphibol ( $\alpha$  grünlich gelb,  $\beta$  blaugrün,  $\gamma$  blaugrün). Seine optischen Eigenschaften sind die folgenden:

$$\begin{aligned} \alpha &= 1.667 \text{ (ber.)} \\ \beta &= 1.680 \text{ »} \\ \gamma &= 1.685 \text{ (in Immersion best.)} \\ \gamma - \alpha &= 0.021 \text{ (best.)} \\ \gamma - \beta &= 0.005 \text{ (best.)} \\ c:\gamma &= 10^\circ \text{ (best.)} \\ 2V_\alpha &= 58.5^\circ \text{ (ber.)} \end{aligned}$$

Das Brechungsvermögen ist also bedeutend grösser als das der gemeinen Hornblende, zu der er sonst gehören könnte. Die Auslöschungsschiefe ist kleiner als im Hastingsit, von dem er sich auch durch den etwas grösseren Achsenwinkel unterscheidet. — Die übrigen Bestandteile sind: dunkelbrauner Biotit, grüner Chlorit, Karbonat und Ilmenit. Sowohl Biotit wie Chlorit sind mit dem Amphibol verwachsen.

Tab. VII. Quarzkeratophyr nordöstlich vom kleinen Salmijärvi, Puolanka.

	%	Mol.-Zahl	Norm	Mineralbestand
SiO <sub>2</sub> .....	65.27	10 824	Q..... 10.27	Quarz ..... 10.4
TiO <sub>2</sub> .....	0.69	86	Or .... 2.12	Albit (7% An) 70.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15.74	1 540	Ab .... 68.06	Hornblende.... 16.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2.23	140	An .... 5.80	Biotit ..... 2.0
FeO .....	3.17	441	<u>Σ sal 86.25</u>	Ilmenit..... 0.9
MnO .....	Spur	—		Apatit ..... 0.4
MgO .....	1.05	260	Di .... 5.15	<u>100.0</u>
CaO .....	2.74	488	Hy .... 3.07	
Na <sub>2</sub> O .....	8.02	1 294	Mt .... 3.24	Sp. Gew..... 2.71 ber.
K <sub>2</sub> O .....	0.36	38	Il..... 1.31	» » ..... 2.68 best.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.18	13	Ap .... 0.44	
H <sub>2</sub> O + .....	0.49		<u>Σ fem 13.21</u>	
H <sub>2</sub> O — .....	0.08		H <sub>2</sub> O ... 0.57	
	<u>100.02</u>		<u>100.03</u>	

CIPW-System III. 5.' 2. 5 (x).

Die Projektionswerte nach Niggli sind folgende:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
252	35.6	22.7	11.1	30.6	0.03	0.27	0.49

Aus diesem Gestein wurde von Mag. phil. L. Lokka eine quantitative Analyse ausgeführt, die in Tab. VII wiedergegeben ist. Die etwas ungewöhnliche Zusammensetzung geht daraus hervor, dass dem Gestein in der CIPW-Klassifikation wegen der Seltenheit ähnlicher Analysen, kein Subrang-Name zugehört. Eine Analyse von einem Quarzkeratophyr aus Epidauros, Griechenland, ist jedoch sehr gleich und unterscheidet sich von dieser nennenswert nur in der Kieselsäuremenge. Ihre Projektionswerte nach Niggli sind folgende:

si	al	fm	c	alk	k	mg
459	35.5	20.5	11	33	0.05	0.21

Andrerseits ist es nicht möglich eine bestimmte Grenze zwischen diesen Gesteinen und den auf S 46 beschriebenen Albitfelsen zu ziehen.

Etwas nördlicher, nahe dem Bache Härkäpuro, wird die Struktur immer deutlicher klastisch. Diese sind wohl pyroklastische Bildungen, die sich den Effusiven anschliessen. Dafür spricht auch der Umstand, dass feinkörniger Albitfels als Einschlüsse in Glimmerschiefer und in Konglomeraten in derselben Gegend angetroffen worden ist.

Östlich des Pihlaja v a a r a ist der Granitgneis von einem grauen, dichten Gestein durchbrochen. Die Korngrösse des Gesteins ist sehr ungleichmässig. In einer Grundmasse, die zum grössten Teil ähnlich der des oben beschriebenen Gesteins ist, liegen bruchstückartige, zerbrochene Körner von Albit und Quarz. Zum Teil tritt der Quarz auch in der Grundmasse auf. Die grösseren Albitkörner haben die Zusammensetzung  $Ab_{90}An_{10}$  und, nach der Lichtbrechung zu schliessen, ist die Grundmasse gleich zusammengesetzt. Das Gestein ist von kreuz und quer gehenden Spalten durchzogen, die mit Chlorit bekleidet sind, sodass die Struktur des Gesteins als kakiritisch zu bezeichnen ist.

Zusammen mit diesem Gestein tritt ein für das blosse Auge ebenso dichtes, dunkles Gestein. Die Mikrostruktur dieser Modifikation ist brekzienartig: grössere zerbrochene und z. T. mit Zersetzungsprodukten besetzte Albitindividuen sind mit splitterförmigen Quarzkörnern vermengt und von Turmalin und Biotit durchdrungen. Die ganze Masse ist von Spalten durchzogen, die mit Chlorit, Biotit, Turmalin und Karbonatmineralien ausgefüllt sind und sich aneinander schmiegen. Der Turmalin ist schmutzig grün und ist aus den Spaltenwänden in das Gestein hineingewachsen.

Diese letztere Felsart kann aus dem Granitgneis durch Mylonitisierung und Metasomatose entstanden sein und der Kataklastizität des umgebenden Granitgneises (Taf. I Fig. 2,) sowie die auch in ihm beobachteten Turmalinbildungen deuten auf dasselbe hin. Die Turmalinisierung hat sich wahrscheinlich in Zusammenhang mit dem Ausbruch des Quarzkeratophyrs abgespielt.

Den eben beschriebenen Gesteinen ähnliche Keratophyre kommen noch an mehreren Stellen, sowohl im Kirchspiel Puolanka als auch in Paltamo vor.

#### ENDOMORPHE UND EXOMORPHE KONTAKTERSCH EINUNGEN.

##### Schieferähnliche Modifikationen.

Es ist schon früher davon die Rede gewesen, dass der Metabasit randlich oft in eine schiefrige Modifikation übergeht. Im beschriebenen

Falle, betreffs des Quergangs im Quarzit auf dem Pihlajavaara (S. 35), ist dieser Übergang eingehender erörtert worden. Aus dieser Erwägung wurde der Schluss gezogen, dass die Erscheinungen am Kontakte sich auf die nachträgliche Metamorphose beziehen, wobei Kali vom Nebengestein empfangen worden ist. Die ursprüngliche, dichtere Struktur des Ganggesteins an seiner Grenze hat wohl auch dabei eine massgebende Rolle gespielt, Umwandlungsreaktionen erleichternd.

Ähnliche Randmodifikationen sind auch an den Rändern der grösseren Massive sehr allgemein vertreten. So sind sie mehrmals an den Kontakten des grossen Metabasitmassivs östlich des Gehöftes Pääkkö angetroffen worden (S. 47). Dabei hat sich aber oft ein abweichender, garbenschieferähnlicher Typus mit Garben aus Amphibol entwickelt. Der Gang der Veränderung im Mineralgehalt ist aber der gleiche gewesen. Das Zunehmen des Quarzgehaltes geht parallel mit dem des Biotits vor sich, indem der Amphibol dabei zurücktritt und in langgezogenen Prismen erscheint.

Diese Erscheinung ist wohl in derselben Weise zu deuten wie die vorige.

#### Adinolbildung.

Am westlichen Abhange des Lukkarinvaara durchsetzt der Metabasit den Quarzit, wie dies schon früher erwähnt wurde (S. 51). Die Struktur des ersteren ist noch deutlich ophitisch, obgleich die Umriss der Feldspatsleisten sehr zerfressen sind. Der Feldspat ist selten nach dem Albitgesetz verzwillingt und mit Einschlüssen von Zoisit und Epidot bis nahe zur Hälfte gefüllt. Er hebt sich nicht bedeutend vom Kollolith ab und hat im Schnitte  $\perp$  PM eine Auslöschungsschiefe von  $12^\circ$ . Seine Zusammensetzung ist also  $Ab_{93}An_7$ . Der schwachgefärbte Amphibol kommt in rundlichen und fetzigen Individuen vor. Die Erzkörner haben oft eine rhomboedrische Ausbildung und sind gewöhnlich von einer dünneren oder dickeren Schale von Leukoxen umgeben, der gelegentlich in der Form von geraden dünnen Lamellen, im allgemeinen aber als unregelmässige, verzweigte Schlingen in das Erz hineindrängt (Fig. 7).

Der durchsetzte Quarzit ist für das blosse Auge sehr dicht, etwas glimmerhaltig und hat eine grünliche Farbe. Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass dieses Gestein hauptsächlich aus unregelmässig geformten, nur teilweise verzwillingten Körnern von Albit und einer serizitreichen Zwischenmasse besteht. Dem Albit ist nur eine untergeordnete Menge von Quarzkörnern beigemengt. Lagerweise kommen sie jedoch etwas reichlicher vor. Der Albit ist fast frei von Anorthit-

substanz, enthält aber sehr spärliche Einschlüsse und gleicht in dieser Hinsicht nicht dem Feldspat des Granitgneises. Da der Quarz ausserdem in gewissen Lagern ganz und gar fehlt, ist es wahrscheinlicher, dass der Albit in diesem Quarzit nicht primär, sondern bei der Kontakteinwirkung des Metabasits entstanden, und das Gestein folglich als eine Art Adinolbildung zu bezeichnen ist. Nach dem geringen Quarzgehalt zu schliessen, ist das ursprüngliche Gestein ein Serizitschiefer gewesen.

Diese Erscheinung scheint jedoch keine allgemeine zu sein, denn sie ist ausser diesem Vorkommen nur auf einer anderen Stelle, nämlich auf dem Ruunakangas nahe vom Korpisenjärvi, beobachtet worden. Im allgemeinen scheint die Kontaktwirkung der Metabasite auf das Nebengestein von sehr geringer Bedeutung zu sein.

Bei der Besprechung der Erscheinungen an den Kontakten der Metabasite muss noch an die mylonitischen Bildungen erinnert werden. Wir haben früher Übergänge von Granitgneis zu Myloniten beschrieben. Oft ist es aber sehr schwer zu bestimmen, ob der Mylonit aus Granit oder aus Metabasit oder Keratophyr hervorgegangen ist, und in einigen Fällen ist es sogar wahrscheinlicher, dass Granitgneis das Ausgangsgestein gewesen ist (S. 60). Solche Gesteine können bei makroskopischer Betrachtung als ursprünglich dichte Grenzmodifikationen angesehen werden.

#### MINERALGÄNGE.

Mineralgänge stellen in der karelischen Metabasitformation eine sehr gewöhnliche Erscheinung dar. Solche in Aunus (Onega) vorkommende Gänge sind von Eskola in reichlicher Mannigfaltigkeit beschrieben worden.<sup>1</sup> Ihr Vorkommen in Karelilien ist von Frosterus bereits früher hervorgehoben worden. Auch in Kainuu haben sie dieselbe Bedeutung. In diesen fernen Gegenden haben sie jedoch trotz ihrer Erzführung keine solche Aufmerksamkeit auf sich gelenkt wie in der Nähe besserer Verkehrswege. In Ermangelung von Schürfungen können daher die Mineralgänge von Kainuu nicht so eingehenden Studien unterzogen werden, wie sie z. B. von Eskola in Aunus unternommen wurden. Schürfungsarbeiten sind nur an einer Stelle

<sup>1</sup> P. Eskola, En förekomst av sulfidisk kopparmalm i kvartsit vid Onegasjön. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 40, 1918, S. 863.

— —, On the Petrology of Eastern Fennoscandia. I. The Mineral Development of Basic Rocks in the Karelian Formations. Fennia 45, N:o 19, 1925, S.

unseres Gebietes, auf dem Ruunakangas, ca. 2 km östlich vom Korpi-senjärvi in Pudasjärvi, und an einer Stelle weiter nördlich, am nördlichen Strande des Inattijärvi, 7 km nördlich von der Poststrasse Oulu—Kuusamo ausgeführt worden.

Es kann jedoch vielleicht nicht auf die unvollständige Kenntnis von der Mineralführung dieser Gänge zurückgeführt werden, dass sie in Anbetracht ihrer Zusammensetzung viel einförmiger erscheinen als die obenangeführten.

Das Auftreten dieser Mineralgänge ist sehr unregelmässig. Deutliche Gangspalten sind selten. Am gewöhnlichsten trifft man schlierenartige Bildungen in den albitreichen Modifikationen und brekzienartige Zerreibungszonen in den anderen Gesteinen an. Die grössten Hohlräume sind von rötlichem, spatigem Kalzit eingenommen, während der Quarz hier eine geringere Rolle spielt als in der Pielisjärvi-Gegend.

Der Kiesgehalt besteht gewöhnlich bloss aus Kupferkies, nur in seltenen Fällen ist daneben Pyrit vorhanden. Weder Bornit noch Chalkosin sind beobachtet worden.

Zu den erwähnten Gangarten gesellen sich gelegentlich Chlorit und Tremolit.

Eine selbständige Ganggruppe scheinen die offenen Spaltengänge mit aufgewachsenen Kristallen von Quarz, Albit und Hämatit zu bilden. Neben dem Flusse Liejeenjoki, westlich der Poststrasse, hat eine intensive Bildung von schwarzem Turmalin stattgefunden. Über die Turmalinbildung östlich des Pihlajavaara siehe S. 60.

#### GENETISCHE BEDINGUNGEN.

Die genetischen Bedingungen der Metabasitformation können nur zum Teil beleuchtet werden. Die Struktur der gabbroiden Metabasite dürfte am besten einer intrusiven Entstehungsweise entsprechen. In der Tat ist wenigstens ein Teil der Metabasite auch ihrer geologischen Erscheinungsform nach intrusiv, indem sie die Quarzite und den Granitgneis deutlich durchsetzen, z. B. auf dem Pihlajavaara und auf dem Jaurakkavaara (S. 39 u. 53). Das geologische Auftreten deutet aber bei der Mehrzahl der Metabasitvorkommen auf eine effusive Bildungsweise hin, und an einigen Stellen überzeugen uns die agglomeratischen Bildungen oder andere Erscheinungen von einer solchen Entstehung. Solche Fälle haben wir von folgenden Stellen erörtert: östlich des Pääkkö (S. 47), südlich des Honkavaara (S. 52), am östlichen Abhange des Lukkarinvaara in Puolanka (S. 50) samt des Lammasvaara (S. 47) und des Turpeisenvaara (S. 39), in Pudasjärvi. In

Verbindung mit diesen Bildungen stehen aber an allen diesen Stellen Metabasite an, deren Strukturen sich nicht erheblich von denen der Intrusive unterscheiden. Darüber kann man sich z. B. an der erstgenannten Stelle leicht überzeugen. Darum können sie auch in ihrer weiteren Erstreckung effusiv sein. Da jedoch eine Metabasitformation innerhalb der Glimmerschieferformation bekannt ist, kann man nicht behaupten, dass alle die hier behandelten Vorkommen älter wären, als die Glimmerschieferformation, obgleich es betreffs der Mehrzahl zutreffen dürfte.

Welche Bildungsweise besonders gabbroiden Typen zuzuschreiben ist, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Ihre gabbroide, oft mittelkörnige Struktur spricht dafür, dass sie intrusiv in den Quarziten und Schiefen sind. Im Verhältnis zu den Quarziten steht auch das Auftreten der Metabasite damit in gutem Einklang. So weit aber die Kontaktverhältnisse der Metabasite gegen den Glimmerschiefer haben studiert werden können, deuten sie darauf hin, dass erstere älter sind als letztere. Jedoch haben wir keine Beweise für eine erhebliche Abtragung zwischen den beiden. Die Metabasite haben sehr spärliches Geröllmaterial zu den Konglomeraten geliefert und noch seltener sind solche Ablagerungen, die man nach einer Abtragung eines so erzeichen Gesteins als Restsedimente erwarten möchte. Als letztere kann man nur die im Beginn erwähnten (S. 12) magnetitreichen aber unbedeutenden Bildungen beim Gehöft Haapala am südlichen Ende des Kivesvaara in Paltamo erklären, zu denen wir später noch zurückkommen werden.

## DIE AMPHIBOLIT-SERPENTINSTEINFORMATION.

### AUFTRETEN.

Einer Zone entlang, die sich durch das Kirchdorf Puolanka ungefähr in nord-südlicher Richtung hinzieht, finden wir eine Reihe von Serpentin- und Amphibolitvorkommen, die in Zusammenhang mit einander auftreten. Jedes Vorkommen besteht aus einem einzelnen oder einer Gruppe von Felsen, die nach dem Streichen des Glimmerschiefers geordnet sind.

Auch die einzelnen Vorkommen sind nach dem Streichen des Glimmerschiefers gereiht, sodass die ganze Zone aus zwei solchen Reihen besteht, deren eine durch das Kirchdorf Puolanka hindurchzieht und die andere ein Stück westlicher. An allen Stellen, wo der umgebende Glimmerschiefer aufgeschlossen ist, gehört er einem granat- und staurolithführenden Typus an, der nur in dieser Zone

auftritt. Auch das isolierte Vorkommen in Pudasjärvi, 2 km westlich des Jaurakkajärvi, ist an eine ähnliche Felsart geknüpft. Das nähere geologische Verhalten der Amphibolite und Serpentinsteine zum Schiefer hat nicht eingehender studiert werden können, weil der Kontakt immer bedeckt ist. Am besten ist er bei einem kleinen Wasserfalle Paasikoski, ca. 18 km nördlich vom Kirchdorf Puolanka, aufgeschlossen. Gegen den dort auftretenden gneisigen Schiefer geht der Serpentinstein in Chloritschiefer über.

Weiter ist es fraglich, welche stratigraphische Stellung der Serpentinstein in der Lagerfolge der Glimmerschieferformation einnimmt. Wie wir aber weiter in dieser Abhandlung näher dartun werden, ist es wahrscheinlich, dass die Schieferformation bei dem Kirchdorfe antiklinal aufgewölbt ist, sodass hier die untersten Abteilungen aufgeschlossen sein dürften. Es ist aber unsicher, ob diese Amphibolite zu derselben Eruptionsperiode gerechnet werden können, wie die oben behandelten die Glimmerschieferformation unterlagernden Metabasite. Ungeachtet dessen wollen wir sie in diesem Zusammenhange erörtern.

#### AMPHIBOLIT.

Der Amphibolit ist, infolge der starken Metamorphose, der die Gesteine dieses Gebietes, in Folge der Nähe des durchsetzenden Granits, unterzogen sind, stark umgewandelt. Die den oben beschriebenen Metabasiten gänzlich fehlende, granoblastische Struktur ist hier oft schön entwickelt, und wo noch Spuren von dem ursprünglichen Gefüge vorhanden sind, sind sie stark verschleiert.

Typisch granoblastische Ausbildung weist der Amphibolit vom Kirchdorfe Puolanka, beim Bache Törisevämpuro, auf. Seine Korngrösse ist jedoch etwas ungleich. Der Durchmesser der Plagioklaskörner wechselt von 0.14 bis 1.2 mm, und der des Amphibols von 0.42 bis 0.8 Breite und 1.7 Länge. Ausser diesen Bestandteilen treten nur unbedeutende schwarze Partikel von Erz auf. Die grösseren Plagioklaskörner zeigen Zwillingsbildung nach dem Albit-, oft auch nach dem Periklingesetz, kleinere Körner sind aber unverzwilligt. Die Auslöschungsschiefe  $\perp$  PM beträgt  $28.5^\circ$  und die Zusammensetzung des Plagioklases also  $Ab_{46}An_{54}$ . Der Amphibol ist von schmutziggrüner Farbe und hat den gewöhnlichen Pleochroismus. Optische Eigenschaften:  $c:\gamma = 16^\circ$ ,  $\gamma - \alpha = 0.027$ . Die an verschiedenen Körnern ausgeführten Bestimmungen von  $\gamma - \beta = 0.010$  und  $\beta - \alpha = 0.015$  stimmen nicht mit  $\gamma - \alpha$  überein, was dafür spricht, dass der Achsenwinkel wechselnd ist. Die im Querschnitte sichtbare Achse zeigt eine starke Dispersion mit  $\rho > r$ , die andere eine undeutliche.

## KONTAKT ZWISCHEN AMPHIBOLIT UND SERPENTINSTEIN.

Der Kontakt gegen den Serpentinsteine ist niemals vollkommen aufgeschlossen angetroffen worden. An der Grenze erscheinen aber immer lichte Tremolitfelse oder Tremolitschiefer, die allmählich serpentinführend werden und in Serpentinsteine übergehen. Der Tremolit ist vollkommen farblos und stimmt mit dem in den Serpentinsteinen auftretenden Amphibol, den wir später besprechen werden, überein. Die Verwachsung ist wirrfilzig, mit hie und da auftretenden gröbereren Stengeln.

Beim Bache Törisenpuro, 1 km nordwestlich des Kirchdorfes Puolanka, stehen die Felsen von Amphibolit in einem Abstände von nur einigen Metern von dem Tremolitschiefer ab. Der Amphibolit ist kreuz und quer von dünnen Adern mit weissem Feldspat durchzogen, während in den Maschen ein lichtgrüner, nadeliger Tremolit den dunkleren Amphibol verdrängt. Gleichzeitig scheint auch der Feldspat in den Maschen abzunehmen.

## SERPENTINSTEIN.

Der Serpentinsteine ist ein schwarzes, dichtes Gestein mit vollkommen massigem Aussehen. An der Tagesoberfläche ist eine lichtbraune Verwitterungskruste ausgebildet. Das Gestein ist kreuz und quer von mit Karbonaten ausgefüllten Rissen durchzogen; die Karbonate haben darum in der verwitterten Oberfläche zur Bildung von tiefer ausgelösten Rinnen Anlass gegeben. Bisweilen trifft man in diesen Rissen linsenförmige Aussonderungen von Magnetit an.

Die Serpentinsteine sind sehr selten rein. Sie sind öfters von wirrfaserigem Amphibol durchwachsen, der sogar zuweilen überhand nimmt, sodass das Gestein, wie oben erwähnt, gegen den Amphibolitkontakt in reinen Tremolitfels übergeht. Ausser diesen Bestandteilen kommen in kleineren Mengen Magnetit, Chlorit und Karbonat vor.

Der Serpentin weist eine Maschenstruktur auf, mit  $\gamma$  in der Längsrichtung der Faser, während die Maschen beinahe isotrop sind. Sein Brechungsvermögen ist unbedeutend niedriger als  $\alpha$  des Chlorits. Die Fasern sind gewöhnlich farblos, die Maschen grünlich gelb.

Der ganz farblose Amphibol ist stengelig ausgebildet und liegt entweder einzeln im Serpentin oder zu Bündeln gruppiert. Er ist jedoch nicht in den Serpentin hineingewachsen, sondern von diesem zerfressen, indem er sowohl den prismatischen Spaltungsrissen des Amphibols entlang wie auch in die Querbrüche desselben eingedrungen

ist (Taf. II Fig. 7) und ihn zum Teil aufgelöst hat, sodass manchmal von ihm nur zerstreute, aber gleichorientierte Reste zurückgeblieben sind (Fig. 13). Augenscheinlich hat sich der Serpentin also auf Kosten des Amphibols gebildet. Aus den optischen Eigenschaften des letzteren geht jedoch hervor, dass er zur Serie Tremolit-Aktinolith gehörig ist. Sein Berechnungsindex ist nach Bestimmungen an Amphibolen aus verschiedenen Vorkommen folgender:

$$\begin{aligned} \gamma &= 1.670-1.635 \\ \text{Doppelbrechung } \gamma - \alpha &= 0.030 \\ \beta - \alpha &= 0.012 \end{aligned}$$

Der Chlorit ist farblos, mit dick tafelförmigen Formen. Seine Auslöschung ist schief,  $e:\gamma = 5^\circ$ , wodurch eine Zwillingsbildung nach der Basis hervortritt. Doppelbrechung  $\gamma - \alpha = 0.005$ , optischer Charakter positiv. Der Achsenwinkel, mit Amici-Bertrand'scher Linse und Okularmikrometer bestimmt, ist  $2E = 66^\circ$  und ( $\beta = 1.68$  angenommen)  $2V = 38^\circ$ .

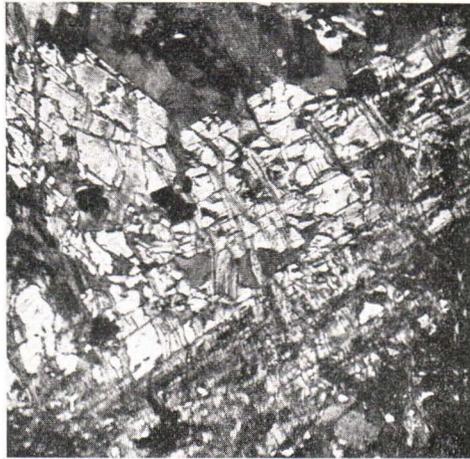


Fig. 13. Serpentinisierter Tremolit in Serpentinstein. Repokallio, Aittovaara, Poulanka. Vergr. 40  $\times$ , Nik. +.

Der Magnetit ist in grösseren und kleineren, aber unregelmässig geformten Körnern durch die ganze Serpentinmasse hindurch zerstreut. Sie sind oft zerdrückt und die Teile etwas von einander entfernt oder gegen einander verschoben. Er weist niemals die Lamellenstruktur der Ilmenite auf, die das Erz der Metabasite so oft charakterisiert.

Auch der karbonatische Bestandteil ist, wie aus Taf. II, Fig. 8 hervorgeht, vom Serpentin verdrängt worden, weil er manchmal in zerfressenen, aber in gleicher Weise orientierten, Individuen auftritt.

#### ENTSTEHUNG DES SERPENTINS.

Aus den mitgeteilten Beobachtungen dürfte hervorgehen, dass der Serpentin auf Kosten sowohl von Tremolit als auch von Karbonat (Dolomit) gebildet ist. Es ist einleuchtend, dass in solchem Falle eine

gründliche Änderung in der chemischen Zusammensetzung des Ursprungmaterials stattgefunden hat, während welcher jedenfalls grosse Mengen Calcium abgegangen sind. Wir haben also keinen Grund, aus der jetzigen Zusammensetzung dieser Bildungen auf ihr Ursprunggestein zu schliessen. Viel wahrscheinlicher ist es, dass sie ihre Entstehung so weitgehenden metasomatischen Prozessen verdanken, dass dadurch eine wesentliche Veränderung in der chemischen Zusammensetzung des Gesteins hervorgerufen worden ist.

Weil die Serpentinsteine immer in Zusammenhang mit den gabbroiden Amphiboliten auftreten, scheint ihr Ursprung im Lichte der beschriebenen Tatsachen so zu verstehen zu sein, dass der Feldspatbestandteil aus einem Diabas oder Gabbrogestein ausgelaugt und die femischen Komponenten serpentinisirt worden sind. Unter welchen Umständen dieses stattgefunden hat, kann aber nicht durch Beobachtungen an den spärlichen Aufschlüssen festgestellt werden.

In diesem Zusammenhange kann jedoch angeführt werden, dass der Serpentinstein, der im südlichen Pudasjärvi, 4 km westlich vom Jaurakkajärvi, in unmittelbarem Kontakte mit einem kleinen Pegmatitmassiv steht, Olivin und Hypersten führt. Das letztere Mineral tritt in grossen ellipsoidischen Individuen mit einem Durchmesser von bis zu 4 cm auf, in den peripherischen Teilen von grünen Amphibolnadeln durchwachsen. Man kann also die Serpentinisierung des Amphibolits nicht als von Granit beeinflusst auffassen.

## MIT DEN GLIMMERSCHIEFERN VERBUNDENE QUARZITE.

### VERBREITUNG.

Oben haben wir gesehen, dass sich die kainuische Quarzitformation, als eine typische Reihe von Quarziten und Quarzserzitschiefern charakterisieren lässt. Die Natur der übrigen Quarzitformationen ist, im allgemeinen betrachtet, von viel komplizierterer Art. Wollten wir auch für die zu diesen gehörigen Quarziten irgendwelche charakteristische Züge angeben, so stellte sich die Sache sehr schwierig. Es kommen Typen vor, die leicht, andere aber, die garnicht von den beschriebenen Quarziten unterschieden werden können. Darum ist es manchmal sehr schwer, eine genaue Grenzlinie zwischen den beiden Formationen in den Gegenden, wo keine basalen Bildungen angetroffen worden sind, zu ziehen.

Im grossen ganzen haben auch die zu dieser Formation gehörenden Quarzite besondere Gebiete eingenommen, in welchen das Auftreten der Tonschieferfazies sehr eingeschränkt ist. Ein solches

Quarzitgebiet treffen wir in der hohen, bergigen Gegend auf beiden Seiten der Grenze zwischen Puolanka und Pudasjärvi an (im nördlichen Teil der Karte I). Ein zweites Gebiet gleicher Art befindet sich im Kirchspiel Paltamo, nördlich vom Oulujärvi (südlich ausserhalb der Karte I). Im letztgenannten Gebiete kommen jedoch wahrscheinlich auch die kainuuischen Quarzite in nicht unbedeutender Menge vor, man hat sie aber nicht von den anderen unterscheiden können, weil sie einander so vollkommen gleichen. Die z. B. auf dem Kivesvaara angetroffenen Quarzitkonglomerate sprechen ja dafür, dass hier zwei Formationen einander diskordant überlagern.

Ausser in diesen ausgedehnten Quarzitgebieten, kommen Quarzite oft als Einlagerungen in der unteren Abteilung der Glimmerschiefer vor. Auf der früher veröffentlichten Karte habe ich in der Salmijärvi-Gegend ein fortlaufendes Lager von Quarzit unter der Glimmerschieferformation wiedergegeben. Dieser rötliche, feldspathaltige Quarzit ist früher, S. 29, beschrieben worden. Da nordöstlich von dem kleineren Salmijärvi-See, auf der östlichen Seite des Quarzits, eine mächtige Zone von den für die Glimmerschieferformation typischen Konglomeraten bekannt war, wurde der Quarzit zu dieser Formation gerechnet. Eine nähere mikroskopische Untersuchung hat aber ergeben, dass dieser Quarzit die am kräftigsten entwickelte tektonoblastische Struktur besitzt, und darin einem besonderen Typus der kainuuischen Quarzite gleicht, während die Grundmasse des nebenliegenden Konglomerates keine Spur davon aufweist, sondern deutlich klastisch ist. Bei einer späteren Revision hat es sich ausserdem weiter gezeigt, dass dieses Quarzitlager vom Konglomerate durch einen Streifen von Gneisgranit getrennt ist, in den der Quarzit mit den für den kainuuischen Quarzit gewöhnlichen groben, serizit-haltigen Zwischenstufen übergeht. Dieser Quarzit ist schon oben (S. 29) der kainuuischen Formation zugerechnet worden.

#### BASALE BILDUNGEN.

##### Konglomeratbildungen im südöstlichen Pudasjärvi.

Nordöstlich vom Berge Jaurakkavaara haben wir im Quarzit an verschiedenen Stellen bis zum Jaurakka-See, und noch NE von diesem, Einlagerungen von pelitischen Schiefern, in denen sich die Sohlenrichtung der Schichten ähnlich wie die der Bändertone beurteilen lässt. Von solchen Stellen sind die östliche Böschung der Höhe Kopsu und mehrere Vorkommnisse auf dem Honkajylkky, beide südlich des Jaurakkajärvi, zu nennen. An jeder dieser Stellen kommen

wir zu dem Schluss, dass der Ablagerungsboden im Nordosten zu suchen ist.

Am nordöstlichen Strande des Jaurakkajärvi erhebt sich der Turpeisenvaara. In ihm sehen wir den Quarzit nach Nordosten zu allmählich gröber und zum Schluss konglomeratisch werden. Die Gerölle bestehen ausschliesslich aus Quarz, sind gut gerundet und überrreffen im allgemeinen nicht die Grösse einer Faust. Ihre Zwischenmasse ist reich an gelblichem Serizit.

An der nordöstlichen Seite des Berges ist das Felsengerüst von Moräne bedeckt, aber beim kleinen See Valkeaislampi sind grosse



Fig. 14. Aussicht vom Berge Korkeakangas gegen Jokijyrkkä hin (in der Mitte des Bildes). Im Hintergrunde der Turpeisenvaara.

hauptsächlich aus Konglomerat bestehende Geschiebe in reichlichen Mengen angetroffen worden. Die Gerölle dieses Konglomerats sind gut gerundet und so schwach zementiert, dass sie sehr leicht losgerückt werden können. An solchen isolierten Geröllen sieht man jedoch sehr oft, dass sie zerdrückt, die Teile gegen einander etwas verschoben und dann sehr fest zusammengeskittet worden sind. Die Gerölle bestehen sowohl aus Granitgneis als auch aus einem frischen, rötlichen Aplit oder aus Pegmatit, die den Granitgneis östlich hiervon in reichlicher Menge durchsetzen, (S. 18). Das Zement des Konglomerats besteht aus einem dunklen Gemenge von Feldspat, Quarz, Chlorit, Biotit und braunem Pigmentstoff.

Das Konglomerat auf dem Turpeisenvaara weist gelegentlich eine deutliche Lagerung auf, die nach NNW streicht. In derselben

Richtung zieht sich in den nacheinander folgenden Höhen Kiukaanvaara und Tolpanvaara, eine unmittelbare Fortsetzung dieser Konglomeratformation, deren Länge dadurch wenigstens 12 km misst, hin.

Östlich vom Tolpanvaara, auf einem Moränenrücken, genannt Vihantaselkä, befindet sich ein Konglomerat, in dem Gerölle von frischem Granit in einem dunklen an Feldspat reichen Zement eingebettet sind. Auf dem Tolpanvaara sind die Granitgerölle jedoch sehr unscharf gegen den Zement begrenzt und sie verschwinden, man kann sagen, »lösen sich« allmählich nach Westen hin auf. Dieser Umstand, aus dem hervorgeht, dass diese Formation, nach ihrer

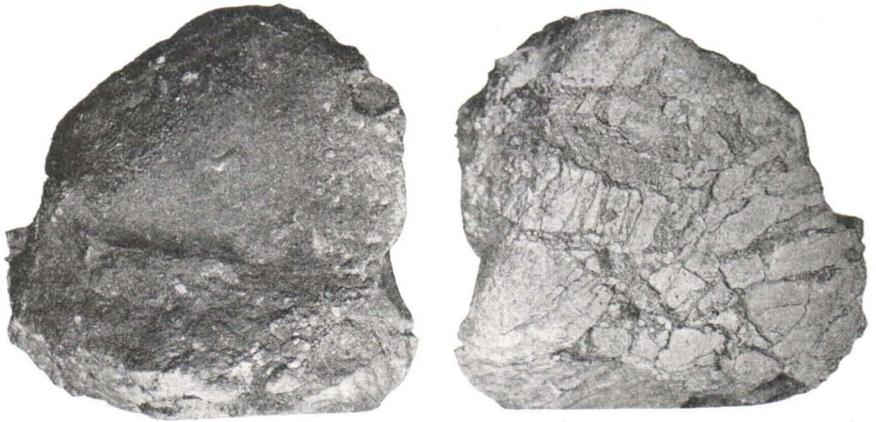


Figg. 15 u. 16. Konglomerat am Jokijyrkkä beim Korpisenjärvi, Pudasjärvi.

Ablagerung, einer tiefgreifenden Verwitterung unterworfen war, gibt uns eine Erklärung dafür, warum nur Quarz als Gerölle in den oberen Teilen der Konglomeratbildung angetroffen wird. Zugleich erklärt sich auch der Ursprung des Serizits in der Zwischenmasse. Er ist offenbar durch Auskristallisation aus den tonerreicheren Verwitterungsprodukten der feldspatigen Bestandteile entstanden.

Aus der Abrundung der Gerölle, aus der zuweilen deutlich hervortretenden Schichtung des Quarzits und schliesslich aus den auf dem Tolpanvaara angetroffenen Tonschieferinlagerungen kann man jedoch schliessen, dass diese Bildung keine Ablagerung von in situ gebildetem Verwitterungsschutt darstellt. Sie hat sich zweifellos im Wasser abgesetzt, und die ursprüngliche Sohlenrichtung der Schichten ist nun nach Nordosten gewendet. Später aber ist die Sedimentformation während längerer Zeit einer durchgehenden Verwitterung ausgesetzt gewesen.

In nordwestlicher Richtung wird die Fortsetzung der Formation von jüngeren Granitintrusionen abgeschnitten, und auch das südöstliche Ende entzieht sich der Verfolgung, weil der Felsgrund unter die quartären Ablagerungen der breiten Talbildung, in welcher die Seen Korpisenjärvi und Jaurakkajärvi liegen, taucht. Auf der südlichen Seite des erstgenannten Sees, auf der direkten Fortsetzung der Konglomeratzone, erhebt sich jedoch ein vereinzelt stehender Hügel, der *Jokijyrkkä*. An allen seinen Abhängen steht ein Konglomerat an, das in hohem Grade von allen bekannten, zum Grundgebirge gehörigen Konglomeraten abweicht. Und zwar scheint es sich so



Figg. 17 u. 18. Ein zerbrochenes Geröll aus dem Jokijyrkkä-Konglomerat. Verklein. 25 ×.

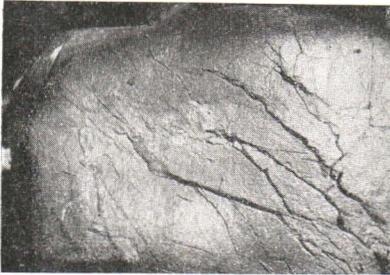
wenig verändert zu haben, dass man geneigt gewesen ist, ihm im Verhältnis zu seiner Umgebung ein bedeutend jüngeres, jatulisches oder vielleicht noch jüngeres, Alter zuzuschreiben.<sup>1</sup>

Sowohl die Oberfläche der Gerölle als grösstenteils auch der Zement sind von rotbrauner Farbe. Die Gerölle sind vollkommen gerundet und so locker eingebettet, dass man mit einem Hammerschlag grosse Partien des Gesteins zum Herabstürzen bringen kann. Dabei lösen sich die Gerölle vom spärlichen Zement ab (Figg. 15 u. 16).

Die Gerölle bestehen gewöhnlich aus reinem, seltener aus serizit-haltigem, feinkörnigem, teilweise deutlich klastischem Quarzit von weisser oder rötlicher Farbe. Eine Eigenschaft der Gerölle fällt aber besonders auf. Sie sind öfters zerklüftet, oft nach parallelen Ebenen

<sup>1</sup> J. J. Sederholm, Explanatory notes to accompany a geological sketch-map of Fenno-Scandia, S. 11 und Fig. 4. Helsinki 1908.

hin, und ihre Teile einige Millimeter gegeneinander verschoben. Man kann sogar sehen, dass die auslaufende Ecke des einen Gerölles in ein anderes hineingedrückt worden ist. Letzteres ist in unzählige Stücke zerbrochen, zwischen welche Zementmaterial geraten ist, darauf hat es sich aber so fest zusammengekittet, dass das Geröll als ein ganzes abgedeutert werden kann (Figg. 17 u. 18). Die Gerölle können eine bedeutende Grösse, bis zu 1 m im längsten Durchmesser erreichen, aber auch die grössten sind von ebensolchen Klüften, wie sie das Bild, Fig. 19, aufweist, durchsetzt. Diese können unmöglich als ursprünglich, nicht einmal als durch primäre Risse entstanden, betrachtet werden, denn die Blöcke müssen sehr fest gewesen sein, um sich so vollkommen abrunden zu lassen. Das Jokijyrkkä-



Figg. 19 u. 20. Zerklüftete Gerölle aus dem Jokijyrkkä-Konglomerat.  
Das eine misst  $75 \times 60 \times 40$  cm.

Konglomerat ist also einer erheblichen Stresswirkung unterworfen gewesen und gleicht in dieser Hinsicht dem erwähnten Konglomerat von Valkeaislampi (S. 70).

Der Zement tritt in jenem Konglomerat so spärlich auf, dass die Gerölle einander direkt berühren. Daher ist es unmöglich, in dieser Formation irgend welche Lagerung wahrzunehmen. Wie gesagt, ist der Zement öfters rostbraun, aber es kommen auch farblose Partien vor.

Die mikroskopische Struktur des Zementes ist kristalloblastisch, die gröberen, oft scharfkantigen Körner berühren aber einander nicht immer, sondern sind von einer feinkörnigen Zwischenmasse von Quarz und Serizit umgeben, an welche sie mit verzahntem Rande grenzen. Auch da, wo die gröberen Körner zufällig zusammenstossen, ist die Grenzlinie verzahnt. In der Zwischenmasse nimmt man eine Schieferung wahr, aber sie hat keine bestimmte Richtung.

Das isolierte Auftreten des Jokijyrkkä-Konglomerates ist bereits

hervorgehoben worden. Dadurch haben sich seine geologischen Verhältnisse einer direkten Beobachtung entzogen, und können wir in dieser Hinsicht nur gewisse Folgerungen ziehen. Wie wir gesehen haben, ist dieses Konglomerat auf der direkten Fortsetzung einer Konglomeratzone von mindestens 12 km Länge und 2—3 km Breite gelegen und 5 km von dem nächsten anstehenden Konglomerat entfernt. Als zweite Tatsache können wir erwähnen, dass um den Jokijyrkkä herum auffallend viel Blöcke von demselben Schlammstein, der das Konglomerat auf dem Tolpanvaara zwischenlagert, auftreten. Wenn der Schlammstein sich nicht in unmittelbarer Nähe anstehend befände, so wäre es nicht verständlich auf welche Weise er sich hier



Fig. 21. Granoblastischer Quarzit als Zwischenlager im Jokijyrkkä-Konglomerat. Vergr. 12  $\times$ , Nik. +.

in solchem Masse hätte anreichern können. Und schliesslich ist wohl aus der Beschreibung des Konglomerates hervorgegangen, dass sein nicht-metamorphes Aussehen nur eine scheinbare Erscheinung ist, und dass es in Hinsicht auf Metamorphose keineswegs dem Konglomerat vom Valkeaislampi nachsteht. Guten Beleg hierfür gibt auch ein auf dem Jokijyrkkä gemachter Blockfund, in dem das Konglomerat mit gewöhnlichem Aussehen von einer glasigen Quarzitschicht zwischengelagert war (Fig. 21). Die lockere Struktur muss sich anders erklären lassen, und zwar können wir sie in erster

Linie einem karbonatischen Bestandteil zuschreiben, der bei seiner Auflösung auch die Fällung von Eisenoxyd, von dem die braune Färbung des Gesteins herrührt, verursacht haben könnte. Diese Annahme gewinnt dadurch an Wahrscheinlichkeit, dass die Beimengung von Karbonaten besonders in den untersten Teilen dieser Formation und besonders in den Grundkonglomeraten eine sehr gewöhnliche Erscheinung ist. So haben wir sogar in derselben Zone, andere Ablagerungen zu verschweigen, 10 km südöstlich eine Dolomitablagerung, wie aus der beigefügten Karte I ersichtlich ist. Aus dem Gesagten glaube ich schliessen zu können, dass das Jokijyrkkä-Konglomerat als ein Glied der gewaltigen Zone von Bodenkonglomeraten, die sich von der nordöstlichen Seite des Jaurakkajärvi-Sees gegen Nordwest hinzieht, zu betrachten ist.

Der bedeutende Unterschied, der jedenfalls zwischen dem Jokijyrkkä-Konglomerat und der übrigen Zone besteht, was unbedingt zugestanden werden muss, und der sich sowohl in Zusammensetzung als auch in Struktur äussert, ist jedoch aus der Verschiedenheit des, an den betreffenden Stellen das Konglomerat unterlagernden Felsbodens, ableitbar. Nordöstlich vom Jaurakkajärvi kommt als Unterlage des Konglomerates Granitgneis vor, aus dem sowohl die Gerölle als auch der Zement des Konglomerats bestehen. Östlich vom Jokijyrkkä aber ist der Felsboden von Quarziten eingenommen, welche besonders im grossen Felsen Satasormi anstehen. Diese Quarzite gleichen vollkommen denen der Gerölle.



Fig. 22. Konglomerat beim Gehöft Haapala, Paltamo.

#### Konglomeratbildung vom Kuirajalampi.

Südlich vom See Jänisjärvi, dem Quellensee des Flusses Jänisjoki, im nördlichen Puolanka, steht ein rötlicher Quarzit mit Einlagerungen von Glimmerschiefer und schiefrigem Metabasit an. Im Osten wird er vom Granitgneis durch eine schmale Zone von gabbroidem Metabasit getrennt. Neben dem kleinen See Kuirajalampi geht der Quarzit in eine Konglomeratbildung über. Die wohlgerundeten Gerölle bestehen aus Quarz und Granit, messen nur 3—4 cm im Durchmesser und treten lagerweise mit geröllfreien Lagern dazwischen auf. Die letzteren wie auch das Bindemittel des Konglomerates bestehen aus feldspatreichem Quarzit.

#### Konglomerate in anderen Gegenden.

Nah dem östlichen Strande des Sees Kivesjärvi, nördlich des Oulujärvi, ist am südlichen Ende des Berges Kivesvaara, beim Gehöft

Haapala, eine Konglomeratbildung angetroffen worden, in welcher wohlgerundete Quarzitgerölle in einem magnetithaltigen, quarzischen Zement eingebettet sind (Fig. 22). Der Magnetit ist sicher ein klastischer Gemengteil, was daraus hervorgeht, dass er gelegentlich auch als grössere Gerölle auftritt. In Zusammenhang mit diesem Konglomerat treten noch Quarzite und gebänderte Phyllite auf. Südlich von dieser Formation kommen mehrere grosse Felsen von Metabasit vor. Bei der Grenze zwischen diesen beiden tritt ein 30—50 cm dickes Lager von sehr magnetitreichem Schiefer hervor und ähnliches Gestein zwischenlagert auch den Quarzit. Es liegt auf der Hand, dass diese letztgenannten Bildungen aus den Zersetzungsrückständen der Metabasite entstanden sind. Diese Konglomeratformation setzt eine Diskordanz zwischen den Quarziten voraus, aber die Verhältnisse haben wegen des Mangels an Aufschlüssen nicht näher studiert werden können.

#### VERSCHIEDENE QUARZIT-TYPEN.

In Zusammenhang mit einigen Basalbildungen kommt ein besonderer Typus von Quarzit vor, der mit den Glimmerschiefern wechsellagert. Er ist biotithaltig, deutlich geschichtet. Seine mikroskopische Struktur ist granoblastisch. Beim Zunehmen von Biotit geht dieser Quarzittypus gewöhnlich in Glimmerschiefer über.

Ein weiterer s. g. »kalevischer« Typus ist ein dichter, beinahe glasiger dunkelbläulicher Quarzit, der öfters in Zusammenhang mit kalkhaltigen Schiefen und Kalkstein- oder Dolomitablagerungen wie nördlich von den Salmijärvi-Seen, vorkommt. Die mikroskopische Struktur dieses Quarzits ist feinkörnig (0.08—0.5 mm-körnig) mit verzahntem Korngefüge. Er ist oft von schwarzem Staub getrübt, kann jedoch nicht von ähnlichen Modifikationen der kainuischen Quarzite (S. 33) unterschieden werden.

Grosse Teile der eigentlichen Quarzitgebiete sind von einem feinkörnigen, reinen oder etwas serizitführenden, oft geschichteten Quarzit eingenommen. So die Berge Jaurakkavaara, Pyssyvaara und Siikavaara im nördlichen Puolanka. Dieses Gestein unterscheidet sich in nichts von den reinen Quarziten der älteren Formation, es geht aber in eine andere Abart über, in der wir, unter dem Mikroskop, runde Quarzkörner von 0.1—0.3 mm Durchmesser, eingebettet in einer sehr feinfiligen Zwischenmasse von Serizit, sehen können. Dieses Bindemittel unterscheidet sich jedoch oft deutlich von der serizitischen Masse der kainuischen Quarzite mit grösseren Schuppen, welche parallel geordnet, in welligen Zügen auftreten. Jene serizit-

haltigen Quarzite gehen anderseits sehr oft in Tonschiefer, aber nicht, wie diese, in reine Serizitschiefer über.

Nordöstlich vom Gehöft Äylö, im nördlichen Puolanka, auf der Heide Huhkajakangas, steht ein rötlicher Quarzit an, der an der Tagesoberfläche porös ist. Am frischen Bruch sieht man jedoch, dass die Poren mit rötlichem Dolomit ausgefüllt sind. Dieses Gestein wechselt mit einem dunkelgrauen Quarzit ab, der sehr dünne Linsen von grosschuppigem Eisenglanz (Eisenglimmer) enthält. Dieses Mineral kommt in grossen, (bis zu 1 cm im Durchmesser) wellig gebogenen, aber ausserordentlich dünnen Schuppen vor. Auch die Farbe des Quarzits rührt von einem bedeutenden Hämatitgehalt her, der gelegentlich ein kompaktes Bindemittel zwischen den Körnern ausmacht (Fig. 23).

Das Streichen ist ungefähr nördlich, und in einer Entfernung von 6 km, nach einem sumpfigen Gelände hin, finden wir unterhalb, des westlichen Abhanges des Berges Nuottivaara ein Vorkommen von Dolomit. Dieses Gestein ist inhomogen, besteht aus dichten, schokoladefarbigem, vereinzelte 2—5 mm messende Dolomit-Körner führenden, Partien, die in einem lichten, körnigen Dolomit eingeschlossen sind. Die dichten Partien bestehen überwiegend aus sehr feinkörnigem Quarz und gleichen vollkommen den oben erwähnten dolomithaltigen Quarziten.



Fig. 23. Quarzit mit Zement aus Hämatit. Äylö Gehöft, Puolanka. Vergr. 31 ×, Nik.

In der Nähe des Gehöftes Äylö sind Geschiebe von dichtem, braunem Dolomit mit Drüsen von feinkörnigem Quarz und zerstreut liegenden Schuppen von Talk gefunden worden. Von diesem Mineral wurden folgende Bestimmungen ausgeführt:

$$\begin{aligned} 2 E_{\alpha} &= 0-10^{\circ} \\ \gamma = \beta &= 1.585 \pm 0.003 \end{aligned}$$

Da die Richtung der Glazialschrammen hier ung. S80°E ist, müssen diese Geschiebe von dem südlichen Teil der oben besprochenen Zone herkommen, woraus hervorgeht, dass auch in diesem Teile beinahe reine Dolomite vorkommen.

Bei der Schilderung der basalen Bildungen wurde erwähnt, dass das Konglomerat der Zone Turpeisenvaara—Tolpanvaara oft einen serizitreichen Zement aufweist. Auf das Konglomerat folgen grobe, geschichtete Quarzite, deren einzelne Schichten an ihrer nordöstlichen Seite mit größerem Material beginnen und allmählich nach Südwesten hin feinkörniger werden, bis wieder eine neue Schicht mit grobem Korn scharf daran einsetzt. Hier, wie im nördlichsten Teil von Puolanka, ist dann oft eine diagonale Schichtung zu beobachten. An einem jäh abstürzenden Bergabhang Kometto westlich vom See Suolijärvi können solche Erscheinungen am besten studiert werden.

In diesen Quarziten kommt zwischen den Quarzkörnern, oft in beträchtlicher Menge, serizitisches Bindemittel vor. Dieses, wie das der obenerwähnten Konglomerate, ist gelblich, sehr feinschuppig, bis dicht und sich fettig wie Talk anfühlend. Man pflegt diesen Typus, als bezeichnend für die jatulische Formation, für einen »jatulischen Typus« anzusehen. Ein anderer sehr allgemeiner jatulischer Typus ist der dolomithaltige Quarzit, einschliesslich der Einlagerungen von Hämatit. Da diese Bildungen aber hier die Glimmerschieferformation unterlagern und allmählich beim Wechsellagern in diese übergehen, ohne jede Spur von Diskordanz gegen sie aufzuweisen, müssen sie hier mit ihr zusammengehören. Dafür, dass sie nicht jünger sind, spricht auch der Umstand, dass sie im Jaurakkavaara und im Kometto von einem ähnlichen Metabasit durchsetzt sind, der so oft in der Unterlage der Glimmerschieferformation angetroffen wird.

## DIE GLIMMERSCHIEFERFORMATION.

### AUFTRETEN.

Über die angrenzenden Teile des Flachlandes, welches sich westlich der von den Quarzitformationen eingenommenen Zone von Höhen und Höhenzügen ausbreitet, sind die Lagerserien einer von jenen Bildungen stark abweichenden sedimentären Formation verbreitet. Der Hauptteil dieser besteht aus Glimmerschiefern von verschiedenen Typen. Er tritt jedoch so spärlich zu Tage, dass er bei der ersten übersichtlichen Kartierung manchmal ausser acht gelassen wurde.

In südlicher Richtung kann die Formation bis zur südlichen Grenze des Kirchspiels Puolanka und sogar über diese hinaus, nach schmälere, zwischen den Quarziten eingeklemmten Streifen entlang,

bis ins Kirchspiel Paltamo verfolgt werden. Im südwestlichen Puolanka baut dieser Schiefer wahrscheinlich das Grundgebirge auf einem ausgedehnten, Gebiete zu beiden Seiten des Flusses Tulijoki auf, obgleich er nur selten zu Tage tritt.

Westlich der Seen Salmijärvi erheben sich jedoch in der Mitte der Glimmerschieferformation die aus Quarzit bestehenden Berge Somervaara, Mäntykangas, Pieni und Suuri Murtiovaara samt Akanvaara. Der Quarzit dieser Gegenden gehört jedoch zu einer besonderen Formation, die, wie wir später sehen werden, möglicherweise jünger ist als die Glimmerschiefer. Durch diese Quarzite ist letztere Formation im mittleren Puolanka in zwei Zonen geteilt worden.

Der östliche Zweig ist in der Gegend der Seen Salmijärvi und nördlich davon sehr gut entblösst und hat daher eingehend untersucht werden können. Die Formation ist hier von Quarziten, phyllitischen Glimmerschiefern, kohlenhaltigen Schiefen, Aktinolithschiefern und Kalksteinen, in Wechsellagerung mit einander, vertreten. Weiter nach Norden, zwischen Leipivaara und Äikänvaara, verbirgt sich jedoch die Fortsetzung der Zone unter mächtigen Sandablagerungen und entzieht sich der Beobachtung.

Die sich auf der westlichen Seite der Quarzitformation von Mäntykangas—Akanvaara hinziehende Hauptzone von Glimmerschiefern ist zum Teil mit den Kontaktmineralen Staurolit und Granat besetzt und mit den erörterten Vorkommen von Serpentinsteinen verbunden. Diese Zone von Glimmerschiefern durchzieht in der gewöhnlichen Streichungsrichtung der Glimmerschiefer, ca. N20°E, die tiefen Gelände der Umgegend der Seen Vihajärvi, Puolanganjärvi, Vilpusjärvi, und nachdem die Quarzitformation von Mäntykangas—Akanvaara sich auf dem Berge Leipivaara ausgekeilt hat, fließt sie wahrscheinlich mit dem östlichen Zweige zusammen und setzt durch die Gegend der Seen Aittojärvi, Kouerjärvi bis ung. 10 km nördlich vom Kirchdorfe Puolanka fort. Dann biegt sich aber ihr Streichen in einem flachen Bogen nach Nordwest gegen das südliche Ende des Berges Jaurakkavaara hin. Nach Norden werden die quarzitischen Einlagerungen immer mächtiger und auch das Schiefermaterial wird mehr und mehr quarzitisches, bis alles bei Annäherung zur Grenze des Kirchspiels Pudasjärvi in Quarzite mit spärlich einlagerndem Tonmaterial, in Form von Tonschiefern, übergeht. Als solche setzt sich die Formation in diesem Kirchspiel weiter fort, wie oben dargelegt worden ist.

Westlich gehen die Glimmerschiefer und Granat-Staurolit-Glimmerschiefer in Adergneis und migmatitischen Granit über.

## STRATIGRAPHISCHE ÜBERSICHT.

In der Gegend der Seen Salmijärvi ist die Niveaubeständigkeit der Quarzit- und Kalksteineinlagerungen in den Glimmerschiefern so ausgeprägt, dass sie auf sehr langen Strecken geradlinig verfolgt werden können. Die tektonischen Verhältnisse scheinen hier also sehr einfach zu sein, daher liegt kein Grund vor, etwa stärkere Störungen in der ursprünglichen Lagerfolge anzunehmen. In dieser Gegend ist die Lagerserie folgende:

Auf der aus Granitgneis oder aus Amphibolit bestehenden Unterlage liegen zu unterst rötlichgraue, kleinkörnige, gneisartige, feldspathaltige Schiefergesteine, die man gewöhnlich als »Bodenschiefer« bezeichnet hat. Sie leiten einerseits ganz unbemerkt zu Granitgneis über, führen aber bisweilen Gerölle von Granit oder Quarzit, woraus ihr sedimentärer Charakter hervorgeht. Dabei können auch echte Konglomerate zur Ausbildung kommen. Andererseits nähern sich diese Gesteine den Glimmerschiefern, zuweilen den Quarziten. Von den Quarziten der oben beschriebenen kainuuischen Formation unterscheiden sich diese Quarzite jedoch dadurch, dass sie reich an Biotit sind und dadurch zu Glimmerschiefer überleiten (S. 26). Auf die Bodenschiefer folgen phyllitische Schiefer, die nach oben hin einen Gehalt an Karbonaten oder an feiner Kohlenstoffsubstanz aufweisen. Nördlich von den Seen Salmijärvi finden wir auch in diesem Horizonte ein Lager von Quarzit. Darauf folgen ganz bedeutende Ablagerungen von Kalkstein, welche teilweise mit Phyllit wechsellagern, zum grossen Teil aber auch ganz rein, rötlich und kleinkörnig sind. Nördlich der Seen Salmijärvi wird der Kalkstein von einem charakteristischen dunkelbläulichen, dichten Quarzit überlagert. Die oberste Abteilung der Glimmerschieferformation besteht aus Glimmerschiefern, die nächst der Dolomitformation sehr reich an Kohle und ausserdem pyritführend sind.

Die Dicke der unteren Abteilung, den Kalkstein miteingerechnet, beträgt in der Gegend der Seen Salmijärvi ca. 800 m im horizontalen Schnitte, was bei einem Fallen von  $60^{\circ}$ — $70^{\circ}$  einer wirklichen Dicke von ungefähr 700 m entspricht, südlich von den Seen aber beträgt sie nur ca. 500 m. Die Mächtigkeit der oberen Abteilung ist ca. 1600 m (1800 m mit einem Fallen von  $70^{\circ}$ — $80^{\circ}$ , in der Horizontalebene gemessen). Südwestlich von den Salmijärvi-Seen stossen wir dann, auf der Heide Mäntykangas, auf die erwähnte Quarzitformation. Nordwestlich von den Seen finden wir in derselben Entfernung am Akanaho einen Quarzit, der vollkommen dem obenerwähnten dunklen, bläulichen

Typus gleicht, und auf diesen folgt weiter eine ebenso mächtige Abteilung von Glimmerschiefer, bis wir im Berge Akanvaara, südlich vom See Vihajärvi, die Fortsetzung der Quarzitformation von Mäntykangas antreffen. Wenn wir also den dunkelbläulichen Quarzit auch hier zu demselben Horizont gehörend rechnen, wie den den Kalkstein überlagernden, so erhalten wir auch hier für die Dicke der oberen Abteilung denselben Betrag wie südlicher. Die totale Mächtigkeit der ganzen Formation dürfte dann ca. 2 100—2 300 m betragen.

In dieser Lagerfolge kommen keine anderen auffälligen Wiederholungen derselben Lagerserie als der Quarzit von Akanaho vor. Es ist demnach wahrscheinlich, dass die Lagerfolge in ihren Hauptzügen die ursprüngliche ist. Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass diese Schieferserie eine Mulde darstellt, in welchem Falle der Quarzit von Mäntykangas an der Basis der Glimmerschieferformation auftreten würde. In dieser Hinsicht würde eine Möglichkeit zur Bestimmung der Sohlenrichtung der Schieferschichten in der Nähe des genannten Quarzits eine Lösung bringen. Eine solche Gelegenheit hat sich aber dem Verfasser nicht dargeboten.

#### TEKTONISCHE ÜBERSICHT.

Das Fallen des Glimmerschiefers ist in diesem ganzen Gebiete westwärts. Die Verbreitung der Quarzitformation von Mäntykangas-Akanvaara, ihre Breite und ihr plötzliches Einschmälern und Auskeilen, sprechen dafür, dass die genannte Quarzitformation sich in der Mitte einer Glimmerschiefermulde befindet, deren beide Flügel die hier beschriebenen Zonen von Glimmerschiefer darstellen. Nach derselben Richtung deuten auch andere Tatsachen, auf die wir unten zurückkommen werden.

Bei der tektonischen Untersuchung der Grundgebirgsformationen ist es von ausschlaggebender Bedeutung zwischen der Sohlenseite und der Dachseite eines Lagers unterscheiden zu können. Das ist in folgenden Fällen möglich:

1. Die in direktem Zusammenhang mit basalen Konglomeraten stehenden Lager haben die Sohle nach diesen hin.
2. Bei der Diagonalschichtung ist oft eine diskordante Überlagerung verschiedener Schichtensysteme deutlich sichtbar. Dann liegt die Sohle der überlagernden Schichten nach der Diskordanz zu.
3. Bei den symmetrischen Oscillations-Rippelmarken weisen die schärferen Kämme nach der Dachseite.
4. Bei der Ablagerung sowohl psephitischen als auch psammitischen und pelitischen Materials kann man bei den einzelnen Schich-

ten oft einen gröberen Sohlenteil von dem feineren Dachteil, zu welchem er allmählich übergeht, unterscheiden. Die Grenzflächen zwischen den verschiedenen Schichten sind dagegen scharf.

Bei der Bestimmung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse im fraglichen Gebiete haben diese verschiedenen Kriterien mehrmals Anwendung gefunden. Die einzelnen Beobachtungen sind in Zusammenhang mit bezüglichen Spezialbeschreibungen besprochen worden.

In der westlichen Zone kann die Sohlenrichtung der mit einander wechsellagernden Quarzit- und Glimmerschiefer-Schichten auf der Höhe Honkavaara, neben dem Kirchdorfe Puolanka, als sicher westlich bestimmt werden. Diese Beobachtung deutet darauf hin, dass hier wieder die tieferen Horizonte der Glimmerschieferformation auftauchen, und dass diese jedenfalls eine grosse Mulde, wenn nicht mehrere solche, darstellt.

Mäkinen hat die Auffassung ausgesprochen,<sup>1</sup> dass die feldspatreichen, planschiefrigen Glimmergneise auf der westlichen Seite der kalevischen Quarzite in den Kirchspielen Puolanka und Pudasjärvi keine Adergneise seien, sondern zu den basalen Lagern der sedimentären Formation gehörige ursprüngliche Arkosen darstellten.

Ich stimme Mäkinen darin bei, dass beim Kirchdorf Puolanka die unteren Abteilungen des kalevischen Sedimentkomplexes auftauchen, nicht aber darin, dass die westlich davon auftretenden Gneise nicht als Adergneise aufzufassen wären.

In Pudasjärvi liegt die Sohlenseite der Quarzit- und Schieferlager, wie oben dargestellt, über die ganze Breite der Quarzitformation, im Nordosten.

Auf der westlichen Seite ist die granitische Unterlage nie angetroffen worden, sondern hier stossen wir auf durchsetzenden Granit. Neben diesem ist eine Zone von Biotit-Plagioklas-Gneisen und z. T. Adergneisen entstanden.

#### BASALE BILDUNGEN.

##### Basale Schiefer und Konglomerate im mittleren Puolanka.

Der Granitgneis scheint oft beim Annähern an die Glimmerschieferformation, durch Vermittlung von Augengneisen, allmählich in einen gleichkörnigen Gneis von der Korngrösse 1—2 mm und dadurch in den »Bodenschiefer« überzugehen. Dagegen kann ein solcher Übergang nicht bei der mikroskopischen Beobachtung wahr-

<sup>1</sup> E. Mäkinen, Prekaleviska berggrunden och den prekaleviska diskordansen, (Ref. von einem Vortrag). Teknikern 1916, N:o 997 S. 192.

genommen werden. Die Augengneise (S. 20) können, durch das Verschwinden der Augen, in feinkörnige Gneise übergehen, wobei die mikroskopische Struktur jedoch dieselbe bleibt. Dann stossen wir aber ganz plötzlich auf sedimentäre Bildungen, die sich auch makroskopisch durch in sie jeweilig eingeschlossene Gerölle kennzeichnen. Mikroskopisch ist ihre klastische Struktur noch ausgeprägter, während die tektonoblastischen Ausbildungen hier ganz und gar fehlen (Fig. 24).

Diese Bodenschiefer sind aus mehr oder weniger vollständig gerundeten Körnern von sehr ungleicher Grösse zusammengesetzt.

Die Körner bestehen aus undulierend auslöschendem Quarz und trübem Plagioklas, welcher von derselben Natur ist wie der im Granitgneis enthaltene. Als Bindemittel kommen Chlorit und Biotit in grösseren und kleineren Schuppen vor. Die ganze Masse ist ausserdem stark durch grünlichbraunen Staub getrübt. In anderen Fällen liegen jedoch gerundete, grössere Körner von Quarz und Feldspat in einem feinkörnigen Gemenge derselben Minerale eingebettet. Sowohl die Zwischenmasse als auch die grösseren Körner sind kristalloblastisch zusammengewachsen, aber der ungleichen Korngrösse wegen tritt die klastische Natur der ursprünglichen Struktur sehr deutlich hervor (Fig. 25).



Fig. 24. Basalschiefer beim Fluss Liejeenjoki, Puolanka. Vergr. 29 $\times$ ,  
Nik. +.

Wie gesagt, führen die Bodenschiefer bisweilen vereinzelt liegende Gerölle von Granit und Quarz, seltener jedoch Quarzitgerölle. Die Granite weisen dieselben, von der Dynamometamorphose beeinflussten, oben näher beschriebenen Eigentümlichkeiten der mikroskopischen Struktur wie die Granitgneise auf. Der Umstand, dass diese Bildungen in der Struktur der Einschlüsse, nicht aber in der des ganzen Gesteins angetroffen worden sind, beweist, dass die Dynamometamorphose des Granitgneises älter ist als die Entstehung der Glimmerschieferformation.

Östlich vom Gehöfte Pääkkö, nördlich von den Salmijärvi-Seen, wo diese Bodenschiefer auf dem Amphibolit liegen, wechsellagern sie mit Lagern von feinkörnigem, mandelführendem Metabasit.

Mikroskopisch kann man im Schiefer rundliche und ellipsoidische Partien beobachten, die aus kleinen, durcheinanderliegenden Plagioklasleisten und chloritischer Zwischenmasse bestehen, und die ursprünglich eine ophitische Struktur gehabt haben (Taf. II, Figg. 9 u. 10). Sie rühren wahrscheinlich vom Metabasit her. Diese Einschlüsse sind in einem deutlich klastischen Gemenge von grösseren und kleineren Körnern und Splintern von Quarz und Plagioklas von derselben Beschaffenheit wie im Granitgneis eingebettet. In dieser Zwischenmasse liegen vereinzelte gerundete Gerölle von Granit und Quarzit (Fig. 26). Da der Schiefer stellenweise in schiefrigen Metabasit über-



Fig. 25. Basalschiefer am Flusse Liejeenjoki, Puolanka. Vergr. 34 ×, Nik. +.

geht und zum Teil auch makroskopisch inhomogen tuffitisch aussieht, muss man annehmen, dass der Ausbruch des Metabasits vor der Ablagerung der Glimmerschieferformation stattgefunden hat, aber so kurz vorher, dass höchstens ein unbedeutenderer Abtrag dazwischen hat stattfinden können.

Östlich des Postweges, nordöstlich vom kleineren Salmijärvi steht geröllführender, konglomeratartiger Basalschiefer an. Die Gerölle bestehen z. T. aus Granitgneis, teilweise aber aus einem Albit-Quarzgestein, das deutlich zu den in der Metabasit-

formation auftretenden Keratophyren gehört. Dieser Basalschiefer geht in einen Glimmerschiefer über, der erbsengrosse Einschlüsse aus einem feinkörnigen Albitgestein führt, das offenbar aus denselben Bildungen wie die obenangeführten Gerölle herkommen.

An der westlichen Seite ist diese Formation durch einen schmalen Streifen von Granitgneis von der Glimmerschieferformation getrennt. Im Osten gehen diese Bildungen zu den früher erwähnten klastischen Gesteinen über, die zusammen mit den Keratophyren auftreten (S. 59).

Wo die früher (S. 29) angeführten kainuuischen Quarzittypen an der Basisgrenze fehlen, leitet der Basalschiefer, öfters unmittelbar ohne jede Quarzitbildung, zum phyllitischen Glimmerschiefer über. Einen solchen Fall stellt das soeben geschilderte Beispiel dar, und einen ähnlichen Übergang finden wir auf dem nördlichen Ufer des Flusses Liejeenjoki in einem Felsen, dicht neben der Landstrasse.

Früher haben wir gesehen, dass am gegenüberliegenden Ufer eine lange aber schmale Mulde der kainuuischen Quarzitformation jäh von der Glimmerschieferformation abgeschnitten ist. An dem nördlichen Ufer ist keine Spur mehr vom genannten Quarzit sichtbar. Der Glimmerschiefer ist beinahe ungeschichtet, bedeutend feldspat-haltig und führt vereinzelte Gerölle von Quarz und Granit. Östlich geht er in einen typischen Bodenschiefer über (Fig. 24).

Bis zum Liejeenjoki hat man die östliche Grenze der Glimmerschieferformation Schritt für Schritt von Süden her verfolgen und aufnehmen können. Weiterhin nach Norden ist ihre Fortsetzung jedoch unsicher. In der Nähe des Bauernhofes Leppälä und des



Fig. 26. Konglomerat beim Gehöft Pääkkö, Puolanka.

Gehöftes Koivula sind zwar einige Aufschlüsse von Glimmerschiefer angetroffen worden, doch lässt es sich nicht immer mit Bestimmtheit sagen, welcher Formation sie angehören. Westlich von der Fortsetzung der Grenzlinie treten Quarzite und sie durchsetzende Metabasite in sehr grosser Ausbreitung auf. Diese Quarzite gehören zu dem feldspathhaltigen, kräftig tektonoblastischen Typus, und da auch Granitgneis, neben ihm, nahe dem Gehöft Koivula, auftaucht, müssen auch diese Quarzite zur kainuuischen Quarzitformation gerechnet werden. Darum ist man nicht einmal genötigt, auch nur diese Metabasitvorkommen als intrusiv in der Glimmerschieferformation anzunehmen. Eine nähere Untersuchung dieses Gebietes ist leider wegen der Spärlichkeit von Aufschlüssen nicht möglich.

#### Basalbildungen im nördlichen Puolanka.

Nördlich hiervon ist auf einer Strecke von ungef. 10 km jede Bestimmung der Grenzverhältnisse zwischen den beiden Formationen

unmöglich, weil sie hier ganz und gar unter den sich zwischen den Bergen Leipivaara und Äikänvaara ausbreitenden Sandheiden verborgen sind.

Auf der weiteren Fortsetzung, östlich von den Seen Vilpusjärvi, des grösseren und des kleineren Aittojärvi und des Kouerjärvi, ist der Felsboden häufiger entblösst, und die Grenze zwischen den Quarziten und Glimmerschiefern läuft geradlinig nach Norden. Vom Kontakt liegt keine Beobachtung vor; für eine sich auch hier vorfindende Diskordanz zwischen den beiden Formationen spricht jedoch der Umstand, dass neben dem letztgenannten See, an der Kontaktgrenze, ein feldspatreicher Basalschiefer vorkommt. Nach derselben Richtung deuten auch einige in diesem Gebiete als Geschiebe vorkommende Funde von Konglomerat hin.

Ung. 18 km N vom Pihlajavaara ist der sich in nördlicher Richtung hinziehende mächtige kainuische Quarzitzug von dem kleinen, durch verschiedene kleine Seen fließenden Flusse Jänisjoki abgeschnitten. Auf der nördlichen Seite des letzteren sucht man jedoch vergeblich nach einer weiteren Fortsetzung der Quarzitformation. Der Gesteinsgrund ist hier von ganz abweichender Beschaffenheit. Diese Gebiete sind von geschichteten Glimmerschiefern, gewöhnlich mit einer Einmischung von Karbonaten, eingenommen. Sehr häufig wechsellagern diese Gesteine auch mit biotithaltigen und sogar reinen Quarziten. Ihre Streichrichtung nähert sich jedoch der nordsüdlichen.

Im selben Flusstal taucht aber der Granitgneis, dessen Schieferung der allgemeinen Streichung folgt, auf. Wenn wir die Mächtigkeit der Quarzitformation in Betracht ziehen, müssen wir das häufige Vorkommen direkter Auflagerungen der Glimmerschieferformation auf dem Granitgneis als einen Beweis für eine Diskordanz zwischen jenem und der kainuischen Quarzitformation auffassen.

Die östliche Grenze der Glimmerschieferformation verschiebt sich hier bedeutend nach Osten hin, indem eine Schieferzone von der östlichen Seite der Quarzitformation hier mit ihr zusammenläuft. Hier überlagern die Glimmerschiefer, ohne besonderer Basalbildungen, den Granitgneis oder den Amphibolit. Nur an einer Stelle östlich des kleinen Sees Jänisjärvi kommt eine Konglomeratbildung vor. Diese haben wir schon in einem anderen Zusammenhang erörtert (S. 75). Ausser den genannten sind, wenn wir die Konglomeratbildung von Lukkarinvaara—Nuottivaara zu der kainuischen Quarzitformation rechnen (S. 30), im nördlichen Puolanka keine weiteren Funde von makroklastischen Bildungen an der Basis der Glimmerschieferformation gemacht worden.

## Konglomerate in anderen Gegenden.

Im südlichen Teil des Schiefergebietes von Kainuu hat der Verfasser keine eingehenden Untersuchungen ausgeführt. Weil aber die in der Gegend von Särkijärvi, im östlichen Puolanka, auftretenden Glimmerschiefer in südlicher Richtung in Form eines ununterbrochenen Zuges bis zum Gewässer von Sotkamo und noch südlicher fortlaufen, sind einige Exkursionen auch nach diesen Teilen des Schiefergebietes gerichtet worden, um etwas Vergleichsmaterial zu holen.

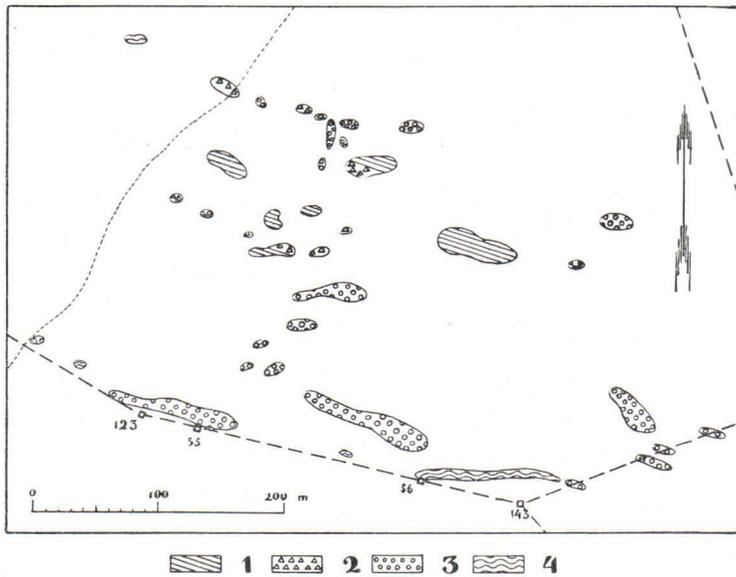


Fig. 27. Kartenskizze über das Konglomeratvorkommen beim Gehöft Rieskavaara. 1 Quarzit, 2 Brekzie, 3 Konglomerat, 4 Glimmerschiefer.

Nach den in diesen Gegenden gemachten Beobachtungen soll hier auf einige, den oben beschriebenen analoge Bildungen, näher eingegangen werden.

Wilkman beschreibt eine, im Kirchspiel Sotkamo, 26 km östlich, von der Stadt Kajaani, vorkommende Brekzienbildung, die auf einem kleinen Hügel südlich vom Gehöfte Rieskavaara, östlich von dem, seiner herrlichen Aussicht wegen, berühmten Naapurinvaara, auftritt.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> W. W. Wilkman, Suomen geologinen yleiskartta, D 4. Nurmes. Vuorilajikartan selitys, S. 119—120. Helsinki 1921.

Beim höchsten Punkte des genannten Hügels kommt ein hellrötlicher, feinkörniger Quarzit mit deutlicher Schichtung vor (Fig. 27). In einigen Anstehenden ist er von schmälern und breiteren Rissen durchzogen, die mit einer brekzienartigen, quarzitischen Masse gefüllt sind. An den Abhängen geht der Quarzit in eine typische Brekzie über. Die Trümmer sind gross und eckig und ihre Schichtungen ziehen sich nach verschiedenen Richtungen hin. Etwas südwestlicher werden die quarzitischen Trümmer kleiner und nehmen immer mehr gerundete Formen an. Schliesslich treten auch vollkommen gerundete Gerölle auf. Zugleich treten aber auch andere Gesteine als Gerölle auf und die Brekzie geht in ein wirkliches, polymiktes



Fig. 28. Konglomerat beim Gehöft Rieskavaara, Sotkamo.  $\frac{1}{8}$  der natürlichen Grösse.

Konglomerat über (Fig. 28). Ausser den Geröllen von Quarzit kommen nun solche von Granit vor und zwar von zweierlei Typen: einem gröberen oder aplitischen, hellen, richtungsloskörnigen und einem typischen Gneisgranit. Zu ihnen gesellt sich noch ein grauer, feinkörniger, Magnetkies führender Gneis und ein solcher mit Amphibolgehalt. Darnach folgen in südlicher Richtung steilauferichtete Lager von Glimmerschiefer mit quarzitischen Einlagerungen, und stellenweise deutlich geschichtete Glimmerschiefer mit Geröllführung.

Auf einer Strecke von 2 km in der Streichrichtung des Glimmerschiefers ist noch an zwei Stellen ein gleiches polymiktes Konglomerat angetroffen worden, und auf der einen Stelle, südlich vom Gehöft Heikkilä, findet man in der Mitte des Konglomeratfelsens einen ähnlichen Quarzit wie auf dem Rieskavaara.

Wilkman hat diese Bildungen als Reibungsbrekzien beschrieben, wer aber die Verhältnisse in den nach Beseitigung der Grasdecke entstandenen neuen Aufschlüssen studiert, der muss die oben dargestellte Beschreibung des Sachverhaltes bestätigen. Diese sind aber keineswegs mit der Vorstellung Wilkmans vereinbar, sondern sind nur so zu deuten, dass wir hier ein Fenster zu einer, diskordant unter der Glimmerschieferformation liegenden Quarzitformation haben.

Ung. 5 km südlich vom Rieskavaara erhebt sich, auf der südlichen Seite des Gewässers von Sotkamo, der mächtige, nord-südlich streichende, aus Quarzit bestehende Höhenzug Wuokatti, dessen Gestein vollkommen dem Quarzit in der Mitte des Rieskavaara-Konglomerats gleicht. Westlich vom Wuokatti breitet sich eine 2—4 breite und 25 km lange Senke aus, die von Glimmerschiefer eingenommen ist. An der westlichen Seite ist diese Glimmerschieferformation ebenso von einem Höhenzug von Quarziten umrandet. Bei der Berührung der beiden Formationen hat sich hier, südöstlich vom See Kolmisoppi, eine sehr beträchtliche Brekzienbildung entwickelt, die nach den Tagebuchnotizen Wilkmans, der diese Gegenden geologisch aufgenommen hat, deutliche Übergänge in Konglomerate, wie im Rieskavaara, aufweist. Die Gerölle bestehen hier nur aus Quarzit, und der Zement führt Karbonate und Tremolit. Es kann hier darauf aufmerksam gemacht werden, dass die basalen Kontakte der beiden hier erwähnten Quarzitformationen mit denen der kainuuischen Formation vollkommen übereinstimmen.

Nördlich des Gewässers von Sotkamo ist die Glimmerschieferformation zum grossen Teile direkt von Granitgneis unterlagert, und in diesen Teilen der Grenzlinie sind keine Brekzien angetroffen worden. Stellenweise ist sie aber vom Granitgneis durch einen mehr oder minder mächtigen Streifen von Quarzit getrennt. An der Grenze gegen diese Quarzite sind mehrmals Brekzien, die bisweilen als mächtige Bildungen vorkommen, beobachtet worden. Die anderen sind dem Verfasser unbekannt, nur eine von diesen mächtigen Bildungen habe ich besucht, nämlich das auch von Wilkman erwähnte<sup>1</sup> Vorkommen östlich vom See Iso Miesjärvi, in der östlichsten Ecke des Kirchspiels Paltamo. Hier befindet sich eine Brekzienbildung von 1 km Breite und 2 km Länge, zusammengesetzt aus scharfeckigen Quarzittrümmern und einem Zement, der aus divergentstrahligen Aggregaten von Tremolit, zusammen mit Quarz und etwas Kalzit, Biotit und Muskovit besteht.

Obgleich der Verfasser hier nichts finden konnte, was besonders

<sup>1</sup> W. W. Wilkman, loc. cit. S. 121.

für ihre Bildung durch diastrophische Zerreibung sprechen würde, wie sie Wilkman erklärt, wäre ihr Entstehen auf diese Weise wohl nicht unmöglich. Da aber bei diesem Besuch Gerölle auch im angrenzenden Glimmerschiefer angetroffen wurden, betrachtet der Verfasser es für wahrscheinlicher, dass auch diese Bildung eine basale Brekzie sein könne.

#### ENTSTEHUNGSWEISE DER BASALEN BILDUNGEN.

##### Die basalen Sedimente.

Den basalen Bildungen ist hier eine besondere Aufmerksamkeit gewidmet worden, weil sie, vom Standpunkte der vorliegenden Abhandlung aus, ein vielseitiges Interesse darbieten. Erstens weil sie das beste Mittel liefern, um die äusseren Verhältnisse bei der Bildung der Grundgebirgsformationen zu beleuchten, zweitens weil sie bei einer stratigraphischen Gliederung dieser Formationen von ausschlaggebender Bedeutung sind, wie es von mehreren Forschern hervorgehoben worden ist.

Mag sein, dass die aktualistische Betrachtungsweise nicht in aller Strenge durchgeführt werden kann, wenn es sich um die Bildung der Grundgebirgsformationen handelt. Jedenfalls ist es einleuchtend, dass die geologischen Agentien sogar in jenen Zeiten dieselben, wie heute, gewesen sein müssen, nur ihre relative Bedeutung muss eine verschiedene gewesen sein. Dies geht besonders aus zweierlei Gründen hervor: 1) weil die Möglichkeit, dass die kosmischen Bedingungen des Klimas damals andere gewesen seien, noch offen steht, 2) weil das Fehlen der jetzigen Vegetationsdecke jedenfalls die Bedeutung der verschiedenen geologischen Agentien beeinflusst haben muss.

Wir können also davon ausgehen, dass das fliessende Wasser, die Brandung an den Seesträndern, das Eis und der Wind, beim Abtragen der über dem Meeresspiegel emporragenden Teile der Erdkruste, auch damals wirksame Kräfte gewesen sind. Es fragt sich daher, unter welchen Umständen die hier beschriebenen Konglomerate und Bodenschiefer entstanden sind.

Wir haben gesehen, dass die sogenannten Bodenschiefer die allgemeinsten Representanten der Bodenbildungen an der Basis dieser Formation sind, während Konglomerate nur in Ausnahmefällen auftreten. Jene feldspatreichen, nur spärlich geröllführenden Ablagerungen von unbedeutender Mächtigkeit, die den Übergang vom Granitgneis zum Glimmerschiefer vermitteln, sind nicht Ablagerungen im fliessenden Wasser. Gegen eine solche Entstehungsweise sprechen sowohl ihre überall unbedeutende Mächtigkeit als auch ihre spärliche Geröllführung und die schlechte Abrundung der Gerölle. Der beiden

letztgenannten Umstände wegen können wir sie auch nicht als Strandablagerungen auffassen. Sie unterscheiden sich zwar nur selten von tillitischen Bildungen, aber ihre unbedeutende Mächtigkeit und das stetige Fehlen von glazifluvialen Sandablagerungen machen ihren glazialen Ursprung unwahrscheinlich.

Sie müssen demnach anemoklastische Sedimente darstellen. Die unbedeutenden, in ihrer Längsrichtung so begrenzten Konglomerate sind dann als von Regenwasser umlagerte und in einzelnen Einsenkungen angehäufte Schotter und als Gehängeschutt in den Bergschluchten samt an den Bergabhängen aufzufassen. Die feineren Produkte der mechanischen Verwitterung wurden von offenen Stellen weggeblasen, sodass der Glimmerschiefer oft direkt auf granitischer Unterlage liegen blieb.

Nur durch diese Auffassung erzielen wir eine befriedigende Erklärung für einige, mit der Entstehungsweise der Basalbildungen verbundene Schwierigkeiten. Von diesen können wir die folgenden hier erwähnen. Die Abtragung muss eine bedeutende gewesen sein. Trotzdem muss man bei der Untersuchung der Gerölle der Konglomerate zu dem Schluss kommen, dass sie nur sehr wenig transportiert worden sind. Darauf sind ja die unbedeutende Abrundung der Gerölle und der monomikte Brekziencharakter vieler Konglomerate zurückzuführen. Mit dem salzhaltigen Grundwasser der abflusslosen Wüstengebiete erklärt sich auch der kalkhaltige Zement der basalen Brekzien. Vor allem wird es uns aber nur dadurch verständlich wie eine so weite Fläche denudiert werden konnte, ohne sich mit bedeutenden Mengen von psephitischen und psammitischen Sedimenten zu bedecken.

Wir haben gesehen, dass auch solche Bildungen lokal vorliegen (die mit Glimmerschiefer verbundenen Quarzite). Früher sind wir zu dem Schluss gekommen, dass die mächtigen Konglomeratbildungen von Turpeisenvaara—Kiukaanvaara und vom Tolpanvaara, im südöstlichen Pudasjärvi gelegen, sich in fließendem Wasser abgesetzt haben (S. 71). Hier liegt eine Ablagerung von der bedeutenden Dicke von 2 bis 3 km und von sehr abwechselndem Charakter vor. Solche Ablagerungen bezeichnet Walther als besonders charakteristische Wüstenbildungen.<sup>1</sup> Die wahre Dicke solcher Bildungen hat jedoch viel weniger betragen können, weil die Schichten wahrscheinlich schräg abgefallen sind, wie in Deltabildungen.

Weiter haben wir in dieser Zone das Jokijyrkkä-Konglomerat. Betreffs dieses Konglomerats müssen wir daran erinnern, dass seine

<sup>1</sup> Johannes Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung. 4 Aufl. 1924, S. 188.

Gerölle ausschliesslich aus dem nebenbei anstehenden Quarzit bestehen, jedoch vollkommen gerundet sind. Ihr grösster Durchmesser beträgt bis zu 1 Meter. Die Bildung eines solchen Konglomerats muss man sich entweder durch die Brandungen eines offenen Sees oder in einem sehr reissenden Flusse entstanden, vorstellen.

#### Charakter der Abtragungsfläche.

Wollen wir uns also die Verhältnisse in jener Zeit vorstellen, so haben wir schon auf einer Strecke von 100 km, auf die wir uns hier beziehen, ein sehr wechselndes Bild vor uns. Es ist jedenfalls klar, dass das Relief uneben und unreif gewesen ist. Die Einebnung ist keineswegs so weit vorgeschritten, wie vor der Ablagerung der kainuuischen Quarzitformation. Die Brekzien sind besonders an den Grenzen dieser Quarzite angetroffen worden, sodass es aussieht, als ob jedenfalls dieser Quarzit über seine Umgebung emporgeragt wäre, während der Granitgneis um ihn herum bedeutend tiefer denudiert worden war, und die hier im folgenden zu behandelnden tonigen Ablagerungen sich im allgemeinen auf ihm abgesetzt hätten.

#### GLIMMERSCHIEFER.

##### Unterste Abteilung.

Die unterste Abteilung der Glimmerschiefer beginnt nach den Bodenbildungen, bisweilen mit einer quarzitischen Modifikation des erwähnten grauen, biotithaltigen Typus, öfters aber unmittelbar. Die Grenze ist oft eine allmähliche, doch nur auf einer kurzen Strecke, oft aber einigermassen scharf. Indessen treten bisweilen einzelne Gerölle von Granitgneis und Quarz auch im Glimmerschiefer, nahe seiner Grenze, ganz in derselben Weise wie im Bodenschiefer auf.

Der Glimmerschiefer ist in dieser Abteilung öfters deutlich geschichtet; in ihm wechsellagern oft harte, dünne, quarzitische Schichten mit solchen von feinem Phyllit. Die letzteren, nach denen das Gestein sehr leicht aufspaltet, haben an der Spaltfläche einen seidenähnlichen Glanz. Auf ihnen ist gelegentlich ein Netzwerk dunklerer Streifen von 2—3 mm Breite und gröberes Korn wahrgenommen worden. Dieses Netzwerk gleicht am meisten einem System von Trockenrissen und muss wohl als solches erklärt werden.

Die mikroskopische Struktur dieser Gesteine ist gewöhnlich vollkommen granoblastisch, ohne jede Spur von Klastizität, aber auch tektonoblastische Entwicklung ist nicht wahrgenommen worden. Sie werden aus Quarz und grünem Biotit,  $\alpha$  (licht grünlich

gelb)  $< \beta = \gamma$  (dunkel gräulich grün), in wechselnden Verhältnissen zusammengesetzt. Dazu gesellt sich jedoch oft körniger, in besonderen Streifen angehäufter Kalzit oder Dolomit.

Dieser letztgenannte Bestandteil kann indessen lokal so ange-reichert werden, wie nördlich vom Gehöfte Pääkkö, dass er überhand-nimmt, und das Gestein somit in Kalkphyllit und Mergelschiefer übergeht. Die Quarzmenge tritt in diesen Schiefen zurück. Der Biotit kommt in reichlicher Menge vor, er ist aber gelb,  $\alpha$  (lichtgelb)  $< \beta = \gamma$  (intensiv gelb). Er ist doch optisch einachsigt und negativ.

Diese Abteilung der Glimmerschieferformation ist in Puolanka, nördlich der beiden Salmijärvi Seen und auf der nördlichen Seite des Flusses Jänisjoki, von Kalkphylliten vertreten. Im östlichen Puolanka, welches die südöstliche Ecke der beigefügten Karte ein-nimmt, am Strande des Flusses Louheinjoki, ist die reine phyllitische Fazies deutlich entwickelt.

Zur quantitativen chemischen Analyse wurde ein Handstück von phyllitischem Glimmerschiefer aus der Nähe des Liejeenjoki, westlich der Landstrasse, gewählt. Das Gestein enthält keine Kar-bonate, aber statt dessen Muskovit, Folgende Analyse wurde von Mag. phil. A. Zilliacus ausgeführt (Tab. VIII).

Tab. VIII. Phyllitischer Glimmerschiefer, Liejeenjoki, Puolanka.

	%	Mol. Zahl.	Mineralzusammensetzung
SiO <sub>2</sub> .....	64.57	1 076	Quarz ..... 38.0 Gew. % Muskovit .... 55.2 » » Biotit ..... 6.8 » » <hr/> 100.0
TiO <sub>2</sub> .....	0.18	3	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	20.23	198	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	3.83	24	
FeO .....	1.87	26	
MnO .....	0.01	0	
MgO .....	0.23	6	
CaO .....	0.00	0	
Na <sub>2</sub> O .....	2.52	40	
K <sub>2</sub> O .....	3.79	40	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.64	4	
S .....	0.09	3	
Glühverl. ....	2.53		
	100.59		
H <sub>2</sub> O	1.40		

Nach dem Verhältnis der verschiedenen Oxydgruppen SiO<sub>2</sub>; R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: (R<sup>II</sup>, R<sup>I</sup>)O (Segger-Formel) steht der Schiefer in seiner Zu-

sammensetzung sehr nahe dem kambrischen Ton von Kiviniemi, Sakkola,<sup>1</sup> von dem er sich hauptsächlich nur durch seinen geringeren Gehalt an Eisenoxyden unterscheidet. Von den glazialen sowie von den postglazialen Tonen Finlands nimmt er dagegen angesichts des genannten Verhältnisses einen beträchtlichen Abstand.

	SiO <sub>2</sub>	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{II}{(R, R_2)} O$
Glazialton .....	4.1— 5.6	1.0—1.4	1
Postglazialton .....	4.9— 5.9	1.0—1.4	1
Kambrischer Ton .....	7.9—12.2	2.4—3.9	1
Glimmerschiefer v. Liejeenjoki	9.6	2.0	1

Aus dieser Zusammenstellung, wie aus der Mineralzusammensetzung, geht hervor, dass das Sediment bei starker chemischer Verwitterung entstanden ist. Stremme hat nach 154 Analysen die Zusammensetzungen der tonigen Sedimente von verschiedenem Ursprung in Molekularzahlen, auf Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1 einbezogen, tabellarisch dargestellt.<sup>2</sup> Mit dieser Tabelle verglichen steht die Zusammensetzung des Glimmerschiefers von Liejeenjoki den Flussschlickern am nächsten. Von den Meeresschlammarten unterscheidet sie sich bestimmt durch den niedrigen Gehalt an CaO und MgO. Den beiden genannten Gruppen ist die hohe Zahl von Na<sub>2</sub>O eigen.

#### Mittlere Abteilung (Kalksteine und Kohlenschiefer).

Als mittlere Abteilung folgen dann höher in der Lagerserie, in der Gegend der beiden Seen Salmijärvi, Einlagerungen von Quarzit und zwar der erwähnte reine, sehr feinkörnige lichte oder graue bis bläuliche Typus und neben ihm bedeutende Ablagerungen von lichtrötlichem, feinkörnigem, dolomithaltigem Kalkstein. Zu beiden Seiten des Kalksteinlagers kommt ein schwarzer, dichter Schiefer vor, der im allgemeinen unter der Benennung »kohlenhaltiger Phyllit« bekannt ist. Alle diese Gesteine leisten einander überall in den karelischen Schieferformationen Gefolge.

Der Kalkstein kommt in der Salmijärvi-Gegend in Form eines bis zu 300 m mächtigen Lagers vor. Er wechsellagert im allgemeinen

<sup>1</sup> Benj. Frosterus, Über die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 75, 1925, S. 46.

<sup>2</sup> H. Stremme, Die Verwendung der Bauschanalysen klastischer Gesteine zu geologischen Vergleichen. Abhandl. d. Naturforsch. Ges. zu Danzig. I, 1923, 226—49.

mit dünneren oder dickeren Schichten von kalkhaltigem Glimmerschiefer und auch im reinen Kalkstein gewahrt man abwechselnd lichtere und dunklere, weisse, rötliche oder graue Schichten, die auch, infolge von ungleicher Auflösung verschiedener Schichten, an der verwitterten Tagesoberfläche hervortreten. Die Struktur ist überhaupt sehr feinkörnig bis dicht, aber auch gröbere Modifikationen kommen vor, mit bis zu 1 mm Korngrösse. Das Gestein reagiert heftig mit 25 %iger Salzsäure, aber die Reaktion hört schneller als bei reinem Kalkstein auf. Nach der Immersionsmethode wurde bestimmt, dass im allgemeinen der Brechungsindex  $\alpha = 1,660$ , nur ein kleiner Teil von Körnern hat ein höheres Brechungsvermögen. Die im Vergleich mit den Dolomitvorkommen überhaupt unbedeutende Fähigkeit dieses Kalksteins sich mit den Silikaten umzusetzen, hängt wohl mit dem geringen Gehalt an Magnesia zusammen. Es kommen jedoch, sowohl südlich, als auch nördlich der Seen Salmijärvi, im Kalkstein dünne Einlagerungen geringen Umfanges von Aktinolithschiefer vor.

Das Lager erstreckt sich offenbar in gleicher Breite von den nördlichst gelegenen Aufschlüssen, bei den kleinen Seen mit Namen Vuorilampi, nördlich des Gehöftes Pääkkö, in SSW Richtung 3 km bis zum kleineren Salmijärvi. Weiter zieht es sich wohl auf einer Strecke von 4 km unter den beiden gleichnamigen Seen hin. Vom südlichen Ende des grösseren Salmijärvi erstreckt sich das Lager jedenfalls ein paar Kilometer in derselben Breite, wie vorher. Daraus zu schliessen ist seine Mächtigkeit auf der ganzen, 9 km langen Strecke dieselbe, nämlich 300 m. Weiter in südlicher Richtung finden wir in einem Abstände von 14 km die nächsten Aufschlüsse, in welchen dolomitischer Kalkstein mit reichlichen Einlagerungen von Aktinolithschiefer zutage tritt. Dass aber auch auf dieser Strecke Kalkstein vorkommt, dafür sprechen die östlich von der Verbindungslinie gefundenen zahlreichen Geschiebe dieses Gesteins. Sie müssen von dieser Zone herkommen, weil die Bewegung des Landeises ungefähr senkrecht zum Streichen der Schiefer vor sich gegangen ist.

Die gleiche Stellung in der Glimmerschieferformation nimmt der Kalkstein in der südöstlichen Ecke des, auf der Karte I eingenommenen, Gebietes ein, wo er auf zwei kleinen Inseln des Särkijärvi auftritt. Der Kalkstein ist ungeschichtet und tremolithaltig, welches Mineral zum Teil in langen, schön ausgebildeten Prismen ohne Endflächen eingewachsen ist.

Die Fortsetzung der Zone in nördlicher Richtung ist unbekannt, aber in südlicher Richtung setzt sich die Formation in Form von Aktinolithschiefern, die beim Gehöft Poskimäki granathaltig sind und bedeutende Mengen von Magnetit führen. Beim Gehöft Kenttälä

kommt noch Aktinolithschiefer vor, der etwas Kupferkies enthält, aber beim Poikkijärvi erscheint eine mächtige Schichtenfolge von dolomitischem Kalkstein, mit dem Aktinolithschiefer alternierend. Die äussersten Vorkommen haben einen Abstand von 7 km von einander.

Der kohlenhaltige Schiefer tritt in dem Salmijärvigebiete, sowohl unterhalb als auch oberhalb des Kalksteinlagers auf. Südlich der beiden Seen Salmijärvi, wo die untere Abteilung dieser Schieferformation nur schwach vertreten ist, kommt er sehr nahe an die Unterlage heran. An der westlichen Seite (oberhalb) ist die Mächtigkeit

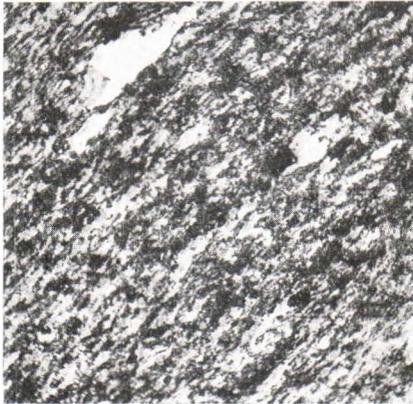


Fig. 29. Kohlenschiefer aus dem Talweg des Baches Sarvipuro, Puolanka. Vergr. 37 $\times$ , Nik. —.

der Kohlenschieferablagerung wenigstens 400 m, und sie kann hier im Talweg eines kleinen Baches, des Sarvipuro, gut beobachtet werden. Auf der nördlichen Seite der Seen erscheint der Kohlenschiefer, westlich vom Gehöfte Pääkkö dicht daneben. Oberhalb dre Kalksteinlager hat er, wegen des Mangels an Aufschlüssen, nicht beobachtet werden können.

Mikroskopisch besteht der Kohlenschiefer aus braunem, gelbem bis farblosem Glimmer mit wechselnden Mengen von Erzen, Kohlenstaub und Quarz. Wo die Kohlensubstanz nur in spärlicher Menge beigemischt ist, ist der

Glimmer braun und Quarz ist in der Form von klastischen Körnern eingebettet (Fig. 29). Mit zunehmendem Gehalt an Kohle büsst der Glimmer seine Farbe ein, und bei reichstem Kohlengehalt kommen die anderen Bestandteile, Quarz und farbloser Glimmer, nur als dünne Streifen zwischen opaken Schichten eingeklemmt vor. Trotz der vollkommenen Undurchsichtigkeit der Dünnschliffe des Gesteins aus der Nähe des Gehöftes Pääkkö gab die Verbrennung einer möglichst feingeriebenen, geglühten Probe im Sauerstoffstrom gebrannt, nach zwei übereinstimmenden Bestimmungen, nur 11.5 % C, und der Rückstand war beinahe weiss, etwas gräulich, ohne Eisenoxydfärbung.

Nach längerem Stehen wurde er jedoch merkbar grauer. Dann unterzog der Verfasser den Rückstand einer näheren Untersuchung. Vom Pulver stand zur Verfügung 0.5351 gr, das mit Fluorwasserstoff

und Schwefelsäure für die Abtreibung der Kieselsäure behandelt wurde. Mitunter blieb aber eine vollkommen schwarze Masse zurück. Nach der Auslaugung derselben mit heissem Wasser wurde der flockige Rest auf ein gewogenes Filtrierpapier übergeführt, abgetrocknet und gewogen. Es waren 0.0654 gr nachgeblieben. Nach einem wiederholten Glühen war noch ein weisser Rückstand von 0.0399 gr übrig. Dieser wurde durch nochmaliges Behandeln mit Fluorwasserstoff und Schwefelsäure in Lösung gebracht. Dann wurde die Tonerde in üblicher Weise mit Ammoniak ausgefällt, und der geglühte Oxyd war kaum von Eisenoxyd gefärbt. Als Ammoniumoxalat keine Fällung verursachte, wurden die Ammoniumsalze abgetrieben und die gelinde geglühten Sulfate gewogen, ehe die Ausfällung von Magnesia geschah. Die Alkalien wurden aus dem Rest unter der Annahme abgerechnet, dass das Natron zweimal das Kali überwiege. In dieser Weise wurde für den Kohlenschiefer folgende Zusammensetzung erhalten (Tab. IX).

Tab. IX. Analyse des Kohlenphyllits beim Gehöft  
Pääkkö, Puolanka.

	%	Mol. Prop.	Mineralzusammensetzung
SiO <sub>2</sub> .....	(60.54) <sup>1</sup>	10 040	Quarz..... 45.2%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	18.45	1 805	Muskovit .. 39.4 »
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	} Sp.		Kohle..... 15.4 »
FeO .....			
MgO .....	0.77	109	
CaO .....	0.00		
Na <sub>2</sub> O .....	} 4.52	622	
K <sub>2</sub> O .....			
C .....	15.72		
	100.0		

Als ein wichtiges Ergebnis dieser Untersuchung fällt die feine Verteilung der Kohlensubstanz auf. Denn nur so kann die vollkommene Undurchsichtigkeit eines 0.04 mm dicken Dünnschliffes erklärt werden. Aber ganz erstaunlich zeigt sich ihre Feinheit darin, dass sich in den Kernen der beinahe farblos erscheinenden Teilchen in einem möglichst feingeriebenen, in einem Sauerstoffstrom verbrannten Pulver so viel Kohlensubstanz verbergen kann, dass diese über 7 % der ganzen Masse dieser Teilchen vor der Einwirkung der

<sup>1</sup> Als Rest der Summe von 100 gerechnet.

Flussäure zu schützen vermag. Eine solche Verteilung der Kohlenstoffsubstanz können wir beinahe mit einer festen Lösung vergleichen. Es ist somit ohne weiteres klar, dass der Kohlenstoff nicht nachträglich in den Schiefer eingewandert ist, sondern syngenetisch mit ihm sein muss. Es kommt wohl nur ein mit organischem Material gemengter Ton in Frage. Selbstverständlich bedarf es nur der Schwerlöslichkeit ausschliesslich des Kohlenstoffs, um in den, wenn auch nur schwach metamorphosierten, Grundgebirgsformationen diesen Zustand bis zur Jetztzeit erhalten zu können.

Aus der Analyse geht hervor, dass kein Feldspat in der mineralischen Zusammensetzung enthalten ist. Dass Muskovit wirklich vorkommt, ist tatsächlich beobachtet worden. Ob aber der Mineralbestand des Gesteins in seiner Gesamtheit so ist, wie es oben wiedergegeben ist, kann nicht entschieden werden. Sicherlich hat aber der Kohlengehalt die Kristallinität der Kohlschiefer beeinträchtigt, weil diese Gesteine gewöhnlich feinkörnig bis dicht sind.

Der Kiesgehalt ist in diesen Schiefen sehr gewöhnlich. Soweit es dem Verfasser bekannt ist, handelt es sich in diesem Gebiete immer um Pyrit. Magnetkies ist niemals konstatiert worden. Pyrit kommt entweder in der ganzen Masse fein verteilt, oder als gröbere Körner an besonderen Schichtflächen angesammelt vor. Auch dann liegen einzelne Pyritkuben innerhalb der Schichten zerstreut.

Tab. X. Analyse des Kohlenphyllits vom Talweg des Baches Sarvipuro, Puolanka.

	%	Mol. Prop.	Mineralzusammensetzung
SiO <sub>2</sub> .....	67,31	1 122	Quarz ..... 46,44 %
TiO <sub>2</sub> .....			Biotit ..... 49,57 »
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	13,05	128	Apatit..... 2,02 »
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1,28	8	Pyrit ..... 0,54 »
FeO.....	4,24	59	Kohle + Wasser 1,78 »
MnO.....	0,007		100,35 %
MgO.....	3,27	81	
CaO.....	2,05	37	
Na <sub>2</sub> O.....	3,28	53	
K <sub>2</sub> O.....	1,84	19	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,80	6	
S.....	0,29	9	
Glühverl.....	2,93		
	100,35		
H <sub>2</sub> O	1,48		

Zur genaueren chemischen Analyse wurde ein schwach kohlenhaltiger, aber kiesarmer Schiefer vom Talweg des Baches Sarvipuro angewendet. Die Analyse wurde, wie die früheren, von Mag. phil. A. Zilliacus ausgeführt (Tab. X).

Die Quarzmenge des Modus kann annäherungsweise unter der Annahme berechnet werden, dass die im Biotit enthaltene Kieselsäure nach der gewöhnlichen Formel gleich  $2 M_2O_3 + \frac{1}{2} MO$  ist. Dadurch kommen wir zur berechneten mineralischen Zusammensetzung (Tab. X). Wir erhalten für den Biotit die in der Tab. XI wiedergegebene Zusammensetzung. Hier haben wir also einen ähnlichen Fall wie im Phyllit vom Liejeenjoki, nämlich, dass der Glimmer ein natronreicher ist. Hier ist das molekuläre Verhältnis  $Na_2O:K_2O = 2.7 : 1$ .

Tab. XI. Zusammensetzung des Biotits im Kohlenphyllit (berechnet).

	%	Mol. Prop.
SiO <sub>2</sub> .....	41.8	697
TiO <sub>2</sub> .....		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	26.0	255
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2.6	16
FeO .....	8.0	111
MnO .....	0.01	0
MgO .....	6.6	165
CaO .....	1.7	30
Na <sub>2</sub> O .....	6.6	106
K <sub>2</sub> O .....	3.7	39
H <sub>2</sub> O .....	3.0	166
	100.0	

Das Überwiegen des Natrons im Vergleich zu Kali beschränkt sich jedoch nicht auf die karelischen Kohlenphyllite, sondern scheint in ähnlichen Gesteinen allgemeinere Geltung zu haben. Diese Gesteine sind zwar mangelhaft untersucht worden, aber die wenigen mir in die Hände gekommenen Analysen sprechen jedenfalls dafür. In der Tab. XII sind N:os 2 und 3 zwei solche aus schwedischem Grundgebirge zum Vergleich mit der obenangeführten beigegeben. In den beiden schwedischen Gesteinen ist jedoch der Tonerdegehalt bedeutend niedriger, sodass im Mineralbestande dieser Schiefer

je eine beträchtliche Menge Albit teilnimmt, den die beiden Verfasser Sundius<sup>1</sup> und Magnusson<sup>2</sup> als ursprünglich ansehen. Nach dem Vergleich dieser Gesteine mit den finnischen, möchte man dieses in Zweifel ziehen. Die Analysen N:os 4 und 5 gaben die Zusammensetzung des Alaunschiefers aus Stora Strand, Dalsland, an.<sup>3</sup> Sie weist dieselbe Eigentümlichkeit betreffs des Verhältnisses Na<sub>2</sub>O: K<sub>2</sub>O auf.

Tab. XII. Analysen von schwarzen Schiefeln.

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub> .....	67.31	53.21	66.93	57.31	57.34	51.56
TiO <sub>2</sub> .....	—	0.50	0.44	1.02	—	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	13.05	14.90	13.67	19.32	19.44	19.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.28	1.09	0.93	3.83	1.64	3.03
FeO .....	4.24	15.33	7.20	1.98	3.50	9.63
MnO .....	0.007	0.10	0.07	0.03	—	Spur.
MgO .....	3.27	4.18	2.41	1.06	2.95	4.19
CaO .....	2.05	0.29	1.48	1.28	2.60	0.54
Na <sub>2</sub> O .....	3.28	2.04	3.00	3.09	4.59	3.15
K <sub>2</sub> O .....	1.84	1.94	1.95	4.16	2.39	2.22
Cu .....	—	—	—	1.30	1.67	—
BaO .....	—	—	0.05	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.80	0.05	0.11	0.20	—	0.69
S .....	0.29	0.04	0.03	1.85	2.15	—
C .....	—	0.55	0.13	—	—	—
CO <sub>2</sub> .....	—	—	—	0.84	—	—
H <sub>2</sub> O .....	1.48	5.36	0.96	2.86	—	4.49
Glühverl. ....	1.45	—	—	—	—	0.95

1 Schiefer vom Sarvipuro, Puolanka. Anal. A. Zilliacus.

2 » » Bäckäng, Grythyttegebiet, Schweden. Anal. G. Assarsson.

3 » » Höjden, Persbergsgebiet, » » A. Bygdén.

4 » » Stora Strand, Dalsland, » » G. Nyblom.

5 » » » » » » —

6 » » Kammikivitunguri, Petsamo. » A. Zilliacus.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> N. Sundius, Grythyttefältets geologi (English Summary). Sveriges Geol. Und. Årsb. Ser. C, N:o 312, 1922 S. 53.

<sup>2</sup> Nils Magnuson, Persbergs malmtrakt och bergbyggnaden i de centrala delarna av Filipstads bergslag. Kungl. Kommers. Kollegium, Beskrivningar över mineralfyndigheter N:o 2, 1925, S. 30.

<sup>3</sup> H. E. Johansson, Om kopparmalmsförekomsterna vid Stora Strand i Dalsland. Sverig. Geol. Und. Årsb. Ser. C N:o 214, 1908, S. 26.

H. E. Johansson, Sveriges ädlare malmer och bergverk. Stora Strands-områdets kopparmalmsförekomster. Sverig. Geol. Und. Ser. Ca N:o 17, S. 367.

<sup>4</sup> H. Hausen, Über die prequartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 76, 1926, S. 47.

## Entstehung der Koklenschiefer.

Die Entstehung der Kohlenschiefer, sowohl der im Grundgebirge als in späteren Sedimentformationen vorkommenden, hat zu mancherlei Meinungsverschiedenheiten Anlass gegeben. In ihrem entschiedenen Auftreten in bestimmten Horizonten und in ihrer gleichförmigen Beschaffenheit über weite Flächen hin, hat man einen Beweis dafür gesehen, dass ihre Zusammensetzung ursprünglich ist. Sowohl der Kohlengehalt als auch die Kiesführung dieser Bildungen wären also demnach syngenetisch. Man hat in ihnen Analogien zu den Ablagerungen der Limane des Schwarzen Meeres und der Haffe der deutschen Nordküste gesehen.

Diese Erklärung ist aber besonders hinsichts der Grundgebirgsformationen von manchen Seiten in Zweifel gezogen worden. So sieht Goldschmidt im stetigen Zusammenauftreten von Kohlen- und Kiesgehalt die Möglichkeit einer metasomatischen Bildung durch Vermittelung einer leichtflüchtigen Verbindung dieser beiden Elemente, wie z. B.  $CS_2$  oder  $COS$ .<sup>1</sup> Auch das besondere Alkaliverhältnis spricht nach der Ansicht H. E. Johanssons dafür, dass der Kupferschiefer von Dalsland der Metasomatose seinen Kupfergehalt verdankt.<sup>2</sup>

Nachdem oben gezeigt worden ist, dass der Kohlengehalt ursprünglich sein muss, wächst auch die Wahrscheinlichkeit der syngenetischen Herstammung des Kiesgehaltes bei diesen Schiefen. Es wäre undenkbar, dass die Feinteilung des Kohlenstoffes hätte bestehen können, wenn diese Schiefer von einer beträchtlichen Metasomatose durchdrungen worden wären. Jedenfalls hat der Kohlenstoff sich immer unter dem Einfluss der von Pegmatit verursachten Metamorphose zu schuppigem Graphit auskristallisiert.

Die geologischen Verhältnisse, die Assoziation der Kohlenschiefer mit den Einlagerungen von Quarzit, Kalkstein und Dolomit sprechen dafür, dass ihre Ablagerung in seichtem Wasser erfolgt ist. Werden aber diese als litorale Ablagerungen aufgefasst, so sollte sich wohl die unterste Abteilung der Glimmerschieferformation in tieferem Wasser abgesetzt haben, denn nur durch die Regression eines Meeres von einem halbausgefüllten Becken können die Bedingungen zu einer allgemeinen Ausbreitung solcher Bildungen gegeben sein. Wir müssen jedoch in Betracht ziehen, dass der Kies- und Bitumengehalt sich

<sup>1</sup> V. M. Goldschmidt, Über die metasomatischen Prozesse in Silikatgesteinen. Die Naturwissenschaften H. 7, 1922, S. 5.

V. M. Goldschmidt, On the Metasomatic Processes in Silicate Rocks. Economic Geology, XVII, 1922, S. 116.

<sup>2</sup> H. E. Johansson, Sveriges ädlare malmer. Geologisk översikt. Sverig. Geol. Und. Ser. Ca N:o 17, S. 19.

nicht notwendig schon bei der Ablagerung beigemischt zu haben braucht. Er kann sich auch nachträglich, unter Einwirkung von Mikroorganismen, in einem sulphathaltigen Ton entwickelt haben, wie Aarnio bei finnischen Tonen nachgewiesen hat.<sup>1</sup> Er hat in einem mit Sulphatlösung behandelten, glazialen Bänderton die Sulphidentwicklung durch Impfen mit einem schwarzen Litorinatoren hervorgerufen können. Eine notwendige Bedingung ist aber eine starke Adsorption von Sulfaten, also eine Ablagerung aus salzigem Wasser.

Man kann sich also auch eine gleichsinnig fortlaufende Entwicklung vorstellen, wenn man annimmt, dass die ganze Formation in einer abflusslosen Depression entstanden ist, wo sich zuerst nur süßes Wasser ansammelte, das nach und nach reicher an Salz wurde. Zuletzt kamen Kalksteine und Salztone, zusammen mit Sandlagern, bei der vollständigen Einebnung, zur Ablagerung. Diese Erklärung ist die wahrscheinlichere, und sie gibt auch am besten die geologischen Verhältnisse der deutschen Kupferschiefer des Zechsteins, wie sie von Walther schon früher gedeutet worden sind,<sup>2</sup> und der Alaunschiefer von Dalsland wieder.

Sehr ähnlich ist die Ansicht Grabaus über die Bildungsbedingungen der schwarzen Posidonia-Schiefer des oberen Lias im westlichen Europa. Er schreibt:<sup>3</sup> »The fact that the lower side of the fossils is generally better preserved than the upper shows that the organisms were partly embedded and corroded on the exposed surfaces by the acids generated on the mud flats from the decaying organic matter. Had the water been deep, the carcasses of the Ichtyosaurs, etc., could not have been stranded in the mud, but would probably have continued to float until they were cast on the shore or until decay had brought about the dissociation of the skeletal elements which would then become scattered on the bottom».

Die oberste Abteilung wäre dann von marinem Ursprung. Während ihrer Bildung hat das Gebiet wahrscheinlich in Zusammenhang mit dem Meer gestanden.

#### Oberste Abteilung.

Die oberste Abteilung besteht, soweit bekannt, aus einem grauen, undeutlich geschichteten Glimmerschiefer. Diese Zone ist jedoch von weiten Moorgeländen bedeckt, sodass das Fels-

<sup>1</sup> B. Aarnio, Jankkokuudostunista. Suomen Geologinen toimisto, Geoteknillisiä tiedonantoja N:o 30, Helsinki 1921.

B. Aarnio, Die Entstehung der Eisensulfidtone. Zeitschr. für prakt. Geol. 1922, S. 122—124.

<sup>2</sup> Johannes Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung. 4 Aufl. S. 298.

<sup>3</sup> A. W. Grabau, Principles of Stratigraphy. New York 1924. S. 484.

gerüst nur in einzelnen Aufschlüssen östlich und nordöstlich vom Wihajärvi-See zu tage tritt.

Die Korngrösse dieses Glimmerschiefers beträgt 0.15—0.86 mm, der spärlich auftretende Biotit besitzt eine braune oder grüne Farbe. In Murtiovaara, westlich vom kleineren Salmijärvi, ist auch ein serizitreicher Glimmerschiefer, mit siebartigen Porphyroblasten von grünlich braunem Biotit, angetroffen worden. Auch dieses Gestein dürfte zu derselben Abteilung zu rechnen sein.

#### Pelitische Einlagerungen.

Als eine besondere Gruppe müssen die pelitischen Einlagerungen in den Quarziten behandelt werden. Solche erschei-



Fig. 30. Gebänderter Pelitschiefer mit Rippelmarken am Tolpanvaara, Pudasjärvi.  $\frac{2}{3}$  der nat. Grösse.

nen in allen grösseren, von der zweiten Quarzitgruppe eingenommenen Gebieten (S. 69). So sind sie im Grenzgebiete zwischen Puolanka und Pudasjärvi, wie schon erwähnt, an mehreren Stellen gefunden worden. Auch aus dem Quarzitgebiete von Paltamo sind sie bekannt.

Es ist bereits früher angeführt worden, dass im Konglomerat der Zone Turpeisenvaara—Tolpanvaara, im südlichen Pudasjärvi, Einlagerungen von Pelitschiefer auftreten. Es sind feinkörnige bis dichte Gesteine, von grauer bis grünlich grauer Färbung, oft mit ausgeprägter Schichtung. Durch diese ist eine Bänderung, ähnlich der der Bändertone hervorgerufen worden, aus der man die Absetzungsrichtung bei der Ablagerung ersehen kann. Einzelne Schichten können sich wellenförmig entwickelt haben, während die benachbarten oberhalb und unterhalb ganz gerade laufen. Die Länge der Wellen von Kamm zu Kamm beträgt 5—6 cm (Fig. 30). Nach

oben zu sind die Kämme deutlich schärfer. Es sind also deutliche und zwar in seichtem Wasser gebildete Rippelmarken.

Am östlichen Abhange eines Hügels, genannt Kopsunvaara, südlich vom Jaurakkajärvi, erscheint ein in gleicher Weise geschichteter feiner Tonschiefer, der eine violettgraue Färbung aufweist. Dieser wechsellagert mit einem, an der Tagesoberfläche lockeren, sandsteinartigen Quarzit, in welchem ein System von schiefdurchschneidenden parallelen Rissen, die nicht einmal in den dünnen Tonschieferinlagerungen fortsetzen, noch offen steht. Diese Erscheinungen können wir, wie die lockere Struktur beim Jokijyrkkä-Konglomerat nur mit einem aufgelösten Karbonatgehalt erklären (Fig. 31).



Fig. 31. Offene Risse in einer sandsteinartigen Einlagerung im Pelitschiefer an der Höhe Kopsu, Pudasjärvi.  $\frac{2}{3}$  der nat. Grösse.

Die beiden verschieden gefärbten Schiefertypen sind wiederholt als Einlagerungen in den Quarziten der Grenzgebiete zwischen Puolanka und Pudasjärvi angetroffen worden. An den Abhängen des Hügels Jokijyrkkä finden wir sie als grosse Geschiebe liegend in Massen vor. Der violettgraue Typus ist ausserdem noch von Puolanka, östlich vom Aittojärvi, bekannt, wo er in einer Einsenkung zwischen den älteren Quarziten eingeklemmt vorkommt. Seine Struktur, wie auch die der mit ihm verbundenen Quarzite, ist auch hier ausgeprägt klastisch, während die Struktur der umgebenden Quarzite deutlich geschiefert ist. Auch dieser Schiefer gehört wahrscheinlich der jüngeren Formation an, obgleich seine Struktur auch sonst durch das weiche serizitische Bindemittel erklärlich ist.

Die mikroskopische Struktur aller der in dieser Abteilung zusammengefassten Schiefer ist deutlich klastisch (Taf. II, Fig. 12). Ihre Korngrösse ist sehr ungleich, von 0.06 bis zu 0.01 mm. Die Form der Körner ist zuweilen vollkommen gerundet, wie im erwähnten, violettgrauen Schiefer, östlich vom Aittojärvi (Fig. 32), öfters aber nur unvollkommen abgerundet, bis-

weilen sogar splitterig. Die grösseren, aus Quarz und Feldspat bestehenden Körner liegen zerstreut in einer Zwischenmasse, die entweder aus kleineren bis zu winzigen, aber ähnlich zusammengesetzten Körnern mit etwas Serizit, oder aus Chlorit und Serizit, seltener aus etwas lichtgrünlichem Biotit besteht. In jedem Falle ist die Klastizität der Struktur auffällig. Wird aber das Gestein vermittlems einer starken Vergrößerung untersucht, so erweist es sich, dass die Bestandteile kristalloblastisch zusammengewachsen sind. In den quarzitischen Schichten kann sich sogar eine deutliche granoblastische Struktur entwickelt haben, in der jede Spur von Klastizität verwischt worden ist (Fig. 32).

Die Quarzkörner sind oft undulierend, aber ein dynamischer

Einfluss ist in dem Gefüge nie nachweisbar. Also auch hier sieht es so aus, als ob die Erhaltung der klastischen Struktur in hohem Grade von der Art der Zwischenmasse abhängig sei.



Fig. 32. Strukturbild eines Schiefers südlich vom Honkavaara, Puolanka. Vergr. 17 ×, Nik. +.

## ISOLIERTE SEDIMENTFORMATIONEN.

### DIE QUARZITFORMATION VON MÄNTYKANGAS—AKANVAARA.

Auf der, westlich von den Seen Salmijärvi sich erhebenden, Sandheide Mäntykangas steht ein wohl geschichteter, grober Quarzit an, in dem eine diskordante Schichtung oft mit grosser Deutlichkeit hervortritt (Fig. 33). Aus der abgebildeten Stelle dürfte hervorgehen, dass die Ablagerungsunterlage im Osten liegt, denn die abgebildete Erscheinung kann nur in der Weise entstanden sein, dass die oberen (westlichen) Teile der diagonalen Schichten, vor der Ablagerung der sie überlagernden, weggeführt worden sind. An der östlichen Seite steht ein steilaufrichteter Glimmerschiefer an, der mit dünnen, quarzitischen Schichten wechsellagert. In der Mitte zwischen diesen beiden Vorkommen treten mehrere Aufschlüsse von Konglomeratschiefer auf (Fig. 34). Das Geröllmaterial des Konglomerates besteht zum grössten Teile aus biotithaltigem Quarzit und zum geringeren

Teil aus Aplit und Metabasit oder aus deutlich geschichtetem Glimmerschiefer. Das Bindemittel ist grob und feldspatreich. Die Grösse und die relative Menge der Gerölle ist dieselbe in allen Aufschlüssen, sodass es unmöglich ist auf Grund der Beschaffenheit des Konglomerates zu entscheiden, zu welcher Formation es gehört. Betreffs der Gerölle kann man jedoch sagen, dass der Quarzit sehr wenig dem westlich anstehenden gleicht, aber die Fragmente von Glimmerschiefer sind wohl dem im Osten auftretenden Gestein ähnlich. Zwischen dem Konglomerat und dem Quarzit hat man jedoch einen Aufschluss von feldspatreichem Quarzit mit nur spärlichen Geröllen angetroffen. Ange-



Fig. 33. Diskordante Schichtung im Quarzit am Mäntykangas, Puolanka.  $\frac{2}{15}$  der nat. Grösse.

sichts dieses Vorkommens weiss man jedoch nicht sicher, ob es anstehend ist. Unter solchen Umständen sprechen die Tatsachen kräftiger dafür, dass das Konglomerat sich eher dem Quarzit als den Glimmerschiefern anschliesst. Da die Vorkommen von älteren, vom Granitgneis durchsetzten Glimmerschiefern in diesem Gebiete ganz unbedeutend sind, dürften die Schieferfragmente von den eben beschriebenen Schiefen herkommen. Dann müsste sich eine Diskordanz, und zwar eine deutliche, zwischen diesen beiden Formationen vorfinden, denn irgendwo hat auch ein Granit vorgelegen, von dem ein Teil der Gerölle herkommt.

Von der Heide Mäntykangas erstreckt sich die Quarzitformation 7 km in südlicher Richtung, wo auf dem Berge Somervaara feinkörniger, lichterötlicher Quarzit ansteht, und 6 km in nördlicher Richtung bis zum See Vihajärvi. Südlich von diesem, auf dem Akanvaara,

ist der Quarzit grob und feldspathaltig, aber östlich vom Berge ist er schiefrig und serizitreich.

Mit dieser Formation können die Quarzite, die an der südlichen Böschung des Leipivaara auftreten, parallelisiert werden. Sie sind z. T. schiefrig und serizitreich, und weisen mikroskopisch eine sehr gut erhaltene klastische Struktur auf. An dem südlichen Ende des Leipivaara, auf dem Jalka-aho wurde eine Konglomeratbildung angetroffen, die Gerölle von Quarzit mit tektonoblastischer Struktur, Granit und Glimmerschiefer enthält.



Fig. 34. Konglomerat von Mäntykangas, Puolanka.  
 $\frac{1}{10}$  der nat. Grösse.

Die Beweise für ein jüngeres Alter dieser Formation sind jedoch keineswegs bindend, und man kann nicht als ausgeschlossen ansehen, dass sie auch zur kainuuischen Quarzitformation gehören könnte.

#### DAS KONGLOMERAT VON HEINIJOKI.

Nordöstlich des Pihlajavaara steht am südlichen Abhange des Flusstales von Heinijoki, 600 m WNW vom Wasserfalle Hepokängäs, ein Konglomerat an, das vollkommen gerundete Gerölle von Granit in einer feldspatreichen Zwischenmasse enthält.

Das Gestein der Gerölle gleicht nicht dem umgebenden, grauen, gneisigen Granittypus, sondern ist ein roter Aplit, der makroskopisch dem postkalevischen Granit am ähnlichsten ist. Seine mikroskopische Struktur ist ursprünglich, eugranitisch. Die undulierende Auslöschung

ist im Quarz allgemein verbreitet. Der Mikroklin ist durchaus gitterstruiert. Der Plagioklas ist oft gebrochen und umgebogen.

Es ist jedoch wahrscheinlicher, dass das Konglomerat älter ist als der postkalevische Granit und somit zu derselben Formationsgruppe gehört als die oben geschilderten Formationen.

### █ POSTKALEVISCHER GRANIT.

Die jüngsten Intrusionen im Gebiete gehören immer zu sauren Alkaligraniten und sind öfters pegmatitisch oder aplitisch ausgebildet. Ihre Farbe variiert zwischen grau, gelblich grau und rötlich. Der Feldspat besteht sowohl aus Plagioklas wie aus Mikroklin, von denen bald der eine, bald der andere überwiegt. Der Plagioklas ist jedoch immer albitreich,  $\gamma \leq \omega'$  des Quarzes, und die maximale Auslöschungsschiefe in den symmetrischen Schnitten bis zu  $16^\circ$ . Seine Zusammensetzung ist also  $Ab_{90-95}$ . Er ist öfters von Neubildungen stark getrübt. Der Mikroklin ist im allgemeinen nur schwach perthitisch und ist oft einfach, ohne Zwillingsbildung. Die Gitterstruktur ist beinahe immer grob. Der Glimmer ist sowohl Biotit wie Muskovit. Der Biotit ist öfters blassgrün, bisweilen jedoch dunkelgrün. Der Muskovit, der immer überwiegt, ist offenbar sehr späten Ursprungs. Er tritt immer nur zwischen Feldspat- und Quarzkörnern eingeklemmt zum Vorschein, setzt sich aber bisweilen in ihre Risse hinein fort. Gelegentlich hat er sich deutlich in den Mikroklin hineingefressen, ist symplektitisch mit Quarz verwachsen und schliesst Partien von gitterstruiertem Mikroklin ein. Oft ist er auch in längeren Zügen angeordnet, die mit Zonen der Granulation zusammenfallen. Zuweilen hat die Granulation eine bedeutende Verbreitung im Gestein, der Quarz ist zu flammenartigen Gebilden ausgewalzt und der Feldspat in Stücke zerbrochen, die Teile gegen einander etwas gewendet und verschoben. Dann sind auch einige grössere Muskovitschuppen kräftig gebogen, und ein feinschuppiger Muskovit füllt die entstandenen Lücken aus. Zum Teil ist der Muskovit, oft nur einzelne Lamellen davon, gelb gefärbt, und ein gelbes bis braunes Pigment ist in alle Risse eingedrungen. Der Muskovit ist also wahrscheinlich nachträglich durch eine Zersetzung des Feldspats entstanden.

### METAMORPHOSE DER SUPERKRUSTALEN FORMATIONEN.

#### METAMORPHOSE DER KAINUUISCHEN QUARZITFORMATION.

Die Metamorphose der kainuuischen Quarzitformation ist durch dynamische Beanspruchung gekennzeichnet. Besonders sind die

groben Ablagerungen davon beeinflusst, indem sich aus ihnen stark tektonoblastische Gebilde entwickelt haben. Ein anderer noch allgemeinerer Zug in ihrem Korngefüge ist die »verzahnte« Struktur. Beim Vorhandensein von Serizit zwischen den Quarzkörnern leitet diese Struktur zu einer deutlichen Klastizität über. Es ist nicht leicht aus der Hand zu beweisen, wie das verzahnte Korngefüge entstanden ist, ob die »Zähne« aus dem ursprünglichen Bindemittel auskristallisiert sind oder ob sie einigermassen granulierten Grenzonen darstellen. In den isometrisch körnigen Gesteinen sollte man das erste Alternativ, in den tektonoblastischen Typen aber das zweite erwarten.

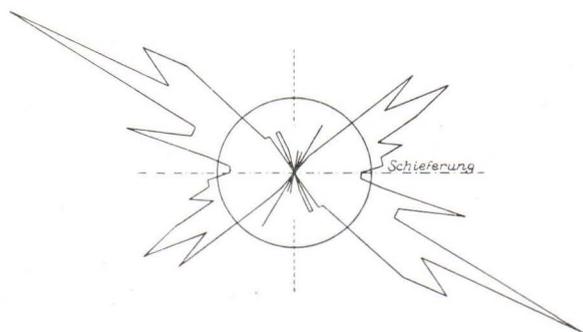


Fig. 35. Statistisches Diagramm der Lage von  $\omega$  des Quarzes im tektonoblastischen Quarzit beim Gehöft Haapala, Puolanka.

Wir müssen nun in Betracht ziehen, dass die verzahnte Struktur als ein ausgesprochen labiles Gebilde aufzufassen ist, in welchem die Oberflächenenergie einem Minimum zustreben muss, das in der polygonalen granoblastischen Struktur erreicht wird. Fördernd in diesem Streben muss nun eine Erhöhung der Temperatur wirken. Der Zustand der Stabilisierung ist hier also bei der Temperatur der Pegmatitbildung erreicht worden (S. 33), die öfters, wie mehrmals konstatiert worden ist, um den  $\alpha$ — $\beta$ -Umwandlungspunkt des Quarzes herum, also zwischen  $500$ — $600^\circ$  C vor sich geht. Daher haben wir genügenden Anlass zu vermuten, dass die Temperatur sich bei der Metamorphose der Quarzite bedeutend unterhalb dieses Betrages gehalten hat, und dass die Umkristallisation hauptsächlich unter dem Einfluss der mechanischen Beanspruchung stattgefunden hat.

Trotzdem wir in der Metamorphose der kainuuischen Quarzitformation so spärliche Spuren einer thermischen Beeinflussung finden, und auch diese wahrscheinlich späteren Ursprungs sind, können wir nicht annehmen, dass diese Umbildung nahe der Ober-

fläche stattgefunden habe. Sie muss sich in einer bedeutenden Tiefe, in der Zone der bruchlosen Deformation, vollzogen haben. Wir können auf keine, für geringe Tiefe sprechenden Merkmale, wie die Paketstruktur und die Böhmsche Streifung im Quarz, hinweisen.

Um einen Vergleich mit anderen Gebieten zu ermöglichen, wurden aus dem auf S. 27 beschriebenen, tektonoblastischen Quarzit, im statistischen Diagramm 125 Beobachtungen über die Lage der Schwingungsrichtung  $\omega'$  im Quarz nach dem Verfahren Schmidts<sup>1</sup> dargestellt (Fig. 35). Es geht daraus deutlich hervor, dass  $\omega$  des Quarzes nicht angenähert parallel der Schieferung liegt, wie in den von

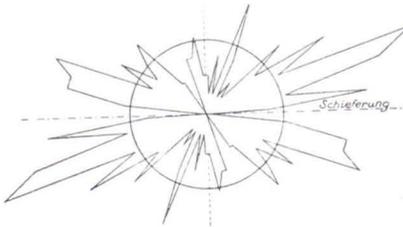


Fig. 36. Statistisches Diagramm der Lage von  $\omega$  des Quarzes im kristallisationsschiefrigen Quarzit beim Jokijyrkkä, Pudasjärvi.

Schmidt untersuchten kristallisationsschiefrigen Gesteinen, aber auch nicht so viel von ihr abweicht wie im Kalkglimmerschiefer von Val Canaria, Tessin (ca 65°), sondern nur 30°.

Eine gleiche Untersuchung, mit 136 Beobachtungen, aus einem kristallisationsschiefrigen Quarzit ca. 600 m östlich der Höhe Jokijyrkkä, ergab ein Diagramm (Fig. 36), das eine bessere Übereinstimmung mit

den Figuren Schmidts zeigt. Hier weicht die häufigste Lage von  $\omega'$  nur 22° von der Schieferungsrichtung ab.

#### UMWANDLUNGEN IN DEN METABASITEN.

Bei den basischen Eruptiven ist die primäre, magmatische Erstarrungsstruktur nur in seltenen Fällen, in einzelnen Diabasgängen, angetroffen worden. Der grösste Teil der deutlichen Gangbildungen sind Uralitdiabase, die öfters nur Reste von Pyroxen führen. Solange der Feldspat unberührt bleibt, ist der Uralit beinahe farblos. Aber auch in den Diabasgängen ist der Plagioklas oft sehr zerbrochen, zerfressen und durch Neubildungen getrübt worden. Dann bekommt auch der Amphibol eine grüne Färbung, zuerts am Rande gegen den Feldspat. Bei einer fortschreitenden Zersetzung des Plagioklases verschwindet der Uralitcharakter des Amphibols und er wird besser individualisiert. Aber auch in den gabbroiden Metabasiten

<sup>1</sup> H. Schmidt, Statistische Methode beim Gefügestudium kristalliner Schiefer. Sitz.-Ber. Wiener Akad. d. Wiss. 126, 1917.

sind die inneren Teile dieses Minerals sehr schwach gefärbt und oft aggregatpolarisierend. Dieser Amphibol enthält schon eine beträchtliche Menge von Sesquioxiden, wie aus der berechneten Zusammensetzung S. 44 hervorgeht. Der Anorthitgehalt des Plagioklasses ist nun zu 20 % herabgesunken. Der grösste Teil von ihm ist jedoch im Gestein in Form von Epidot bewahrt und oft noch im Plagioklas eingeschlossen.

Die weitere Entwicklung der Metamorphose ist nach verschiedenen Richtungen hin gegangen. In den spilitischen Metabasiten ist der Epidot bis zu unbedeutenden Resten, zusammen mit dem Reste des Anorthitgehaltes, verschwunden und der Amphibol ausgebleicht worden. In einer anderen Gruppe von Gesteinen ist die Menge des Feldspats bedeutend gewachsen, während der Amphibol und der Epidot zurückgetreten sind. Dabei ist aber Kalzit als neuer Bestandteil hinzugekommen. Dieser Prozess ist manchmal so weit gegangen, dass albitreiche, den Natronsyeniten annähernde Gesteine entstanden sind, die oft nicht von den wahrscheinlich auftretenden Keratophyren unterschieden werden können. Die dritte Richtung der länger fortgeschrittenen Metamorphose vertreten die stark geschieferten und schieferähnlichen Modifikationen, in denen Biotit den Amphibol, entweder teilweise oder gänzlich, verdrängt hat. Parallel mit diesem Prozess hat eine Zunahme von Quarz stattgefunden.

Die Umwandlungen in der Serie von Diabasen nach den gabbroiden Metabasiten sind bestrebt gewesen, eine Mineralzusammensetzung: Oligoklas, schwachgrüner Amphibol und Epidot, zu schaffen. Vom Gesichtspunkt der Fazieslehre ist zwischen Eskola,<sup>1</sup> Becke<sup>2</sup> und Tilley<sup>3</sup> eine Diskussion darüber entstanden, ob eine solche Mineralzusammensetzung wie diese eine besondere Fazies, also eine wirklich stabile Mineralassoziation oder eine metastabile Kombination beim Übergange von Amphibolitfazies zu Grünschieferfazies darstellt.

Bei unserem Falle hat sich die Umwandlung nicht in der Richtung von gemeiner Hornblende nach der Tremolit-Aktinolithserie hin

<sup>1</sup> P. Eskola, The Mineral Facies of Rocks. Norsk geol. Tidskr. 6, 1920, S. 143—194.

— —, On the Petrology of Eastern Fennoscandia. I. The Mineral Development of Basic Rocks in the Karelian Formations. Fennia 45, N:o 19, 1925, S. 75 ff.

<sup>2</sup> F. Becke, Zur Fazies-Klassifikation der metamorphen Gesteine. T. M. P. M. 35, 1921, S. 224.

<sup>3</sup> C. E. Tilley. The Facies Classification of Metamorphic Rocks. Geol. Magaz. LXI, 1924, S. 170.

vollzogen, sondern eher umgekehrt, weil der den Enstatitaugiten entsprechende Uralit ärmer an Sesquioxiden sein dürfte als die auf S. 44 berechnete Zusammensetzung des Amphibols in den gabbroiden Metabasiten. Dieser Umstand deutet also darauf hin, dass die Mineralassoziation: Oligoklas, schwachgrüner Amphibol und Epidot, ein wahres Gleichgewicht, sowohl den physikalischen Bedingungen als auch der zur Verfügung stehenden Wassermenge entsprechend, darstellt.

Die physikalischen Bedingungen bei der weiter fortgeschrittenen Metamorphose können nicht mit denen der zuletzt beschriebenen Umwandlungen verglichen werden, weil jene einer stofflichen Veränderung, also metasomatischen Prozessen, unterzogen sind, während die gabbroiden Metabasite wahrscheinlich eine ursprüngliche Zusammensetzung haben. Aus den spilithischen Grünsteinen ist der Anorthitgehalt des Plagioklases ausgelaugt, ohne Epidotbildung hervorzurufen, und in den Albitfelsen hat eine bedeutende Zunahme an Albit und Quarz und eine Auslaugung von Anorthit stattgefunden. Wir können uns vorstellen, dass diese letzteren Prozesse unter Einfluss von einer  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CO}_2$  und  $\text{Na}_2\text{O}$  enthaltenden Lösung sich vollzogen haben. Es ist also ein mit der Adinolithbildung analoges Produkt, als Edukt aber nicht ein Glimmerschiefer sondern ein Metabasit. Von den Adinolithen unterscheiden sie sich nur dadurch, dass sie oft grobkörnig sind und oft bedeutende Mengen von Kalzit enthalten. Oft sind sie ihnen aber vollkommen gleich.

Die biotitreichen und schieferähnlichen Modifikationen treten als Randbildungen gegen serizitführende Gesteine auf und haben eine Kalziführung aus diesen erhalten können.

Es muss also hervorgehoben werden, dass die Metamorphose der Metabasite thermisch von einer ziemlich tiefen Temperatur bedingt und zum grossen Teil metasomatischer Art gewesen ist. Dagegen kann man bei ihnen keine starke dynamische Beeinflussung entdecken, obgleich so zusammengesetzte Gesteine ziemlich leicht gegen eine solche Beanspruchung reagieren.

#### MIT DEN GLIMMERSCHIEFERN ZUSAMMENGEHÖRIGE QUARZITE.

Wie die ursprüngliche Beschaffenheit der mit Glimmerschiefern verbundenen Quarzite, so ist auch ihre Metamorphose von sehr verschiedener Art. Die Quarziteinlagerungen in den Glimmerschie-

fern sind gewöhnlich granoblastisch. Die als selbständige Formationen vorkommenden Quarzite sind dagegen öfters deutlich klastisch. Diese Struktur ist jedoch offenbar durch eine zwischen den Quarzkörnern auftretende Zwischenmasse aus Serizit, Dolomit oder Hämatit bestehend, bedingt. Wo diese Zwischenmasse zurücktritt, geht auch die klastische Struktur in eine granoblastische über, wie aus der Fig. 32 hervorgeht. In dem Falle, dass die Zwischenmasse aus harter Substanz, wie Hämatit, besteht, ist ersichtlich, dass die Quarzkörner einer beträchtlichen Stresswirkung ausgesetzt gewesen sind, Fig. 36, weil ihre Auslöschung sehr undulös ist. In den grobklastischen Bildungen hat dieser Stress eine Zerdrückung der Gerölle hervorgerufen, wie dies von den Konglomeraten von Valkeaislampi und Jokijyrkkä mitgeteilt wurde. Nur in einem Falle ist eine weiter vorgeschrittene Deformation beobachtet worden. In dem zu diesen Quarziten gehörigen Spaltengang von Quarzit im Metabasit, am östlichen Abhange des Lukkarinvaara (S. 52), ist eine tektonoblastische Struktur entwickelt (Taf. II, Fig. 11). Diese ist jedoch von einem anderen Charakter als die Gefüge der kainuuischen Quarzite, was schon daraus hervorgeht, dass im Ganggestein die Böhmsche Streifung im Quarz so gut ausgebildet ist, während sie bei den kainuuischen Quarziten ganz und gar fehlt.



Fig. 37. Dynamische Einflüsse im klastischen Quarzit mit Zement von Hämatit (vgl. Fig. 23). Aylö, Puolanka, Vergr. 25×, Nik. +.

Alle diese Tatsachen beweisen, dass die hier behandelten Quarzite unter ganz anderen Verhältnissen metamorphosiert sind als die kainuuischen. Die Metamorphose der ersteren, sowie die der Metabasite, hat nahe an der Oberfläche stattgefunden, während die der letzteren sich in einer bedeutenden Tiefe vollzogen hat, wie wir schon oben (S. 109) dargestellt haben. Nun stehen aber die beiden Typen von Quarzit sowie Metabasit und Glimmerschiefer ganz nahe an einander an. Wir brauchen nur an die Verhältnisse zwischen dem Gehöft Pääkkö und dem Berge Kurikkavaara zu erinnern. Hier steht die effusive Metabasitformation nur 100 m von den Basalbildungen der kainuuischen Quarzitformation ab. Dazwischen tritt ein schmaler

Streifen von Granitgneis auf, den die beiden Formationen überlagern. Der Metabasit geht durch tuffitische Basalkonglomerate in Glimmerschiefer mit Quarziteinlagerungen über. Die kainuuische Quarzitformation, und sogar ihre Unterlage, muss also vor der Ablagerung der Metabasite und Glimmerschiefer mit Quarziteinlagerungen durch eine bedeutende Abtragung blossgelegt worden sein.

#### METAMORPHOSE DER GLIMMERSCHIEFERFORMATION.

##### Metamorphe Typen von Glimmerschiefer.

Ausser den im Vorhergehenden beschriebenen, ursprünglichen Verschiedenheiten in der Zusammensetzung der Glimmerschiefer, kann man noch solche metamorpher Art unterscheiden. So treffen wir, von der nördlichen Seite des Sees Salmijärvi beginnend bis nach der westlichen Seite des Sees Wihajärvi hin, eine sehr vollkommene Serie von Glimmerschiefern mit verschieden starker Beeinflussung. Die beschriebenen basalen Bildungen der Glimmerschieferformation, nordöstlich vom kleineren Salmijärvi, sind oft sehr deutlich klastisch, dagegen sind die sie überlagernden Schiefer immer granoblastisch. Ung. 2 km westlicher steht ein porphyroblastisch entwickeltes Gestein mit Biotit als Porphyroblasten an. Südlich vom Wihajärvi liegen in grobem Schiefer grosse Idioblasten von Staurolith und Granat, und auf der westlichen Seite des Sees gehen diese Gesteine weiter in einen groben, von Pegmatit durchdrungenen, Gneis über. In dieser Serie ist das Steigen des Metamorphosengrades auffallend.

Was besonders den grossen Unterschied zwischen den Strukturen der Bodenbildungen und den darüber liegenden Glimmerschiefern anbelangt, so ist er offenbar durch die ursprüngliche Verschiedenheit dieser Sedimente bedingt. Die an amorphen, tonigen Zersetzungsprodukten reichen Sedimente haben natürlich eine grössere Neigung zur Umkristallisierung gehabt als die hauptsächlich aus unzersetzten Mineralfragmenten bestehenden Basalbildungen. Das auffällige Wachsen des Kornes und das Übergehen der Glimmerschiefer in Gneis sprechen jedoch unzweideutig für die nach Westen zunehmende Kontaktmetamorphose, die offenbar durch Granitintrusionen hervorgerufen worden ist. Aber auch andere Faktoren dürften hier mitgewirkt haben.

##### Chlorit-Serizit- und Biotit-Serizitschiefer,

Ausser den basalen Schiefen sind die pelitischen Einlagerungen in den Quarziten die am wenigsten metamorphosierten Teile der

Glimmerschieferformation. In diesen sind die Chlorit-Serizitschiefer in grosser Verbreitung vertreten. Oft ist jedoch in ihnen ein Übergang in Biotit-Serizitschiefer durch das Auftreten von lichtgrünem Biotit ersichtlich. Die schwache Metamorphose dieser Schiefer geht auch daraus hervor, dass ihre Struktur so deutlich klastisch ist, dass die splitterigen Formen sogar der kleinsten Körner zu erkennen sind.

Die phyllitischen Schiefer können dagegen von den Glimmerschiefern auf Grund der mineralischen Entwicklung gar nicht unterschieden werden. Sie sind durchaus Biotitserizitschiefer mit dunkelbraunem Biotit. Von den Kalkphylliten und Kohlschiefern ist soeben der schwachfarbige Biotit erwähnt worden. In diesen Gesteinen ist aber ihre chemische Zusammensetzung bestimmend gewesen, indem das Eisen in andere Verbindungen (Karbonate oder Sulphide) eingegangen ist.

Es ist eine allgemeine Erfahrung, dass die als Phyllite bezeichneten Schiefer immer in der Hinsicht heterogen sind, dass ein Teil von ihnen zu den ersten, ein anderer Teil dagegen zu der zweiten der obengenannten Gruppen, zusammen mit den Glimmerschiefern, gehört. Es wäre darum zweckmässiger nur die Chlorit-Serizitschiefer als Phyllite zu bezeichnen.

#### Granat- und staurolithhaltiger Glimmerschiefer.

Der granat- und staurolithhaltige Schiefer zieht sich in einer fortlaufenden Zone vom Kirchdorfe Puolanka in südlicher Richtung, durch die Seen Puolanganjärvi und Wihajärvi hin, bis die Zone südwestlich vom letzteren See, nach zurückgelegten 16 km, auf eine Einbuchtung des intrusiven Granitmassivs (oder auf eine isolierte Intrusion) stösst. Auf der ganzen Strecke läuft diese Zone parallel mit dem Streichen der Glimmerschiefer, aber nicht mit dem Granitkontakt. Südöstlich von der genannten Granitintrusion steht noch der Granat-Staurolith-Schiefer an, aber seine weitere Fortsetzung ist uns wegen des Mangels an Aufschlüssen unbekannt. Dasselbe gilt ihrer entgegengesetzten Fortsetzung, nördlich vom Kirchdorfe.

Die geologische Erscheinungsweise des Gesteins spricht also dafür, dass die Granat- und Staurolithführung an einen bestimmten Horizont der Glimmerschieferformation gebunden, und folglich von einem primären Tonerdeüberschuss im Verhältniss zu den Alkalien bedingt ist. Aus dem Verlaufe der Zone geht aber nicht hervor, welche Stellung dieser Horizont in der Glimmerschieferformation einnimmt. Leider ist dieser Schiefer nicht an anderen Stellen, wo er eine bessere Entscheidung dieser Frage zuliesse, anstehend beobachtet worden.



übergeführt. Bei der mikroskopischen Untersuchung dieser Gesteine zeigt sich der Feldspatgehalt derselben nicht als aus Kalifeldspat, sondern aus einem Plagioklas bestehend, mit der Zusammensetzung  $Ab_{75}An_{25}$  (Auslöschung  $MP = 7-8^\circ$  und  $\alpha'$  bedeutend grösser als  $n$  des Kollolits, 1.530—1.535). Die Menge des Plagioklases beträgt  $\frac{1}{5} - \frac{1}{4}$  der gesamten Zusammensetzung, in der ausser dem Quarz, der den Hauptteil ausmacht, nur Biotit und Muskovit teilnehmen. Der dunkelfarbige Biotit,  $\alpha$  (gelb)  $\angle \beta = \gamma$  (dunkelbraun, beinahe schwarz), ist mit dem Muskovit parallel zusammengewachsen. Die Korngrösse ist 0.2—0.5 und die Struktur granoblastisch, isometrisch körnig.

Das Kali ist also in diesem Gestein nicht im Feldspate, sondern im Muskovit gebunden. Da aber die Menge des letzteren nicht beträchtlich zugenommen hat, ist die Zufuhr von Kali in dieses Gestein unbedeutend, während die des Natrons und des Kalks bedeutend sein muss, wenn wir das Gestein vom Glimmerschiefer ableiten wollen. Ziehen wir jedoch in Betracht, dass der Gneis, in Form einer kontinuierlichen Zone der Kontaktgrenze entlang, gegen den in der Glimmerschieferformation intrusiven Granit verläuft — und dieser muss ja mit verschiedenen Horizonten jener Formation auf der beträchtlichen Strecke von ca 60 km in Berührung gekommen sein — dann können wir keine bessere Erklärung für diese Erscheinung finden. Der Übergang der Zone von Granat und Staurolithglimmerschiefer, mit Einlagerungen von Serpentinsteine, aus Glimmerschiefer in Gneis, wobei sie sogar in direkte Berührung mit dem Granit kommt, spricht seinerseits auch dafür, dass verschiedene Horizonte der Schieferformation, an verschiedenen Stellen, der Vergneisung ausgesetzt gewesen waren.

Die dargestellten Tatsachen scheinen dafür zu sprechen, dass die Vergneisung sich nicht unter Zuführung von Feldspatmolekülen, sondern nur von Alkali und Erdalkali — hauptsächlich nur von  $Na_2O$  und  $CaO$  — vollzogen hat. Dieser Prozess ist von Goldschmidt im Stavangergebiete sehr genau studiert worden und hat eine vorzügliche theoretische Behandlung erhalten.<sup>1</sup>

Die vom postkalevischen Granit auf S. 108 hervorgehobenen Tatsachen stehen in guter Übereinstimmung mit der Theorie von Goldschmidt über die hydrolytische Spaltung des Feldspats in den wasserreichen Granitmagmas als Erklärung für die Entstehung der

<sup>1</sup> V. M. Goldschmidt, Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. V. Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiete. Vidensk.-selsk. Skr. Mat. Naturv. Kl. 1920, N:o 10, S. 108—122.

Metasomatosen i silikathergarter. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 43, 1921, S. 465—468.

bei der Vergneisung wirkenden alkalischen Lösungen. Auch hier scheint diese Zersetzung am meisten den Mikroklin betroffen zu haben, aber auch der Plagioklas ist am selben Prozess beteiligt gewesen.

### Cordierit-Anthophyllit-Fels.

Eine vom oben dargestellten Schema abweichende Bildung ist ein Vorkommen von Cordierit-Anthophyllit-Fels. Dieses Gestein tritt nahe dem Bache Törisevännepuro, nördlich des Kirchdorfes Puolanka, zusammen mit den in Verbindung mit den Serpentinsteinen stehenden Tremolitschiefern auf. Man nimmt darin eine deutliche Lagentextur wahr, indem feinkörnigere, anthophyllitreiche und glimmerreiche Lagen mit ebensolchen von gröberem Korn und überwiegend aus Cordierit bestehend abwechseln. U. d. Mikroskop weisen die letzteren grosse, von Anthophyllit durchwachsene Cordieritindividuen auf. Ausser dem Anthophyllit kommen als Einschlüsse im Cordierit noch bräunlich grüner Biotit und eine Menge von kleinen Körnern, um welche sich gelbe pleochroitische Höfe gebildet haben. Diese Höfe, die nur bei der Lichtschwingungsrichtung  $\alpha$  hervortreten, sind schwächer und kleiner um die kleineren, stärker und breiter um die grösseren Einschlüsse herum. Um die kleinsten Partikel herum ist ihr Radius 0.016—0.021 mm, um die grösseren 0.026—0.031 mm, ohne das Korn mitzurechnen. Diese Einschlüsse können nach ihrer Beschaffenheit in drei Gruppen eingeteilt werden:

1. Gerundete, säulenförmige, farblose Prismen mit Querspalten. Sie haben eine starke Licht- und schwache, in der Längsrichtung negative, Doppelbrechung. Sie sind wahrscheinlich optisch zweiachsig.
2. Unregelmässige intensiv braune bis schwarze Körner mit starker Licht- und Doppelbrechung.
3. Sehr kleine braune Partikel, vielleicht dasselbe Mineral wie 2.

Die feinkörnigen Lagen sind aus Cordierit, Anorthit, Quarz, Anthophyllit, farblosem oder lichtbräunlich grünem Glimmer und Sillimanit zusammengesetzt. Der Cordierit ist klar und farblos, ist aber von Rissen durchzogen, die mit einer bräunlichen, isotropen Substanz ausgefüllt sind. Ausserdem sind in ihm Gruppen von dünnen Sillimanitnadeln entstanden. Die pleochroitischen Höfe treten hier nicht auf oder sind sehr schwach ausgebildet. Der Anorthit zeigt eine feine Zwillingungsverwachsung nach dem Albitgesetz, bisweilen auch eine Gitterstruktur. Die Auslöschungsschiefe  $M:\alpha$  in den symmetrischen Schnitten steigt bis auf  $55^\circ$ — $70^\circ$ . Die Zusammensetzung ist

also  $An_{85-90}$ . Der Anthophyllit tritt zum Teil in einzelnen, kleinen Stengeln, zum Teil in grösseren bündelförmigen Gruppen auf. Seine optischen Konstanten sind variierend.

$$\gamma = 1.638-1.645 \text{ (in Immersion bestimmt)}$$

$$\gamma - \alpha = 0.016-0.022.$$

Sein Eisensilikatgehalt wechselt alsdann nach Sundius von 8 zu 18 %.

Die geologischen Verhältnisse des Vorkommens zu anderen Gesteinen sind nicht untersucht worden, weshalb wir hier nicht auf die genetischen Fragen eingehen können.

## STRATIGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE DER KARELISCHEN FORMATIONEN.

### BEDEUTUNG DER DISKORDANZEN.

Bei praktischen geologischen Aufnahmearbeiten im östlichen und nördlichen Finnland hat die stratigraphische Aufgabe im allgemeinen darin bestanden, die auf dem Granitgneis und den älteren Graniten liegenden superkrustalen Formationen von den von ihnen intrudierten zu unterscheiden und von den ersteren die nicht von jüngerem (post-kalevischem) Granit durchsetzten, am wenigsten metamorphosierten Teile zu trennen. Diese letzteren hat man für *jatulisch* angesehen, während die anderen auf dem Granitgneis und auf den älteren Graniten abgelagerten Formationen als *kalevische Formationen* zusammengeführt worden sind. Die von den älteren Graniten intrudierten Schiefer, sind gewöhnlich als »ältere Schiefer«, bisweilen auch *ladogisch* bezeichnet worden.

Die »*subkalevische Diskordanz*« hat also, wie besonders Mäkinen hervorgehoben hat,<sup>1</sup> eine entscheidende Rolle bei der Altersbestimmung der ost- und nordfinnischen Formationen gespielt. In der Tat, wenn wir darunter die *subkainuuische Diskordanz* verstehen, ist durch diese Unkonformität, wie wir gesehen haben, eine so tief denudierte Abtragungsfläche markiert, dass ihr, in unserem Lande, nur die unterkambrische oder besser gesagt die unterjotnische Fastebene zur Seite gestellt werden kann. Sie eignet sich in diesen Gebieten sehr gut zur Basis des stratigraphischen Bezugssystems. Man hat wirklich wenig Grund anzunehmen,

<sup>1</sup> E. Mäkinen, Urbergsgeologin i mellersta Finland. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 39, 1917, S. 455.

dass dieser Horizont etwa seinen Charakter, als ein grosser Hiatus, beim Übergang über die verhältnismässig engen Zwischenräume zwischen den einzelnen Schiefergebieten einbüssen sollte.

In der Tat bietet sich dem Feldgeologen kein solcher Verdacht dar. Wir haben also auch in Zukunft keine Widersprüche zu befürchten, wenn wir alle die auf dieser Abtragungsfäche abgelagerten Formationen zu einer Formationsgruppe, zusammenfassen, die leicht von den älteren unterschieden werden können. Sie werden hier nach dem Vorgange Eskolas *karelische Formationen*, genannt. Ihre weitere Gliederung ist aber viel schwieriger, ungeachtet dessen, dass wir auch deutliche Diskordanzen zwischen den einzelnen Teilen der Gruppe nachgewiesen haben. Wenn wir nun im voraus sicher sein könnten, dass diese Formationsgruppe auch bei einer näheren Untersuchung nur in zwei Unterabteilungen zerfiel, so wäre die Aufgabe wohl leichter löslich. Müssen wir dagegen die Möglichkeit mehrerer ungleichaltriger Glieder in Betracht ziehen, so wird die Sache umso verwickelter.

Obgleich wir auch die jatulischen Formationen als älter betrachten als die Intrusion des »postkalevischen« Granits, worauf einige Beobachtungen hinweisen, so sind nach der referierten Gliederung bisher nur zwei Abteilungen in der betrachteten Gruppe angenommen worden. In Lappland hat man zwar eine weitere Diskordanz zwischen dem oberen und dem unteren Kalevium angenommen; jener hat man aber nur eine lokale Bedeutung zugeschrieben. In der vorliegenden Abhandlung hoffe ich dagegen Gründe dafür hervorgebracht zu haben (S. 114), dass die Glimmerschieferformation, die keineswegs zum jatulischen Typus gerechnet werden kann, diskordant eine ältere Quarzitformation überlagert, welche jedoch ihrerseits auf der »subkalevischen«, eigentl. subkainuuischen Denudationsfläche liegt. Müssen wir annehmen, dass die jatulischen Formationen noch jünger sind, so haben wir wenigstens drei Formationen in der betrachteten Gruppe. Es fragt sich nun, können wir diese von einander unterscheiden? Wir wollen noch einmal die am meisten spezifischen Züge der einzelnen Formationen wiederholen.

#### KAINUUISCHE QUARZITE.

Wir haben die kainuuische Quarzitformation gesondert von den übrigen Quarziten beschrieben. Das ist zweckmässig von rein deskriptivem Gesichtspunkt aus betrachtet, denn die Formation besitzt eine eigene Charakteristik, die ihr ein besonderes Gepräge verleiht. Die Sonderstellung haben wir besonders durch die Verschiedenheit der basalen Bildungen motiviert. Bei der

Besprechung dieser Formationen haben wir gezeigt, was die hier bestätigten Unterschiede in genetischer Hinsicht in sich schliessen (S. 34 u. 92). Kurzgefasst können wir sagen, dass die kainuuische Quarzitformation einer sehr ebenen, von einer tiefen, chemisch veränderten Verwitterungsrinde bedeckten, Falebene aufgelagert ist, und ihre Lagerfolge ist auf dem ganzen hier behandelten Gebiete dieselbe: grobe, serizithaltige Quarzite, Serizitschiefer, reine feinkörnige Quarzite.

Ihre weite Verbreitung und ihre Gleichförmigkeit lassen ihr Vorkommen in gleicher Form auch in anderen Gebieten vermuten.

#### KALEVISCHES QUARZIT-GLIMMERSCHIEFERFORMATION.

Die Glimmerschieferformation, mit den mit ihr verbundenen Quarziteinlagerungen, bietet keine so leichte Charakterisierung dar. Die Basalbildungen der Formation zeigen eine sehr wechselnde Natur; ein Beweis für die Unebenheit der Unterlage. Die Lagerfolge der darüber liegenden Sedimente stimmt jedoch in grossen Zügen im ganzen Kainuu-Schiefergebiete überein. Die einzelnen Horizonte, besonders die untersten, besitzen dagegen eine sehr ungleiche Mächtigkeit, welcher Umstand auch für die Unebenheit der Unterlage spricht. Das Vorkommen von quarzitischen Ablagerungen im untersten Horizont ist sehr ungleichmässig. Der Gehalt an Karbonaten in den geschichteten, phyllitischen Schiefen ist wechselnd, und diese Abteilung selbst kann sehr schwach vertreten sein (S. 96). Der Horizont des Kohlschiefers scheint sehr allgemein anwesend zu sein, aber die Einlagerungen von Quarzit, Kalkstein und Dolomit sind unbeständig. Auch die oberste Glimmerschiefer-Abteilung scheint immer vorhanden zu sein.

Die Glimmerschieferformation setzte sich also auf einer ziemlich uneben geformten, von chemischer Verwitterung unangegriffenen Oberfläche ab. Diese Formation überlagert jeweilig die kainuuischen Quarzite, öfters aber sind sie beide demselben Granitgneis aufgelagert. Diese Formationen können folglich nicht konkordant sein.

Auf Grund der allgemeinen Verbreitung der Glimmerschieferformation im Kainuu-Schiefergebiet und ihrer überall regelmässigen Lagerfolge wegen ist zu erwarten, dass ihr Auftreten nicht lokaler Art ist, sondern dass sie auch in anderen Schiefergebieten wiedergefunden und wiedererkannt werden kann. In dem karelischen Schiefergebiete (S. 11) finden wir wirklich ein Gegenstück, das in allen diesen Verhältnissen der hier behandelten Formation gleicht, wie auch der Verfasser nach mehrjährigen detaillierten Studien hat feststellen können.

Weil sich jedoch diese Lagerfolge unter Annahme einer gleichsinnig fortlaufenden Entwicklung erklären lässt (S. 102), haben diese Analogien keine bindende Bedeutung hinsichtlich der Äquivalenz. Unter allen Umständen ist die Ähnlichkeit des geologischen Auftretens und der Lagerfolge so gross, dass es für berechtigt angesehen werden kann, für die auf dem Kainuu-Schiefergebiete befindliche Glimmerschieferformation die Benennung »kalevische« anzuwenden, die zuerst auf das karelische Schiefergebiet angewendet worden ist.

Beim Fehlen dieser kalevischen Charakteristik kann man aber nicht ohne weiteres den Gegensatz gelten lassen. Darum kommt es sehr viel darauf an, die Fazieswechselungen in jedem einzelnen Schiefergebiete möglichst genau kennen zu lernen, ehe man eine stratigraphische Korrelation weiter vornimmt.

#### KALEVISCHE QUARZITE.

Oben ist der ungleichmässigen Verbreitung der kalevischen Quarzite Aufmerksamkeit gewidmet worden. Im nördlichen Puolanka können wir einen allmählichen Übergang vom Glimmerschiefer zum Quarzit im Felde wahrnehmen und im südlichen Pudasjärvi sind die tonigen Ablagerungen nur durch unbedeutende Einlagerungen vertreten. Mit diesen Bildungen greift eine neue Fazies in die kalevischen Schieferformationen ein. Wir haben sie oben, zusammen mit den kalevischen Konglomeraten und Quarziten beschrieben.

Es sind zu unterst grobe Konglomerate mit unverwittertem Zement, dann Konglomerate und Quarzite mit reichlichem serizitischem Bindemittel, zu oberst feinere, reine oder serizithaltige Quarzite. Gelegentlich kommt in ihnen auch ein dolomitischer Zement vor und sogar quarzhaltige, rötliche Dolomitablagerungen. Die hie und da vorkommenden Tonschieferleinlagerungen sind zum Teil grau oder grünlich, oft aber auch violettbraun. Sämtliche besitzen eine deutlich klastische Struktur.

Alle die angeführten Merkmale definieren aber den sogenannten *jatulischen Typus* und weisen auf eine nahe Verwandtschaft mit den jatulischen Bildungen hin, z. B. im Kuusamo—Kuolajärvi Gebiete. Was können wir also aus ihnen für Schlüsse ziehn?

Früher sind wir schon zu dem Schluss gekommen (S. 71), dass diese Ablagerungen, wenigstens zum Teil, im Wasser abgesetzte Sedimente sind, die aber lange Zeit oberhalb des Meeresspiegels gelegen, und eine tiefgreifende chemische Verwitterung durchgemacht haben. Die violettbraune Färbung der Tonschiefer, die vom Ferrioxyd herrührt, spricht dafür, dass sie kontinentale Bildungen sind, denn der

Eisenoxyd ist auch in den damaligen marinen Ablagerungen, wie in den jüngeren Bildungen zu Oxydulverbindungen reduziert worden. Als kontinentale Bildungen sind am besten auch die dolomithaltigen Quarzite und sandhaltigen Dolomite aufzufassen. Sie können am besten mit den Wüstenbildungen verglichen werden.

Für eine Ermittlung der relativen Altersverhältnisse dieser Quarzite im Vergleich zu den anderen Formationen ist es von Bedeutung, dass sie von Metabasiten durchbrochen sind. In den Glimmerschiefern kommen ja diese Gesteine nur in einer einzigen Zone, zusammen mit den Serpentinsteinen, vor, während sie sonst immer ausserhalb der Glimmerschieferformation auftreten und in einigen Fällen deutlich älter sind als diese. Wir können also sagen, dass diese Quarzitformation eher älter als jünger als die Glimmerschiefer ist. Das stimmt auch mit der tatsächlich beobachteten Lagerfolge überein. Da aber die effusiven Metabasite sowohl in den Quarziten eingelagert sind, als auch dieselben unterlagern, kann der Altersunterschied im Verhältnis zu den Glimmerschiefern kein bedeutender sein.

#### METABASITFORMATION.

Die Metabasite sind im östlichen Finnland gewöhnlich in drei Gruppen eingeteilt worden: die präkalevischen, kalevischen und jatulischen Amphibolite, bzw. Amphibolgabbros oder Uralitdiabase. Im hier erörterten Gebiet sind keine, von den älteren Graniten durchsetzte, Amphibolite angetroffen worden. Falls es solche gibt, haben sie hier sicher keine bedeutendere Ausbreitung. Dagegen ist es als ganz zweifellos anzusehen, dass hier keine solchen Metabasite, welche jünger wären als der postkalevische Granit, vorkommen.

Die Metabasite, besonders die grünsteinartigen, weisen eine Menge so unzweideutiger Zeichen effusiver Natur auf, dass ein grosser, vielleicht der grösste Teil von ihnen als oberflächliche Ergüsse gelten muss. Solche Bildungen überlagern auf mehreren Stellen direkt den Granitgneis. Von solchen Stellen können wir folgende Beispiele erwähnen: östlich des Pääkkö (S. 47), am westlichen Abhange des Honkavaara (S. 52) und auf dem Lammasvaara (S. 47). Ähnliche effusive Bildungen sind jedoch als Einlagerungen in den kainuuischen Quarziten oder unterhalb der letzteren ganz und gar unbekannt. Die Metabasite treten in dieser Formation nur in Form von intrusiven Lager- oder Quergängen auf. Der mit Hinsicht auf diese Quarzite jüngere Ursprung der Metabasite geht auch daraus hervor, dass sie nicht von der, in Zusammenhang mit der Ablagerung der genannten Quarzite, vollzogenen gründlichen Verwitterung betroffen worden

sind. Die effusiven Bildungen treten an der Seite so mächtiger Lager-serien von Quarzit, wie in allen obengenannten Beispielen, auf, und dennoch haben wir gesehen, dass die Quarzitformation keine lokale Bildung darstellen kann. Demnach müssen wir zweifelsohne eine erhebliche Diskordanz zwischen diesen Formationen voraussetzen.

Die Metabasite unterlagern, wie in den eben behandelten Fällen, öfters unmittelbar die Glimmerschieferformation und gehen mit tuffoiden Bildungen in ihre basalen Konglomerate über. Letztere Formation gehört also zu derselben Bildungsperiode wie die Metabasite, ist also von gleicher Diskordanz wie diese von den kainuuischen Quarziten getrennt.

Soweit es dem Verfasser bekannt ist, nehmen die Metabasite dieselbe Stellung im Verhältnis zu den genannten Formationen im ganzen Kainuu-Schiefergebiet ein. In südlicheren Gegenden geht ihre effusive Natur aus ihrer Struktur nicht mit solcher Deutlichkeit hervor wie im nördlichen Puolanka und in Pudasjärvi.

#### ANDERE KARELISCHE SCHIEFERGEBIETE.

Mehrere Verfasser sind auf den verschiedenen Gebieten zu dem Schluss gekommen, dass die karelischen Schiefer durch Diskordanzen in zwei oder mehrere Abteilungen zerfallen. So sind von Sederholm,<sup>1</sup> Frosterus<sup>2</sup> und Wilkman<sup>3</sup> auf dem karelischen Schiefergebiete im ganzen drei Formationen unterschieden worden. Auf dem Kuusamo—Kuolajärvi-Gebiet sind Wilkman und Hackman<sup>4</sup> zu dem Schluss gekommen, dass hier ein Teil der Quarzite und der Dolomite diskordant auf einer älteren Schieferformation liegt. Auch diese ist jedoch gegen den Granitgneiskomplex mit deutlichen Basalbildungen versehen. Ebenso stimmen die Beobachtungen von Mäkinen und Hackman<sup>5</sup> darin überein, dass in Kittilä, in Lappland, eine jüngere Quarzitformation die steilfallenden, mit quarzrandigen Eisenerzen (am Por-

<sup>1</sup> J. J. Sederholm, Eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 6, 1899.

J. J. Sederholm, Ladogium redivivum. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 38, 1916, S. 25—65.

<sup>2</sup> Benj. Frosterus, Bergbyggnaden i sydöstra Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande. N:o 13, 1902.

<sup>3</sup> Benj. Frosterus und W. W. Wilkman, Suomen geologinen yleiskartta. D 3, Joensuu. Vuorilajikartan selitys. Helsinki 1920.

<sup>4</sup> V. Hackman und W. W. Wilkman, Geologisk översiktskarta över Finland, D 6, Kuolajärvi. Beskrivning till bergartskartan. Helsinki 1926.

<sup>5</sup> V. Hackman, Porkosen—Pahtavaaran rautamalmikentän geologiasta. Deutsches Referat. Suomen geol. komiss. geoteknill. tied. N:o 39, 1925.

konen und am Pahtavaara) vergesellschafteten Schiefer flach überlagert, aber auch diese liegen auf einem älteren granitischen Grunde. Die Ansicht Hackmans,<sup>1</sup> dass sich auf dem Kemi—Rovaniemi-Gebiete ebenfalls eine Diskordanz zwischen den Schiefen erkennen liesse, ist dagegen von Mäkinen nicht geteilt worden,<sup>2</sup> sondern hat dieser Verfasser im Gegenteil Gründe angeführt, die darauf hindeuten, dass die sedimentären Bildungen hier zu einer einheitlichen Lagerserie gehören. Auch in dem Utajärvi—Kiiminki-Gebiete hat Mäkinen keine Diskordanz angenommen. Der Reichtum der basalen Konglomerate an Quarzitgeröllen,<sup>3</sup> die auch Mäkinen von einer älteren Formation ableitet, gibt jedoch Anlass zu vermuten, dass eine solche sich auffinden liesse, wäre nur das Grundebirge nicht so spärlich abgeschlossen.

Sowohl in Kittilä als auch im Kuusamo—Kuolajärvi-Gebiet sind also die von der Diskordanz getrennten, jüngeren Formationen nach dem oben (S. 110) dargelegten Schema als »jatulisch« bezeichnet worden.

Aus den Beschreibungen geht jedoch hervor, dass sie in demselben Geosynklinalraum wie die kalevischen Formationen auftreten und zusammen mit diesen gefaltet sind. Dies setzt voraus, dass sie älter sind als die »postkalevischen« Granitintrusionen, obgleich alle von Granit durchsetzten Schiefer als kalevisch kartiert worden sind. Dasselbe geht auch daraus hervor, dass man in den postkalevischen Graniten niemals Diabasgänge beobachtet hat, obgleich auch die jatulischen Schiefer so allgemein von Uralitdiabas durchdrungen sind. Die Intrusion von postkalevischem Granit gehört also zur letzten Phase des orogenetischen Zyklus im Gebiete. Die beiden Formationen gehören zur selben orogenetischen Serie und die Diskordanz hat einen intraformationären Charakter. Eine solche kann an verschiedenen Stellen von verschiedenem Alter sein.

Um in dieser Hinsicht eine möglichst auf Tatsachen begründete Auffassung zu erlangen, kann man sich am besten auf das Auftreten der Metabasitformation stützen. Der Ausbruch dieser Eruptive scheint einer bestimmten orogenen Phase zu entsprechen, und sie sind über das ganze östliche und nördliche Finnland ausgebreitet.

<sup>1</sup> V. Hackman, Suomen geologinen yleiskartta, C. 6 Rovaniemi, B 5 Tornio, B 6 Ylitornio. Vuorilajikartan selitys. Helsinki 1918.

<sup>2</sup> E. Mäkinen, Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten. English Summary. Bull. de la Comm. géol. de Finlande N:o 47, 1916, S. 123.

<sup>3</sup> Der Verfasser hat jedoch während eines Besuches am Ort keine unzweideutigen Quarzitgerölle in Konglomerat auffinden können.

Nördlich des hier behandelten Gebietes, im nördlichen Pudasjärvi haben diese, zum Teil hypabyssischen, aber teilweise sicher effusiven Gesteine eine bedeutende Verbreitung in der Umgebung der Berge Iso Syöte und Vähä Syöte, die als irgendwelche Zentren für ihre Eruptionen zu gelten scheinen. Von hier aus nach Norden gewinnen die basischen Ergüsse immer grössere Verbreitung, bis sie in den lappländischen Kirchspielen Sodankylä und Kittilä ein Areal von über 11 000 km<sup>2</sup> bedecken. Hier durchsetzen die Metabasite die obenerwähnte eisenerzführende Quarzitglimmerschiefer-Formation und sind diskordant von der Quarzitformation überlagert.

Im karelischen Schiefergebiete, südwestlich vom Pielisjärvi, kommen die Metabasite auch in derselben Weise vor wie im Kainuu-Schiefergebiete, d. h. ausserhalb der kalevischen Glimmerschieferformation, die niemals von ihnen durchsetzt wird, wohl aber sind die umgebenden Quarzite von ähnlichen Gesteinen intrudiert. Da diese Metabasite, im Gegenteil, in einigen Konglomeraten an der Grenze der Glimmerschiefer sogar reichlich als Gerölle auftreten, hat man Anlass sie auch hier für älter zu betrachten als den Hauptteil der Glimmerschieferformation, jünger aber als die Quarzitformation.

Wird die Bildung der ausgedehnten Formationen von effusivem Metabasit auf eine so begrenzte Eruptionsperiode zurückgeführt, so haben wir in diesen Bildungen einen guten Anhaltspunkt zur Beurteilung der relativen Altersverhältnisse innerhalb der, nach der Bildung der subkainuuischen Denudationsfläche abgelagerten, karelischen Formationen, jedenfalls einen besseren Anhaltspunkt als die Gliederung in verschiedene sedimentäre Formationstypen, die zum Teil zu primären Faziesverschiedenheiten und sekundären Unterschieden in der Metamorphose zurückführt werden können.

Danach sollten die die Metabasitformation im nördlichen Finnland überlagernden Quarzite und andere Bildungen nicht zu einer gesonderten, »jatulischen« Formationsgruppe geführt, sondern zu den eigentlichen kalevischen Bildungen gerechnet werden. Die älteren, von den Metabasiten immer durchsetzten Formationen sollten am nächsten den kainuuischen Quarziten entsprechen. Ob noch andere Abteilungen unter den Formationen der karelischen orogenetischen Zone unterschieden werden können, muss nachträglichen detaillierten Studien überlassen werden.

Darnach können wir folgende tabellarische Übersicht der präkambrischen Formationen im östlichen Finnland konstruieren.

Stratigraphische Übersicht der präkambrischen Formationen  
im östlichen Finnland.

	Sedimentäre	Magmatische
		Diabas- und Camptonitgänge
	Grosse Diskordanz	
Karelische Formationen	(Mäntykangas—Akanvaara formation)	Quarzitfor- Postkalevischer Granit
		(Kleine Diskordanz?)
	Kalevische Glimmerschiefer, Kalksteine und Phyllite Kalevische Quarzitformationen und Konglomerate	Amphibolit-Serpentinsteinformation Kalevische Metabasit-Formationen
		Diskordanz
	Kainuuische Quarzitformationen Sariolische Konglomerate	
	Grosse Diskordanz	
	Ältere Schieferformationen	Ältere Granite Granitgneis Basische und intermediäre Effusiv- und Intrusivgesteine.

## ERKLÄRUNG ZU DEN TAFELN.

### TAFEL I.

Fig. 1. Zermahlungszonen im Granitgneis auf der Heide Isokangas, Salmijärvi, Puolanka. Vergr. 17 ×, Nik. +.

Fig. 2. Mylonitischer Granitgneis östlich des Pihlajavaara, Puolanka. Vergr. 17 ×, Nik. +.

Fig. 3. Tektonoblastischer Quarzit unmittelbar neben dem Kaolin, Pihlajavaara, Puolanka. Vergr. 21 ×, Nik. +.

Fig. 4. Verzahnte Struktur im kainuuischen Quarzit beim Gehöft Koi-vula, Pihlajavaara, Puolanka. Vergr. 17 ×, Nik. +.

Fig. 5. Serizitschiefer mit geknickten Porphyroblasten von Biotit, Pihlajavaara, Puolanka. Vergr. 22 ×, Nik. +.

Fig. 6. Gabbroider Metabasit, mit einer deutlich erhaltenen ophitischen Struktur, nördlich des Gehöftes Pihlajavaara, Puolanka. Vergr. 8 ×, Nik. +.

### TAFEL II.

Fig. 7. Serpentinsteine mit teilweise serpentinierten Stengeln von Tremolit südlich des Puolanganjärvi, Puolanka. Vergr. 12 ×, Nik. —.

Fig. 8. Serpentinsteine mit isolierten Resten von Dolomit, südlich des Puolanganjärvi, Puolanka. Vergr. ×, Nik. —.

Fig. 9. Klastischer Basalschiefer mit Fragmenten aus einem ophitischen Metabasit (rechts unten) östlich des Gehöftes Pääkkö, Salmijärvi, Puolanka. Vergr. 17 ×, Nik. +.

Fig. 10. Klastischer Basalschiefer mit Fragmenten aus einem ophitischen Metabasit (rechts unten) östlich des Gehöftes Pääkkö, Salmijärvi, Puolanka. Vergr. 21 ×, Nik. +.

Fig. 11. Quarzit aus einer Gangbildung in Metabasit am östlichen Abhänge des Berges Lukkarinvaara, nördlicher Teil von Puolanka. Vergr. 17 ×, Nik. +.

Fig. 12. Klastischer, gebänderter Schiefer aus einem Geschiebe am Joki-jyrkkä, Korpisenjärvi, Pudasjärvi. Vergr. 10 ×, Nik. —.

Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande.

N:o 1.	Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi, von WILHELM RAMSAY und E. T. NYHOLM. Mit 4 Figuren im Text. Mai 1896.....	15:—
N:o 2.	Ueber einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo, von J. J. SEDERHOLM. Mit 12 Figuren im Text. Dec. 1895	15:—
N:o 3.	Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i Södra Finland, af WILHELM RAMSAY, jemte Bihang 1 och 2 af VICTOR HACKMAN och 3 af J. J. SEDERHOLM. Med en karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. Febr. 1896.....	25:—
N:o 4.	Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland, von BENJ. FROSTERUS. Mit 2 Tafeln und 11 Figuren im Text. April 1896 .....	20:—
N:o 5.	Bidrag till kändedomen om Södra Finlands kvartära nivåförändringar, af HUGO BERGHELL. Med 1 karta, 1 plansch och 16 figurer i texten. Deutsches Referat: Beiträge zur Kenntniss der quartären Niveauschwankungen Süd-Finnlands. Mai 1896 .....	30:—
N:o 6.	Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges, von J. J. SEDERHOLM. Mit 2 Karten, 5 Tafeln und 96 Figuren im Text. Febr. 1899	75:—
N:o 7.	Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari, von JULIUS AILIO. Mit 1 Karte und 8 Figuren im Text. April 1898 .....	25:—
N:o 8.	Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora, af GUNNAR ANDERSSON. Med 21 figurer i texten och 216 figurer å 4 taflor. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. Dec. 1899	60:—
N:o 9.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 1 carte. Nov. 1899 .....	25:—
N:o 10.	Les dépôts quaternaires en Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 2 figures dans le texte et 1 carte. Nov. 1899 .....	25:—
N:o 11.	Neue Mitteilungen über das Jolithmassiv in Kuusamo, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Karten, 12 Figuren im Text und 4 Figuren auf einer Tafel. März 1900	25:—
N:o 12.	Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå, von WILHELM RAMSAY und L. H. BORGSTRÖM. Mit 20 Figuren im Text. März 1902.....	20:—
* N:o 13.	Bergbyggnaden i sydöstra Finland, af BENJ. FROSTERUS. Med 1 färglagd karta, 9 taflor och 18 figurer i texten. Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland. Juli 1902.....	70:—
N:o 14.	Die Meteoriten von Hvittis und Marjalahti, von LEON. H. BORGSTRÖM. Mit 8 Tafeln. April 1903.....	25:—
N:o 15.	Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. April 1905 .....	30:—
N:o 16.	On the Cancrinite-Syenite from Kuolajärvi and a Related Dike rock, by I. G. SUNDELL. With one plate of figures. August 1905 .....	15:—
N:o 17.	On the Occurrence of Gold in Finnish Lapland, by CURT FIRCKS. With one map, 15 figures and frontispiece. Nov. 1906 .....	20:—
N:o 18.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 23 bilder i texten och 6 taflor. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. Mars 1907..	50:—
N:o 19.	Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See, von OTTO TRÜSIEDT. Mit 1 Karte, 19 Tafeln und 76 Figuren im Text. November 1907 .....	120:—
N:o 20.	Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland, von V. TANNER. Mit einer Karte und zwei Tafeln. April 1907 .....	15:—

\* Epuisée.

N:o 21.	Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 6 taflor. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. Juni 1907...	50: —
N:o 22.	Granitporphyr von Östersundom, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Figuren im Text und einer Tafel. Juni 1907 .....	15: —
N:o 23.	Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia, af J. J. SEDERHOLM. Med 8 taflor, en planteckning, en geologisk öfversiktskarta öfver Fennoskandia och 11 figurer i texten. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia. With 8 plates, a coloured plan, a geological sketch-map of Fenno-Scandia and 11 figures. Juli 1907 .....	50: —
N:o 24.	Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 20 figures dans le texte et une carte. Juillet 1910 .....	25: —
N:o 25.	Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln, von V. TANNER. Mit 2 Tafeln und 5 Fig. im Text. Mai 1911 .....	15: —
N:o 26.	Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium, von EERO MÄKINEN. Mai 1911 .....	10: —
* N:o 27.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911 .....	20: —
* N:o 28.	Les roches préquaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte. Juillet 1911 .....	20: —
N:o 29.	Les dépôts quaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911 .....	20: —
N:o 30.	Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 13 figures dans le texte et 6 cartes. Juillet 1911 .....	30: —
N:o 31.	Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagrningar, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912 .....	20: —
N:o 32.	Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande med tvenne kartor, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912 .....	20: —
N:o 33.	Kvartära nivåförändringar i östra Finland, af W. W. WILKMAN. Med 9 figurer i texten. Deutsches Referat. April 1912 .....	25: —
N:o 34.	Der Meteorit von St. Michel, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Tafeln und 1 Fig. im Text. August 1912 .....	25: —
N:o 35.	Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland, von EERO MÄKINEN. Mit 23 Figuren und 13 Tabellen im Text. Januar 1913 .....	30: —
N:o 36.	On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities, by PENTTI ESKOLA. With 15 figures in the text. February 1913 ..	25: —
N:o 37.	Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia, von J. J. SEDERHOLM. Mit einer Tafel und 27 Figuren im Text. Juni 1913 .....	35: —
N:o 38.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter, af V. TANNER. Med 139 figurer i texten och 16 taflor. Résumé en français: Etudes 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. Oktober 1915 .....	150: —
N:o 39.	Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finland, von VICTOR HACKMAN. Mit 4 Tabellen und 9 Figuren im Text. Mai 1914 .....	20: —
N:o 40.	On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland, by PENTTI ESKOLA. With 55 figures in the text, 27 figures on 7 plates and 2 coloured maps. October 1914 .....	75: —
N:o 41.	Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 7 Figuren im Text. August 1914 .....	15: —
N:o 42.	Über Camptonitgänge im mittleren Finnland, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Figuren im Text. Aug. 1914 .....	15: —

N:o 43.	Kaleviska bottenbildningar vid Mölönjärvi, af W. W. WILKMAN. Med 11 figurer i texten. Résumé en français. Januari 1915 .....	20:—
N:o 44.	Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvi-traktens metamorfa bergarter, af PENTTI ESKOLA. Med 4 figurer i texten. With an English Summary of the Contents. Maj 1915 .....	30:—
N:o 45.	Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung, von JULIUS AILIO. Mit 2 Karten und 51 Abbildungen. Dezember 1915.....	50:—
N:o 46.	Le gisement de calcaire cristallin de Kirmonniemi à Korpo en Finlande, par AARNE LAITAKARI. Avec 14 figures dans le texte. Janvier 1916.....	20:—
N:o 47.	Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten, av EERO MÄKINEN. Med en översiktskarta och 25 fig. i texten. English Summary of the Contents. Juli 1916 .....	50:—
N:o 48.	On Synantetic Minerals and Related Phenomena (Reaction Rims, Corona Minerals, Kelyphite, Myrmekite, &c.), by J. J. SEDERHOLM. With 14 figures in the text and 48 figures on 8 plates. July 1916.....	60:—
N:o 49.	Om en prekalevisk kvartsitformation i norra delen af Kuopio socken, af W. W. WILKMAN. Med 7 figurer i texten. Résumé en français. Oktober 1916	15:—
N:o 50.	Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland, von MATTI SAURAMO. Mit 4 Tafeln und 5 Abbildungen im Text. Januar 1918	30:—
N:o 51.	Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland, von AARNE LAITAKARI. Mit 5 Abbildungen im Text. Januar 1918 .....	15:—
N:o 52.	Über Theralit und Ijolit von Umptek auf der Halbinsel Kola, von TH. BRENNER. Mit 4 Figuren im Text. März 1920 .....	15:—
N:o 53.	Einige kritische Bemerkungen zu Iddings' Klassifikation der Eruptivgesteine, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. September 1920 .....	15:—
N:o 54.	Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas) in Finnland, von AARNE LAITAKARI. Mit 3 Tafeln und 40 Abbildungen im Text. Januar 1921 .....	30:—
N:o 55.	On Volcanic Necks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland, by PENTTI ESKOLA. With 1 figure. Januar 1921.....	15:—
N:o 56.	Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Ålandsgebiet, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 2 Abbildungen im Text. Oktober 1922 .....	15:—
N:o 57.	Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens, von HEIKKI VÄRYNEN. Mit 20 Figuren im Text und 1 Karte. Februar 1923 .....	25:—
N:o 58.	On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland, I The Pellinge Region, by J. J. SEDERHOLM. With one map, 64 figures in the text and 31 figures on VIII plates. November 1923 .....	60:—
N:o 59.	Über den Quarzit von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse. Nach hinterlassenen Aufzeichnungen von HUGO BERGHELL zusammengestellt und ergänzt von VICTOR HACKMAN. Mit 19 Figuren im Text. April 1923. ..	15:—
N:o 60.	Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland, by MATTI SAURAMO. With 22 figures in the text, 12 figures, 1 map and 2 diagrams on 10 plates. September 1923 .....	50:—
N:o 61.	Der Pyroxengranodiorit von Kaksikerta bei Åbo und seine Modifikationen, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren und 1 Karte im Text. April 1923 ....	15:—
N:o 62.	Tohmajärvi-konglomeratet och dess förhållande till kaleviska skifferformationer, av W. W. WILKMAN. Med 15 figurer och en karta. Deutsches Referat. September 1923 .....	20:—
N:o 63.	Über einen Quarzsyenitporphyr von Saariselkä im finnischen Lappland, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren im Text. Mai 1923 .....	15:—
N:o 64.	Die jätulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 38 Abbildungen im Text, 1 Taf. u. 1 Karte. Januar 1924 ....	30:—
N:o 65.	Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland, von MARTTI SAXÉN. Mit zwei Karten, 13 Abbildungen im Text und 5 Figg. auf 1 Tafel. Dezember 1923.....	30:—
N:o 66.	On Relations between Crustal Movements and Variations of Sea-Level during the Late Quaternary Time especially in Fennoscandia, by WILHELM RAMSAY. With 10 figures in the text. February 1924 .....	20:—
N:o 67.	Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospecting, by MATTI SAURAMO. With 12 figures in the text. March 1924 .....	20:—

N:o 68.	Jordskredet i Jaarila, av V. TANNER. Med 2 figurer och 10 Bilder. Résumé en français. Juni 1914.....	15:—
N:o 69.	Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees, von VAINÖ AUER. Mit 10 Textfiguren, 10 Tafeln und 11 Beilagen. Juli 1924.....	50:—
N:o 70.	The Average Composition of the Earth's Crust in Finland, by J. J. SEDERHOLM.	20:—
N:o 71.	Om diabasgångar i mellersta Finland, av W. W. WILKMAN. Med 8 figurer och en karta. Deutsches Referat. November 1924.....	20:—
N:o 72.	Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinland, von VICTOR HACKMAN. Mit 6 Figuren im Text, 12 Tabellen und eines Tafel. Februar 1925	30:—
N:o 73.	Über das jotnische Gebiet von Satakunta, von AARNE LAITAKARI. Mit einer Karte und 14 Abbildungen im Text. Juli 1925.....	30:—
N:o 74.	Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinland, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 9 Abbildungen und 2 Karten im Text. Aug. 1925.....	20:—
N:o 75.	Ueber die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge, von BENJ. FROSTERUS. Mit 1 Figur und 9 Tabellen im Text. Sept. 1925.....	30:—
N:o 76.	Über die prequartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere, von H. HAUSEN. Mit einer geologischen Übersichtskarte und 13 Figuren im Text sowie 2 Tafeln mit 12 Mikrophotographien. Juni 1926.....	30:—
N:o 77.	On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part II. The Region around the Barösundsfjärd W. of Helsingfors and Neighbouring Areas, by J. J. SEDERHOLM. With one map, 57 figures in the text and 44 figures on IX plates. Dec. 1926.....	60:—
N:o 78.	Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiet, von HEIKKI VÄYRYNEN. Mit 37 Figuren im Text, 12 Figuren auf 2 Tafeln und 2 Karten. Februar 1928.....	40:—



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.



Fig. 5.



Fig. 6.

*TAFEL II.*

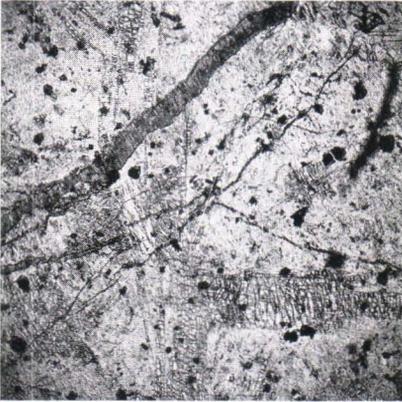


Fig. 7.



Fig. 8.

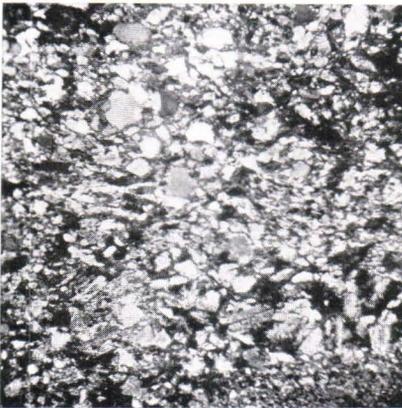


Fig. 9.

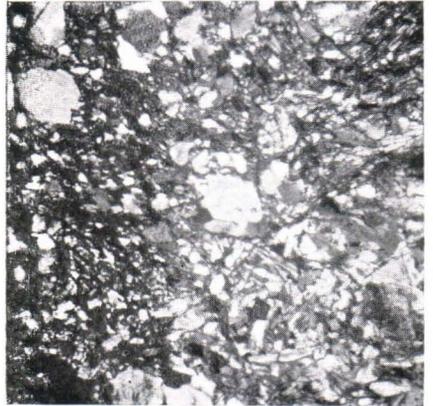


Fig. 10.



Fig. 11.



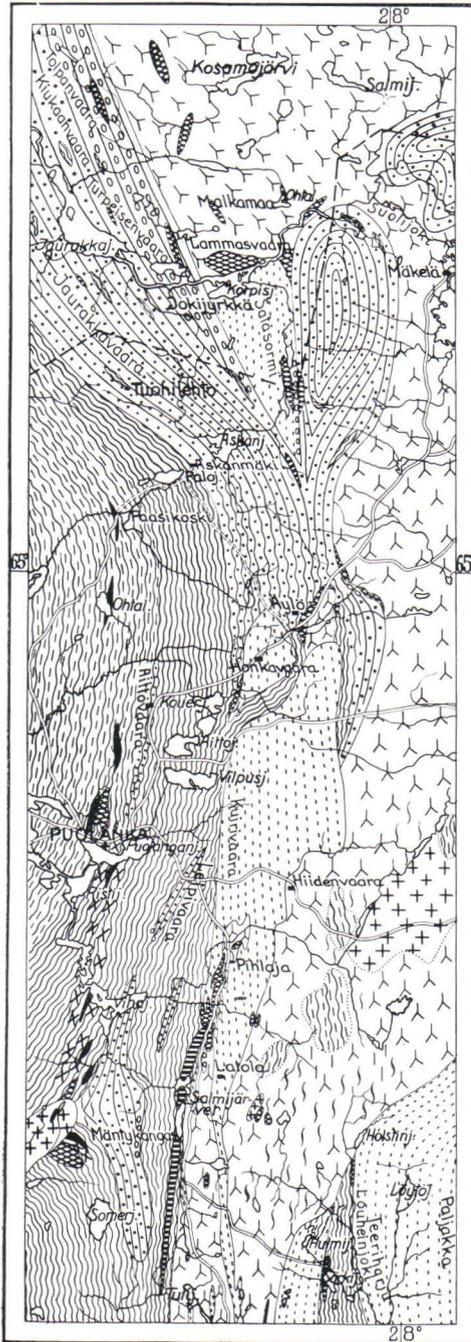
Fig. 12.

KARTE I.

GEOLOGISCHE KARTE  
DER NÖRDLICHEN TEILE  
DES KAINUUGEBIETES

VON  
HEIKKI VÄYRYNEN

Masstab 1 : 400 000



-  Postkalevischer Granit
-  Pegmatitgänge
-  Adergneis
-  Serpentin
-  Staurolithschiefer
-  Glimmerschiefer u. Phyllit
-  Kalkstein u. Dolomit
-  Glimmerschiefer u. Quarzit in Wechsellagerung
-  Kalevischer Quarzit
-  Konglomerat
-  Metabasit u. Amphibolit
-  Kainuuischer Quarzit
-  Granitgneis u. älterer Granit
-  Kirchspielgrenze

GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEGEND DER SALMIJARVI-SEEN IM KAINUUGEBIETE

Masstab 1:50000

Heikki Väyrynen

