# 2. Beiträge zur Petrographie des westlichen Nord-Grönlands.

Von Herrn Max Belowsky in Berlin.

## Einleitung.

Der Küstensaum der Westküste von Nord-Grönland zerfällt[1]) geologisch in zwei langgestreckte Zonen, von denen die innere, am Inlandeis gelegene, aus Gneisen und Schiefern mit ihren Einlagerungen besteht, während die äußere aus weichen tertiären und cretaceïschen Sandsteinen zusammengesetzt ist, in denen die Gänge der jungvulkanischen, basaltischen Gesteine aufsetzen. Die Verbreitungsgebiete der alten kristallinen Schieferformation und die der jüngeren sedimentären Gesteine mit ihren vulkanischen Gängen und Decken greifen ineinander über. Diese Sandsteine mit den sie durchsetzenden und deckenartig überlagernden jüngeren Gesteinen werden von den dänischen Autoren und auch von Erich von Drygalski mit dem Namen „Trappformation“ zusammengefaßt.[2])

Demgemäß zerfallen die auf der Westküste von Grönland zwischen dem 69. und 73. Grad nördlicher Breite gesammelten Gesteine in zwei große Hauptgruppen, von denen die erste durch die Gesteine der kristallinen Schiefer mit ihren Einlagerungen und den sie durchbrechenden Eruptivgesteinen, die zweite hauptsächlich durch Gesteine vom Habitus des Basaltes gebildet werden.

Die mitgebrachten Gesteinsproben sind fast ausschließlich Gerölle und Geschiebe der Moränen, wie es ja infolge der Verwitterung der Gesteine und der Bedeckung durch die Eismassen nicht anders zu erwarten ist. Nur an wenigen Stellen ist das Anstehende, und namentlich das des Grundgebirges, in größerem Maßstabe zugänglich.

Der Zweiteilung in der geologischen Gliederung des Landes entsprechend, zerfällt die vorliegende Arbeit in zwei Abschnitte: erstens in eine Beschreibung des kristallinen Grundgebirges mit seinen Einlagerungen und durchbrechenden Eruptivgesteinen und zweitens in eine solche der jüngeren Basaltformation.

---

[1]) Erich von Drygalski, Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. 1891—1893. **1.** S. 26. Berlin 1897.

[2]) a. a. O. 1897. **1.** S. 26.

## I. Das kristalline Grundgebirge mit seinen Einlagerungen und durchbrechenden Eruptivgesteinen.

Die verbreitetsten Gesteine des kristallinen Grundgebirges sind die Gneise. Dieselben bilden meistens das Innere der Buchten und Fjorde bis zum Rande des Inlandeises. Es wechseln in dem Landschaftsbilde schroffe Abfälle an den Wänden der Täler mit gerundet welligen Formen, wie E. von Drygalski in seinem Werke über die Grönland-Expedition ausführt.[1]) Während die ersteren wohl ein Produkt der Erosion sind, entstehen die letzteren durch die Arbeit des Eises.

Auch die Verwitterungsformen geben dem Gneisgebiet ferner ein charakteristisches Aussehen. Es findet nämlich eine Zerteilung des Gesteins in quaderförmige Blöcke nach drei sich schneidenden Kluftsystemen, ein Abplatzen tafelförmiger Platten, eine Abschälung von dünnen Gesteinsschalen und ein Zerfallen des Gesteines zu Grus statt.

Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges finden sich in dem ganzen von dieser Expedition besuchten Gebiet.

Schon bei Jakobshavn, dem Ausgangspunkte der Expedition, sind Gneise gesammelt worden. Sie ließen sich sodann über die Halbinsel Nugsuak hinweg zur Station Karajak am großen Karajak-Eisstrom, in dessen Umgebung die meisten Gesteine der alten Schieferformation gesammelt worden sind, verfolgen.

Nördlich davon gehören noch Igdlorsuit auf Ubekjendt-Eiland, Umiamako und Söndre Upernivik zum kristallinen Grundgebirge.

Auf der an basaltischen Gesteinen so reichen Insel Disko sind die Gesteine älterer Formation nur in ganz geringem Umfange verbreitet.

Das kristalline Grundgebirge ist hauptsächlich durch Gesteine aus der Familie der Gneise, durch Einlagerungen in diesen, durch Granulite und Quarzite sowie durch einige in den Schiefern auftretende Tiefengesteine und durch jüngere durchbrechende Gänge der Diabasfamilie vertreten.

Die Gneise bilden den Hauptbestandteil des kristallinen Grundgebirges. In ihnen kommen Einlagerungen vor, welche hauptsächlich aus mannigfaltigen Hornblendegesteinen bestehen. Sie heben sich von dem Gneis durch ihre meist abweichende Färbung ab und lassen sich schon von weitem als Bänder und Linsen beobachten. Die Hornblendeeinlagerungen sind ein auffälliges charakteristisches Merkmal der grönländischen Gneise;

[1]) a. a. O. 1897, 1. S. 30.

sie geben der Landschaft durch ihren Farbenkontrast, wie E. v. Drygalski hervorhebt, ein eigenes Gepräge.

Weit weniger beteiligen sich an dem Aufbau des Grundgebirges Granulite und Quarzite.

Dasselbe wird ferner von granitischen Gesteinen durchbrochen. Diese müssen eine weit größere Verbreitung unter der Bedeckung des Inlandeises haben, als anstehend wahrzunehmen ist. Es finden sich in den Moränen der aus dem Inlandeis hervorbrechenden Gletscher derartige Geschiebe und Kontaktgesteine, deren geologische Beziehungen nicht mehr zu ergründen sind.

Als jüngstes Glied, aber noch zum Grundgebirge gehörig, sind die Gänge und Stöcke von Eruptivgesteinen aus der Diabasfamilie zu erwähnen. Sie sind von den Basaltgängen der jüngeren Basaltformation scharf zu scheiden, die gelegentlich auch das Grundgebirge durchsetzend auftreten können.

## A. A. Die Gneisformation.

### A. Die Gneise.

Die Gneise Nordgrönlands lassen sich nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung in zwei Gruppen einteilen: in Biotitgneise und Hornblendegneise.

Die erste Gruppe zerfällt ganz augenfällig wieder in zwei Abteilungen: in die grauen und in die roten Gneise.[1]) Diese letztere Zweiteilung ist jedoch nicht nur eine äußerliche. Es sind in der Tat zwei verschiedene Gesteinsgruppen von ganz verschiedener Zusammensetzung und verschiedenem geologischen Alter.

Die grauen Gneise, zumal wenn man die Hornblendegneise mit hinzurechnet, bauen das eigentliche Grundgebirge auf. Die roten Gneise sind weniger verbreitet. Beides sind auch petrographisch verschiedene Gesteine. Die roten Gneise sind jünger als die grauen. Man findet sie vielfach die grauen Gneise durchsetzend und durchschwärmend, wie z. B. Geschiebe vom Karajak Nunatak lehren. Im Gegensatz zu den grauen Gneisen verdienen sie eher den Namen „Granit“. Es sind weniger umgeänderte Gesteine, die ihre frühere Granitnatur noch ziemlich deutlich erkennen lassen.

Was die geographische Verbreitung der grönländischen

[1]) A. Kornerup: Geologiske Jagttagelser fra Vestkysten of Grönland (62° 15′—64° 15′ N. B.). Meddelelser om Grönland 1. Kjöbenhavn 1890. S. 81.

A. Knutsen og P. Eberlin: Om de geologiske Forhold i Dansk Ostgrönland. Ebenda 9. 1895. S. 235.

Gneise[1]) anbetrifft, so läßt sich dieselbe von Süden nach Norden durch folgende Gegenden beobachten:

Graue Biotitgneise und Hornblendegneise finden sich zuerst bei Siusasigsak, nördlich Jakobshavn. Im südlichen Teil der Insel Disko tritt der Gneis nur an wenigen Stellen zu Tage und zwar im Innern des Disko-Fjordes und ganz im Süden der Insel bei Godhavn, wobei die Felsen eine Höhe von ca. 100 m erreichen. Die Gneisformation[2]) bildet auch hier die tiefste Formation auf der ganzen Insel, ebenso wie auf der nördlich davon gelegenen Halbinsel Nugsuak. Hier erreichen die Gneisfelsen eine Höhe von ca. 1500 m. Gneise nehmen ferner den östlichen Teil der Halbinsel ein und bilden zur Hälfte auch ihre Nordküste. Die größten Höhen liegen in der Mitte der Halbinsel; nach Westen und Osten flacht sich dieselbe bis auf 600—700 m ab.

Die Küsten und Inseln des Umanak-Fjordes bestehen durchgängig aus Gesteinen der Gneisformation. Die letzteren bilden langgestreckte, ziemlich ebene Plateaus mit steilen und durch Fjorde zerrissenen Küstenrändern und einer allgemeinen Neigung nach SO. Im Norden wird der Umanak-Fjord von der Insel Upernvik abgeschlossen. Darauf und auf der benachbarten Küste des Kangertluarsuk-Fjordes erheben sich die höchsten Berge des nördlichen Westgrönlands. Hier bilden die kristallinen Schiefer aber im Gegensatz zu den eben erwähnten Formationen scharfe Spitzen, die von Steenstrup mit einem Wald von Masten verglichen werden. Die Berge erreichen eine Höhe von über 2000 m. Vom Karrat-Fjord zieht sich der Uvkusigsat-Fjord nach Norden hin. Derselbe ist steil in Gesteinen des Grundgebirges eingeschnitten. Diese setzen sich auch noch weiter nach Norden hin fort und bilden nördlich von der Insel Söndre Upernivik ein größeres Gneisgebiet, welches, wie im Süden der Insel Disco, hier wieder den Rand der Außenküste erreicht, da ihm keine „Trappformation“ vorgelagert ist.

## I. Biotitgneise.

### a. Graue Gneise.

Die grauen Gneise bilden, wie bereits erwähnt, das Hauptgestein der grönländischen Gneisformation. Nach ihrem Mineral-

[1]) K. J. V. Steenstrup: Bidrag til Kjendskab til de geognostiske og geographiske Forhold i en Del af Nord-Grönland. Meddelelser om Grönland. 4. Kjöbenhavn 1893. S. 173—242.

[2]) Th. Nicolai: Untersuchungen an den eisenführenden Gesteinen der Insel Disco.. Ebenda 24. 1901. S. 220.

bestand sind es fast reine Biotitgneise, so namentlich die Vorkommen von Siusasigsak, nördlich Jakobshavn, also im südlichsten Teile des Expeditions-Gebietes, und von der Basaltdecke der Halbinsel Nugsuak und am großen Karajak-Eisstrom.

Die Farbe der grauen Gneise ist ein helles Grau, wenn der Feldspat mit dem Glimmer im Gleichgewicht steht. Wenn jedoch der letztere überwiegt, so wird das Gestein dunkelgrau.

Die Gneise sind flaserig; die Feldspate bilden die Flaserkerne und um diese zieht sich der Biotit herum. In allen Gesteinen ist eine deutliche Lagentextur vorhanden, und es wechseln glimmer- und feldspatreiche, also dunkle und helle Schichten, mit einander ab. Die Lagen sind meist sehr schmal und fein, werden aber bei dem Gestein von der Basaltdecke von Nugsuak ziemlich breit. Das letztere Gestein muß auch einer so starken Pressung ausgesetzt gewesen sein, daß die gefalteten Schichten einen Winkel von 90 Grad erreichen, also saiger stehen.

Die grauen Gneise bauen sich aus Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas, Quarz und Biotit in wechselnden Mengen auf.

Aus Orthoklas bestehen vorwiegend die Augen und Flaserkerne. Derselbe kommt aber auch in dem Gesteinsverbande selbst vor und bildet dann größere breittafelförmige Kristalle von unregelmäßiger Begrenzung. Diese zeigen Spuren von Druckerscheinungen, nämlich undulöse und fleckige Auslöschung. Die einzelnen Orthoklase sind mit staubförmigen, in Reihen angeordneten Interpositionen durchsetzt; die rote Farbe wird durch Einlagerung von Eisenglanztäfelchen hervorgerufen. Von weiteren Einschlüssen sind Orthoklas, Mikroklin, Biotit, Zirkon und Apatit zu nennen. Größtenteils ist der Orthoklas noch frisch; in einigen Fällen konnte eine Umwandlung in Muskovit festgestellt werden.

Der Mikroklin scheint meistenteils aus dem Orthoklas durch Auslösen von Spannungen und durch molekulare Umlagerung hervorgegangen zu sein, wenigstens sprechen dafür die Beobachtungen, daß die Mikroklinbildung vorzugsweise entlang Sprüngen als Auslösung eines bestehenden Druckes vor sich gegangen ist, ähnliche Verhältnisse, wie sie schon z. B. von B. Kühn,[1]) F. Rinne[2]) u. A. vielfach beschrieben worden sind.

Es läßt sich aber auch die Möglichkeit nicht leugnen, daß ein Teil der Mikrokline vielleicht ein primärer Bestandteil des ursprünglichen Gesteins vor der Umwandlung gewesen ist.

Derartiger Mikroklin bildet wie der Orthoklas kleinere tafel-

[1]) Untersuchungen an altkristallinen Schiefergesteinen aus dem Gebiete der argentinischen Republik. N. Jahrb. f. Min 1891. Beil.-Bd. 7. S. 295—358.

[2]) Über Mikroklinstruktur. N. Jahrb. f. Min. 1890. 2. S. 66.

förmige Kristalle. Er ist aber kein zu häufiger Gemengteil in den grauen Gneisen.

Gleichzeitig mit den mechanischen Deformationen finden auch chemische Reaktionen statt. Hierher gehört vor allem die Bildung mikroperthitischer Feldspate. Es scheiden sich nämlich in dem Orthoklas Teile von Albitsubstanz aus, die infolge ihrer stärkeren Doppelbrechung höhere Polarisationstöne besitzen. In dem grauen Orthoklas treten einzelne Partien mit stärkerer Doppelbrechung auf. Dies ist besonders in denjenigen Gesteinen der Fall, welche die meisten Merkmale dafür aufweisen, daß sie einen starken Gebirgsdruck haben aushalten müssen. Es sind dies gleichzeitig diejenigen Gesteine, welche auch am meisten Mikroklin enthalten. Die Albitsubstanz tritt in breiten Streifen auf; diese können aber auch schmäler werden und sich nach beiden Enden hin zuspitzen; endlich bildet sie auch nur hellere fleckige Stellen. Der graue Orthoklas gewinnt dadurch ein streifiges, striemiges und fleckiges Aussehen.

Daß der Zerfall isomorph gemischter Feldspäte in inhomogene Gemenge die Folge der Druckeinwirkung ist, weist F. Becke[1]) nach.

Die in den grauen Gneisen vorkommenden Plagioklase zeigen ein frisches Aussehen mit reichlicher Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz, aber keine Zonenstruktur. Grade das Fehlen der letzteren in den Gemengteilen der kristallinen Schiefer ist nach F. Becke[2]) ein Merkmal der typischen kristalloblastischen Struktur, womit allerdings nicht gesagt sein soll, daß alle Plagioklase metamorpher Entstehung seien.

Die Plagioklase gehören mehr der saureren Reihe der Mischfeldspäte an. In dem Gestein vom Karajak Nunatak wurden auf Schnitten mit symmetrisch auslöschenden Lamellen kleine Auslöschungsschiefen beobachtet[3]). Auf einem solchen Schnitt || M $= \infty$ P$\bar{\infty}$ (010) wurde eine Auslöschungsschiefe von $+3^0\ 30'$ gemessen, welcher Wert auf einen Feldspat von der Beschaffenheit des Oligoklas hindeuten würde.

---

[1]) Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Denkschrift. math.-naturw. Klasse K. Akad. Wiss. Wien **75**. S. 5. 1903. Congrès Géologique International. Compte Rendu de la IX. Session Vienne 1903. **2**. 1904 S. 556.

[2]) a. a. O. 1903 S. 5.
a. a. O. 1904 S. 569.

[3]) Die Feldspate wurden nach Möglichkeit nach verschiedenen Methoden bestimmt, je nach dem die eine oder die andere angewendet werden konnte. Von diesen Methoden sind folgende zu nennen:
M. Schuster: Über die optische Orientierung der Plagioklase. Tschermaks Min. u. petr. Mitt. N. F. **3**. 1881 S. 117—284.

In Schnitten ⊥ P und M (⊥ o P [001] und ∞ P $\bar{\infty}$ [010]) konnte eine Auslöschungsschiefe von — 7° im stumpfen Winkel P/M festgestellt werden, was auch ungefähr einem Feldspat vom Charakter des Oligoklas-Albit entsprechen würde.

Auch der Quarz weist als primärer Gesteinsgemengteil reichlich Spuren von Deformationen auf. In der Korngröße tritt er hinter dem Feldspat zurück; er ist immer allotriomorph und bildet gewissermaßen die Verkittungsmasse für die übrigen Bestandteile, wobei er immer undulöse Auslöschung zeigt. Die ursprünglich rundlichen Körner sind durch den Druck langgestreckt worden, und diese langen Quarze sind dann um die einsprenglingsartigen Feldspate herum gebogen. Wenn die Auslöschung bei diesen gebogenen Quarzen streifenweise vor sich geht, so stehen diese Streifen senkrecht zur Längserstreckung des Quarzes[1]). Wird die Spannung ausgelöst, so zerfällt der ganze Quarz in ein Mosaik allotriomorphkörniger Individuen

Schriftgranitische Verwachsungen zwischen Quarz und Orthoklas sind sicherlich primärer Natur und nicht ein Produkt der durch den Gebirgsdruck erfolgten chemischen Reaktionen.

Von den Glimmern überwiegt weit der dunkle Magnesiaglimmer mit starkem Pleochroismus, der sich in hellgrünlichgelben bis strohgelben und dunkelbraunen bis schwarzen Tönen bewegt. Er besteht aus kleinen länglichen Schmitzen, welche sich um die einzelnen kleinen Quarze und besonders um die Feldspat- und Quarzaugen

---

F. Fouqué: Contribution à l'étude des feldspats des roches volcaniques. Bull. Soc. franç. de Minéralogie. Paris 1894. **17**. S. 428.

F. Becke: Über die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengteile, besonders der Plagioklase auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitz.-Ber. Wiener Akad. **102**. I. Abt. 1893. Juliheft, und Tschermaks Min. u. petr. Mitt. N. F. **13**. 1892. 386—388.

G. F. Becker: Annual Report U. S. Geol. Survey **17**. Part III 1898 S. 1—86.

F. Becke: Zur Bestimmung der Plagioklase in Dünnschliffen in Schnitten senkrecht zu M und P. Tschermaks. Min. u. petr. Mitt. N. F. **18**. 1899. S. 556—558.

Die Schnitte senkrecht P und M benutzte C. Klein zu Feldspatbestimmungen in der Arbeit: Über den Feldspat im Basalt von Hohenhagen bei Göttingen und seine Beziehungen zu den Feldspaten vom Mte. Gibele und der Insel Pantelleria. Nachrichten Kgl. Ges. Wiss. u. d. Georg-Augusts Universität zu Göttingen 1878. No. 14. S. 455.

C. Klein: Optische Studien I Sitz.-Ber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin 1899. S. 363.

Man wolle beachten, daß hier die Reihe der Brechungsexponenten stets zu $\alpha > \beta > \gamma$ (Des Cloizeaux) angenommen wird.

F. Becke: II. Optische Untersuchungsmethoden. Denkschrift. math.-naturw. Klasse K.Akad. Wiss. Wien **75**. S. 55—95. 1904.

[1]) L. Milch: Über homogene Deformation von Quarz und Piëzokristallisation. Zentralb. f. Min. 1904 S. 181—199.

flaserförmig herumziehen, sodaß der Glimmer mit den langgestreckten Quarzen zusammen gewissermaßen eine Pseudofluidalstruktur bildet.

Meist ist der Glimmer frisch; nur eine streifenförmig vor sich gehende Umwandlung in Chloritsubstanz konnte beobachtet werden.

Der helle Kaliglimmer ist sehr selten; wenn er vorhanden ist, so ist er nur in spärlichen kleinen Fetzen zu beobachten.

Hornblende ist in den hier besprochenen grauen Gneisen nicht vorhanden, wohl aber sind an akzessorischen Gemengteilen Erz, Titanit, Zirkon, Apatit, Epidot, Turmalin und Kornerupin zu nennen.

Der Titanit tritt nicht in der gewöhnlichen Art auf, sondern in kleinen weingelben Körnchen mit auffallend kräftigem Pleochroismus. Derselbe bewegt sich in weingelben und rötlichgelben Tönen. Die Körnchen sind meistens allotriomorph; selten sind dick-rhombische Durchschnitte zu erkennen. Das außerordentlich hohe Brechungsvermögen und ebensolche Doppelbrechung sowie die Zweiaxigkeit mit kleinem Axenwinkel und eine starke Axendispersion charakterisieren den Titanit zur Genüge.

Apatit fehlt nirgends in den Gesteinen. Er bildet dicke, rundliche Kristalle, die im Gesteinsgewebe zerstreut liegen.

Sehr selten ist der Turmalin, der nur in einem Geschiebe auf der Basaltdecke von Nugsuak an der Westküste der Halbinsel in kleinen unregelmäßigen Fetzen gefunden wurde. Er besitzt den deutlichen Pleochroismus: o = braun, e = grünlichblau.

Eisenerz, welches als Magnetit vorhanden ist, konnte nur selten in diesen Gesteinen beobachtet werden. Es tritt ebenso wie der Epidot mit dem Biotit vergesellschaftet auf und zwar am meisten in dem grauen Gneis von der Moräne des großen Karajak-Eisstromes, in welchem Stücke die Glimmerumwandlung in Epidot beobachtet wurde.

Unter dem Namen Kornerupin hat Lorenzen[1]) ein Mineral beschrieben, welches nach den optischen Untersuchungen Ussings[2]) folgende Eigenschaften besitzt:

Der Kornerupin ist ein Magnesium-Aluminium-Silikat von der Zusammensetzung $MgAl_2\ Si\ O_6 = SiO_4\ (AlO)_2\ Mg$. Er bildet weiße radial- oder parallelstrahlige Aggregate, welche durch ihre dicht gedrängte Lage keine Kristallflächen zeigen. Querschnitte lassen eine vollkommene Spaltbarkeit mit einem Spaltungswinkel

[1]) Undersögelse af Mineralier fra Grönland. Meddelelser om Grönland. 7. Kjöbenhavn 1884. Auszug: Zeitschr. f. Kristallographie **11**. 1886. S. 317.

[2]) Die Untersuchungen der Mineralien von Fiskernäs in Grönland. Zeitschr. f. Kristallographie **15**. 1889. S. 605.

parallel $\infty P$ (110) von 99° erkennen. Im Dünnschliff ist der Kornerupin farblos und durchsichtig und in der Längserstreckung optisch negativ.

In einem Gneis von Siusasigsak, nördlich Jakobshavn, welcher sich durch besonders augenfällige Druckerscheinungen auszeichnet, wurde ein ähnliches Mineral beobachtet.

Dasselbe bildet farblose, faserige und dünnstengelige Aggregate, deren Faserrichtung senkrecht zur Längsrichtung der Glimmer und des ganzen Gesteins verläuft. Diese Fasern sind dem Sillimanit recht ähnlich, unterscheiden sich aber von diesem vor allen Dingen durch den negativen Charakter der Doppelbrechung in der Längsrichtung der Fasern. Diese stehen so dicht gedrängt, daß eine Ausbildung von Kristallflächen nicht möglich ist. Die Axenebene liegt parallel zur Längserstreckung der Fasern. Die Doppelbrechung ist mäßig; die Polarisationstöne erreichen in Schliffen, in denen die Quarze etwa Weiß-Gelb I. Ordn. zeigen, ungefähr die Farben aus dem Anfange der II. Ordnung (Blau). Querschnitte zeigen einen sechseckigen Umriß und sehr schwache Doppelbrechung, sodaß sie fast wie Apatit aussehen, nur ein viel geringeres Relief besitzen. Einen Spaltungswinkel nach dem Prisma konnte ich bei der geringen Menge des Minerals nicht beobachten.

Das in dem Gneis von Siusasigsak gefundene Mineral besitzt also dieselben Eigenschaften, welche am Kornerupin beobachtet worden waren. Deshalb wird man nicht fehlgehen, wenn man es auch als solchen bezeichnet. Ussing hat bei seinen Untersuchungen am Kornerupin eine fast völlige Übereinstimmung mit dem von Sauer[1]) beschriebenen Prismatin gefunden.

Man vermag bei allen grauen Gneisen schon makroskopisch eine deutliche Schieferung wahrzunehmen. Ihre Textur ist die der echten flaserigen Gneise. Die Flaserkerne bestehen aus größeren Feldspaten, die von einem Korrosionsrand umgeben sind und von Glimmerhäutchen umhüllt werden. Die Bestandteile haben teilweise eine Streckung und Auswalzung erfahren; Verbiegungen und Zerbrechungen sind häufige Merkmale an ihnen.

Es hat Becke[2]) gezeigt, daß die Umformung der kristallinen Schiefer verschieden verläuft, je nachdem vorzugsweise Druck allein oder Druck und Wärme zusammen die verändernden Faktoren sind. Die Bedingungen für den letzteren Fall sind vorzugsweise in den tieferen Zonen der Erdkruste gegeben. Kristalline Schiefer der oberen und unteren Tiefenstufe, wie Becke diese beiden Arten der kristallinen Schiefer nennt, sind durch verschiedene Mineralführung charakterisiert. Auf Grund dieser wären die

[1]) Über eine eigentümliche Granulitart als Muttergestein zweier neuer Mineralspecies. Diese Zeitschr. **38**. 1886, S. 704.

[2]) I. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Abhandl. math.-naturw. Klasse K. Akad. Wiss. Wien **75**. 1903. S. 32.

grauen Biotitgneise der Westküste Grönlands der unteren Tiefenstufe Beckes zuzurechnen

Versucht man auf Grund des mikroskopischen Bildes die ehemalige Natur des den grauen Gneisen zu Grunde liegenden Gesteins zu ermitteln, so ergibt sich folgendes:

Mechanische Deformationen haben der Orthoklas, teilweise der Plagioklas, der Quarz und der Glimmer erlitten. Es müssen demnach die Bestandteile bereits dem ursprünglichen Gestein angehört haben. Die akzessorischen Gemengteile sind dieselben, die man in Tiefengesteinen zu beobachten gewohnt ist. Sie treten als Einschlüsse in Feldspat auf, wie der Apatit und Titanit, und lassen eine Ausscheidungsfolge erkennen, welche derjenigen der Mineralien eines Eruptivgesteins entspricht. Die mikropegmatitischen Verwachsungen von Quarz und Feldspat stehen mit der Ausscheidungsfolge der Bestandteile des Granits im Einklang.

Es gehören demnach die grauen Gneise zu den Orthogneisen Rosenbuschs und sind auf Granite zurückzuführen.

Mit den Ergebnissen der mikroskopischen Untersuchung steht die chemische Zusammensetzung dieser Gneise in Einklang

Es wurde ein Gestein von Siusasigsak, nördlich Jakobshavn, einer Analyse unterworfen, deren Ausführung zu unternehmen Herr Dr. A. Lindner zu Berlin die Liebenswürdigkeit hatte. Es ist dies ein graues feinkörniges Gestein mit runden Augen von Orthoklas. Die Parallelstruktur wird durch hellere Feldspat- und dunklere Glimmerlagen hervorgerufen. Es besteht aus Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Biotit, welche bedeutende Einwirkungen des Gebirgsdrucks aufzuweisen haben.

Durch die Umkristallisation wurden z. T. Mikroklin, Albit, Epidot und Kornerupin neu gebildet. Das Gestein zeigt gut die Ausbildung der Parallelstruktur, wie es überhaupt von den grauen Gneisen wohl die meisten charakteristischen Merkmale aufzuweisen hat.

Die Analyse dieses Gesteins ergab folgende Resultate:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 69.06 |
| $TiO_2$ | 0.74 |
| $Al_2O_3$ | 15.26 |
| $Fe_2O_3$ | 0,68 |
| FeO | 2.53 |
| MgO | 0.34 |
| CaO | 2.83 |
| $Na_2O$ | 4.88 |
| $K_2O$ | 2 87 |
| $P_2O_5$ | 0.14 |
| Glühverl. | 0.16 |
| Summa: | 99.49 |
| Spec. Gew. | 2.685 |

Hoch sind hierbei der Kieselsäure- und der Tonerdegehalt. Auch die Alkalien treten in ziemlicher Menge auf.

Um die Analyse besser interpretieren zu können, soll dieselbe nach den Angaben von Rosenbusch[1]) und Osann[2]) in Molekularprozentzahlen umgerechnet werden.

Es ergibt sich sodann:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 76.51 |
| $Al_2O_3$ | 9.84 |
| FeO | 2,59 |
| MgO | 0.56 |
| CaO | 3.32 |
| $Na_2O$ | 5.18 |
| $K_2O$ | 2.00 |
| Summa | 100. |

Es wird die ganze Kieselsäure nicht zur Bindung der Basen aufgebraucht, sondern es bleibt ein Teil als freier Quarz übrig. Das Kali ist in dem Orthoklas, das Natron und der Kalk in dem Kalk-Natronfeldspat gebunden. Das Eisen und die Magnesia sind dem Biotit auf Rechnung zu setzen. Wenn man nach Osann die Constanten der Analyse berechnet und mit ähnlichen Typen nach der Tabelle Osanns zusammenstellt, so ergibt sich eine deutliche Übereinstimmung dieses Gesteins mit einem Biotitgranit von Woodstock, Md.,[3]) und einem Hornblendegranit vom Melibocus, Odenwald,[4]) wie nachstehende Tabelle beweist:

| | s | A | C | F | a | c | f | n | m | k | Reihe |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Grauer Gneis von Siusasigsak . . . . | 76.51 | 7.18 | 2.66 | 3.78 | 10.5 | 4 | 5.5 | 7.21 β | 8.25 υ | 1,46 | β |
| Biotitgranit von Woodstock Md. . . | 78.39 | 6.57 | 3.07 | 2.84 | 11 | 5 | 4 | 4.9 | | | γ |
| Hornblendegranit vom Melibocus, Odenwald | 75.81 | 6.80 | 3.42 | 3.65 | 9.5 | 5 | 5.5 | 8.2 | | | α |

Hieraus erhellt also, ebenfalls wie vorher aus den mikroskopischen Untersuchungen zu schließen war, daß die grauen Gneise ursprünglich Granite waren, welche durch Gebirgsdruck in Gneise umgewandelt worden sind.

---

[1]) Elemente der Gesteinslehre 1889. S. 180 ff.

[2]) Versuch einer chemischen Classifikation der Eruptivgesteine. I. Tiefengesteine. Tschermaks. Min. u. Petr. Mitt. N. F. **19**, 1900. S. 351 ff. und Beiträge zur chemischen Petrographie I. Teil. Molekularquotienten zur Berechnung der Gesteinsanalysen. Stuttgart 1903.

[3]) A. Osann 1900 a. a. O. S. 382.

[4]) A. Osann a. a. O. S. 383.

### b. Rote Gneise.

Von den grauen Gneisen weichen sowohl in der Farbe als auch in der Struktur und Mineralzusammensetzung die roten Biotit-Gneise ab.

Ihr Vorkommen ist ein bedeutend beschränkteres. Rote Gneise liegen hauptsächlich vom Karajak Nunatak vor. Dort werden dieselben durch einen dunklen Diabasgang durchbrochen, der später noch besprochen werden soll. Unweit davon bei Akuliarusersuak ließen sie sich weiter verfolgen.

Die roten Gneise sind feinkörnige Gesteine, welche makroskopisch hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und dunklem Glimmer bestehen. Die rote Farbe des Feldspates gibt dem Gestein den Gesamthabitus und erteilt ihm das rötliche Aussehen.

Die roten Gneise sind mit den grauen innig verwoben und greifen apophysenartig in dieselben ein. So liegt z. B. vom Karajak Nunatak ein Handstück vor, welches beide Arten im Kontakt mit einander sehen läßt.

Eine Schieferung tritt nicht bei allen roten Gneisen scharf hervor, wohl ist sie aber bei einigen recht deutlich. Das Gestein vom Karajak Nunatak spaltet in geradflächig begrenzten Blöcken, auf deren feinen Klüften sich Epidot ausgeschieden hat.

Während die grauen Gneise echte Gneise sind, verdienen die roten kaum die Bezeichnung „Gneis“. Sie könnten vielleicht besser als stark gepreßte Granite aufgefaßt werden, welche die grauen Gneise durchdrungen haben. Es läßt sich unschwer die Granitnatur an den einzelnen Bestandteilen erkennen, und nur die stärker deformierten Partien haben das Gepräge feinkörniger Gneise angenommen. Charakteristisch für die roten Gneise ist besonders das häufigere Zurücktreten des Glimmers, sie bestehen in überwiegender Menge aus Orthoklas, dann aus Plagioklas und Quarz.

Von diesen letzteren Gneisen nehmen einige, welche auf der kleinen Insel Akuliarusersuak vor dem Karajak-Eisstrom und beim Karajak Nunatak selbst gefunden wurden, den Charakter der Pegmatite an. Es sind dies mittelkörnige, hellrote bis dunkelrote Gesteine, in denen der Glimmer entweder nur in ganz geringer Menge vorhanden ist oder vollständig fehlt. Sonst bestehen sie aus einem gleichmäßigen Gefüge von rötlichem Feldspat und fettglänzendem Quarz, die infolge der plattigen Absonderung dem Gestein eine gleichmäßige Oberfläche geben. Auf die Pegmatitnatur des Gesteins deuten Ausscheidungen von milchweißem Quarz hin.

Der Orthoklas der roten Gneise ist gewöhnlich nicht mehr

frisch. Er verdankt sein trübes Aussehen der Umwandlung in Muskovit und Kaolin. Er ist älter als der Quarz, da er sich als Einschluß in diesem findet. Die Individuen besitzen nie eigene Form; hin und wieder beobachtet man die Andeutung eines Korrosionsmantels.

Aus dem Orthoklas haben sich in reichlicherem Maße als bei den grauen Gneisen Albitschnüre ausgeschieden. Dieser Albit hat ein frisches Aussehen und ist frei von jeder Verwitterungserscheinung. Alte verwitterte Orthoklase, welche ursprüngliche Bestandteile des Gesteins darstellen, und solche in mikropegmatitischer Verwachsung mit Quarz finden sich im Mikroperthit eingeschlossen.

Auf den Mikroperthit selbst hat Gebirgsdruck eingewirkt; die Albitschnüre in demselben sind zerbrochen und gegeneinander verschoben.

Die in den roten Biotitgneisen vorhandenen Plagioklase zeigen ähnliche Eigenschaften wie der Orthoklas. Auch sie sind wenig frisch und durch Verwitterungsprodukte getrübt, sodaß sie in ihrem grauen, trüben Aussehen dem Orthoklas ähnlich sind. Zuweilen ist die Kaolinisierung derartig vor sich gegangen, daß die Zwillingslamellen abwechselnd kaolinisiert und frisch sind.

Der Feldspat gehört mehr den albitreicheren Mischungen der Plagioklase an. In einem senkrecht P und M getroffenen Schnitt konnte im stumpfen Winkel P/M eine Schiefe von — 7° konstatiert werden. Das Brechungsvermögen mit Quarzschnitten //c verglichen, ergab in Parallelstellung $o > \gamma'$. $e > \alpha'$. Es ist demnach der Feldspat ein Oligoklas-Albit.

Der Plagioklas zeigt auch deutliche mechanische Spuren von Druckwirkung. Die Lamellen nach dem Albitgesetz sind gebogen und gegen einander verschoben. Man erkennt daraus, daß der Plagioklas noch ein alter Bestandteil des Granites ist und sich nicht durch die Druckwirkungen neu gebildet hat.

Am besten zeigt der Quarz die Wirkungen des Gebirgsdruckes, namentlich die größeren Individuen, sowohl in undulöser Auslöschung als auch in dem Korrosionsrand. Er hat sich aber daneben auch neu gebildet. Vielfach beobachtet man, wie der Quarz die Spalten und Klüfte zwischen den anderen Bestandteilen ausgefüllt hat.

Ein weiterer Gemengteil der roten Biotitgneise ist der Glimmer, der nur als Magnesiaglimmer vorhanden ist. Auch er ist vielfach gebogen und gefältelt. Nur in ganz geringem Maße ist er wirklich frisch. In diesem Falle zeigen die parallel zu den Spaltrissen polarisierten Strahlen einen hellgelben Ton und die senkrecht dazu polarisierten vollständige Absorption. Dieser

Erhaltungszustand ist aber selten; fast aller Biotit der roten Gneise ist ausgebleicht und im weiteren Stadium in Chlorit umgewandelt. An Einschlüssen sind rundliche Zirkone und kleine Stäbchen und Körnchen von Erz zu erwähnen.

Der Chlorit kommt in den roten Gneisen in reichlicher Menge vor. Schnitte dieses Minerals // OP (001) sind blaugrün durchsichtig, solche parallel der Spaltbarkeit besitzen kräftigen Pleochroismus, welcher sich in blaugrünen und weißlichgelben resp. in blaugrünen und gelblichgrünen Tönen bewegt. Das Relief ist nicht hoch, die Brechung also gering. Ebenso ist auch die Doppelbrechung schwach, und die Interferenztöne werden aus tiefviolettblauen Farben gebildet, welche für die Chlorite sekundärer Entstehung so charakteristisch sind.

Die Neubildung der Chlorite aus dem Magnesiaglimmer geht in folgender Weise vor sich. Man beobachtet, wie der Biotit randlich ausbleicht, einen grünlichen Ton annimmt und nach und nach in Chlorit übergeht; ebenso häufig ist aber auch die streifenweise vor sich gehende Umbildung, bei welcher in einem Glimmerblättchen Streifen von grünem Chlorit und frischem Glimmer mit einander alternieren.

Bei dieser Umwandlung des Glimmers ist eine weitere Neubildung vor sich gegangen, nämlich diejenige in Epidot. Dieser bildet entweder zeisiggelbe Partien mit deutlichem Pleochroismus, der sich in grünlichgelben und weißlichgelben Tönen bewegt, oder schmutzig-weiße Adern, an denen keine Farbenänderung zu beobachten ist.

Wie schon bei der makroskopischen Charakteristik erwähnt wurde, hat sich der Epidot auf feinen Spalten im Gestein angesiedelt. Dies kann auch in dem Dünnschliff des Nebengesteines vom Karajakgange beobachtet werden. Der Epidot bildet dort bis 2 mm breite Gänge, von welchen weitere Gänge ausgehen. Diese letzteren sind mikroskopisch fein und verzweigen sich netzartig mitten durch die Orthoklase, Plagioklase und Chlorite hindurch. Im Gegensatz dazu liegen rundliche Partien in Feldspäten und Chloriten eingeschlossen. Mit diesen ist der Epidot derartig verwachsen, daß seine Entstehung daraus wohl nicht zu bezweifeln ist.

Eisenerz fehlt in den roten Gneisen fast vollständig. Dagegen kommt der Titanit recht häufig vor. Derselbe erscheint seltener in den bekannten spitzrhombischen Kristallen; häufiger sind dicke rundliche Formen. An diesen beobachtet man ein System von geraden feinen Spaltrissen, die sich unter einem Winkel von ca. 129° schneiden. Es ist dies eine Absonderung beim Titanit, welche schon von früheren Autoren, besonders von

Mügge[1]), auf Gebirgsdruck zurückgeführt wurde. Daneben ist auch eine zweite Art von Spaltrissen vorhanden. Diese letzteren sind rohe Risse, welche die ersteren willkürlich durchkreuzen.

Im Zusammenhange mit dem Epidot wurde auch Orthit beobachtet. Derselbe erscheint als ein braunes Mineral ohne Flächenbegrenzung mit ziemlich hohem Relief, aber schwacher Doppelbrechung. Das Kristallblättchen wird von regellosen Sprüngen durchzogen, auf denen sich eine dunkelbraune Substanz ausgeschieden hat.

Der Orthit ist teilweise von einem feinen Mantel von Epidot umgeben. Er grenzt auf der einen Seite an einen Chlorit, welcher reichlich Epidot enthält. Von diesem aus legt sich der Epidot um den Orthit herum. Die Epidothülle ist in diesem Falle sekundär, aber nicht durch Umwandlung aus dem Orthit, sondern durch additive Anlagerung entstanden zu denken.[2])

Bei den Untersuchungen im Gneisgebirge des Schwarzwaldes beobachtete Rosenbusch,[3]) daß der Orthit nur in den Schapbachgneisen auftritt, also gewissermaßen ein Leitmineral für Orthogneise bildet. Es ist dies eine Beobachtung, die auch für das vorliegende Gestein durchaus zutreffen würde.

Neben diesen ursprünglichen Bestandteilen, welche meistenteils Spuren mechanischer Deformation an sich tragen, haben sich durch den Gebirgsdruck auch andere Substanzen gebildet. Hierher gehört in erster Linie der Mikroklin. Derselbe ist nicht sehr häufig und tritt in Nestern und Zwickeln auf, besonders dort, wo der Korrosionsrand und die Zertrümmerung des Quarzes stark hervortreten. Neben dem Mikroklin hat sich wasserklarer Albit neu gebildet. Er findet sich als Einschluß in dem durch Verwitterung getrübten Plagioklas und zwar mit Albitlamellierung derartig orientiert, daß die Zwillingslamellen des Albits mit denen des Plagioklases parallel verlaufen. Vielfach verkittet die Albitsubstanz die auseinandergerissenen Plagioklase.

Die Gesteine zeigen deutlich Merkmale der ehemaligen granitischen Natur. Die Kataklasstruktur ist zwar vorhanden, hat aber die ursprüngliche Struktur und Zusammensetzung des Granits nicht völlig verwischen können. Auch die chemischen Umlagerungen des Gesteins sind geringfügiger Art.

---

[1]) Über durch Druck entstandene Zwillinge von Titanit nach den Kanten (110) und ($1\bar{1}0$). N. Jahrb. f. Min. 1889. 2. S. 98—115.

[2]) Vergl. F. Weber: Über den Kali-Syenit des Piz Giuf und Umgebung (östliches Aarmassiv) und seine Ganggefolgschaft. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz N. F. Lief. **14**. 1904. S. 28.

[3]) Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. Mitt. d. Großh. Bad. Geol. L.-A. **4**. 1900 S. 18.

Aus diesen Gründen sind die roten Biotitgneise kaum als eigentliche Gneise zu bezeichnen. Ihre eigentliche Natur ist die stark gepreßter Granite. Sie sind demnach, als Gneise aufgefaßt, ebenso wie die grauen Gneise Orthogneise im Sinne Rosenbuschs.

### 2. Hornblendegneise.

Die zweite Gruppe der zur Gneisfamilie gehörenden Gesteine umfaßt die Hornblendegneise. Durch den Eintritt der Hornblende in die Gesteinszusammensetzung tritt auch eine wesentliche Änderung der Struktur ein, sodaß die Gesteine nach dieser Richtung hin von den Biotitgneisen unterschieden werden müssen.

Das Vorkommen der Hornblendegneise ist auf das ganze hier in Betracht kommende Gebiet verteilt. Sie wurden in Siusasigsak, nördlich Jakobshavn, dem südlichsten Punkte der Expedition, zusammen mit grauen Biotitgneisen, ferner auf den Moränen des Asakak-Gletschers auf der Halbinsel Nugsuak, sowie auf der dicht dabei gelegenen kleinen Insel Akuliarusersuak und weiter auf der Halbinsel Uvkusigsat im kleinen Karajak-Fjord gefunden.

Die Hornblendegneise sind in der Mehrzahl rötlichgraue bis schwärzliche Gesteine je nach dem Zurücktreten oder Überhandnehmen der Hornblende. Bei den ersteren wechseln bis 10 mm mächtige Lagen, die nur aus Quarz und Feldspat bestehen, mit solchen, die fast nur aus Hornblende zusammengesetzt sind, mit einander ab, sodaß die Gesteine dieser Art aus abwechselnden hellen und dunklen Lagen zusammengesetzt sind. Das Aussehen variiert auch dadurch, daß auf eine große Zahl dünner Lagen plötzlich eine besonders mächtige folgt. In dem Gestein von Akuliarusersuak bestehen die hellen Streifen aus rötlichem Feldspat. Je mehr die dunklen Streifen sich mit den helleren vermischen, um so dunkler wird das Gestein, bis es schließlich fast nur noch aus Hornblende besteht und damit eine schwärzlichgrüne Farbe angenommen hat.

Die Hornblendegneise bestehen aus Orthoklas, Mikroklin, Kalknatronfeldspat, Quarz, Hornblende, Glimmer und einigen akzessorischen Gemengteilen.

Der Orthoklas bildet größere und kleinere Individuen von tafelförmiger Entwicklung, welche immer ohne kristallographische Begrenzung auftreten. Es sind einfache Kristalle und Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz. In Schnitten parallel $\infty P \bar{\infty}$ (010), die gleichzeitig $\perp$ c sind, ist eine Auslöschung von $4^0$ gegen die Spaltrisse P/M fest zu stellen gewesen. Mikroperthitische Einlagerungen von Albitsubstanz in Adern und Flecken sind wohl

zu beobachten, aber nicht so häufig wie bei den Biotitgneisen.

Seltener als der Orthoklas ist der trikline Feldspat. Er findet sich in breiten tafeligen Individuen. Schnitte $\perp$ P (oP [001]) und M ($\infty$ P $\bar{\infty}$ [010]) gaben eine Auslöschungsschiefe von $+ 12^0$ im spitzen Winkel P/M, was auf einen Feldspat von der Art des Andesin bis Oligoklas hindeuten würde. Auf einem Schnitt $\perp$ c wurde mit der Spur des Einschnittes von P eine Auslöschungsschiefe von $4^0$ gemessen. Auch dies würde für einen Andesin-Oligoklas sprechen. Bei der Vergleichung des Brechungsvermögens mit einem Quarzdurchschnitt parallel c in Parallelstellung war $o = \gamma'$ und $e > \alpha'$. Auch diese Beobachtung läßt einen Andesin erkennen und bestätigt somit die ersten beiden.

Der Mikroklin fehlt in den Hornblendegneisen.

Der Glimmer ist ein dunkler Magnesiaglimmer, der im frischen Zustande einen kräftigen Pleochroismus zeigt, welcher sich in den Tönen strohgelb und dunkelbraun bewegt. Er bleibt aber nicht immer frisch, sondern zeigt, wie bereits bei den roten Biotitgneisen beschrieben, eine Umänderung in Chloritsubstanz und in Epidot. Wenn der Glimmer ausbleicht, so nehmen die Doppelbrechung und die Größe des Axenwinkels bedeutend zu.[1]) Diese ausgeblichenen Stellen liegen linsenförmig in dem grünlichen Biotit. Die Chloritisierung, Epidotisierung und Ausbleichung sind wohl auf Verwitterungserscheinungen zurückzuführen, welche durch die Atmosphärilien hervorgerufen werden.

Als wichtigster Bestandteil tritt in den Hornblendegneisen die Hornblende auf. Sie ist neben dem Feldspat der häufigste Gemengteil des Gesteins. Ihre optischen Eigenschaften sind die folgenden:

Die verschiedenen Farben sind für Licht

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| // bc | polarisiert | // a | schwingend: | grünlichgelb |
| // ac | „ | // b | „ | dunkelolivgrün, |
| // ab | „ | // c | „ | blaugrün |

wobei die Absorption $b > c > a$ ist. Auf Schnitten parallel $\infty$ P $\bar{\infty}$ (010) beträgt die Schiefe der Auslöschung bei der dunkleren Hornblende $c : c$ = ca. $15^0$, bei der helleren $c : c = 21^0$.

In einem Hornblendegneis von der Moräne des großen Karajak Nunatak sind die Farben der Hornblende für Licht:

---

[1]) E. Zschimmer, Die Verwitterungsprodukte des Magnesiaglimmers und der Zusammenhang zwischen chemischer Zersetzung und optischem Axenwinkel der Glimmer. Jenaische Zeitschr. f. Naturw. 1898, 32. N. F. 25. S. 537—620.

// bc polarisiert // a schwingend: hellgelblich
// ac „ // b „ bräunlich olivgrün.
// ab „ // c „ hellolivgrün

Die sonst so häufige Zwillingsbildung nach $\infty P\overline{\infty}$ (100) konnte nicht beobachtet werden. Die Hornblende zeigt aber im Gegensatz zu den andern Gemengteilen eigene Begrenzung, die besonders auf Schnitten senkrecht zur c-Achse deutlich wird, ein Beweis, daß die Hornblende als primärer Bestandteil eines ehemaligen Eruptivgesteins anzusehen ist. Längsschnitte sind an den Enden ausgefasert und ragen oft mit ihren Fasern in die andern Gemengteile hinein. Demnach hat sich die Hornblende früher als der Feldspat ausgeschieden, was der regulären Ausscheidungsfolge des Eruptivgesteinsmagmas entsprechen würde.

Die Hornblende ist sehr frisch. Nur an einigen Stellen sieht man, wie in derselben, besonders aber an den ausgefaserten Enden, lichte Stellen entstehen. Dabei sinkt der Pleochroismus und wird undeutlich, dafür steigt aber die Doppelbrechung, und die Polarisationstöne nehmen Farben von der Höhe des Epidots an.

An Einschlüssen in der Hornblende sind Apatit, Zirkon und Titanit zu nennen.

Der Quarz der Hornblendegneise zeigt immer die bekannte undulöse und streifenartige Auslöschung. In der Menge wechselt er mit der Hornblende. Die hornblendereichen Gneise besitzen einen geringen Quarzgehalt Derselbe steigt aber, wenn der Gehalt an Hornblende geringer wird. An Einschlüssen im Quarz konnten solche von Flüssigkeit beobachtet werden.

Das in diesen Gesteinen vorkommende Erz ist wie in den Biotitgneisen gering. Es ist in der Hauptmasse wohl Titaneisenerz, da ein Übergang in Leukoxen nicht selten ist.

Neben dem Titaneisen findet sich als weiterer akzessorischer Gemengteil Titanit. Derselbe besitzt die spitzrhombische Form, ist aber auch langgestreckt und in einzelne Körner aufgelöst. In den spitzrhombischen Kristallen ist häufig noch Titaneisenerz eingeschlossen. Die Farbe des Titanits ist weißlich bis weingelb.

Mehrfach wurde am Titanit die von Mügge[1]) beschriebene Erscheinung der Zwillingslamellierung nach den Kanten $\infty P$ (110) : $\infty P$ ($1\overline{1}0$) beobachtet.

Es sind dies feine Lamellen, welche mit dem ganzen Kristall zusammen aufhellen, aber in der Dunkelstellung andere farbige Polarisationstöne zeigen wie die übrigen Teile des

[1]) Über durch Druck entstandene Zwillinge von Titanit nach den Kanten (110) und ($\overline{1}10$). N. Jahrb. f. Min. 1889. 2. S. 98—115.

Kristalls. Die Lamellen sind überhaupt nicht recht in völlige Dunkelstellung zu bringen. Wenn man den Analysator ausschaltet, so bleiben sie auch sichtbar, welche Erscheinung wohl durch eine durch Übereinanderlagerung ungleich orientierter Lamellen entstandene Interferenz zu erklären ist, ähnlich wie auch bei den Zwillingslamellen am Kalkspat nach — $^1/_2$ R $(01\bar{1}2)$. Das ganze Phänomen führen Mügge, G. H. Williams, Busz u. A.[1]) auf Gleitung zurück, welche durch Gebirgsdruck hervorgerufen ist. Dafür sprechen die parallel den Zwillingslamellen verlaufenden groben Spaltrisse.

Die Hornblendegneise lassen sich je nach dem Vorhandensein oder Fehlen des Magnesiaglimmers einteilen. Bei beiden Gruppen ist es möglich, Gesteine mit einer dunkleren Hornblende von solchen mit einer helleren zu trennen.

Die glimmerarmen bis glimmerfreien Hornblendegneise sind zu gleicher Zeit arm an Quarz und, wie schon erwähnt, sehr reich an Hornblende. Es treten in ihnen überhaupt die helleren Gemengteile gegenüber der Hornblende zurück. Deshalb bilden sie die dunkelgrünen bis schwärzlichen Gesteine, welche von der Moräne beim Lagerplatz am Asakak-Gletscher auf der Halbinsel Nugsuak, vom großen Karajak-Eisstrom und von Uvkusigsat stammen.

In den glimmerführenden Hornblendegneisen dagegen tritt die Hornblende mehr zurück und die helleren Gemengteile nehmen zu. In diesen Gesteinen spielt der Quarz eine bedeutende Rolle. Es sind dies die Gesteine, welche von Siusasigsak, von Akuliarusersuak und vom Karajak-Eisstrom herrühren.

Die mineralogische Zusammensetzung spricht dafür, daß die Hornblendegneise Orthogneise sind und sich aus Eruptivgesteinen gebildet haben. Wenn man dabei die obige Einteilung zu Grunde legt, sind sodann die erste Gruppe Hornblendegneise, welche aus umgewandelten dioritischen Gesteinen entstanden sein mögen. Die zweite Gruppe dagegen sind vielleicht ursprüngliche Hornblendegranite gewesen, welche durch Gebirgsdruck in Hornblendegneise umgewandelt worden sind, wofür der große Orthoklasgehalt spricht.

### Astochit-(Eisenrichterit-)Gneise.

Im Anschluss an die Hornblendegneise ist ein eigenartiges Gestein zu besprechen, welches am rechten Ufer des großen Karajak-Eisstromes ansteht.

Es ist ein schmutzigrötlich bis weißlichgraues Gestein, welches aus Feldspat und einem feinfaserigen, dicht verfilzten Mineral

[1]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie 1. 1892 S. 621.

von blauer bis blaugrauer Färbung besteht, das in seinem Aussehen an blauen Krokydolith erinnert.

Die Feldspate sind auf den Spaltflächen mit einem rötlichen Staub von Eisenoxyd bedeckt, wodurch die rötlichweiße Gesamtfärbung des Gesteins hervorgerufen wird. Die Oberfläche hat ein körniges, rauhes Aussehen, da die weicheren Bestandteile z. T. ausgewittert und nur die widerstandsfähigeren Feldspate erhalten sind, die mit ihren Ecken und Kanten aus der Oberfläche hervorragen.

Unter dem Mikroskop tritt als Hauptbestandteil der Feldspat auf. Er ist z. T. ein Orthoklas mit einem Brechungsvermögen, welches wenig geringer als das des Canadabalsams im Schliffe ist, wie eine Reliefvergleichung der beiden Körper lehrt.

Der Orthoklas wird stellenweise durch einen außerordentlich zart undulös auslöschenden Mikroperthit resp. Kryptoperthit von faseriger und fleckiger Struktur ersetzt. Andere Einlagerungen feldspatiger Natur kommen nicht vor. Der Kalifeldspat wird an Menge aber reichlich durch einen triklinen Feldspat mit Albitlamellierung übertroffen. Derselbe zeigt in Schnitten $\perp$ c eine Auslöschungsschiefe von $15^0\ 30'$ und in solchen $\perp$ P (0P [001]) und M ($\infty$ P$\breve{\infty}$[010]) — $10^0\ 30'$, gelegen im stumpfen Winkel P : M. Es ist derselbe also ein Kalk-Natronfeldspat, der dem Albit recht nahe steht und etwa einem Albit-Oligoklas entspricht.

Alle Feldspate sind reich an staubförmigen Interpositionen und von lichten Glimmerblättchen durchsetzt, sodaß der Hauptteil der lichten Gemengteile im Dünnschliff ein trübes, schmutziges Aussehen besitzt, eine Folge des nicht ganz frischen Erhaltungszustandes dieser Gesteine.

Quarz fehlt vollständig.

Als akzessorische Gemengteile sind zu erwähnen: Apatit in wasserklaren, kurzen, gedrungenen Säulen, wenig Magnesiaglimmer von fuchsroter Farbe, der zersetzt in Chlorit übergeht, weingelber Titanit mit schwachem Pleochroismus, der sich zwischen hellgelben und rötlichgelben Tönen bewegt, und Zirkon.

Zu diesen Bestandteilen tritt als weitere wichtige Komponente das blaue Mineral.

Es bildet parallel- oder radial-angeordnete Fasern; doch kommt es auch in feinschuppigen Partien vor. In diesen scheint es aber nicht mehr in frischem Zustande vorhanden zu sein.

Unter dem Mikroskop erscheint es in dünnen Nadeln, die zu einem feinen Filzwerk zusammentreten und verworren-faserige und auch radial-faserige Aggregate bilden und in der Art des Auftretens an eine uralitische Hornblende erinnern. Die einzelnen Nadeln von längerer Dimension treten gern bündelförmig zusammen und liegen in einem innig verwobenen Filzwerk derselben Art.

Das Mineral wird mit gelblich grünen Tönen durchsichtig mit merklichem Pleochroismus, besonders an Stellen, wo die Aggregate dicht über einander gehäuft sind. Die Fasern sind blaugrün, wenn sie mit ihrer Längserstreckung senkrecht zur Polarisationsebene des unteren Nicols stehen, schmutziggelbgrün, wenn sie parallel dazu gerichtet sind.

Der optische Charakter der Doppelbrechung in der Längserstreckung ist positiv. Auch in den sphärolithisch angeordneten Aggregaten ließ sich mit Hilfe des Gipsblättchens vom Rot I. Ordnung der positive Charakter der Doppelbrechung ermitteln. Hierdurch unterscheidet sich das hier vorliegende Mineral vom Krokydolith,[1]) der in der Längserstreckung negativen Charakter der Doppelbrechung besitzt.

Die Auslöschung der Fasern erfolgt schief zur Längserstreckung, und es konnte im Maximum $c : c = 16^0—19^0$ beobachtet werden. Die Auslöschung geht im weißen Licht nicht exact vor sich, sondern es wechseln in dem Augenblick, wo die Auslöschung erfolgen sollte, gelbe und tiefblaue Töne, eine Erscheinung, welche auf eine sehr starke Dispersion der c-Mittellinie hindeutet.

Um das mittlere Brechungsvermögen des Minerals zu ermitteln, wurden einzelne Fäserchen aus dem Gestein herauspräpariert und nach den Angaben von Schroeder van der Kolk[2]) mit verschiedenen Flüssigkeiten von bekanntem Brechungsvermögen verglichen. Um nun die Differenzen in der Brechbarkeit sicher festzustellen, wurde nach dem Vorschlag von Becke[3]) eine über dem Polarisator angebrachte Irisblende zum Einengen des Lichtkegels benutzt und mit einem stark vergrößerndem Objektiv der Gang der durch Heben und Senken von der Grenze zwischen Mineral und Flüssigkeit ausgehenden Lichtlinie beobachtet. Es ergab sich, daß Schwefelkohlenstoff, dessen Brechungsexponent am Kleinschen Totalreflektometer[4]) bestimmt wurde, mit einem Brechungsexponenten von 1,627 dieselbe Brechbarkeit besitzt. Das mittlere Brechungsvermögen des Minerals beträgt demnach 1,63. Die Doppelbrechung ist eine mittlere.

[1]) A. Lacroix: Sur les propriétés optiques de la crocidolite et la diffusion de ce minéral. Bull. soc. min. France 1890. **13**. S. 10—15. — H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie. Stuttgart 1892. **1**. S. 566—567.

[2]) Tabellen zur mikroskopischen Bestimmung der Mineralien nach ihrem Brechungsindex. Wiesbaden 1900.

[3]) Petrographische Studien am Tonalit des Riesenferner. Tschermaks Min. u. petr. Mitt. N. F. **13**. S. 379.

[4]) C. Klein: Die Anwendung der Methode der Totalreflexion in der Petrographie. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Berlin 1898, S. 317—331.
— Optische Studien I. Ebenda 1899, S. 358—364.
— Optische Studien II. Ebenda 1902, S. 104—114.
— Totalreflektometer m. Fernrohr-Mikroskop. Ebenda 1902, S. 653—655.

Es weisen demnach die optischen Eigentümlichkeiten auf ein Mineral der Hornblendegruppe hin. Leider gelang es nicht, die Zugehörigkeit des Minerals zur Amphibolgruppe an Querschnitten auf Grund des Spaltungswinkels sicher festzustellen, da beim Schleifen die feinen Nädelchen sich umlegten und nirgends Querschnitte lieferten.

Unter den bereits bekannten Vertretern blauer Hornblenden wäre in erster Linie ein von SJÖGREN[1]) als Astochit beschriebenes Mineral, für das er später den Namen Natronrichterit wählte, zum Vergleich heranzuziehen. Dieses Mineral bildet nach ihm himmelblaue oder grauviolette, strahlige Aggregate, welche mit Rhodonit zusammen auf der Långbansgrube in Wermland in Schweden vorkommen. Es ist optisch positiv; $c : c = 15^0\ 40'$ an der blauen und $17^0\ 15'$ an der violetten Varität. FLINK[2]) bestimmte die Brechungsexponenten am Richterit zu $\alpha = 1{,}64$, $\beta = 1{,}63$, $\gamma = 1{,}62$, demnach wäre $\frac{\alpha+\beta+\gamma}{3} = 1{,}63$.

Das ergibt in der Tat eine völlige Übereinstimmung der optischen Eigenschaften beider Minerale.

Sie seien beide noch einmal in einer Tabelle einander gegenübergestellt:

| | Färbung im auffallenden Licht | Färbung im durchfallenden Licht | Auslöschung | Optischer Charakter der Längserstreckung | Brechungsvermögen | B obac |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Blaues Mineral aus dem Gneis vom großen Karajak-Eisstrom, Westgrönland. | blau bis blaugrau | Gelb und grünlich; merklicher Pleochroismus | $c : c = 16^0 - 19^0$ | positiv | $\frac{\alpha+\beta+\gamma}{3} = 1{,}63$ | Verf. |
| Astochit (Natronrichterit) Långbansgrube, Wermland, Schweden. | himmelblau bis grauviolett | | $c : c = 15^0\ 40'$ $c : c = 17^0\ 15'$ | positiv | $\alpha = 1{,}64$ $\beta = 1{,}63$ $\gamma = 1{,}62$ am Richterit | SJÖ FL |

[1]) Beitrag zur Mineralogie Schwedens. Geol. Fören. i Stockholm Förh. **13**. 1891 S. 604 und 781. [N. Jahrb. f. Min. 1893 **2**. Ref. S. 37.]

Über den Richterit von Breithaupt und Natronrichterit. Bull. geol. Institution Univ. Upsala **2**., 1. 1894. [N. Jahrb. f. Min. 1896 **2**. Ref. S. 20.]

AXEL HAMBERG: Bemerkungen zu den als neu bezeichneten Mineralien Astochit und Dahlit. Geol. Fören. i Stockholm Förh. **13**. 1891 S. 801.

HINTZE: Handbuch der Mineralogie **2**. 1897 S. 1197 u. 1224.

[2]) G. FLINK: Mineralogische Notizen. II Meddel. fr. Stockholms Högskala Nr. 66 in Bih. Svensk Vet.-Akad. Handl. 1887 **13**. 2. Stockholm. S. 1—9. [Zeitschr. f. Krist. **15**. 1889 S. 93.]

Um nun einen Einblick in die chemische Zusammensetzung des Minerals zu gewinnen, wurde das am wenigsten verwitterte Gestein einer Bausehanalyse unterzogen, die Herr Dr. A. Lindner zu Berlin auszuführen die Liebenswürdigkeit hatte. Sie ergab folgendes Resultat:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 63.26 |
| $TiO_2$ | 0.20 |
| $Al_2O_3$ | 14.84 |
| $Cr_2O_3$ | Sp. |
| $Fe_2O_3$ | 2.39 |
| FeO | 1.54 |
| MnO | Sp. |
| MgO | 4.22 |
| CaO | 1.61 |
| $Na_2O$ | 9.32 |
| $K_2O$ | 0.70 |
| $P_2O_5$ | Sp. |
| Glühverl. | 1.66 |
| Summa | 99.74 |

Spec. Gew.= 2.658

In Molekularprozentzahlen umgereehnet, ergibt die Analyse

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 69.07 |
| $Al_2O_3$ | 9.5 |
| $Fe_2O_3$ | 0.97 |
| FeO | 1.4 |
| MgO | 6.89 |
| CaO | 1.88 |
| $Na_2O$ | 9.81 |
| $K_2O$ | 0.48 |
| Summa | 100.00 |

Da nun das Gestein im wesentliehen aus Albit, Orthoklas und dem blauen Mineral besteht, so kann man, wenn man die in versehwindend geringer Menge auftretenden akzessorisehen Bestandteile vernaehlässigt, ohne einen allzu großen Fehler zu begehen, die Analyse in folgender Weise auf die einzelnen Bestandteile hin aufreehnen:

Der gesamte Kaligehalt ist im Orthoklas zu suchen. 0,48 % Kali verlangen 0,48 % $Al_2O_3$ und 2,88 % $SiO_2$, entspreehend der Zusammensetzung $K_2Al_2Si_6O_{16}$.

Naeh Abzug des Orthoklasgehaltes verbleiben 9,02 %

$Al_2O_3$, die mit der gleichen Menge $Na_2O$ im Albit zu suchen sind. Der Albit verlangt dementsprechend 9,02 % $Al_2O_3$, 9,02 $Na_2O$ und 54,12 % $SiO_2$, gemäß der Formel $Na_2Al_2Si_6O_{16}$.

Der Rest kommt auf das blaue Mineral, also auf:

| $Na_2O$ | CaO | MgO | FeO | $Fe_2O_3$ | $SiO_2$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 0.79 | 1.88 | 6.89 | 1.4 | 0.97 | 12.07 |

Annähernd ist dies ein Metasilicat von der Zusammensetzung

II III

$Na_2 Ca_4 Mg_{14} Fe_3 Fe_2 [SiO_3]_{12}$

Hierbei muß berücksichtigt werden, daß der wirkliche Gehalt an $Na_2O$ auf Kosten des CaO größer sein wird, da der Natronfeldspat, wie die Auslöschungsschiefen ergeben, kein reiner Albit ist, sondern geringe Beimengungen des Anorthitmoleküls aufweist.

Zur Vergleichung seien an dieser Stelle die Resultate der chemischen Untersuchung Sjögrens[1]) und Hambergs[2]) mit herangezogen. Der Erstere kommt zu dem Schluß, daß der Astochit ein Metasilicat ist, in welchem die Verbindungen (Mg, Mn, Ca) $SiO_3$ und (Na, K, H)$_2$ $SiO_3$ als Bestandteile auftreten. Hamberg gibt die Zusammensetzung des Minerals in der Hauptsache durch die Formel ($Na_2$, $K_2$, Ca) (Mg, Mn, Fe)$_3$ ($SiO_3$) wieder.

Um nun festzustellen, daß die hier vorliegende Hornblende sicher eine Natronhornblende ist, wurden einzelne, vollkommen reine Partikelchen einer mikrochemischen Analyse unterworfen. Sie ergaben sowohl mit essigsaurem Uranyl als nach der Methode von Boricky[3]) mit Kieselfluorwasserstoffsäure die charakteristische Natronreaktion. Gleichzeitig konnten in dem Präparat Kieselfluoride der Magnesia und des Kalkes nachgewiesen werden.

Rechnet man obige Formel in Gewichtsprozente um und vergleicht sie mit den Analysen des Astochits resp. Natronrichterits, die Sjögren angegeben hat, so ergibt sich folgendes:

---

[1]) Beitrag zur Mineralogie Schwedens. Geol. Fören. i. Stockholm. Förhandl. **13**. 1891. S. 604 u. 781. [N. Jahrb. f. Min. 1893. **2**. S. 38.]

[2]) Bemerkungen zu den als neu bezeichneten Mineralien Astochit und Dahlit. Ebenda. **13**. 1891 S. 801. [N. Jahrb. f. Min. 1893. **2**. S. 939.]

[3]) Elemente einer neuen chemisch-mikroskopischen Mineral- und Gesteinsanalyse. 1877. S. 18. Prag.

| | Blaue Hornblende aus dem Gneis v. Karajak-Eisstrom, Westgrönland. Berechnet | Lichtblauer Astochit Långbansgrube, Wermland, Schweden | Violetter Astochit Långbansgrube, Wermland, Schweden |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 49.93 | 56.25 | 54.76 |
| FeO | 7.49 | 0.15 | 0.21 |
| $Fe_2O_3$ | 11.09 | — | — |
| MnO | — | 6.49 | 12.71 |
| CaO | 7.77 | 5.44 | 5.83 |
| MgO | 19.42 | 21.89 | 17.82 |
| $K_2O$ | — | 1.60 | 1.65 |
| $Na_2O$ | 4,3 | 6.17 | 4.02 |
| $H_2O$ | — | 1.56 | 2.77 |
| Fl | — | 0.15 | 0.09 |
| Summa | 100.— | 99.70 | 99.86 |

Man sieht, daß auch in chemischer Beziehung größere Abweichungen der vorliegenden blauen Hornblende und des Astochits nicht zu erkennen sind, wenn man von dem hohen Mangangehalt absieht. Derselbe findet seine befriedigende Erklärung in der Paragenese des Astochits mit einem Manganpyroxen zusammen. Bei dem grönländischen Mineral ist der Mangangehalt durch die isomorphe Eisenverbindung ersetzt.

Es steht demnach nichts im Wege, wenn das Mineral von der Långbansgrube, Wermland, als Natronrichterit bezeichnet wird, das blaue Mineral vom Karajak-Eisstrome als Eisenrichterit zu benennen.

Das Astochit-(Eisenrichterit-)Feldspatgestein zeigt unter dem Mikroskop folgendes Strukturbild:

Die Lamellen des Albit-Oligoklases sind gebogen. Die Feldspate bilden gern Flaserkerne, um die sich der Astochit (Eisenrichterit) herumlegt. Die Nadeln des Astochits sind zuweilen parallel gerichtet und ragen mit ihren Spitzen in den Feldspat hinein, ohne daß der Feldspat irgendwelchen Einfluß auf ihre Orientierung ausübt. Sie liegen also zu einer Strukturebene orientiert. Das sind aber Merkmale kristalloblastischer Strukturen, wie sie Becke aufgestellt hat.

Es ist demnach das Gestein vom Karajak-Eisstrom ein Gneis. Ich bezeichne es nach der Mineralzusammensetzung als Astochit-(Eisenrichterit-)gneis.

Um zu einer genetischen Deutung des Astochitgneises zu gelangen, sei die oben mitgeteilte Analyse nach dem Osannschen Verfahren aufgerechnet.

Der Alkaligehalt ist größer als der der Tonerde. Derartige Verhältnisse müssen bei Eruptivgesteinen zur Bildung von Alkalipyroxenen führen. Der Kieselsäurekoëffizient ist angenähert = 1. Das Gestein ist also mit $SiO_2$ in Bezug auf Basen gerade gesättigt, es kann also weder zur Bildung von Feldspatvertretern noch zur Ausscheidung von freier Kieselsäure in der Form von Quarz kommen.

Ist der Astochit-(Eisenrichterit-)gneis wirklich ehemals ein Eruptivgestein gewesen, so kann es nach seiner chemischen Zusammensetzung nur unter den Alkalisyeniten gesucht werden. In der Tat finden sich in dieser Gesteinsfamilie analoge Beispiele, wie eine Gegenüberstellung der Osannschen Konstanten zeigt.

| | s | A | C | F | a | c | f | n | m | k | Reihe |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Astochit-(Eisenrichterit-) gneis, Karajakstrom | 69.07 | 10.29 | 0 | 10.33 | 10 | 0 | 10 | 9.53 | 8.18 | 0.96 | α |
| Umptekit, Kola . . . . | 70.35 | 10.68 | 0 | 8.3 | 11 | 0 | 9 | 8.2 | | | α |

Die Astochit-(Eisenrichterit-)gneise sind demnach Orthogneise und sind dynamometamorph umgewandelte Alkalitiefengesteine, Vertreter einer Gesteinsgruppe, die man bis jetzt nur spärlich als kristalline Schiefer entwickelt kennt. Sie zeigen die nächsten verwandtschaftlichen Beziehungen zur Familie der Arfvedsonitgneise.

## B. Die Einlagerungen im kristallinen Grundgebirge.

Neben dem eigentlichen, aus Gneis bestehenden Grundgebirge sind es besonders die in diesen Gneisen vorhandenen Einlagerungen, welche dem Grundgebirge der Westküste von Grönland ein eigenes Gepräge verleihen, worauf bereits in der Einleitung hingewiesen wurde. Sie werden so mächtig, daß sie stellenweise den Gneis überwiegen. Sie bilden breite Bänder und geben den Felsen ein malerisches Aussehen, zumal durch sie die Stauchungen des Gneises besonders gut sichtbar werden. Von solchen Einlagerungen sind Amphibolgesteine in großer Mannigfaltigkeit, kristalline Kalke und Dolomite und Granulite zu nennen. Zu den Einlagerungen von Amphibolgesteinen gehören auch die Speckseineinlagerungen, welche für die Eingeborenen ökonomische Wichtigkeit erlangen, insofern sie das Material zur Anfertigung mannigfacher Gerätschaften liefern.

### 1. Amphibolgesteine.

Die wichtigsten und zahlreichsten Einlagerungen in dem kristallinen Grundgebirge bildet die Gruppe der Amphibolgesteine. Dieselben kommen in dem ganzen, von der Grönland-Expedition bereisten Gebiete vor. So finden wir sie ganz im Süden bei Siusasigsak, nördlich Jakobshavn, ferner am großen Karajak-Eis-

strom in der Nähe der Observationshütte und am großen Karajak Nunatak sowie auf der Moräne des Sermilik-Eisstromes. Ihre größte Ausbildung erfahren sie aber noch weiter nördlich im kleinen Karajak-Fjord auf der Halbinsel Uvkusigsat.

Die Amphibolgesteine erscheinen in der Hauptsache als mehr oder weniger breite Bänder in den in den vorigen Abschnitten beschriebenen Gneisen, mit denen auf diese Weise ein enger geologischer Verband gebildet wird. Diese Lagen der Amphibolgesteine werden bis 5 cm schmal, sodaß ihre Fältelungen mit dem Gneis zusammen im Handstück beobachtet werden können.

Die Amphibolgesteine bilden eine sehr große Mannigfaltigkeit in ihrer Struktur, ihrer Mineralzusammensetzung und der Natur des Amphibolminerals.

### a. Reine Amphibolgesteine.

In dieser Gruppe, welche fast ausschließlich aus Amphibol besteht, lassen sich, je nachdem das Mineral Strahlstein oder rhombischer Anthophyllit ist, zwei weitere Untergruppen abtrennen.

Die Strahlstein- und Anthophylliteinlagerungen sind das Endresultat der Umwandlung peridotitischer Gesteine. Es läßt sich der Gang der Umbildung an diesen grönländischen Gesteinen noch mikroskopisch in den einzelnen Stadien verfolgen, und infolgedessen macht die genetische Deutung keine Schwierigkeiten. Es sind demnach zunächst die am wenigsten weit umgewandelten Gesteine zu besprechen.

#### α. Gesteine, deren ehemalige Struktur und Zusammensetzung z. T. noch deutlich erhalten ist.

Derartige Gesteine kommen im großen Karajak-Fjord am unteren Nunatak beim Inlandeise, ferner auf der Moräne, und endlich weiter nördlich davon auf dem bei der Reise an der Insel Ubekjendt Eiland vorbei erreichten Kangertlugsuak-Fjord und auf der Umiamako-Halbinsel vor.

Das erste ist ein grünliches, mittelkörniges Gestein, welches aus großen Individuen von faseriger Hornblende, grünlichem Glimmer und feinkörnigen schwarzen Partien besteht. Unter dem Mikroskop sieht man als Hauptbestandteil neben dem Amphibol Olivin und Diallag.

Der Olivin ist in ein Netzwerk von Serpentinschnüren aufgelöst, welche noch frische Kerne dieses Minerals einschließen. Mit der Bildung der Serpentinschnüre ist eine Ausscheidung von Erzkörnchen Hand in Hand gegangen. Man beobachtet nun deutlich, wie aus dem Olivin der Strahlstein hervorgeht, ein Vorgang, wie ihn ähnlich F. Becke[1]) an einem Gestein vom Bahn-

[1]) Hornblende und Anthophyllit nach Olivin. Tschermaks Min. u. petr. Mitt. 4. 1882. S. 450—452.

hof Roßwein, Sachsen, beobachtet hat. Zu dieser Bildung mag wohl der Diallag die Tonerde geliefert haben. Mitten in dem zersetzten Olivin liegt der Strahlstein.

Derselbe ist hellgraugrün und besitzt schwachen Pleochroismus, der sich in weißlichen und hellgraublauen Tönen bewegt.

Der Diallag ist in diesen Gesteinen auch nicht mehr ganz unverändert. Wohl zeigt er noch an einigen Stellen die für ihn charakteristischen Merkmale, meist aber hat eine Amphibolisierung des Diallags stattgefunden, und er hat sich in parallel gestellte Aktinolithnadeln umgewandelt.[1]) Dabei dringen vom serpentinisierten Olivin aus gelbe Serpentinmassen in die Absonderungsrisse nach $\infty$ P $\overline{\infty}$ (100) des Diallags ein, und es scheiden sich Erzkörnchen aus. Das ursprünglich farblose Mineral wird schwach blaugrün und erhält den Pleochroismus des Strahlsteins.

Der makroskopisch ölgrüne Glimmer ist ein etwas ausgebleichter Magnesiaglimmer mit dem deutlichen Pleochroismus hellbraun und farblos. Auf Blättchen nach der Basis, die herauspräpariert wurden, wird ein fast einaxiges negatives Interferenzbild sichtbar. Bei der Ausbleichung ist die Doppelbrechung gestiegen und hat etwa die Töne des Muskovits erreicht; das Relief ist bedeutend geringer geworden. Randlich und auf Spaltrissen beginnt der Glimmer sich in grünen Chlorit umzuwandeln.

Die im Kangertlugsuak-Fjord und auf der Umiamako-Halbinsel gesammelten Gesteine gehören mit dem soeben beschriebenen zusammen, nur daß die Verwitterung sie nach einer andern Richtung hin umgeändert hat. Es sind bräunlichgelbe, äußerlich ganz zersetzte Gesteine, die mit einer bräunlich-grauen, tonigen Verwitterungsrinde umgeben sind.

Sie bestehen aus langen gelblichen Kristallen mit geraden Spaltflächen. Dies sind Diallage. Ihnen fehlt die äußere Kristallform. Die langen Kristalle zeigen u. d. M. die Längsspaltrisse und auf Schnitten $\perp$ c sieht man die unter einem fast rechten Winkel sich kreuzenden Spaltrisse nach dem Augitprisma. Dazu treten noch gerade grobe Risse, die für den Diallag so charakteristische Absonderung nach $\infty$ P $\overline{\infty}$ (100). Auf Schnitten parallel dem vorderen Pinakoid und auf solchen senkrecht zur c-Axe tritt eine optische Axe wenig schief aus. Häufig sind Zwillinge nach $\infty$ P $\overline{\infty}$ (100) sowohl in einmaliger Verzwillingung als auch in wiederholter feiner Lamellenbildung. Auf den Spaltrissen hat sich Serpentinsubstanz abgeschieden.

Gegen den Diallag tritt ein feinschuppiger Talk zurück. Die Schüppchen besitzen keine Kristallform; ihre Doppelbrechung ist hoch, sodaß die Polarisationstöne bis zum Anfang der

[1]) H. Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre. 1898. S. 149.

III. Ordnung wie beim Muskovit steigen. Das Relief dagegen ist etwas geringer. Die Blättchen lassen im konvergenten polarisierten Licht ein nahezu einaxiges Interferenzbild von negativem Charakter der Doppelbrechung beobachten. Der Olivin fehlt gänzlich im Gestein; aber die Talkschüppchen besitzen zuweilen spitzrundliche Formen, die auf Olivin hindeuten, sodaß man wohl nicht irre geht, wenn man annimmt, daß der Talk aus dem Olivin entstanden ist.

Das Gestein besitzt also im Gegensatz zu dem vorher beschriebenen noch gut erhaltenen Diallag. Der gänzlich fehlende Olivin ist durch Talk ersetzt worden. Strahlstein hat sich nicht gebildet. Der im vorigen Gestein noch braune Glimmer ist hier ganz farblos geworden.

Beide Arten der Umwandlung enthält das dritte Gestein von der Moräne des Karajak-Eisstromes. Es ist dies ein graugrünes, feinkörniges, ziemlich schweres Gestein, welches aus feinen hellgrauen Schüppchen besteht. In diesen liegen größere längliche, ölgrüne Kristalle mit deutlicher Hornblendespaltbarkeit.

Dieses Gestein zeigt das größte Maß der Umwandlung. Es besteht ganz aus feinen Talkschüppchen, in denen porphyrisch Strahlstein und ausgebleichter Glimmer eingebettet sind, und zwar derartig, daß die Einsprenglinge innerhalb kleiner Bezirke gleichgerichtet sind, welche Richtung auch von den Erzschmitzen innegehalten wird. Wohl ist an einer Stelle die Diallagspaltbarkeit zu erkennen, aber vom Olivin ist nichts mehr zu sehen. Alles mit Ausnahme des Biotits ist in Talk und Strahlstein umgewandelt.

Endlich ist von Umiamako noch ein Geröll zu erwähnen, welches deutlich den Kontakt eines hauptsächlich aus Diallag bestehenden Gesteines mit einem Quarzit zeigt. Beide Gesteinsarten durchtrümern sich gegenseitig so, daß Lagen von Quarzit und solche von Diallag fingerförmig ineinander eingreifen. Der Diallag ist derselbe wie der oben beschriebene. An der Kontaktstelle hat sich reichlich Kalkspat mit Zwillingslamellen nach $-\frac{1}{2}$ R $(01\bar{1}2)$ gebildet.

Die Mineralkombination Diallag-Olivin entspricht der Zusammensetzung des Peridotits. Der Gang der Umwandlung des Peridotits führt zu Gesteinen, die nur aus Strahlstein oder Talk bestehen. Dieselbe dürfte wohl auf dynamometamorphe Kraft zurückzuführen sein. Ähnlich auf dieselben Ursachen zurückzuführende Umwandlungen peridotitischer Tiefengesteine in Serpentingesteine hat H. Preiswerk[1]) neuerdings beschrieben.

[1]) Die metamorphen Peridotite u. Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig, Vallis. Verhandl. Naturforsch. Ges. Basel. **50**. 296—298.

Diese noch nicht vollständig umgewandelten Gesteine geben den Schlüssel für die Deutung der nur aus Amphibol bestehenden Einlagerungen.

### β. Gesteine, deren ehemalige Struktur und Zusammensetzung durch dynamometamorphe Vorgänge gänzlich verwischt sind.

#### 1. Strahlsteineinlagerungen.

Zur Gruppe der Strahlsteineinlagerungen gehören hellgrüne, graugrüne und schwärzlichgrüne Gesteine von verschiedenem äußeren Habitus. Es lassen sich bei ihnen körnige, geschieferte und parallelfaserige Gesteine unterscheiden.

Bei den Strahlsteineinlagerungen mit grobkörnigem Gefüge bilden die Hornblendetäfelchen ein regelloses Gewirr. Es sind Gesteine von hellgrüner und schwärzlichgrüner Farbe. Sie bilden Nester in einem nur aus Magnesiaglimmer bestehendem Gestein und stellen die Flaserkerne dieses Gesteines dar.

Die geschieferten Strahlsteineinlagerungen sind dieselben Gesteine wie die vorigen, nur daß bei ihnen die dynametamorphe Umwandlung infolge der Schieferung deutlicher heraustritt.

Bei einer dritten Gruppe bildet der Strahlstein neben einem regellosen Gewirr auch Gänge, in denen die Strahlsteinnadeln parallel angeordnet sind.

Die Strahlsteineinlagerungen bestehen im wesentlichen aus Strahlstein. Derselbe bildet lange prismatische Individuen ohne Kristallbegrenzung, die an den Enden ausgefasert sind. Zwillinge nach $\infty P\overline{\infty}$ (100) sind nicht vorhanden. Der Strahlstein hält sich in bläulichgrünen Tönen und ist für Licht

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| // bc | polarisiert | // a | schwingend | = | farblos |
| // ac | „ | // b | „ | = | lichtgrünlichgelb |
| // ab | „ | // c | „ | = | farblos mit einem Stich ins Blaugrüne, |

wobei $b > c > a$ ist.

Der Charakter der ersten Mittellinie ist negativ. Auf Schnitten parallel $\infty P\breve{\infty}$ (010) beträgt die Schiefe der Auslöschung $c : c\ 17^0$ zu den Spaltrissen nach dem Prisma.

Parallel zu den Spaltrissen sieht man auf Längsschnitten feine schwarze Einlagerungen, die aus Erz zu bestehen scheinen, wie solches auch in größeren Partien vorkommt. Quer zur Längserstreckung erscheint eine feine, vollkommen haarscharfe Absonderung, welche Cross[1]) als eine sehr vollkommene Absonderung nach der Fläche $P\overline{\infty}$ ($\overline{1}01$) gedeutet hat.

[1]) Studien über bretonische Gesteine. Tschermaks Min. u. petr. Mitt. N. F. 3. 1881. S. 388.

Mitten im Strahlstein entstehen lichte Partien. Dieselben besitzen etwas höhere Polarisationstöne als das umgebende Mineral. Dabei wird die Auslöschungsschiefe geringer; während beim Strahlstein der Winkel c : c $18^0$ beträgt, sinkt er in den lichteren Stellen auf $14^0$.

Einen solchen lichten Ton nimmt der Strahlstein in denjenigen Gesteinen an, wo er parallelfaserige Aggregate bildet. Diese bestehen aus feinen Strahlsteinfasern, gehen aber in ein regelloses Gewirr feinster Fäserchen über. Neben dem Strahlstein kommen als weiterer Gemengteil kleine Mengen von Glimmer und Erz vor. Beide füllen vielfach die Zwickel zwischen den Aktinolithsäulen aus. — Der Glimmer ist ein hellbrauner, fast einaxiger Magnesiaglimmer mit negativem Charakter der Doppelbrechung. Der Pleochroismus ist stark und zeigt die Töne farblos-hellbraun oder hellgelb-bräunlich-grün. An den Enden sind die Glimmerdurchschnitte fein ausgefasert, und diese Fasern sind in die Hornblende hineingewachsen, ein deutliches Zeichen für die kristalloblastische Struktur.

Daß nun derartige Strahlsteineinlagerungen tatsächlich auf peridotitische Gesteine genetisch zurückzuführen sind, wie eingangs durch die Umwandlungsreihe mikroskopisch gezeigt wurde, beweist die chemische Zusammensetzung. Zur Untersuchung, welche von Herrn Dr. A. Lindner in Berlin freundlichst ausgeführt wurde, war ein typischer Strahlsteinschiefer von Uvkusigsat im kleinen Karajak-Fjord gewählt worden, der nur aus Strahlstein und etwas lichtem Glimmer besteht. Die Analyse ergab folgendes Resultat:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 52.74 |
| $TiO_2$ | 0.29 |
| $Al_2O_3$ | 4.35 |
| $Fe_2O_3$ | 2.35 |
| FeO | 6.58 |
| MnO | 0.12 |
| CaO | 10.86 |
| MgO | 18.29 |
| $Na_2O$ | 0.11 |
| $K_2O$ | 0.39 |
| CuO | 0.07 |
| NiO | 0.12 |
| $P_2O_5$ | 0.02 |
| $H_2O$ | 3.17 |
| Feuchtigkeit bei $105^0$ | 0.07 |
| Summa | 99.53 |

Spez. Gew. 3.048.

In Molekularprozentzahlen umgerechnet, ergibt die Analyse:

| | |
|---|---|
| $SiO_2$ | 52.17 |
| $Al_2O_3$ | 2.52 |
| $Fe_2O_3$ | 0.86 |
| FeO | 5.65 |
| MgO | 27.00 |
| CaO | 11.45 |
| $Na_2O$ | 0.10 |
| $K_2O$ | 0.25 |
| Summa | 100.00 |

Aus diesen Zahlen lassen sich nach dem von Osann[1]) angegebenen Verfahren die Konstanten der Analyse berechnen. Es ergibt sich:

| s | A | C | F | a | c | f |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 52.17 | 0.35 | 2.17 | 42.70 | 0 2 | 1 | 18.8 |

Typisch für die Pyroxenite ist nach Osann[2]) die geringe Menge der Thonerde, so daß a und c gegenüber f ganz zum Verschwinden kommen, a und c werden also sehr klein. Es trifft dies hier durchaus zu. Das Magma dieses Gesteins fällt in die Spitze des Osannschen Projektionsdreieckes[3]) und zwar in die Abteilung des peridotitischen Magmas ($\pi$).

Aus den von Osann angegebenen Gesteinstypen stimmt am besten ein Hornblendeperidotit von North Meadow Creek, Mont., mit dem Strahlsteinschiefer überein:

| | s | A | C | F | a | c | f |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Strahlsteinschiefer von Siusasigsak, West-Grönland. | 52.17 | 0.35 | 2.17 | 42.70 | 0.2 | 1 | 18.8 |
| Hornblendeperidotit[4]) von North Meadow Creek, Mont. | 48.57 | 0.34 | 4.04 | 42.90 | 0,00 | 1.5 | 18.5 |

Die chemische Analyse bestätigt demnach die mikroskopischen Befunde. Diese sowohl wie die chemische Analyse bringen den Beweis, daß der Strahlsteinschiefer von Siusasigsak als ein umgewandelter Peridotit aufzufassen ist.

---

[1]) Versuch einer chemischen Classifikation der Eruptivgesteine. I. Tiefengesteine. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. N. F. **19**. 1900. S. 351--469.

[2]) a. a. O. 1900. S. 435.

[3]) a. a. O. 1900. S. 351—369 t. IV.

Vergl. F. Becke: Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Atlantische und pacifische Sippe der Eruptivgesteine. Ebenda. N. F. **22**. 1903. S. 212—217.

[4]) Versuch einer Classifikation der Eruptivgesteine. I. Tiefengesteine. Ebenda. N. F. **19**. 1900. S. 436.

### 2. Anthophylliteinlagerungen.

Die Anthophylliteinlagerungen unterscheiden sich von der vorigen Gruppe der Strahlsteineinlagerungen nur durch die Natur des Amphibolminerals.

Es sind hellgraue, weiche Gesteine mit ausgezeichneter Schieferung. Sie stammen mit Ausnahme eines Gesteines alle von Uvkusigsat im kleinen Karajak-Fjord. Dort gehen aus ihnen die Topfsteine hervor, welche den Grönländern wohl bekannt sind, da sie sich aus ihnen ihre Lampen schnitzen.

Die Größe des Kornes der Gesteine ist eine ganz verschiedene. Man findet Gesteine, in denen der Anthophyllit parallelfaserige Gänge bildet, die in einem wirren, ziemlich feinkörnigen Filz von Nadeln desselben Minerals aufsetzen. Die zweite Gruppe der Anthophyllitschiefer wird von Gesteinen dargestellt, die aus einem feinen Filz von Hornblendenädelchen gebildet werden. Sie sind so weich, daß sie beim leisesten Berühren Staub und Splitter abgeben. In der dritten Gruppe liegen die Anthophyllitnadeln von mittlerer Größe wirr durcheinander.

Diese Verschiedenheit in der Struktur ist durch den Grad der Umwandlung hervorgerufen. Die Gesteine mit den parallelfaserigen Gängen bestehen aus Anthophyllit und wenig Magnesiaglimmer als Zwischenklemmungsmasse. In der zweiten Gruppe bildet der Glimmer die Grundmasse, in welcher die Hornblendenädelchen eingebettet liegen. In der dritten Gruppe ist die Umwandlung des Gesteins am weitesten fortgeschritten. Der stellenweise noch hellbraune Glimmer ist in hellgrünen Tönen ausgebleicht; vielfach ist er ganz farblos geworden. Dazu haben sich wohl aus dem ursprünglichen Strahlstein große Mengen von Talk gebildet. In dieser Masse von ausgebleichtem Magnesiaglimmer und Talk liegen nun die Hornblendenädelchen eingebettet.

Die Hornblende ist ein rhombischer Anthophyllit. Derselbe bildet lange schmale Prismen und breitere abgeplattete Stengel von hellgrauer und lichtbräunlicher Farbe, die im Dünnschliff farblos erscheinen.

Zur Feststellung des rhombischen Charakters des Minerals wurde dasselbe im Dünnschliff in einem Universaldrehapparat zur Untersuchung von Dünnschliffen in Flüssigkeiten nach C. Klein[1]) nachgeprüft. Eine Drehung sowohl um die lange als auch um die kurze Axe der Amphibolsäulen ergab immer eine orientierte Auslöschung. Diese orientierte Auslöschung zeigte überhaupt die Mehrzahl der Leisten.

[1]) Ein Universaldrehapparat zur Untersuchung von Dünnschliffen in Flüssigkeiten. Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin. 52. 1895. S. 1151—1159.

Das Brechungsvermögen des Anthophyllits ist ein mittleres. Die Doppelbrechung dagegen ist ziemlich hoch. Dünne Schliffe geben immer noch gelbe, blaue und grünliche Farbentöne. In der Längserstreckung sind die Nadeln optisch positiv. Pleochroismus ist nicht vorhanden.

Zur Vergleichung wurde der Anthophyllit von New-York Island herangezogen. Auch hier liegt das Mineral in einem Untergrunde von ausgebleichtem Glimmer, wie das ganze Gestein von dem von Uvkusigsat überhaupt nicht unterschieden werden kann.

Wie schon an früheren Stellen erwähnt wurde, ist der Anthophyllit wohl ein Umwandlungsprodukt des aus Olivin entstandenen Aktinoliths[1]). Es wurde beobachtet, wie an den Enden der Aktinolithsäulen und auch in der Mitte lichte Stellen entstehen. In diesen wird die Doppelbrechung und die Auslöschungsschiefe geringer. Es geht der Aktinolith in Anthophyllit über. Selbst in den im höchsten Grade umgewandelten Gesteinen der Anthophyllitreihe waren immer noch Aktinolithindividuen vorhanden.

Der Anthophyllit ist ein typisches Mineral des kristallinen Schiefergebirges und findet sich in gewissen Abarten desselben, zumal in Hornblendegneisen und Hornblendeschiefern[2]). Cross[3]) fand in einem Aktinolithschiefer aus dem Département Loire inférieure in der Bretagne Anthophyllit, ebenso Becke[4]) im Dioritschiefer von Dürnstein im niederösterreichischen Waldviertel.

Der Glimmer ist ein brauner Magnesiaglimmer. Er ist aber nicht immer mehr frisch. Durch Austritt des Eisens wird er grünlich und hellbraun, endlich ganz farblos. Dabei nimmt die Doppelbrechung erheblich zu. Der Axenwinkel ist so klein, daß er fast einaxig erscheint. Der Pleochroismus ist deutlich und bewegt sich in hellgelben und lichtbraunen Tönen.

Talk kommt nur in einer Gruppe der Anthophylliteinlagerungen vor. Dort bildet er große Mengen eines feinschuppigen Filzes mit hoher Doppelbrechung, aber niedrigem Relief. Das letztere entspricht ungefähr dem des Canadabalsams. Der Talk hat sich aus dem Strahlstein und Anthophyllit gebildet, wie schon R. Blum[5]) an Talkspeudomorphosen nach Anthophyllit von Fiskill, New York, gezeigt hat.

Genetisch sind die Anthophylliteinlagerungen das Endprodukt

---

[1]) F. Becke: Hornblende und Anthophyllit aus Olivin. Tschermaks Min. u. petr. Mitt. N. F. 4. 1882. S. 450—452.

[2]) H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie 1. 1892. S. 465.

[3]) Studien über bretonische Gesteine Tschermaks Min. u. petr. Mitt. N. F. 4. 1882. S. 388.

[4]) Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels (Fortsetzung). Ebenda S. 331.

[5]) Die Pseudomorphosen des Mineralreichs. Vierter Nachtrag. 1879.

des Umwandlungsvorganges, der mit den peridotitischen Gesteinen begann und durch Umwandlung des Diallags und Olivins zu den Aktinolitheinlagerungen führte. Der Aktinolith ist sodann das Ausgangsmaterial, aus dem die Anthophylliteinlagerungen entstanden sind.

### b. Amphibolschiefer.

Die Amphibolschiefer sind graugrüne und dunkelgrüne Gesteine mit deutlich ausgeprägter Schieferung. Dieselben stammen von Siusasigsak, nördlich Jakobshavn, und von Uvkusigsat im nördlichen Teile des Umanak-Fjordes. Wie das Stück von letzterem Fundort zeigt, bilden die Amphibolschiefer Lagen im Gneis, die alle Stauchungen und Fältelungen dieses bis ins Feinste mitgemacht haben. An dem einen Handstück wechselt die Mächtigkeit der Lagen von 2 mm bis 5 cm. Die Amphibolschiefer treten gegenüber den aus reiner Hornblende und etwas Glimmer bestehenden Schiefern zurück.

Dem mineralogischen Befunde nach nähern sich die Amphibolschiefer wegen ihres Feldspat- und Quarzgehaltes den Hornblendegneisen. Allein ihr geologisches Auftreten ist derartig untergeordnet, daß die Zurechnung dieser Gesteine zu den Einlagerungen den verbreiteten Hornblendegneisen gegenüber zu rechtfertigen ist.

Die Amphibolschiefer bestehen ihrer mikroskopischen Zusammensetzung nach hauptsächlich aus Hornblende; geringer an Menge ist der Feldspat und Glimmer; noch mehr zurück tritt der Quarz.

Nach der Art der Hornblende zerfallen die Amphibolschiefer in Strahlsteinschiefer und Hornblendeschiefer. Beide sind in ihrer mineralogischen Zusammensetzung ähnlich.

#### 1. Strahlsteinschiefer.

Die Strahlsteinschiefer stammen von Siusasigsak, nördlich Jakobshavn. Den Hauptbestandteil des Gesteins macht der Strahlstein aus. In den Zwickeln und Ecken, welche er frei läßt, liegen Glimmer, Feldspat und Quarz. Der Strahlstein ist von der Art, wie er schon bei den Strahlsteineinlagerungen beschrieben worden ist. Er wird auch mit grüner Farbe durchsichtig, nur daß der Ton mehr ins Bläuliche hineingeht. Er ist für Licht

// bc polarisiert // a schwingend: hellgelblichgrün
// ac „ // b „ olivengrün
// ab „ // c „ hellbläulichgrün,

wobei die Absorption $b > c > a$ ist. Auf Schnitten parallel $\infty P \infty$ (010) beträgt der Winkel der Schiefe der Auslöschung

$c : c = 22^0$ im spitzen Winkel $\beta$. Zwillingsbildung nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) ist in diesen Gesteinen in der Regel selten. Der Glimmer ist ein brauner, etwas ausgebleichter Magnesiaglimmer mit starkem Pleochroismus, der sich in hellgelben und braunen Tönen bewegt. Der Axenwinkel ist klein, sodaß das Mineral fast einaxig erscheint, der Charakter der Doppelbrechung optisch negativ. Von Einschlüssen ist nur Zirkon zu erwähnen.

An Feldspat sind die Strahlsteinschiefer nicht reich. Es ist hauptsächlich ein Kalknatronfeldspat von ziemlich saurem Charakter. Schnitte $\perp$ c zeigen einen Winkel der Auslöschung von $12^0$ mit der Spur der Spaltbarkeit von $P = oP$ (001), was auf einen Plagioklas von der Zusammensetzung Oligoklas-Albit hinweisen würde. Der Quarz spielt in diesen Gesteinen eine ähnliche Rolle wie der Feldspat, indem auch er nur einen Gemengteil von ziemlich untergeordneter Bedeutung darstellt.

### 2. Hornblendeschiefer.

Die Gesteine dieser Art stammen wie die vorigen von Siusasigsak und von Uvkusigsat. Sie unterscheiden sich von ihnen nur durch die Art der Hornblende und durch den größeren Quarzgehalt.

Die Hornblende ist die gewöhnliche grüne Hornblende. Sie besitzt einen kräftigen Pleochroismus, der sich darin äußert, daß das Mineral für Licht

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| // bc | schwingend | // a | polarisiert: | hellgelbgrün |
| // ac | „ | // b | „ | : olivengrün |
| // ab | „ | // c | „ | : blaugrün |

durchsichtig wird.

Es sind dies dieselben Farben, wie sie für den Strahlstein angegeben wurden; sie besitzen nur einen tieferen Ton. Auf Schnitten parallel $\infty P \breve{\infty}$ (010) ist $c : c$ ca. $14^0$ im spitzen Winkel $\beta$. Zwillinge nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) sind selten.

Der zuweilen recht bedeutende Feldspatgehalt in diesen Gesteinen ist ein Beweis dafür, daß diese Hornblendeschiefer wohl von Hornblendegneisen abzuleiten sind und einen Übergang von diesen zu den eigentlichen Amphibolschiefern darstellen. Auch der Quarz bildet meist eine Zwischenklemmungsmasse zwischen den Hornblenden. Starke undulöse Auslöschung weist auf den Druck hin, welchem die Gesteine ausgesetzt gewesen sind.

Das Gestein von Uvkusigsat zeigt makroskopisch dicke Lagen von Quarz und Feldspat, zwischen denen die Hornblendeschiefer eingelagert sind.

An akzessorischen Gemengteilen konnten wenig Epidot, Erz, Orthit, Kalkspat und Apatit beobachtet werden.

3. Epidotamphibolschiefer.

Als Anhang an die Amphibolschiefer ist ein bei der Observationshütte des Karajak-Eisstromes gefundenes Gestein zu erwähnen. Es ist mittelkörnig, ohne deutliche Schieferung und besteht aus Hornblende und Epidot. Der letztere durchzieht entweder das Gestein in feinen Schmitzen oder sammelt sich stellenweise zu größeren Partien an.

Die Hornblende ist für Licht

| | | | |
|---|---|---|---|
| // bc | polarisiert | // a | schwingend: hellgelblichgrün |
| // ac | „ | // b | „ : schmutzigolivengrün |
| // ab | „ | // c | „ : schmutzigblaugrün. |

Die Doppelbrechung ist geringer geworden; die Töne sinken bis zum Grau der I. Ordn. oder Gelb derselben Ordnung herab. Damit wird auch der Winkel der Auslöschung ein kleinerer. Es beträgt auf Schnitten nach $\infty P \breve{\infty}$ (010) der Winkel der Auslöschung c : c $15^0$ im spitzen Winkel $\beta$. Der Feldspat ist verschwunden. Er hat sich vollständig in ein Aggregat von Epidot umgewandelt, das mit farblosen und zeisiggelben Tönen durchsichtig wird. Mitunter ist der Kern lebhafter gefärbt als der Rand. Der Pleochroismus ist deutlich; er bewegt sich in zitronengelben und farblosen Tönen.

Das Erz ist Titaneisen. Es ist aber nicht mehr frisch, sondern hat sich in den lichtgrauen, mit bräunlichem Ton durchsichtig werdenden Leukoxen umgewandelt. Das Titaneisen ist vielfach zwillingsmäßig aus Lamellen aufgebaut, die sich unter einem Winkel von $60^0$ schneiden. Diese Lamellen sind in der Mitte orangerot gefärbt; nach den Seiten hin geht die Farbe ins Gelbliche über. Zwischen den Lamellen liegen farblose Leukoxensubstanz und schwarze unzersetzte Erzkörnchen.

## 2. Kalk- und Dolomiteinlagerungen.

Die Kalk- und Dolomiteinlagerungen in den grönländischen Gneisen sind ebenso wie die Amphiboleinlagerungen weit verbreitet. Sie finden sich namentlich auch unter den Moränengeschieben der großen Eisströme. In letzteren Fällen läßt sich natürlich über die Art und Weise des geologischen Auftretens nichts sagen.

Die Hauptmasse der Gneise und der Amphiboleinlagerungen ließ sich, wie in den vorangegangenen Kapiteln gezeigt wurde, auf Eruptivgesteine zurückführen. Hier liegen zum ersten Male unzweideutige Sedimente vor. Ihre innige Verknüpfung mit kristallinen Schiefern der Orthoreihe läßt jedenfalls die Möglichkeit nicht von der Hand weisen, daß bei der Bildung dieser Ge-

steine, namentlich der grobkristallinen, auch kontaktmetamorphische Phänomene mitgespielt haben können.

Eine Entscheidung in dieser Hinsicht läßt sich bei der völligen Unkenntnis des geologischen Vorkommens nicht fällen. Kalk und Dolomit treten in inniger Verknüpfung auf. Da eine Unterscheidung beider Carbonate auf optischen Wege nicht ganz leicht ist, so wurde das von LEMBERG[1]) vorgeschlagene Färbeverfahren mit einer Lösung von Chloraluminium und Blauholz angewandt. Diese Methode ergab recht gute Resultate. Es konnte bei der Untersuchung der hier vorliegenden Gesteine jedoch festgestellt werden, daß die Einwirkung der Chloraluminium-Blauholz-Lösung eine bedeutend längere sein muß, als LEMBERG angegeben hat, um eine deutliche Färbung des Kalkspates zu erreichen.

### a. Marmoreinlagerungen.

E. von DRYGALSKI[2]) schließt aus dem Kalkreichtum des Schlickes in dem Bach am Itivdliarsuk-Eisstrom auf häufiges Vorkommen von Marmor als Einschluß im kristallinen Grundgebirge, welche Annahme durch die Geröllfunde in den Moränen bestätigt wurde.

#### α. Geflekter Marmor vom Karajak Nunatak.

Auf der Moräne am Inlandeis beim großen Karajak Nunatak kommt Marmor in größeren Mengen vor. Es ist dies ein mittelkörniges, buntgeflektes Gestein, welches aus weißen, gelblichroten und graugrünen Flecken besteht. Spärlich sind Körnchen von Eisenkies eingesprengt. Diese sind nicht immer mehr ganz frisch, sondern oberflächlich schon etwas in Brauneisen umgewandelt. Schichtenbildung ist nicht zu erkennen. Auf den Bruchflächen des Gesteins sieht man die spiegelnden Flächen des Kalkspates. Auf den verwitterten Flächen dagegen tritt der Kalkspat in kleinen Zacken und Spitzen heraus, welche die rhomboëdrische Spaltbarkeit erkennen lassen.

Unter dem Mikroskop besteht das Gestein aus einem Mosaik von Kalkspatdurchschnitten, welche in der Mehrzahl die polysynthetische Zwillingslamellierung nach der Gleitfläche — $^1/_2$ R $(01\bar{1}2)$ zeigen. Die in dem später zu erwähnenden Pigment vereinzelt liegenden Durchschnitte sind frei von solchen Lamellen.

---

[1]) Zur mikroskopischen Untersuchung von Calcit, Dolomit und Predazzit. Diese Zeitschr. **40**, 1888, S. 357—359.

[2]) Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893. I. 1897, S. 30.

An akzessorischen Gemengteilen finden sich regellos eckige Quarzkörner.

Unter den pigmentierenden Substanzen hat das Eisen eine größere Verbreitung. Die blaßroten Stellen des Marmors sind durch Eisen gefärbt, wie auf chemischem Wege nachgewiesen werden konnte.

Die grüngefärbten Stellen werden durch ein schmutzig grünes, völlig isotropes Mineral mit geringem Relief gebildet. Es ist ein grünerdeartiges Silikat, dessen Natur nicht genau festgestellt werden konnte.

### β. Grauer dolomitischer Kalkstein von Itivdliarsuk.

Der bei Itivdliarsuk vorkommende Kalkstein ist von dem soeben beschriebenen durchaus verschieden. Es ist ein schmutzig weißlich graues Gestein mit feinkörniger Struktur und deutlicher Schieferung. Die verwitterte Oberfläche hat einen hellbraunen Überzug von Eisenhydroxyd. Die Spaltflächen des Gesteins sind durch feine ausgebleichte Glimmerblättchen grün gefärbt. U. d. M. stellt sich ein Gestein dar, welches aus einem Gemenge von verschieden großen Körnern besteht. Die kleinen Körnchen sind in der Mehrzahl einheitlich gebaut, ohne Zwillingslamellierung; die großen dagegen weisen alle die durch polysynthetische Zwillingsbildung nach $-\frac{1}{2}R(01\bar{1}2)$ entstandenen Lamellen auf.

Zwischen diesen Bestandteilen liegen vereinzelt Quarzkörnchen und etwas Biotit. Der letztere ist ein ausgebleichter Magnesiaglimmer mit ganz kleinem Axenwinkel.

Bei Behandlung mit verdünnter HCl löst sich das Gestein nur in geringem Maße; es erfolgt erst vollkommene Lösung, wenn die Salzsäure erwärmt wird.

Nach v. Inostranzeff[1]) besitzt der reine Kalkstein nur Körner mit Zwillingsstreifung, der reine Dolomit solche ohne oder besser selten mit Zwillingslamellen, Eigenschaften, welche auch durch die Färbemethode Lembergs bestätigt werden konnten.

Darnach wäre das Gestein ein Marmor mit reichlichen Dolomitbeimengungen und bildete einen Übergang zum Dolomit.

### γ. Graue dolomitische Kalke von Umiamako.

Zu den dolomitischen Kalken sind auch zwei graue Gesteine von Umiamako zu rechnen, bei denen der Kalkgehalt dem Gehalt an Dolomit durchaus überlegen ist. Quarz fehlt bei ihnen ganz, wohl aber hat der Gehalt an Muskovit zugenommen.

[1]) Untersuchungen an Kalksteinen und Dolomiten als Beispiel zur Kenntnis des Metamorphismus. Min. Mitth. v. Tschermak. 1872 S. 49.

### b. Dolomiteinlagerungen.

Die in Westgrönland vorkommenden Dolomite sind gelbliche, graue und dunkelbraune Gesteine. Sie stammen von den Moränen der Nugsuak-Halbinsel, aus der Nähe der Karajak-Station und vom Itivdliarsuk-Fjord.

Die Dolomite lassen sich von den Gesteinen der vorigen Gruppe durch ihre geringere Löslichkeit in kalter verdünnter Salzsäure und durch das Lemberg'sche Färbeverfahren unterscheiden.

U. d. M. zeigt sich ein Gemenge von Kalkspat- und Dolomitindividuen bei überwiegendem Vorherrschen der letzteren. Die Kalkspatkörner sind in der Regel größer als die Dolomitkörner. Eine rhomboëdrische Ausbildung dieser wie bei den Kalkspatkörnern konnte nicht beobachtet werden.

Nach der Struktur lassen sich die Dolomite in körnige und geschieferte einteilen.

#### α. Körnige Dolomite.

Die körnigen Dolomite stammen vom Karajak Nunatak. Es sind gelbliche und graue Gesteine mit zuckerkörniger und durch Eisenhydroxyd braun gefärbter Oberfläche, dabei richtungslos struiert, gleichmäßig feinkörnig mit einem ziemlich bedeutenden Quarzgehalt. Je feinkörniger der Dolomit wird, um so größer wird die Quarzmenge, und so entwickeln sich aus diesen Gesteinen sandige Dolomite.

Von sonstigen akzessorischen Gemengteilen sind trikliner, albitartiger Feldspat, Muskovit und Erz zu nennen.

#### β. Dolomitschiefer.

Die geschieferten Dolomite, Dolomitschiefer, stammen aus dem Itivdliarsuk-Fjord und sind sandige, graue bis schwärzlichgraue Gesteine. Die ersteren zeigen auf den Schichtflächen einen reichlichen Gehalt an hellem Glimmer.

Das Gestein erweist sich unter dem Mikroskop als feinkörnig mit einer deutlichen Parallelanordnung der einzelnen Körnchen, die langgestreckt sind. Zwischen diesen liegen vereinzelt Quarz, Feldspat und heller Glimmer.

Das dunkelgefärbte Gestein besitzt auch Parallelstruktur. Es ist aber nicht gleichmäßig körnig, sondern in einer Grundmasse von kleinen Dolomitkörnern liegen große Kalkspatkristalle mit Zwillingslamellen nach — $^1/_2$ R $(01\bar{1}2)$. Der Quarz- und Feldspatgehalt hat zugenommen. Die schwärzlichgraue Farbe rührt von einer graphitartigen Substanz her, welche wolkenartig durch das Gestein verteilt ist. Kalkspat und Dolomit sind etwa zu gleichen Teilen in dem Gestein vertreten.

γ. Sphärolithischer Dolomit.

Der Dolomit von der Halbinsel Nugsuak ist besonders zu erwähnen. Es sind dies dunkelbraune, feinkörnige Gesteine, die auf den Kluftflächen mit schwarzer kohliger Masse bedeckt sind.

Die Dolomitsubstanz ist hellgelb gefärbt und sphärolitisch angeordnet, so daß der ganze Schliff aus Sphärolithen aufgebaut erscheint, die negativen Charakter der Doppelbrechung aufweisen.

Akzessorisch findet sich dazwischen Quarz in regellosen Körnern, Albit, wenig heller Glimmer und größere Flecke von braunem Eisenhydroxyd.

Das Gestein wird auch fast dicht. In diesem Falle fehlt die Sphärolithbildung.

## C. Granulite.

Neben den Gneisen mit ihren Hornblende- und Kalk-Dolomit-Einlagerungen, die über weitere Strecken am Rand der Küste im Anstehenden sich verfolgen lassen, finden sich in den Moränen zahlreiche Geschiebe, die Zeugnis davon ablegen, daß das kristalline Grundgebirge Grönlands unter der Eisbedeckung eine größere Mannigfaltigkeit der Gesteine aufweist.

Es mögen infolgedessen im Anschluß an die im Vorgehenden besprochenen Einlagerungen hier vereinzelte Granulitvorkommen behandelt werden.

Über das geologische Auftreten derselben läßt sich nichts Näheres aussagen, da das eine Stück in der Moräne des großen Karajak-Eisstromes in der Nähe der Station Karajak, das andere gleichfalls als Geschiebe bei Tasiusak gesammelt wurde.

Es sind weiße und rötliche, mit roten Granaten durchspickte, feinkörnige Gesteine ohne bemerkbare Schieferstruktur.

Mikroskopisch besteht der Granulit vom Karajak Nunatak aus Feldspat, Quarz und Granat.

Der Orthoklas bildet wenige, aber große, breite, tafelförmige Individuen ohne kristallographische Begrenzung. Ein Schnitt parallel $\infty P \bar{\infty}$ (010) ließ das Kurvensystem um die positive Mittellinie erkennen. Die Auslöschung macht mit den Spaltrissen von P (oP [001]) einen Winkel von $4^0$.

Meist ist der Kalifeldspat im Aufbau des Mikroperthits vorhanden; die langgestreckten Albitspindeln verleihen dann dem Orthoklas ein streifiges Aussehen.

Ganz frisch ist der Orthoklas nicht mehr; teilweise hat sich in ihm eine sericitähnliche Substanz ausgeschieden, wodurch er ein trübes Ansehen erhält.

Bedeutender ist der Gehalt an Mikroklin. Dieser bildet große Tafeln mit der charakteristischen Mikroklinstruktur, dient aber auch als Füllmasse kleiner Ecken und Winkel zwischen den großen Individuen. Als Einschlüsse enthält er wieder Mikroklin und frischen, wasserklaren Albit.

Den größten Raum unter den Feldspäten nimmt der Plagioklas ein. Die großen, breiten, lappigen Individuen sind zerbrochen und die einzelnen Bruchteile wieder zusammengekittet. Sie zeigen undulöse Auslöschung; auch sind die Lamellen gebogen. Bei der Vergleichung des Brechungsvermögens mit einem Quarz in Kreuzstellung ergab sich $o > \gamma'$, $e > \alpha'$, was auf einen sauren Feldspat vom Charakter des Oligoklas-Albit deutet. Auch der Plagioklas ist nicht immer frisch; ebenso wie beim Orthoklas ist die Umbildung in muskovitartigen Glimmer fast überall wahrzunehmen.

Der Quarz ist in reichlicher Menge vorhanden. Nirgends zeigt derselbe eine Andeutung von Kristallform. Besonders sind an ihm die Druckwirkungen zu erkennen, welchen das Gestein ausgesetzt gewesen ist. Er bildet große rundliche Körner, die mit kleinem Grus umgeben sind. Die einzelnen Quarzindividuen greifen zahnförmig in einander ein. Schriftgranitische Verwachsung mit Orthoklas ist nicht selten.

Der Granat bildet makroskopisch rundliche Körner, welche $^1/_2$ bis 3 mm Durchmesser besitzen. Er ist an keine Strukturebene gebunden und liegt regellos durch das ganze Gestein. Nie ist er kristallographisch deutlich begrenzt, sondern bildet nur rundliche Körner. Gewöhnlich ist er stark und regellos zerklüftet. Einschlüsse fehlen gänzlich. Optisch ist er vollständig isotrop. Auf den groben Sprüngen und auch am Rande beginnt seine Umwandlung in Chlorit.

Von akzessorischen Gemengteilen ist das Gestein fast frei; nur etwas Zirkon und ganz wenig Muskovit sind zu erwähnen. Magnesiaglimmer fehlt gänzlich. Was die Struktur betrifft, so ist makroskopisch, wie schon erwähnt, keine Schieferung zu bemerken, und das Gestein macht einen ganz körnigen Eindruck. Mikroskopisch erblickt man jedoch das typische Bild der Kataklasstruktur. Die großen Feldspate und Quarze sind zertrümmert, und der Grus von all den großen Gemengteilen ist in Nestern und Zwickeln zusammengebacken, welche darnach aus Quarz, Feldspat und Mikroklin zusammengesetzt sind. Durch Neubildung ist wohl nur der wasserklare Albit entstanden; die anderen Gemengteile, ebenso wie auch die granophyrische Verwachsung zwischen Quarz und Feldspat könnten aus dem früheren Gesteinszustande übernommen worden sein.

## Rückblick auf die Gneisformation.

Alle die in den vorigen Kapiteln beschriebenen Gesteine der grönländischen Gneisformation gehören nach ihrem Mineralbestand der unteren Tiefenstufe Beckes[1]) an.

Es sind Gesteine vorwiegend feldspatiger Natur. Amphibole, Pyroxene und Olivin spielen eine große Rolle.

Becke hat gezeigt, daß derartige Mineralien nur unter Einwirkung sehr hoher Temperaturen und sehr starken, nahezu allseitigen Druckes entstehen. So muß denn auch die Bildung der grönländischen Gneisformation sich in einem sehr tiefen Niveau vollzogen haben, in welchem die Umkristallisation der ursprünglichen Gesteine eine sehr vollkommene gewesen ist.

Eine weitere bemerkenswerte Eigenart der grönländischen Gneisformation besteht darin, daß ihre Gesteine ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung nach vollständig eruptiver Herkunft sind. Die weitverbreiteten grauen Eruptivgneise, unter welcher Bezeichnung hauptsächlich Biotitgneise, aber auch Hornblendegneise verstanden werden, haben Granitintrusionen, die sogen. roten Gneise, durchschwärmt, die ihrerseits wieder Spuren der Druckwirkung, wenn auch in geringerem Maße, aufweisen.

Petrographisch sehr ähnliche Gesteine gleicher Entstehung treten nun in der präbottnischen Formation des finnischen Archäikums auf.

Sederholm[2]) hat nachgewiesen, daß in dieser Formation des westlichen Finnlands ein grauer Gneisgranit vorhanden ist, in welchem sich „große, einschlußartige Massen von peridotitartigen Gesteinen, welche z. T. in Amphibolit umgewandelt sind, z. T. aber noch den Olivin und den Augit, sowie auch ihre Primärstruktur merkwürdig gut erhalten zeigen", finden. Es sind dies Verhältnisse, welche auf die Hornblendeeinlagerungen der nördlichen Westküste Grönlands genau passen, sodaß man wohl mit Recht annehmen darf, daß in Finnland die kristallinen Schiefergesteine dieselben sind wie in Grönland. Wenn nun auch lediglich die Übereinstimmung des petrographischen Habitus und eine entsprechende Entstehung noch nicht genügen, um dasselbe geologische Alter auch der grönländischen Gneisformation zuzuschreiben, so läßt sich doch aus der Übereinstimmung der Entstehungs-

[1]) I Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Denkschr. math.-naturw. Klasse Wien. Akad. **25**. 1903 S. 33.
U. Grubenmann: Die kristallinen Schiefer **1**. Berlin 1904. S. 60.

[2]) Über den gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis der kristallinischen Schiefer von Finnland. Compte Rendu de la IX. Session du Congrès Géologique international, Vienne 1903 S. 619.

bedingungen das eine mit Sicherheit sagen, daß der grönländischen Gneisformation ein sehr hohes geologisches Alter zukommt und sie zu den unteren Horizonten des Archäikums gehört.

## BB. Kristalline Schiefer höherer Horizonte.

Kristalline Schiefer höherer Horizonte treten der alten Gneisformation gegenüber mehr in den Hintergrund. Trotzdem sind sie weit verbreitet. Das häufige Vorkommen ihrer Vertreter unter den Geschieben der Moränen des Inlandeises legt ein Zeugnis davon ab, daß ihr Anstehendes unter der Eisbedeckung sich über größere Entfernungen erstreckt. In den meisten Fällen jedoch ist das Anstehende der mitgebrachten Proben nicht bekannt, sodaß sich nur eine kurze petrographische Beschreibung geben läßt.

### 1. Quarzite und Quarzitschiefer.

Die Quarzite sind feinkörnige bis dichte Gesteine von weißer und dunkelgrauer Farbe, die vorwiegend aus Quarz bestehen.

Die eigentlichen Quarzite sind weiße körnige Gesteine ohne Andeutung irgend welcher Schieferung, die Quarzitschiefer dagegen mehr hell- und dunkelgraue mit deutlicher Schieferstruktur. Sie wurden auf der Halbinsel Umiamako z. T. als Gerölle, aber auch als anstehendes Gestein gefunden.

Der helle, weißlich graue Quarzitschiefer ist auf den Schieferungsflächen mit Muskovit bedeckt. Die dunkelgrauen Gesteine dieser Art bestehen aus feinen farblosen und schwarzen Lagen. Doch sind auch große linsenförmige Quarze eingeschaltet.

Das Korn der Quarze ist bei den hellen Quarzitschiefern nicht gleichmäßig groß; es liegen vielmehr größere Quarzkörner in einem Zement von kleineren. Bei den dunkelgrauen Gesteinen ist die Größe eine gleichmäßige. Die Quarze sind aber alle nach einer Richtung hin gestreckt.

Der Glimmer ist meist Muskovit, der in feinen Schmitzen das ganze Gestein durchzieht. Der nur in geringer Menge vorhandene Biotit hat sich in grüne, pleochroitische, chloritartige Substanz umgewandelt.

Die schwarzen Lagen in den dunkelgrauen Quarzitschiefern werden durch graphitischen Kohlenstoff hervorgerufen, welcher lagenweise die Quarzkörnchen dunkel färbt.

Akzessorische Gemengteile sind nicht allzu häufig. Von solchen sind Orthoklas, Mikroperthit, ein natronreicher Plagioklas vom Charakter des Albit-Oligoklas, Sillimanit, Andalusit, Zirkon, Kalkspat und Epidot zu nennen.

### 2. Graphitschiefer.

Durch Anreicherung mit graphitischem Kohlenstoff gehen die kohligen Quarzitschiefer in Graphitschiefer über.

Der Kohlenstoff tritt als Graphitoid und zwar als feinerer und gröberer Staub meist als Einschluß im Quarz auf und färbt die Schiefer schwarz.

Ein sehr graphitreicher Schiefer stammt von Söndre Upernivik. Im Gegensatz zu den vorigen Gesteinen sind hier der Quarz und der Graphit nicht gleichmäßig lagenweise verteilt, sondern beide Mineralien bilden Anhäufungen und zwar derartig, daß in diesen Gesteinen reiner weicher Graphit in größeren Partieen gefunden wird. Der Graphit bewirkt mit dem Glimmer zusammen, an dem das Gestein reich ist, die Schieferung und läßt im Dünnschliff die Fältelungen des Gesteines erkennen. In der Nähe der Quarzanhäufungen findet sich akzessorisch Kies.

### 3. Phyllite.

Phyllitische Gesteine sind im allgemeinen aus dem nördlichen West-Grönland recht selten. Ein einzelnes Vorkommen von der Moräne des Karajak-Eisstromes möge an dieser Stelle erwähnt werden.

Es ist ein verwittertes, gelbliches, dichtes Gestein mit abwechselnden gelblich roten und schmutzig gelben Lagen. Die ersteren sind in höherem Grade verwittert und bilden so streifenweise Vertiefungen auf der Oberfläche des Gesteines.

Nach der mikroskopischen Untersuchung besteht das Gestein aus einem Gewebe feiner sericitischer Glimmerblättchen und Quarzkörnchen mit reichlich eingesprengtem Kalkspat. Der Glimmer bildet feine schmale Fasern, die durch ihre Lage nach einer Richtung hin deutlich die Schieferung des Gesteines erkennen lassen, was durch längere Muskovitleisten noch in erhöhtem Maße gesichert. Neben diesem feinen Filz von Glimmer und Quarz kommen beide Mineralien auch in etwas größeren Individuen vor, welche den schiefrigen Charakter des Gesteines unterbrechen. Auch der Kalkspat ist lagenweise angeordnet. Er bildet in größeren Massen zusammenliegende Körner ohne äußere Kristallbegrenzung und ohne Zwillingslamellen.

## CC. Kontaktgesteine.

Anhangsweise an die kristallinen Schiefer mag eine Reihe von Gesteinen besprochen werden, die auf Kontaktgesteine zurückzuführen sind. Da nirgends ihr Anstehendes bekannt ist, läßt sich nichts über ihr geologisches Auftreten aussagen und muß daher auf eine Deutung der Gesteine in dieser Hinsicht verzichtet werden.

### 1. Hornfels.

Geschiebe von der Insel Kekertarsuak beim Umiamako-Gletscher.

Die dunkle, fast schwarze Farbe des Hornfelses wird durch einen großen Gehalt an graphitischem Kohlenstoff hervorgerufen.

Den Hauptbestandteil des Gesteins macht der Quarz aus. Unter dem Mikroskop zeigen die Hornfelse ein Mosaik von kleinen, zackig in einander greifenden Quarzkörnchen, aus welchem größere Durchschnitte dieses Minerals und braunen lappigen Magnesiaglimmers heraustreten. Die Quarze besitzen streifige und fleckige Auslöschung, was besonders bei den größeren Individuen auffällt.

Der Glimmer ist ein brauner Magnesiaglimmer mit kräftigem Pleochroismus, der von voller Farblosigkeit zu hellbraunen Tönen wechselt. Der Axenwinkel ist sehr klein.

Das ganze Gestein wird von einem graphitartigen Kohlenstoff durchsetzt und zwar in solcher Menge, daß dasselbe dadurch die schwarze Farbe angenommen hat.

### 2. Granatfels.

Geschiebe am Karajak Nunatak.

Dieses Geschiebe, ein Granatfels von rotbrauner Farbe, besteht aus Granat, Cordierit, Quarz und Glimmer. Der Granat ist stellenweise zu größeren Massen angehäuft und wird vom Glimmer durchsetzt. Auch Quarz und Cordierit bilden größere Massen; von diesen aus ziehen sich feine Adern durch die Granaten hindurch.

Der Granat bildet also dichte zusammenhängende Massen von blutroter Farbe, die an einigen Stellen mehr in kolophoniumbraune Töne übergehen. Die in den Quarzpartien vereinzelt liegenden Kristalle zeigen rundliche Durchschnitte, ohne dabei eigentliche Kristallflächen erkennen zu lassen; wohl aber ist an ihnen die ebenflächige Spaltbarkeit auffallend.

Unter dem Mikroskop erscheint der Granat isotrop. Unregelmäßige grobe Spaltrisse durchziehen ihn; diese erscheinen durch ausgeschiedenes Eisenhydroxyd gelblich gefärbt. Der Granat ist ganz und gar mit Einschlüssen durchspickt. Es sind dies Scharen staubförmiger Interpositionen, schwarze undurchsichtige Stäbchen, Glimmer, Quarz, Chlorit in radialfaserigen Aggregaten und winzige Rutilkörnchen. Die Einschlüsse liegen regellos verteilt; eine zentrale Häufung konnte nicht bemerkt werden.

Der Quarz hat keine besonderen Merkmale aufzuweisen.

Neben dem Quarz findet sich Cordierit. Beide Mineralien sind oft schwer von einander zu unterscheiden. Schnitte mit

deutlicher Zweiaxigkeit lassen jedoch keinen Zweifel an dem Vorhandensein des Cordierits aufkommen. Sein Relief ist etwas niedriger als das des Quarzes.

Der Glimmer ist ein dunkler Magnesiaglimmer mit starkem Pleochroismus, der sich in hellgelben und dunkelbraunen Tönen bewegt. Er bildet länglich sechseckige dicke Tafeln, an deren Seiten die steilen Glimmerpyramiden sichtbar sind. Er ist zu gelblichen Tönen ausgebleicht. Zwischen den Granaten befindet sich eine schmutzig grüne, pinitartige Substanz, das Verwitterungsprodukt des Cordierits. Dieselbe besteht aus feinen glimmerähnlichen Schüppchen, die bunte Interferenztöne zeigen. In ihr liegen scharfkantige Brocken frischen Cordierits eingestreut. Die Struktur des Granatfelses ist rein körnig und zwar ziemlich grobkörnig.

### 3. Andalusitglimmerschiefer.

Gerölle der Halbinsel Umiamako, gegenüber Kekertarsuak.

Der Andalusitschiefer von der Halbinsel Umiamako ist ein gut geschiefertes, hellrötliches Gestein, welches in der Hauptsache aus Quarz, Andalusit und Glimmer besteht. In der aus farblosem durchsichtigen Quarz und hellrosarotem Andalusit zusammengesetzten Hauptmasse des Gesteines liegen parallel zur Schieferung auf den Flächen derselben rotbraune Glimmerblättchen in großer Anzahl. Die Hauptkomponente des Gesteins ist der Andalusit. Derselbe bildet größere Individuen ohne deutliche kristallographische Begrenzung, die aber zwischen gekreuzten Nicol in viele kleinere Körnchen zerfallen. Die wohl ausgebildete Spaltbarkeit nach $\infty$ P (110) tritt in deutlichen geraden Spaltrissen auf, die sich, entsprechend den Schnitten schief zur c-Axe, unter einem schiefen Winkel kreuzen. Der Andalusit wird in zart fleischroten Tönen durchsichtig und läßt einen deutlichen Pleochroismus erkennen, der von völliger Farblosigkeit zu rosaroten Tönen verläuft. Die Doppelbrechung ist schwach und entspricht ungefähr der des Quarzes. Das Brechungsvermögen dagegen ist hoch. Schnitte senkrecht zur Längserstreckung der Kristalle lassen das Kurvensystem um die negative Mittellinie (des spitzen Axenwinkels) beobachten.

Eingeschlossen im Andalusit finden sich Rutil und Sillimanit. Der Rutil bildet rundliche und langgestreckte, goldgelbe Körner mit schwachem Pleochroismus, der sich in goldgelben und rotgelben Tönen bewegt. Sein äußerst hohes Relief läßt ihn selbst aus dem schon an sich stark brechenden Andalusit kräftig heraustreten. An einigen Individuen ist die Zersetzung des Rutils durch die Umwandlung in Leukoxen vom Rande aus eingeleitet.

Der im Andalusit eingeschlossene Sillimanit bildet bündelartig angehäufte, farblose, dünne Nadeln mit höherem Relief als die Umgebung. Durch eine Querabsonderung zerfallen die Nadeln in einzelne Glieder. Die in ihrer Längsrichtung vorhandene kristallographische c-Axe fällt mit der Axe der kleinsten Elastizität zusammen.

Die weiteren mikroskopischen Bestandteile des Andalusitglimmerschiefers sind Quarz, Glimmer, wenig Feldspat und Erz.

Der Quarz findet sich in unregelmäßigen Körnern verschiedener Größe. Durch die beim Andalusit besprochenen Eigenschaften ist er von diesem zu unterscheiden.

Der Glimmer ist ein rotbrauner frischer Magnesiaglimmer, der in kleinen Täfelchen die Schieferung mit bewirkt. Einzelne quer zur Schieferung des Gesteins stehende Glimmertafeln sind größer als die ersteren. Der Pleochroismus ist sehr stark; er bewegt sich zwischen hellgelben und dunkelrotbraunen Tönen.

Eingeschlossen im Biotit sind kleine runde und langgestreckte Zirkone mit dunklen pleochroitischen Höfen. Diese letzteren sind so häufig, daß die Biotite dadurch ein geflecktes Aussehen erhalten.

Der Orthoklas ist verschwindend; das Erz ist Titaneisen mit beginnender Umwandlung in Leukoxen.

Im Anschluß an die Kontaktgesteine seien zwei andere Geschiebe besprochen, die sich bei dem vollständigen Fehlen irgend welcher Nachrichten über ihre geologischen Lagerungsverhältnisse nicht sicher deuten lassen.

### 1. Schwarze Schiefer-Gerölle von der Halbinsel Umiamako.

Von der Halbinsel Umiamako stammen schwarze, mit rotbrauner Verwitterungsrinde bedeckte Gesteine, welche in dünnen Platten auftreten und Quarz, Augit, ein Mineral der Sprödglimmerfamilie und sehr reichlich Kohlenstoff führen.

Makroskopisch erblickt man in einer gleichmäßig dichten Grundmasse kurze gedrungene Kristalle mit einer glimmerartigen Spaltbarkeit. Auf der verwitterten Fläche ragen diese Blättchen aus der Oberfläche des Gesteins heraus. Es sind breite, dicktafelige Individuen, die im Querbruch lange dünne Leisten liefern. Das Mineral ist durchscheinend und zeigt auf dem Querbruch Wachsglanz. Eine deutliche Spaltbarkeit verläuft parallel der Tafelfläche.

Lange nadelartige Kristalle gehören dem Apatit an.

Unter dem Mikroskop sieht man, daß alle Bestandteile mit Ausnahme des Quarzes mit graphitartigem Kohlenstoff durchtränkt sind, wodurch sie fast undurchsichtig werden.

Der Quarz liegt in unregelmäßigen Körnern in größeren Haufen zusammen; die einzelnen Körner sind durch rotbraunes Eisenhydroxyd von einander getrennt.

Besonders fallen in dem Gestein säulenförmige Kristalle eines clintonitartigen Sprödglimmers auf. Dieselben liegen in großer Menge nebeneinander und sind gruppenweise parallel angeordnet, sodaß eine größere Anzahl entweder parallel oder senkrecht zur Längserstreckung getroffen sind. Die Schiefer gewinnen dadurch makroskopisch ein Aussehen, welches an Knoten- und Garbenschiefer erinnert.

Die säulenförmigen Kristalle sind auf Querschnitten spitzrhombisch. In den rhombischen Schnitten finden sich feine scharfe Spaltrisse parallel zu einer Seite des Rhombus. Diese Spaltrisse verlaufen in Längsschnitten parallel zur Längserstreckung. Die langen Kristalle werden von groben Querspaltrissen zerteilt, die durch Eisenhydroxyd gelb gefärbt sind. Die Leisten besitzen in der Längserstreckung optisch positiven Charakter der Doppelbrechung. Die Auslöschung erfolgt schief zur Längserstreckung, doch übersteigen die Schiefen $12^0$—$16^0$ nirgends. In den rhombischen Schnitten verläuft die Auslöschung nach den Diagonalen. Das Brechungsvermögen ist hoch und entspricht etwa dem der Augite. Die Doppelbrechung ist dagegen niedrig; in dünnen Schnitten gehen die Farben nicht über die erste Ordnung der Newton'schen Skala hinaus.

Die Fläche der vollkommenen Spaltbarkeit, die Basis, erweist sich schief zur negativen Mittellinie.

Es sind dies Eigenschaften, welche auf ein Mineral der Sprödglimmerfamilie hinweisen.

Nach Tschermak sind die ottrelithartigen Sprödglimmer monoklin und von optisch positivem Charakter; die Axenebene liegt in der Symmetrieebene. Auf oP (001) steht c angenähert senkrecht. Der Clintonit dagegen ist negativ, a steht schief auf oP (001). Die Axenebene liegt abweichend von den übrigen Gliedern der Familie senkrecht zur Symmetrieebene.

Schmidt[2]) beschreibt den Clintonit als ein farbloses Mineral mit hoher Lichtbrechung und geringerer Doppelbrechung, das in

[1]) G. Tschermak u. L. Sipöcz, Die Clintonitgruppe. Zeitschr. f. Krist. **3**. S. 501.

[2]) Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz 1:100000 auftretenden Gesteine. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. **25**. Anhang. Berlin 1891. S. 42.

den alpinen Bündner Schiefern mit Kohlepartikelchen erfüllt ist. Er bildet leistenförmige Durchschnitte mit positivem Charakter der Doppelbrechung in der Längserstreckung und 12° Schiefe der Auslöschung. Auf basalen Blättchen steht die negative Mittellinie schief. Der Winkel der optischen Axen ist klein.

Der hier beschriebene Sprödglimmer steht demnach dem Clintonit nahe, wenn auch eine völlige Uebereinstimmung nicht festzustellen ist. Eine genauere Bestimmung ist infolge der durch die Kohleeinlagerungen hervorgerufenen Undurchsichtigkeit des Minerals nicht möglich.

Von weiteren Bestandteilen des Gesteins sind etwas Plagioklas, der mit dem Quarz zusammen auftritt, und monokliner und rhombischer Augit zu erwähnen.

Das Ganze macht den Eindruck eines durch Kontakt umgewandelten Gesteins. Da es jedoch nur als Geröll gefunden wurde und Ähnliches im Anstehenden nicht bekannt ist, so läßt sich über die Art des Kontaktes nichts sagen.

### 2. Gneisbreccie.

Geschiebe von der Moräne der Halbinsel Nugsuak.

Auf den Moränen der Halbinsel Nugsuak wurde ein graues, eigenartiges Gestein gefunden. Es besteht aus eckigen, scharfkantigen Bruchstücken von Quarzit und Gneis, welche in einem feinkörnigen Bindemittel liegen.

Wie unter dem Mikroskop festzustellen ist, besteht die eigentliche Verkittungsmasse aus sandigem Kalk, der in den größeren Partien sphärolithisch angeordnet ist. In diesem Untergrunde liegen scharfe eckige Brocken von Quarz in verschiedener Größe, welche alle Druckerscheinungen aufweisen, ferner Orthoklas, Mikroperthit, Mikroklin, Plagioklas und Glimmer.

Der letztere ist in der Hauptsache ein Magnesiaglimmer; Muskovit ist selten. Grade der Magnesiaglimmer weist die durch den Gebirgsdruck verursachten Erscheinungen auf. Die braune Farbe ist verloren gegangen und hat sich in ein schmutziges Grün umgewandelt. Diese Umwandlung ist vielfach auch streifenweise vor sich gegangen, so daß hellere und dunklere Streifen mit einander abwechseln. Der Glimmer ist gebogen und aufgefasert, zwischen den Fasern liegen bräunliche Epidotkörnchen.

In dieser durch Kalk zusammengekitteten Grundmasse finden sich Brocken von Gneis mit deutlicher Schieferung, ferner solche von Orthoklas und Quarz.

Die Gneisbrocken bestehen aus Biotit-Gneis und Cordierit-Gneis. In diesem letzteren konnte der Cordierit deutlich nachgewiesen werden. Er bildet farblose, quarzähnliche Massen mit

eingelagerten breiten Schnüren von pinitartiger Substanz. Schnitte, die bei einer vollen Umdrehung des Mikroskoptisches gleichmäßig hell blieben, zeigten die Interferenzerscheinungen um eine optische Axe. Solche senkrecht zu der ersten Mittellinie zeigten negativen Charakter der Doppelbrechung. Das Brechungsvermögen ist sehr gering; es entspricht dem des Canadabalsams. Ebenso ist auch die Doppelbrechung eine mäßige, und die Interferenzfarben sind gering.

Die einzelnen Orthoklase und Quarze, zumal die letzteren, sind linsenförmig auseinandergezogen, sodaß die Linsen bei einem Durchmesser von 4 cm nur $^3/_4$ cm Dicke besitzen.

## DD. Die in den kristallinen Schiefern auftretenden Eruptivgesteine.

Die große grönländische Gneisformation wird vielfach durch Eruptivgesteine unterbrochen. In erster Linie geschieht dies durch Granit und Gesteine der Diabasfamilie.

### 1. Granit.

Die Granite zeigen vielfach Spuren des Druckes. Es vollzieht sich ein allmählicher Übergang in stärker deformierte Granite, wie sie bereits unter dem Kapitel rote Gneise behandelt worden sind. An dieser Stelle sollen daher nur Granite behandelt werden, welche geringe Spuren dynamometamorpher Veränderung aufweisen.

Hierher gehört der weiße mittelkörnige Granit aus der Umgebung des Karajak-Hauses. Es ist ein fast glimmerfreies, nur aus Quarz, Feldspat und Talk bestehendes Gestein, in welchem sich lagenweise reichlich Eisenkies angesiedelt hat. Es ist daher anzunehmen, daß das ursprüngliche Gestein durch Thermen- oder Fumarolentätigkeit verändert worden ist.

Dieser Eisenkies liegt zwischen den Quarz- und Feldspatkörnern eingebettet und gibt mit diesen zusammen dem Gestein eine zuckerkörnige Oberfläche. Der Kies besteht aus spitzen und zackigen, unregelmäßigen Individuen, die das frische speisgelbe Aussehen des Pyrits aufweisen.

Das Gestein ist ein glimmerarmer bis glimmerfreier Granit. Unter dem Mikroskop zeigen sich als Hauptbestandteile monokliner und trikliner Feldspat und Quarz.

Der Orthoklas und der Mikroklin bilden nach $M = \infty P \breve{\infty}$ (010) resp. $\infty P \bar{\breve{\infty}}$ (010) dicktafelige Individuen. Die Durchwachsung mit Albit in Form von schmalen Schnüren als Mikroperthit ist häufig. Mit dem Quarz ist der Orthoklas schriftgranitisch verwachsen.

Bei der Vergleichung des Brechungsvermögens des Plagioklases

mit dem des Quarzes ergab sich in der Parallelstellung $o > \alpha'$, $e > \gamma'$, was auf einen triklinen Feldspat vom Charakter des Albits bis Oligoklas deuten würde.

Die Struktur des Gesteines ist körnig; von Parallelstruktur ist nichts zu bemerken. Wohl aber finden sich auch hier die Erscheinungen des Gebirgsdruckes. Der Quarz und der Orthoklas löschen undulös aus. Die Lamellen der Plagioklase sind gebogen und gegen einander verschoben. Neben den großen Körnern sind die Ecken und Zwickel mit dem Grus der Quarze und Feldspate ausgefüllt; ebenso sind die großen Quarze randlich in Grus umgewandelt.

### 2. Diabasgesteine.

E. von Drygalski[1]) erwähnt als besonders charakteristisch für das Gneisgebiet von West-Grönland die vertikalen Gänge eines dunklen Gesteines, wie solche besonders am Karajak Nunatak bis zu 4 und 5 m Mächtigkeit sichtbar werden. Von einem derselben wurde durch Dr. Vanhöffen ein Querprofil gesammelt. Dieser Gang wird von einem typischen olivinfreien Diabas gebildet.

Es ist dies ein graues, gleichmäßig körniges Gestein von mittlerer Korngröße, wenigstens in der Gangmitte. Nach den Seiten des Ganges hin wird der Diabas feinkörniger und nimmt einen dunkelgrauen bis schwärzlichen Farbenton an. Der rein körnige Charakter läßt nach und es tritt ein Unterschied von Grundmasse und Einsprenglingen auf. Die erstere entspricht aber noch dem Gestein der Gangmitte und stellt nur eine etwas feinkörnigere Abart desselben dar.

Nach den Salbändern hin wird der Diabas fast dicht. Die Grundmasse ist zwar sehr feinkörnig geworden, läßt aber immer noch die Bestandteile gut erkennen. Erst an Stücken, welche dicht am Gneis geschlagen wurden, wird sie so dicht, daß zu ihrer Aufhellung die stärksten Vergrößerungen verwandt werden müssen. In den beiden letzten Gruppen treten die Einsprenglinge als solche besonders gut heraus.

Der Feldspat ist in breiten Leisten entwickelt. Bei einer Vergleichung des Brechungsvermögens mit Quarz in Kreuzstellung ergab sich $o < \alpha'$ und $e \leqq \gamma'$, was auf einen Feldspat vom Charakter des Labradors deuten würde. Die Leisten wachsen durch Augit hindurch. Häufig ist eine feine, zierliche, schriftgranitische Verwachsung mit Quarz, wie sie die Quarzdiabase von Rawdon, Prov. Quebec, Canada,[2]) aufweisen. Am Rande, auf Rissen und auf

[1]) Grönland - Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. 1891—1893. 1. S. 31.

[2]) H. Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre. 1901. S. 342.

Zonen hat sich eine gelbe, serpentinartige Substanz ausgeschieden. Eine häufige Umwandlung besteht in der Kaolinisierung.

Der Augit ist in der Regel allotriomorph ausgebildet, jedoch tritt er auch mit eigener Kristallbegrenzung auf. Er ist violett gefärbt und zeigt schwachen Pleochroismus. Häufig ist Zwillingsbildung nach $\infty P\bar{\infty}$ (100). Der Augit ist ein dem Diallag nahestehender, worauf die Absonderung nach $\infty P \bar{\infty}$ (100) hinweist. In den porphyrischen Abarten des Gesteins häufen sich die Augitkörnchen zu größeren Massen, zu den sogenannten „Augitaugen", und zu Augitspärolithen zusammen. Die zwischen parallelen Nicol scheinbar einheitlichen Individuen erscheinen zwischen gekreuzten Nicol aus vielen einzelnen Individuen zusammengesetzt.[1])

Den Atmosphärilien vermag der Augit ebenso wie der Feldspat nur wenig Widerstand zu leisten. Während die meisten Augite ganz unzersetzt sind, haben sich andere teilweise und auch vollständig in serpentinartige Produkte umgewandelt. In einem Falle ist die eingelagerte Lamelle serpentinisiert, die sie umgebenden sind dagegen vollständig frisch; ein ähnliches Verhältnis findet zwischen Mitte und Rand statt.

Die im vorliegenden Diabas auftretende Hornblende ist eine uralitische, aus dem Augit entstandene. Der hellviolettgelbe Augit nimmt eine olivgrüne Färbung an, wobei die Auslöschungsschiefe sinkt. In einem Längsschnitt ist die eine Hälfte des Augits in grüne Hornblende umgewandelt, die ihrerseits einen beginnenden Übergang in Strahlstein aufweist. Die Spaltrisse setzen durch beide gleichmäßig hindurch. In der Regel erfolgt die Umwandlung vom Rande aus.

Der Quarz ist in diesem Gestein ursprünglich und letztes Ausscheidungsprodukt aus dem Magma. Er füllt die Lücken zwischen den andern Gemengteilen aus und liefert, wie schon erwähnt, die zierlichen granophyrischen Verwachsungen mit Feldspat.

Akzessorisch sind Titaneisen in zerhackten, skeletartigen Formen, wie sie Doermer[2]) abbildet, brauner Magnesiaglimmer in feinen zarten Läppchen und Apatit in Nadeln. Durch die Einwirkung der Atmosphärilien sind chloritische und serpentinartige Massen entstanden.

Die Zusammensetzung der Grundmasse entspricht dem

[1]) Vergl. H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie 1896. **2**. S. 1100.

Otto Reuber, Die Basalte südlich von Homberg a. d. Etze bis zum Knüllgebirge. N. Jahrb. f. Min. **19**. S. 552. 1904.

[2]) Beiträge zur Kenntnis der Diabasgesteine aus dem Mitteldevon der Umgebung von Dillenburg. N. Jahrb. f. Min. **15**. S. 627. 1902.

körnigen Diabas. Sie besteht aus Feldspat in Leistenform, Augit, Quarz, Erzkörnchen und braunen Glimmerblättchen. Glas fehlt ganz, selbst in den dichtesten Varietäten des Diabases.

Das Gestein ist ein Quarzdiabas vom Typus des Kongadiabases, wie ihn Törnebohm[1]) aus Schweden beschreibt.

Im Anschluß hieran möchte ich ein dunkelgrünlich graues Gestein erwähnen, welches auch den Diabasen zuzurechnen ist. Dasselbe stammt von den Moränen der Halbinsel Nugsuak. Das ganze Gestein ist aber vollständig zersetzt. Nur die Feldspäte sind noch gut erhalten. Sie bilden lange dünne Nadeln, die in strahlig-büschelförmigen Bündeln und sphärolithisch angeordnet sind.

Der Augit der Grundmasse ist vollständig in Serpentin und Kalkspat umgewandelt. Die einsprenglingsartigen, größeren Augite bestehen nur noch aus Calcit. Zwischen den grünen chloritischen Substanzen der Grundmasse liegen kleine Körnchen und Stäbchen von Erz.

## II. Die basaltischen Gesteine.

### Einleitung.

Wie schon in der Einleitung zu der ganzen Arbeit auseinandergesetzt wurde, besteht die äußere Zone der westgrönländischen Küste aus tertiären und kretazeïschen Sandsteinen und Tonschiefern, welche von basaltischen Gesteinen in Gängen durchbrochen und deckenförmig überlagert werden.

Solche basaltischen Gesteine, die „Trappformation“ älterer Autoren, finden sich in dem mittleren und nördlichen Teil des von der Grönland-Expedition durchforschten Gebietes.

Aus der Gegend von Jakobshavn und nördlich davon bis zum Beginn der Nugsuak-Halbinsel liegen keine basaltischen Gesteine vor. Um so weiter verbreitet sind sie aber auf der Halbinsel Nugsuak. Während der östliche Teil derselben vorwiegend aus Gesteinen der Gneisformation aufgebaut ist, besteht ihr westlicher Teil aus jungen Sedimenten und basaltischen Gesteinen.

Aber auch hier ist es nicht leicht, frisches anstehendes Gestein zu beobachten. Das meiste Material lieferten die Moränen der in den Umanak-Fjord auslaufenden Gletscher von Kome, Sermiarsut und Asakak. An der südlichen Küste durchbricht bei Kekertak ein Basaltgang das kristalline Grundgebirge.

Im Gebiet des Karajak Nunatak fanden sich keine basaltischen Gesteine, da hier ausschließlich die Gneisformation die herrschenden Gesteine bildet. Von dorther gesammelte Basalte

[1]) Über die wichtigeren Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens. N. Jahrb. f. Min. 1877. S. 262.

sind Fremdlinge und als Moränen-Material aus anderen Gebieten herbeigeschafft worden. Erst wieder auf den Inseln und Moränen im Sermilik- und Ignerit-Fjord waren die Sedimentgesteine mit Basaltgeröllen vermischt.

Größere zusammenhängende Basaltgebiete bilden die Insel Ubekjendt Eiland, die Svartenhuks-Halbinsel, auf welcher beim Kap Cranstown und beim Haus für Reisende Basalte gesammelt wurden, Söndre Upernivik und Kekertarsuak. Auf der Halbinsel Umiamako kommt der Basalt in einzelnen Gängen vor. Ganz im Norden und ganz im Süden des Gebietes fehlen die basaltischen Gesteine. Dort tritt, wie schon erwähnt, die innere Küstenzone der kristallinen Schiefer bis an das Meer heran.

Was die Verbreitung der Basalte in Grönland betrifft, so sei auf die Untersuchungen und auf die Karte von R. Hammer und K. J. V. Steenstrup 1878—1880[1]) verwiesen.

Im Gegensatz zu den schroffen Abfällen und den abgerundeten welligen Oberflächenformen der Gesteine der kristallinen Schiefer geben die Basaltdecken durch ihren stufenförmigen Aufbau der Landschaft ein anderes Bild.

In den meisten Fällen sind die basaltischen Gesteine große mächtige Decken, welche zumeist horizontal gelagert sind, wie z. B. an der Nordküste von Nugsuak, auf der Außenküste der Svartenhuks-Halbinsel, an den Küsten der Ignerit-Halbinsel und an anderen Stellen. Geneigte Lagen der Basaltdecken finden sich auf Ubekjendt Eiland nördlich der kleinen Handelsstelle Igdlorsuit und auf den gegenüberliegenden Küsten der Svartenhuks-Halbinsel.

Die einzelnen Lagen haben eine sehr verschiedene Mächtigkeit. Dieselbe wechselt nach Steenstrup[2]) von 3 bis 30 Metern. Die einzelnen Lagen sind durch rote dünne Schichten von einander getrennt. Da die Verwitterung die oberen Lagen zuerst angreift, so entstehen Stufen, welche bisweilen bis zur Hälfte mit den heruntergewitterten Blöcken bedeckt sind.

Wenn man also vom Meere aus sich nach dem Innern des Landes zuwendet, so steigen vor einem die Basaltwände in treppenförmigem Bau auf, indem die oberen Lagen immer weiter zurücktreten. Die obersten haben sich teilweise nur in einzelnen Fetzen erhalten.

Diese ganz regelmäßig gebauten Trappküsten geben der

[1]) Kaart over Nord Grönland fra 69° 10′—72° 35′ N. Br. Godhavn-Pröven. Meddelelser om Grönland 4. Kjöbenhavn 1893, Taf. VIII, 2. Aufl.

[2]) Bidrag til Kjendskab til de geognostiske og geographiske Forhold i en Del af Nord Grönland. Ebenda 4. 1893, S. 185, 2. Aufl.

Landschaft etwas gleichförmiges. Erst durch die aus den leicht verwitterbaren Sandsteinen und Tonschiefern herausgewitterten Basaltgänge, welche sich kulissenartig in das Meer vorschieben, gewinnt die Küste, welche dadurch in scharfe Wände und spitze turmartige Obelisken aufgelöst wird, ein groteskes Aussehen.

Auf der Oberfläche bildet die Basaltlandschaft weite Ebenen, in welche die Bäche steile Täler eingeschnitten haben.

Von Absonderungsformen des Basaltes ist die säulenförmige die herrschende. Besonders gut zeigen dies Proben von der Moräne des Asakak-Gletschers im Norden der Halbinsel Nugsuak.

## Petrographische Beschreibung der basaltischen Gesteine.

Die folgende Beschreibung gibt eine Übersicht über die petrographischen Verhältnisse, welche die von der Grönland-Expedition gesammelten Gesteine bei makroskopischer und mikroskopischer Betrachtung darbieten. Es sollen dabei zuerst die einzelnen mineralogischen Bestandteile der Gesteine und darnach die Arten der letzteren besprochen werden.

### A. Die einzelnen Mineralien.

#### 1. Feldspat.

Der wichtigste Gemengteil der basaltischen Gesteine Grönlands ist der Feldspat. Derselbe ist ein Kalk-Natron-Feldspat und zwar ein solcher von größerem Kalkgehalt.

Die Schiefe der Auslöschung auf Schnitten $\perp$ c mit den Spaltrissen nach o P (001) betrug ca. 40°, was auf einen Feldspat vom Charakter des Bytownit hindeutet.

Die Feldspatleisten der Grundmasse zeigen im Durchschnitt eine geringere Auslöschungsschiefe. Sie besitzen nicht den starken basischen Charakter der Einsprenglinge und gehören mehr dem Oligoklas und Andesin an.

Der Feldspat liegt in den mannigfaltigsten Größenverhältnissen vor. Die Kristalle sinken von fast 1 cm Länge bis zu den allergeringsten Dimensionen herab, sodaß zu ihrer Betrachtung die stärksten Vergrößerungen angewendet werden müssen.

Der Habitus der Feldspateinsprenglinge ist meist säulenförmig nach ă. Die herrschenden Formen sind: P = o P (001); M = ∞ P $\breve{\infty}$ (010); l = ∞ P′ (110); T = ∞′ P ($1\bar{1}0$); sowie x = ,P, $\breve{\infty}$ ($\bar{1}01$) und y = 2 ,P, $\breve{\infty}$ ($\bar{2}01$).

Wenn der Feldspat in zwei Generationen vorhanden ist, so ist der als Einsprengling in den porphyrisch ausgebildeten Basalten auftretende nicht selten tafelförmig nach M = ∞ P $\breve{\infty}$ (010)

entwickelt. Die Feldspate der nicht porphyrischen Basalte und besonders diejenigen der Grundmasse sind stets leistenförmig.

Solche tafelförmigen und breitleistenförmigen Feldspate liegen entweder einzeln oder häufen sich in größerer Menge an und erscheinen in knäuelartiger Durchdringung durcheinander gewachsen.

In den Glasbasalten, welche auf den Moränen der Halbinsel Nugsuak gefunden wurden, haben sich die Feldspate in Form von Skeletten ausgebildet. Die ursprünglich scharf begrenzten Leisten fasern an den Enden aus und werden, bei noch geringerer Ausbildung, zur Doppeltstiefelknechtform, ähnlich den bekannten Olivinskeletten. Je kleiner die Skelette werden, um so besser prägt sich die Form aus.

Die Feldspate der Einsprenglinge und Grundmasse sind gewöhnlich nach dem Albitgesetz verzwillingt. Bei weitem seltener finden sich rechtwinkelige und schiefwinkelige Durchkreuzungen zweier Feldspatleisten. Es sind dies die gleichen Zwillingsbildungen, welche F. Rinne [1]) an norddeutschen Basalten beschrieben hat.

Eine Verwachsung von Feldspaten verschiedener chemischer Zusammensetzung wird durch die Zonarstruktur dargetan. Doch tritt dieselbe in diesen Gesteinen seltener in Erscheinung. Dabei zeigt es sich, daß die Abgrenzung der inneren Zonen häufig nicht mit der äußeren Umgrenzung des Kristalles übereinstimmt. Vielfach tritt die Zonenbildung nur schwach hervor.

Manche Feldspate zeigen leichte Krümmungen der Leisten, die wohl als Wachstumserscheinungen aufgefaßt werden können. Verwitterungs- und Zersetzungserscheinungen lassen sich vielfach beobachten. Der häufigste Vorgang ist die Umwandlung der Feldspate zu Kaolin. Dabei findet nicht selten eine Infiltration serpentinartiger Substanzen statt, welche der Zersetzung der Olivine und Augite entstammen. Auch in Zeolithe mit schwacher Doppelbrechung sind die Feldspate gelegentlich umgewandelt. Bei einer anderen Art der Verwitterung des Gesteins wird der Feldspat opalisiert. Dieser Vorgang hat meistens den ganzen Kristall ergriffen, und nur wenige Stellen von Feldspatsubstanz sind übrig geblieben.

### 2. Augit.

Auch der Augit erscheint nicht immer in zwei gesonderten Generationen; die nicht porphyrischen Basalte und die Limburgite weisen ihn nur als Grundmassengemengteil auf.

---

[1]) Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. der Kgl. Preuss. geol. L.-A. für 1892. S. 48—49.

Nächst dem Feldspat ist er die wichtigste Komponente der Gesteine. In seiner Menge kommt er mindestens dem Feldspat gleich, ja vielfach übertrifft er diesen um ein Bedeutendes. Durch Vorherrschen des Augits bilden sich schließlich Gesteine heraus, die zum Limburgit hinüber führen.

Makroskopisch bildet der Augit dunkel- bis schwärzlichgrüne Kristalle, die im Dünnschliff farblos sind oder eine strohgelbe und grünlichgelbe Farbe annehmen. Nicht selten sind außerdem grauviolette, titanhaltige Augite.

In der Regel ist der Augit ohne scharfe Kristallbegrenzung ausgebildet; er tritt sowohl als Einsprengling als auch besonders in der Grundmasse in Körnerform auf. In diesem Falle bildet er spitze, zackige Körner, welche sich als Ausfüllungsmasse in die zwischen den Feldspatleisten frei gebliebenen Räume einfügen. Wenn er als Einsprengling mit eigenen Kristallformen erscheint, so ist die bekannte Begrenzung $\infty$ P (110), $\infty$ P $\breve{\infty}$ (010) und $\infty$ P $\bar{\infty}$ (100) in der Säulenzone zu beobachten. In den glasfreien resp. glasarmen Grundmassen bildet er rundliche und eckige Körner. Reichert sich jedoch mehr Glas in der Grundmasse an, so bildet der Augit kurze, dicke Säulen.

Zwillingsbildungen nach $\infty$ P $\bar{\infty}$ (100) kommen vor. Dieselben erscheinen in der Regel als zwei ungefähr gleich große Individuen, ebenso wie auch in der Form einer eingeschalteten Lamelle. Polysynthetische Zwillingsbildungen in Form mehrerer eingelagerter Lamellen konnten nicht beobachtet werden.

Deutliche geschlossene Zonenbildung, welche auf eine isomorphe Verwachsung verschiedener Augite deuten würde, fehlt. Auf eine Erscheinung dieser Art weisen die Sanduhrstrukturen hin.

Die Augite liegen entweder einzeln durch das ganze Gestein hin zerstreut oder gruppieren sich in größerer Anzahl und bilden dann die sogenannten „Augitaugen“. Bemerkenswert sind Verwachsungen von Augit, die sich zu sphärolitischen Gebilden, wie sie schon im Diabas vom Karajak Nunatak beschrieben wurden, angeordnet haben.

Einschlüsse sind in den Augiten der grönländischen Basalte häufig zu beobachten gewesen, besonders Glas. Es ist in parallelen Reihen angeordnet und erfüllt zuweilen den Augit vollständig. Das Glas ist farblos, auch wenn es in der Grundmasse braun gefärbt erscheint. In diesem Falle ist das ursprünglich ebenfalls braune eingeschlossene Glas von dem wachsenden Kristall entfärbt worden. Mehr untergeordnet sind Gasporen und Einschlüsse von andern Mineralien, von welchen Apatit, Olivin und besonders Erz zu nennen sind. Das letztere bildet entweder unregelmäßige Körner oder langgezogene, strichförmige Interpositionen. Auch

der Feldspat ist nicht selten. Im Feldspatbasalt von der Moräne von Nugsuak befindet sich ein großer Augit mit Feldspatleisten pfeilartig durchspickt. Häufiger ist der Einschluß von Augit im Feldspat, wie es nach der normalen Reihenfolge der Kristallausscheidungen zu erwarten steht.

Vielfach zeigen die Augite eine undulöse Auslöschung. Die Ursachen für dieselbe sind entweder in Druckwirkungen oder auch in isomorphen Mischungen zu suchen.

Entsprechend der großen Neigung der Basalte des behandelten Gebietes zur Verwitterung, ist auch die Umwandlung der Augite eine recht häufige und mannigfache Erscheinung. Vom Rande aus findet eine Abscheidung von Eisenhydroxyd statt, sodaß der Augit mit einem rotbraunen Rand umgeben erscheint. Dieser Vorgang ist aber relativ selten. Viel häufiger ist die vollständige Chloritisierung und Serpentinisierung des Augits. Dieselbe beginnt vom Rande und von Spalten aus und zerstört den ganzen Kristall. Derselbe wird dabei in einzelne Körner aufgelöst. Bei fortschreitender Verwitterung bilden sich Carbonate. In manchen Gesteinen ist der ganze Augit der Grundmasse in eine bräunliche, serpentinartige Masse umgewandelt; die hohen Interferenztöne sind dabei verloren gegangen. Diese Massen sind von stark doppelbrechenden Körnchen von Carbonaten durchspickt.[1])

### 3. Rhombischer Augit.

Der rhombische Augit ist in den vorliegenden Basalten ein recht seltener Gast. Als Hauptbestandteil findet er sich nur in Basalten von zwei Fundorten: in dem bei Kome gefundenen, sehr dichten, augitreichen Basalt, welcher sich durch die schmitzenförmigen Einsprenglinge von Erz auszeichnet, und in einem solchen mit körniger Grundmasse, dessen genauer Fundort unbekannt ist.

In dem ersteren Gestein bildet er kleine längliche Einsprenglinge mit zackigen Umgrenzungsformen, in dem letzteren gut ausgebildete Kristalle. Unter dem Mikroskop ist er farblos oder schwach gelblich und besitzt nur geringe Doppelbrechung.

In dem letzten Gestein bildet der Hypersthen die bekannten Durchkreuzungszwillinge nach dem Doma P $\breve{\infty}$ (011), welche schon vielfach beschrieben worden sind.[2]) Nach Becke beträgt der

[1]) Vergl. L. Milch: Aus einem Augit hervorgegangene Carbonate. Centralblatt f. Min. 1903, S. 505—509.

[2]) Vergl. F. Becke: Über Zwillingsverwachsungen gesteinsbildender Pyroxene und Amphibole. Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt. N.F. 7. 1886. S. 96.

Max Belowsky: Die Gesteine der Ecuatorianischen West-Cordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Reiss u. Stübel. Reisen in Süd-Amerika **1.** 1. 1892. S. 34.

Ernst Elich: Die Gesteine der Ecuatorianischen West-Cordillere vom Atacatzo bis zum Iliniza. Ebenda 1893. S. 159.

Winkel zwischen den c-Axen der beiden Zwillingsindividuen ungefähr $61^0$. Es wurden hier fast $60^0$ gemessen, wobei das eine Individuum genau orientiert, das andere wenig schief auslöscht.

Besonders gern findet eine Parallelverwachsung des Hypersthens mit monoklinem Augit statt. Es erfolgt dies in der Form eines schmalen Saumes von monoklinem Augit, welcher den in der Längsrichtung getroffenen Hypersthen-Individuen anliegt. Während der letztere aber ein einheitliches Individuum darstellt, besteht der Augitsaum aus einzelnen Körnchen, welche aber gleichzeitig auslöschen. Diese Erscheinung ist von Herz[1]) ausführlich beschrieben worden.

Der Hypersthen ist reich an Einschlüssen. Besonders hat er Glasteilchen der Grundmasse bei seinem Wachstum eingeschlossen. Dieselben füllen die Mitte in der Form der äußeren Begrenzung aus und lassen den Rand frei. Die Glasinterpositionen werden länglich und bilden dann strichförmige, parallel angeordnete Einschlüsse. Braune Massen von Eisenhydroxyd und staubförmiges Erz sind nicht selten anzutreffen. Eingeschlossene Mineralien sind selten. Hin und wieder war monokliner Augit zu bemerken.

In beiden Gesteinen vertritt der Hypersthen die Rolle des Olivins. Der letztere ist nur spärlich vertreten und dann ganz serpentinisiert; das Gestein von Igdlorsuit ist ganz olivinfrei. Trenzen[2]) vermutet, daß „der rhombische Augit sein Dasein nicht zum geringsten Teile einer magmatischen Resorption des Olivins verdankt."

### 4. Olivin.

Makroskopisch liegt der Olivin in ölgrünen, unregelmäßigen Tropfen in den dunklen Basalten. In den Limburgiten ist er oberflächlich und auf Kluftflächen in Brauneisen umgewandelt und hat dadurch einen rötlichen und grünlichen Metallglanz erlangt.

Die Formenentwickelung ist in der Mehrzahl der Fälle charakteristisch, besonders wenn das Gestein glasreich ist oder wenn wenigstens die Grundmasse in ihrer körnigen Ausbildung gegen die Einsprenglinge bedeutend zurücktritt. Man erkennt die typischen Olivindurchschnitte mit der Begrenzung $2\,P\bar{\infty}$ (021), $\infty P\bar{\infty}$ (010) und $\infty P$ (110). Diese Begrenzungen gehen aber verloren, und es entstehen dann regellose rundliche Körner. Im Feldspatbasalt von Umiamako kommt der Olivin sowohl in breiten tafelförmigen Kristallen mit der gewöhnlichen Begrenzung als auch

[1]) Die Gesteine der Ecuatorianischen West-Cordillere vom Pululagua bis Guagua-Pichincha. Aus Reiss u. Stübel. Reisen in Süd-Amerika. 1. 1. 1892. S. 113.

[2]) Beiträge zur Kenntnis einiger niederhessischer Basalte. N. Jahrb. f. Min. 1902. 2, S. 41.

in langen säulenförmigen Kristallen vor, bei welchen der große Durchmesser den kleinen um das Sechszehnfache übertrifft. Zwillingsbildungen konnten nicht beobachtet werden.

Die zuweilen in Erscheinung tretende Zusammenhäufung von Olivinkörnern ist wohl aus einem Zerfall größerer Olivine hervorgegangen. Eigentliche Olivinaugen wurden nicht beobachtet.

Die Olivinspaltbarkeit nach $\infty$ P $\bar{\infty}$ (010) zeigte sich in feinen parallelen Rissen. Es treten aber auch grobe, unregelmäßige Spaltrisse auf, welche den Olivin quer zur Längsrichtung durchsetzen und als Blätterdurchgang nach o P (001) gedeutet werden müssen.

An Einschlüssen ist der Olivin reich. Als solche sind in erster Linie Gasporen und Glas zu nennen. Die Glaseinschlüsse nehmen so zu, daß der ganze Kristall wie mit einem feinen Staube angefüllt erscheint. Ein zonarer Bau macht sich dadurch bemerkbar, daß die staubförmigen Glaseinschlüsse nur in der Mitte liegen und sich scharf gegen den klaren Rand abheben. Von Mineralien kommen Magnetit und kleine, braune, würfelförmige und oktaëdrische Picotite resp. Chromite vor.

Von mikroskopischen Umwandlungsvorgängen sind nur wenige Olivine ganz frei. Dieselben beginnen am Rande und auf Spaltrissen. Der häufigste Prozess ist die Umwandlung in grünen und gelblichen Serpentin. In seltenen Fällen beginnt dieselbe im Innern des Kristalls, ohne Spaltrisse als Ausgang zu nehmen. Die faserigen Neubildungen stehen senkrecht auf den Spaltrissen und Kristallflächen, an denen sie entstanden sind. Ist der ganze Kristall umgewandelt, so bildet er ein wirres Netz von Serpentinfasern in der wohlerhaltenen Olivinform.

Bei sehr eisenreichen Olivinen kommt es zu einer Ausscheidung von rotem Eisenhydroxyd. Solche eisenreiche Olivine sind besonders in den Limburgiten von Igdlorsuit auf Ubekjendt Eiland enthalten. Aber nur wenige sind unzersetzt. Die Umwandlung geht vom Rande aus. Derselbe wird zuerst hellbraun, dann dunkelbraun und zuletzt schwarz, wobei er immer mehr an Breite gewinnt. Von dem schwarzen Rande gehen dicke, gewundene Fäden in das Innere des Kristalls hinein, bis der klare Kern nur noch in einzelnen Lamellen vorhanden oder ganz verschwunden ist. Die feinsten Fäden bestehen, wie die Margarite, aus kleinen Körnchen. Der Olivin ist dadurch pleochroitisch geworden, und zwar bewegt sich der Pleochroismus in hell- und dunkelbraunen Tönen, eine Erscheinung, welche Rinne[1]) an nord-

[1]) Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrb. der Kgl. Preuß. geol. L.-A. für 1892. S. 54.

deutschen Basalten beschrieben hat.

In einem gangförmig auftretenden Basalt von der Insel Kekertak im Umanak-Fjord, in welchem die feinkörnige Grundmasse in starken Gegensatz zu den Einsprenglingen tritt, findet sich der Olivin in wohl begrenzten Formen. Magmatische Korrosionen haben ihn stark ausgebuchtet, sodaß vielfach nur noch eine schmale äußere Hülle stehen geblieben ist. Die Olivinsubstanz selbst ist in braunschwarzes Eisenoxyd umgewandelt, und nur winzige Kerne von Olivin sind übrig geblieben. Um den schwarzen Olivin liegt eine schmale Zone von Augitkriställchen, welche senkrecht auf den Olivinflächen stehen. Während die Grundmasse überall mit feinen Erzkörnchen angefüllt ist und infolgedessen ein schwärzliches Aussehen besitzt, haben die Olivine bei ihrem Wachstum das Eisen aufgenommen und die Grundmasse entfärbt, sodaß diese entsprechend der Umgrenzung der Olivine und im Innern der schmalen Hülle hellbraun geworden ist. Der Olivin kommt nur als Einsprengling vor; in der Grundmasse fehlt er.

### 5. Glimmer.

Der Glimmer fehlt in den vorliegenden Feldspatbasalten fast vollständig. Nur in einem Gestein vom Karajak Nunatak findet er sich als brauner Magnesiaglimmer in unregelmäßigen Lappen in der Grundmasse verteilt. An ihnen ist deutlich Pleochroismus wahrzunehmen. Ebenso ist er in einigen größeren Blättchen in einem zersetzten Glasbasalt von den Moränen der Halbinsel Nugsuak vorhanden.

### 6. Magnetit.

Der Magnetit ist makroskopisch in den Basalten nicht sichtbar. Mikroskopisch jedoch ist er in drei- und vierseitigen Durchschnitten sowie in regellosen Körnern durch das ganze Gestein zerstreut. In dem Hypersthen-Basalt von der Moräne des Kome-Gletschers bildet er regellose, durch den ganzen Schliff verteilte Schmitzen. Häufiger sind seine zierlichen, skeletartigen Formen. Er bildet Aggregate, die aus zwei Axen von aneinandergereihten Oktaëdern gebildet sind, an welchen wiederum kleine Äste angeheftet sind. Auch farnkrautähnliche Erscheinungen sind nichts seltenes. Wenn der Magnetit verwittert, so bildet sich um ihn ein Hof von braunem Eisenhydroxyd.

Die Ausscheidung des Magnetits erfolgte zu allen Zeiten der Gesteinsverfestigung. Denn man findet ihn sowohl als Einschluß im Olivin, der doch eines der frühesten Ausscheidungsprodukte des Magmas ist, als auch als letztes Ausscheidungs-

produkt in den feinsten Zwickeln mit Glas zusammen. Besonders häufig ist er mit Glas vergesellschaftet.

### 7. Titaneisen.

Auch das Titaneisen ist in den vorliegenden Basalten nur mikroskopisch wahrnehmbar. Es bildet feine Blättchen und langgezogene, schmale Leisten, die an den Rändern manchmal skeletartig ausgezackt erscheinen; diese Leisten gehen in feine Nadeln über. Nesterweise ist das Titaneisen globulitisch ausgebildet, und die Globulite ordnen sich zu Reihen an, die wirr durcheinander verlaufen.

### 8. Apatit.

Ein akzessorischer, sehr seltener Bestandteil der nordgrönländischen Basalte ist der Apatit. Er erscheint in langen dünnen Nädelchen mit Quergliederung und negativem Charakter der Doppelbrechung in der Längserstreckung.

### 9. Chromit resp. Picotit.

Chromit resp. Picotit findet sich als Einschluß in den Olivinen der Basalte mit Intersertalstruktur. Das Mineral bildet kleine, braune, isotrope Oktaëder mit starkem Brechungsvermögen. Da die Körner wegen ihrer geringen Größe nicht gut zu isolieren sind, so ist die Entscheidung, ob sie dem Chromit oder dem Picotit angehören, nicht zu treffen.

## B. Petrographische Beschreibung der basaltischen Gesteine und ihrer Vorkommen.

Die basaltischen Gesteine der Westküste Nordgrönlands und ihrer vorgelagerten Inseln bestehen aus Feldspatbasalten, Basaltgläsern und Limburgiten.

Die Feldspatbasalte kommen in recht verschiedenartigen Varietäten vor, die sich einmal durch den Gehalt an Olivin, sodann durch die Struktur unterscheiden. In den einzelnen Gruppen zeigen die Gesteine ferner durch die Färbung, durch ihr massiges oder mandelsteinartiges Gefüge und durch den verschiedenartigen Gang der Verwitterung ein recht mannigfaltiges Aussehen.

### 1. Feldspatbasalte.

#### a. Olivinfreie Feldspatbasalte.

Nach der mineralogischen Zusammensetzung können die Feldspatbasalte in olivinfreie und olivinhaltige eingeteilt werden.

Die olivinfreien Feldspatbasalte sind den olivinhaltigen gegenüber durchaus in der Minderzahl. Sie finden sich haupt-

sächlich als Gerölle auf den Moränen der Halbinsel Nugsuak. Ihrer Ausbildungsweise nach sind sie sowohl mit gleichmäßig körniger Struktur als auch mit Porphyrstruktur vorhanden.

Zu den olivinfreien Basalten mit gleichmäßig körniger Struktur gehören dichte, feinkörnige Gesteine von verschiedener Art der Verwitterung. Ein Teil derselben ist noch frisch, wenn auch schon eingestreute Serpentinkörnchen den Verwitterungsprozeß andeuten. Andere sind zu schmutzig roten Massen verwittert, die in Hohlräumen milchweißen und farblosen Chalcedon enthalten. Gekörneltes Glas ist vorhanden, wenn auch selten. Der Augit ist vielfach in Carbonate umgewandelt. Die rote Farbe des Gesteins wird durch ausgeschiedene orangerote Eisenverbindungen hervorgerufen.

Zu den Basalten mit phorphyrischer Struktur, die von der Moräne des Asakak-Gletschers auf der Halbinsel Nugsuak stammen, müssen einige Basalte gerechnet werden, welche einen deutlichen Unterschied von Einsprenglingen und Grundmasse aufweisen. Es sind frische, dunkelgraue Gesteine, welche die säulenförmige Absonderung der Basalte deutlich erkennen lassen. Die Säulen besitzen einen vier- und fünfseitigen Durchschnitt.

In den olivinfreien Basalten findet sich sehr häufig rhombischer Augit, welcher gewissermaßen den Olivin ersetzt. Schon Trenzen[1]) vermutet, daß „der rhombische Augit sein Dasein nicht zum geringsten Teile einer magmatischen Resorption des Olivins verdankt."

Solche Basalte mit rhombischem Augit wurden auf den Moränen des Kome-Gletschers der Halbinsel Nugsuak gefunden. Sie bilden sehr dichte, dunkelrostbraune, von unregelmäßigen Klüften durchsetzte Gesteine. Davon verschieden ist ein Gestein, bei welchem die nähere Fundortsangabe fehlt. Es ist nicht so feinkörnig wie das vorhergehende und besitzt eine schwarzgraue Farbe mit braungelben Flecken.

Dieses Gestein enthält eine intersertale Grundmasse, welche zur Hälfte aus braunem Glase besteht. In diesem letzteren liegen Leisten von Plagioklas und regellose Körnchen von Augit sowie feine Blättchen und Nadeln von Titaneisen; um die letzteren ist das braune Glas in einer schmalen Zone entfärbt. Als Einsprenglinge fungieren große rhombische Augite, welche an ihren Längsseiten mit einem schmalen Augitsaum umgeben sind. Die rhombischen Augite bilden gern die schiefen Durchkreuzungszwillinge nach dem Doma $P\breve{\infty}$ (011).

[1]) Beiträge zur Kenntnis einiger niederhessischer Basalte. N. Jahrb. f. Min. 1902. 2. S. 41.

Die makroskopisch sichtbaren gelben Flecke werden dadurch hervorgerufen, daß das braune Glas hellgelb geworden ist und Erz an diesen Stellen vollständig fehlt.

Das am Kome-Gletscher aufgefundene Gestein ist ein sehr dichter Basalt. Seine Grundmasse besteht aus lichtbräunlichem Glase, in welchem feine Feldspatleisten und in großer Menge Augitkörnchen eingebettet liegen. Die kleinsten Erzkörnchen sind kreisrund. Werden dieselben größer, so bilden sie langgezogene, unregelmäßig begrenzte Schmitzen. Durch ihre parallele Anordnung lassen sie Fluidalstruktur erkennen. Bei der Verwitterung gehen die Schmitzen randlich in gelbliches Eisenhydroxyd über. Das Glas der Grundmasse ist hellbraun, stellenweise farblos und dann reich mit trichitischen Gebilden angefüllt. In diesen Glaszwickeln sind die Feldspate zu reichlicherer Ausscheidung gelangt.

Die Einsprenglinge werden von rhombischen Augiten gebildet. Diese erscheinen in kleinen leistenförmigen Kristallen mit wenig scharfer Begrenzung. In ihnen sind Einschlüsse von Glas und rundlichen Erzkörnchen häufig.

### b. Olivinführende Feldspatbasalte.

Nach der Struktur lassen sich die Feldspatbasalte in solche mit gleichmäßig körniger Struktur und in solche mit porphyrischer Struktur einteilen.

#### α. Die Feldspatbasalte mit gleichmäßig körniger Struktur.

Die nicht porphyrischen Feldspatbasalte treten den porphyrischen gegenüber durchaus in den Hintergrund. Es sind dunkelgraue bis schwärzliche Gesteine, welche z. T. zu schwärzlich-rötlichen Massen verwittert sind. Sie stammen aus dem nördlicheren Teile des Gebietes.

Die Gesteine sind makroskopisch alle meist dicht. Unter dem Mikroskop vermag man jedoch gröbere und feinere Varietäten zu unterscheiden.

Die relativ am wenigsten feinkörnige Varietät findet sich auf der Svartenhuks-Halbinsel. Es ist ein dunkelgraues, feinkörniges, poröses Gestein mit Mandelräumen, welche von Stecknadelkopfgröße an langgestreckte, bohnenähnliche Formen erreichen. Stellenweise sind dieselben mit rötlichgelbem Kalkspat ausgefüllt, der sich auch auf Klüften angesiedelt hat. Der Feldspat bildet lange Strahlen, zwischen denen sich Augit- und Erzkörnchen angereichert haben. Glas fehlt. Grüne Serpentinmassen, welche teilweise von Olivin herrühren, durchziehen das Gestein. Bei

ihnen hat sich der Magnetit in dendritischen Formen ausgebildet.

Diesem ähnlich ist ein schwärzlich-grünes Gestein von Igdlorsuit auf Ubekjendt Eiland. Schon seine Farbe deutet auf den reichlicheren Gehalt an Serpentin hin, der, wie noch vorhandene Formen beweisen, aus Olivin hervorgegangen ist. Der Augit findet sich in strahligen, z. T. skeletartigen Formen.

Ebendaher stammt ein schwarzer, nicht porphyrischer Feldspatbasalt mit makroskopisch gleichmäßig dichtem Gefüge, der an seiner Oberfläche eine dünne poröse Rinde aufweist. Bei ihm ist der Olivin nur in ganz geringer Menge vorhanden, und Glas fehlt gänzlich.

Noch nördlicher, auf Söndre Upernivik, wurde ein ähnliches Gestein von schmutzigroter Farbe gefunden. Dasselbe besitzt kleine unregelmäßige Hohlräume, die mit Carbonaten, Serpentin und Chalcedon ausgefüllt sind. Die Grundmasse ist durch Eisenverbindungen rötlich und braun gefärbt, grüne serpentinartige Massen rufen darin eine Abwechslung hervor. Der Augit ist zersetzt, und nur die Feldspatleisten haben sich frisch erhalten.

Am dichtesten werden die nicht porphyrischen Feldspatbasalte in dunkelgrauen bis schwärzlichen Gesteinen aus der Umgebung des Hauses für Reisende auf der Svartenhuks-Halbinsel. Dieselben enthalten platte, mandelförmige Hohlräume, die mit Skolezit und Chabasit angefüllt sind. Die Gesteine sind reich an Augit und von Serpentinmassen durchschwärmt, welche teilweise noch die Form des Olivins aufweisen.

### β. Die Feldspatbasalte mit Porphyrstruktur.

Die porphyrisch ausgebildeten Feldspatbasalte machen im Norden der grönländischen Westküste den Hauptbestandteil der die Sandsteine und Schiefer durchbrechenden basaltischen Gänge aus. Es sind schwarze, durch Verwitterung rötlich und bräunlich gefärbte Gesteine mit großem Augitgehalt in der Grundmasse. Viele derselben sind mandelsteinartig ausgebildet, und in den Mandeln sitzen sekundär entstandene Mineralien.

Die drei basaltischen Hauptgebiete der hier in Betracht kommenden Küste werden durch die Insel Disko, durch die Halbinsel Nugsuak und durch die Svartenhuks-Halbinsel dargestellt. Die Insel Disko wurde von der Drygalski-Expedition nicht mit in die Untersuchungen hineingezogen. Die Hauptmasse der gesammelten Basalte stammt deshalb von den beiden Halbinseln.

Hier liegt auch das Hauptverbreitungsgebiet der porphyrisch ausgebildeten Feldspatbasalte Nordgrönlands.

Auf Nugsuak sind es die Moränen des Kome- und Asakak-

Gletschers, welche porphyrische Feldspatbasalte geliefert haben. Auf der Svartenhuks-Halbinsel wurde am Kap Cranstown und am Haus für Reisende gesammelt. Die Basaltzone reicht bis zur Insel Söndre Upernivik hinauf. Das Gebiet zwischen der Nugsuak- und Svartenhuks-Halbinsel ist fast frei von Basalten. Nur bei Semiersut im Umanak-Fjord, im Ignerit-Fjord und auf der Halbinsel Umiamako wurden Basalte mit porphyrischer Struktur gefunden. Ein größeres Basaltgebiet dieser Art bildet in dieser Gegend die Insel Ubekjendt Eiland.

### αα. Die porphyrisch ausgebildeten Feldspatbasalte mit rein divergentstrahliger Struktur.

Wenn man die einzelnen Vorkommen von porphyrisch ausgebildeten Feldspatbasalten näher betrachtet, so lassen sie sich in erster Linie nach dem Grad ihrer Korngröße gruppieren.

Die am gröbsten ausgebildeten Abarten finden sich am Haus für Reisende auf der Svartenhuks-Halbinsel und auf der Halbinsel Umiamako. Die ersteren sind schwarze, dichte Gesteine mit einer rostbraunen Verwitterungsrinde und ölgrünen eingesprengten Olivinen. Die letzteren besitzen zweierlei Ausbildungsweisen: sie erscheinen entweder breit tafelförmig oder in langen schmalen Leisten. In dem zweiten Gestein, welches eine graue Farbe und poröse Oberfläche besitzt, sind die Olivine klein und größtenteils serpentinisiert. Beide Gesteine besitzen rein divergentstrahlige Struktur ohne eine Beimischung von Glas.

Je feinkörniger nun die Grundmasse wird, um so mehr tritt der Gegensatz zwischen Einsprenglingen und dieser hervor. Der Charakter der Gesteine bleibt jedoch derselbe.

Einen Übergang zu den feinkörnigsten Feldspatbasalten dieser Abteilung bilden einige Gesteine von den Moränen der Halbinsel Nugsuak, aus dem Ignerit-Fjord, von Igdlorsuit und von der Svartenhuks-Halbinsel. Das frischeste Gestein ist der olivinführende Feldspatbasalt aus dem Ignerit-Fjord, ein dunkelgraues Gestein mit glasigen, hellgrünen Einsprenglingen von Olivin. Der Augit fehlt als Einsprengling, ist aber reichlich in der Grundmasse vertreten. Der Olivin ist frisch und zeigt nur am Rande und auf Spaltrissen eine Umwandlung in hellgrüne, serpentinartige Massen. Das Erz tritt etwas zurück. Seine langspießigen und zackigen Formen weisen auf Titaneisenerz hin.

Das Gestein von den Moränen von Nugsuak wird durch ein hellgraues Rollstück repräsentiert. Es zeigt den soeben beschriebenen Typus; nur ist es nicht mehr ganz so frisch, sondern in der Grundmasse mit Serpentinschmitzen durchsetzt.

In den von Igdlorsuit auf Ubekjendt Eiland und von der

Svartenhuks-Halbinsel stammenden Gesteinen ist der Olivin bei gut erhaltener äußerer Form in Serpentin umgewandelt. Spalten, welche das Gestein durchsetzen, sind ebenfalls mit faseriger serpentinartiger Masse ausgefüllt. Das erste ist ein Mandelstein, den infolge der Verwitterung ausgeschiedenes Eisenhydroxyd rostbraun gefärbt hat, das zweite ein schmutzig grünes Gestein von dichter Beschaffenheit. Bei beiden tritt neben dem Feldspat und Olivin auch der Augit als Einsprengling auf.

Die feinkörnigsten Feldspatbasalte dieser Gruppe stammen von den Moränen der Halbinsel Nugsuak. Es sind dichte, schwärzliche Gesteine, in denen vereinzelt auftretende Blasenräume mit Serpentinmasse ausgefüllt sind. Die Einsprenglinge werden vom Feldspat und Augit gebildet. Der Olivin ist serpentinisiert und durch Eisenhydroxyd stellenweise rot gefärbt. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Augit, sodann aus Feldspatleisten und Erz. Das letztere bildet an einzelnen Stellen, wie der Augit, die Füllmasse der Zwickel zwischen den Feldspatleisten.

Zuletzt möge noch ein Gestein von Cap Cranstown auf der Svartenhuks-Halbinsel an dieser Stelle behandelt werden. Es ist bräunlichgrau und ziemlich zersetzt. Die zahlreichen Blasenräume sind mit einem gelblichen Mineral ausgefüllt, welches deutlich einaxig negativ ist und sich wenig in kalter, leichter aber und mit Brausen, in heißer Salzsäure löst. Es dürfte wohl als Dolomit anzusprechen sein. Derselbe ist stengelig und körnig ausgebildet.

### ββ. Die Feldspatbasalte mit Intersertalstruktur.

Die Feldspatbasalte mit Intersertalstruktur stammen von den Moränen der Halbinsel Nugsuak. Es sind dichte, dunkelgraue bis schwärzliche Gesteine, deren Blasenräume und Klüfte mit milchweißem und bläulichem Chalcedon, strahligem Skolezit, grünlichem Serpentin und Kalkspat ausgefüllt sind. Analcim findet sich in deutlichen Ikositetraëdern (202 [211]) von milchweißer Farbe.

Als Übergang zu dem Typus der Feldspatbasalte mit Intersertalstruktur kann ein dichtes, schwarzes Gestein von den Moränen von Nugsuak angesehen werden. Es ist bis auf den Olivin, der in Serpentin umgewandelt ist, vollständig frisch. Größere Einsprenglinge bildet nur der Feldspat. Das Erz ist in der Grundmasse nicht gleichmäßig verteilt, sondern bildet mit dem Augit und den feinen Feldspatstrahlen zusammen größere Haufen. Es besteht aus kleinen Körnchen und farnkrautähnlichen Gebilden und dürfte demnach wohl Magnetit sein.

Das typischste Gestein dieser Art ist ein dichter, schwarzer Basalt, der nach der Oberfläche zu in reines Basaltglas übergeht.

Die langsamer erstarrte Mitte zeigt eine Grundmasse, welche aus schmalen Feldspatleisten besteht, zwischen denen sich Augit und Erzkörnchen, die letzteren auch in skeletartigen Formen, und auch etwas Glas angesiedelt haben. Nach der Oberfläche zu wird das Gestein glasiger; die Feldspatleisten verschwinden, und die Augite werden opalisiert und verlieren die Polarisationsfarben. Jetzt stellt sich Glas ein. Dasselbe ist aber zu braunen Sphärolithen entglast. Erst ganz an der Oberfläche wird das Gestein rein glasig.

Zwei Basalte von den Moränen von Nugsuak stellen das Stadium dar, in welchem der Augit die Umbildung in die schmutzig braune Substanz erfahren hat. Die opalisierten Augite werden von kleinen Erzkörnchen umsäumt, die sich auch zu größeren Haufen zwischen ihnen zusammengehäuft haben und mit grünlich gelben Serpentinmassen zusammen auftreten. Die Rolle der Einsprenglinge hat nur der Olivin übernommen.

Eine zweite Gruppe dieser Basalte wird durch Gerölle von den Moränen der Halbinsel Nugsuak dargestellt, welche durch eine reichliche Bildung von zeolithischen Mineralien und von Chalcedon ausgezeichnet sind. Alle diese Gesteine sind nicht mehr frisch. Der Olivin ist bis auf kleine Kerne serpentinisiert, der Feldspat zeolithisiert und durch Serpentinfiltrat z. T. schmutzig grün gefärbt.

Die Struktur dieser Gesteine ist rein intersertal. Die Erzkörnchen liegen entweder in größeren Gruppen zusammen oder sind gleichmäßig durch das Gestein hin zerstreut. Sie bilden dabei einzelne Körnchen und baumförmige Skelette.

Abweichend von diesem Typus ist ein durch Eisenhydroxyd hellbraun gefärbtes, blasiges, Gestein vom Cap Cranstown auf der Svartenhuks-Halbinsel. Gegenüber den vorigen Typen übernimmt hier der Feldspat die Rolle der Einsprenglinge. Im Gegensatz zu den Feldspatleistchen der Grundmasse ist der Augit trübe und stellenweise opalisiert, aus dem Magnetit ausgeschiedenes Eisenhydroxyd hat ihn rötlich gefärbt. Der Olivin hat sich in Serpertin umgewandelt. Am Rande und auf Spaltrissen hat er Eisenhydroxyd ausgeschieden. Zwischen den Gemengteilen der Grundmasse liegen hellgrüne bis farblose Massen isotroper, opalartiger Substanz.

Den Übergang von den Feldspatbasalten mit Intersertalstruktur zu den Glasbasalten bildet ein dunkelroter Mandelstein vom Haus für Reisende auf der Svartenhuks-Halbinsel. Die glasreiche Grundmasse ist infolge ihres hohen Eisengehalts zu roten Eisenverbindungen verwittert. In demselben liegen schmale, skeletartige Leisten von Feldspat und einige Körnchen Augit. Die Feldspatleisten sind vom Rande aus und auf Sprüngen opalisiert. Die Mandelräume sind mit opalartiger Substanz angefüllt.

### c. Die vitrophyrischen Feldspatbasalte.

Rein glasige Feldspatbasalte liegen nur in geringer Anzahl vor. Sie stammen von den Moränen der Halbinsel Nugsuak und sind dichte, schwarze Gesteine, deren Blasenräume mit einer dünnen Schicht Kalkspat ausgekleidet sind, während das Innere mit Chalcedon angefüllt ist.

Alle Gesteine zeigen durch ihre Entglasungsprodukte, daß sie Endprodukte der schnellen Erstarrung von körnigen Basalten sind, wie es der Basalt mit Intersertalstruktur gezeigt hat. Einige dieser Gesteine besitzen überhaupt kein Glas mehr, sondern ihre glasige Grundmasse ist zu braunen sphärolitischen Gebilden erstarrt. Allmählich geht sie in einen Basalt mit Intersertalstruktur über. Als Einsprenglinge fungieren bei diesen Gesteinen große Olivine und schmale Leisten von Feldspat.

Die rein glasigen Gesteine sind schwarz und von Chalcedon- und Kalkspatschmitzen durchschwärmt. Im frischen Bruch ist die Grundmasse tief braun gefärbt und zeigt Glasglanz.

Unter dem Mikroskop besteht das Gestein aus einer hellbraunen Glasmasse, in welcher scharf begrenzte Kristalle von Feldspat, Augit und Olivin liegen.

Der Feldspat erscheint in kleinen rechteckigen Leisten, die teilweise an den Enden ausgefranzt sind, und in zarten rhombischen Täfelchen. Der Augit bildet mehr unregelmäßige Körner im Gegensatz zum Olivin, der in gut begrenzten Individuen mit $\infty P\breve{\infty}$ (010) und $2P\breve{\infty}$ (021) vorhanden ist. Einschlüsse von Glas und Erzkörnchen in ihm sind nicht selten. In den reinen Glasbasalten hat sich das im Glase aufgelöste Eisen nicht als Erz ausgeschieden.

Wie in den vorigen Gesteinstypen ist das Glas stellenweise mit braunen Entglasungsprodukten angefüllt, welche sich hauptsächlich um kleine Kristalle herum gebildet haben, sodaß dieselben wie mit einem braunen Barte ausgestattet erscheinen. Wenn die Entglasung fortschreitet, so wird das umgeänderte Glas gelbbraun und zeigt schwache Einwirkung auf das polarisierte Licht. Diese Erscheinung kann so um sich greifen, daß das Gestein ausbraunen, makroskopisch schwarzen Glaserbsen in dem gelbbraunen Untergrunde besteht. Dieser letztere ist arm an ausgeschiedenen Kristallen, während die Glasmassen, wie die Glasbasalte überhaupt, reich daran sind.

Am Schluß der Glasbasalte sollen die zersetzten Glieder derselben behandelt werden. Es sind davon zwei Abarten vorhanden: eine dunkelrote Varietät von Igdlorsuit auf Ubekjendt Eiland und eine schwarze von den Moränen der Halbinsel Nugsuak.

Die erste Varietät ist ein dichtes, dunkelrotes Gestein, welches auf Kluftflächen mit schmutzig weißem Kalkspat in staubförmigen Massen bedeckt ist. Das ursprüngliche Glas ist in eine undurchsichtige, durch Eisenverbindungen dunkelrotbraune Masse umgeändert worden. In derselben liegen kleinere und größere unzersetzte Reste des ursprünglich braunen Glases. An Mineralien sind besonders Augit zu bemerken. Die Olivine sind auch in rote Eisenverbindungen umgewandelt worden. In den kleinen Hohlräumen sitzen chalcedonartige Massen mit Aggregatpolarisation. Im Dünnschliff hat das Gestein dadurch, daß es an eisenreicheren Stellen dunkler gefärbt ist, ein geflecktes Aussehen.

Die zweite Varietät findet sich auf den Moränen der Halbinsel Nugsuak. Es ist ein schwarzes, feinkörniges Gestein von lockerer Beschaffenheit mit Andeutung plattiger Absonderung. Unter dem Mikroskop erweist es sich als vollständig undurchsichtig. Es ist ein Basaltglas, welches durch Verwitterung in dunkelbraune Eisenverbindungen übergegangen ist. Das Gestein ist vollständig mit fremden Quarzbrocken und einigen braunen Glimmerblättchen angefüllt. Es ist anzunehmen, daß diese aus dem Nebengestein, wahrscheinlich einem Sandstein, beim Kontakt übernommen worden sind. Die Kluftflächen des Gesteins sind mit faserigem Kalkspat ausgefüllt, und zwar derartig, daß die Kalkspatfasern senkrecht auf den Gesteinsklüften stehen.

### d. Übergangsgesteine zum Limburgit.

Als Anhang an die nicht porphyrischen Feldspatbasalte mögen hier eine Anzahl von Gesteinen behandelt werden, welche sich durch ihren reichen Gehalt an Augit, durch ihre Struktur und die Art ihrer Verwitterung verbinden lassen. Während in einigen noch der Feldspat in größerem Maße vorhanden ist, tritt er in andern sehr zurück, sodaß diese Gesteine dann hauptsächlich aus Augit und Olivin bestehen. Sie bilden demnach einen Übergang zu den eigentlichen Limburgiten.

Die größte Anzahl dieser Gesteine stammt von den Moränen der Halbinsel Nugsuak; einige wenige sind auf Ubekjendt Eiland bei Igdlorsuit gefunden worden.

Es sind schmutziggraue und grauschwarze Mandelsteine von dichter Beschaffenheit. Aber keiner derselben ist mehr frisch, alle haben eine tief eingreifende Verwitterung erfahren. Die Mandelräume sind mit zeolithischen Mineralien ausgefüllt, die z. T. frei ausgebildet sind. Hauptsächlich sind dies kleine glasklare Würfel von Analcim mit Felderteilung. Zu beobachten sind Randfelder und ein isotropes Mittelfeld. Außerdem kommen

in diesen Gesteinen große Kugeln von Strahlzeolithen vor, besonders solche von Skolezit. An einer dieser Kugeln wurde ein Durchmesser von 6 cm gemessen. Die chemische Prüfung derselben ergab einen Kalkgehalt.

An Gemengteilen sind Feldspat, Augit und Olivin aufzuführen. Feldspat und Olivin sind zersetzt, am frischesten hat sich der Augit erhalten.

Der Feldspat bildet lange Leisten, welche zum Teil opalisiert sind; durch Serpentininfiltrationen ist die Opalsubstanz grünlich gefärbt wie die zersetzten Augite und Olivine. Durch eingedrungene Eisenverbindungen werden die Feldspatleisten auch rötlich. Während die Basalte von Nugsuak den Feldspat noch in reichlicherer Menge führen, tritt er in denen von Igdlorsuit fast ganz zurück.

Der Augit bildet größere, breite Kristalle von gelblicher und violetter Färbung. Die großen Kristalle sind frisch, die in den Zwickeln zwischen den Feldspatleisten befindlichen in grüne Serpentinsubstanz umgewandelt.

Der Olivin ist fast vollständig serpentinisiert. Nur in den Basalten von Igdlorsuit sind zwischen den breiten Serpentinschnüren noch frische Kerne von Olivin übrig geblieben.

Das Erz ist seiner Form nach Magnetit. Es bildet dreieckige, viereckige und unregelmäßig begrenzte Individuen. Dieselben sind randlich von gelben Eisenverbindungen umgeben.

## 2. Limburgite.

Durch das Zurücktreten des Feldspates führen die Gesteine der vorigen Gruppe zu den eigentlichen Limburgiten über.

Solche Limburgite liegen von zwei Fundpunkten vor: erstens von der Basaltdecke auf der Westspitze der Halbinsel Nugsuak und zweitens von Igdlorsuit auf Ubekjendt Eiland. Die Limburgite von der Halbinsel Nugsuak sind verschiedener Art. Das erste ist ein schwarzgraues, oberflächlich zersetztes Gestein, das andere dicht dunkelgrau mit einem zarten Anflug von Kalkspat. Das Gestein von Igdlorsuit hat ein rötlich braunes Aussehen. In einer dichten Grundmasse bemerkt man größere Einsprenglinge von Olivin, welche eine dunkelölgrüne Farbe aufweisen; auf denSpaltflächen hat sich Eisenhydroxyd ausgeschieden. Dieses bildet in bunten Metallglanzfarben schillernde Flächen, welche mit Kies verwechselt werden können. Die feinen Risse des Gesteins sind durch sphärolitisch aufgebauten Skolezit verkittet.

Unter dem Mikroskop fallen besonders die großen Olivine auf, welche allein die Einsprenglinge bilden; dieselben werden

bis zu einem halben Zentimeter groß. In dem Limburgit von Igdlorsuit besitzen sie einen dunkelbraunen breiten Rand von Brauneisen. Von diesem Rande ragen haarförmige, gewundene Schnüre desselben Minerals in das Innere des Kristalls hinein, Erscheinungen, wie sie bei den Mineralien beschrieben worden sind. In dem Limburgit von Nugsuak fehlen diese Verwitterungserscheinungen im Olivin. Hier ist nur eine durch Serpentinbildung hervorgerufene teilweise Grünfärbung zu bemerken.

Die Grundmasse besteht bei den Limburgiten aus Augitkörnchen, zwischen welche einige feine Feldspatleisten eingestreut sind. Erz ist in zwei Generationen ausgeschieden. Im Limburgit von Igdlorsuit ist die Grundmasse sehr reich daran, während es in dem von Nugsuak mehr zurücktritt.

### 3. Basaltbreccien.

Eine Basaltbreccie findet sich auf den Moränen von Nugsuak. Sie bildet ein graugrünliches Gestein, welches aus eckigen, hellgrauen und schwarzen Gesteinsbrocken zusammengesetzt ist.

Diese Brocken werden durch olivinführende, sehr glasreiche Basalte dargestellt. Die Olivine sind serpentinisiert. Die reichlich vorhandenen Mandel- und Zwischenräume sind mit grünlichen, opalartigen Mineralien bekleidet und dann mit sphärolithisch aufgebautem Kalkspat ausgefüllt; der letztere zeigt das Websky-Bertrand'sche Interferenzkreuz. Die kleineren Mandeln werden vollständig von dem grünlichen Opal eingenommen. Das Glas der Grundmasse ist bei den verschiedenen Brocken hellbraun oder dunkel, im letzteren Falle gekörnelt. Das Gestein ist also eine Basaltbreccie, in welcher die einzelnen Brocken aus demselben Material bestehen und durch dasselbe Material zusammengekittet sind.

## Zusammenstellung der Resultate.

1. Das westliche Nordgrönland besteht aus einem archäischen Grundgebirge und aus kretazeïschen Sedimenten, welche von Basalten durchbrochen werden.

2. Die Gesteine des archäischen Grundgebirges sind graue Glimmergneise und Hornblendegneise mit ihren Einlagerungen von Hornblendegesteinen mannigfacher Art. Sie werden von roten Granitintrusionen durchschwärmt (sog. feinkörnige rote Gneise).

3. Alle Gneise des untersuchten Gebietes gehören der Orthogneisreihe Rosenbuschs an und sind auf Granite und Diorite zurückzuführen.

4. Besondere Beachtung unter den Gneisen verdient der Astochitgneis vom großen Karajak-Eisstrom, der eine blaue Alkalieisenhornblende, den Astochit, als wesentlichen Bestandteil

enthält. Er ist ein Vertreter der Gruppe von Orthogesteinen, die sich auf Alkalitiefengesteine zurückführen lassen.

5. Die Einlagerungen von Hornblendegesteinen gehören gleichfalls der Orthoreihe an und sind auf peridotitische Gesteine zurückzuführen. Sie sind mit normalen Peridotiten durch Gesteine verknüpft, welche verschiedene Zwischenstadien dynamometamorpher Umformung darstellen.

6. Eine Reihe Geschiebe von Schiefer- und Kontaktgesteinen der Moränen legen Zeugnis davon ab, daß unter der Bedeckung des Inlandeises kristalline Schiefer und andere Gesteine auch höherer Horizonte in reicher Mannigfaltigkeit lagern.

7. Die anstehenden Gneise der Küste gehören nach ihrem Mineralbestand und ihrer Struktur einer großen Tiefenstufe an. Nach ihrem petrographischen Habitus sind sie mit den grauen präbottnischen Gneisen Skandinaviens vergleichbar und haben möglicherweise dasselbe Alter.

8. Jüngeren, aber unbestimmbaren Alters sind die jene Gneise durchbrechenden Diabasgesteine.

9. Die jüngeren Eruptivgesteine, welche die Kreideschichten gangförmig durchbrechen und deckenförmig überlagern, gehören der Familie des Basaltes an. Es sind zumeist olivinführende Feldspatbasalte; spärlicher sind olivinfreie Feldspatbasalte, die z. T. rhombischen Augit (Hypersthen) führen, ferner Basaltgläser und Limburgite.

## Literatur.


1874. Karl Vrba: Beitrag zur Kenntnis der Gesteine Süd-Grönlands. Sitz..-Ber. math.-naturw. Cl. K. Akad. Wiss. Wien. **69**.

1878. F. Johnstrup: Gieseckes Mineralogiske Reise i Grönland. Kjöbenhavn 1878.

1881. A. Kornerup: Geologiske Jagttagelser fra Vestkysten af Grönland (66° 55′—68° 15′ N. B.). Meddelelser om Grönland **2**, S. 149—194.

J. Lorenzen: Undersogelse af nogle Mineralier i Sodalith-Syeniten fra Julianehaabs-Distrikt. Ebenda. **2**, S. 43—79.

1889. H. Knutsen og P. Eberlin: Om de geologiske Forhold i Dansk Ostgrönland. Ebenda **9**. S. 235—270.

1890. A. Kornerup: Geologiske Jagttagelser fra Vestkysten af Grönland (62° 15′—64° 15 N. B.). Ebenda. **1**. S. 77—139. 2. Aufl.

1891. F. Nansen: Auf Schneeschuhen durch Grönland. Autorisierte deutsche Übersetzung von W. Mann. Hamburg.

—: Meine Durchquerung Grönlands. Mitth. Geogr. Ges. Hamburg. 1889—90, S. 257—260.

1891. E. von Drygalski: Vorexpedition nach West-Grönland. Briefl. Mitt. Verhandl. Ges. f. Erdkunde Berlin **18**. S. 268—269, 403—409, 415—471.

—: Reiseskizzen aus Grönland. Prometheus **3**, S. 609—613, 647—652, 705—709, 741—746.

—: Grönlands Gletscher und Inlandeis. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin **27**, S. 1—62.

Charles Rabot: Une excursion au Grönland. Le glacier de Jacobshavn. Le Tour de Monde **31**, II, 305—320.

P. Steiner: Aus Grönlands Westküste. Ein Missionsbild aus vergangenen Tagen. Basel, Missionsbuchhandlung.

1892. E. von Drygalski: Von der Grönland-Expedition. Verhandl. Ges. f. Erdkunde Berlin **19**, S. 270—271, 421—442.

—: Vorexpedition nach der Westküste Grönlands. Mitth. Ver. E. Leipzig, S. XXI—XXIII.

H. Mohn und F. Nansen: Wissenschaftliche Ergebnisse von Dr. F. Nansens Durchquerung von Grönland 1888. Ergänzungsheft zu Petermanns Geographischen Mitth. No. 105.

1892/93. E. von Drygalski: Die Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde 1892/93. Jahr.-Ber. Geogr. Ges. München. S. XXVIII—XXX.

1893. K. J. V. Steenstrup: Bidrag til Kjendskab til de geognostiske og geographiske Forhold i en Del af Nord-Grönland. Meddelelser om Grönland **4**. S. 173—242. 2. Aufl.

—: Om Forekomsten of Nikkeljern med Widmannstättenske Figurer i Basalten i Nord-Grönland. Ebenda. S. 113—131. 2. Aufl.

—: Berentning om Undersögelsesrejserne i Nord-Grönland i Aarene 1879—80. Ebenda. **5**. S. 1—41. 2. Aufl.

Joh. Lorenzen: Kemisk Undersögelse af det metalliske Jern fra Grönland samt nogle af de dermed folgende Bjergarter. Ebenda. **4**. S. 133—172. 2. Aufl.

E. von Drygalski: Bericht über den Verlauf und die vorläufigen Ergebnisse der Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde. Verhandl. Ges. f. Erdkunde Berlin **20**. S. 438—454.

—: Von der Grönland-Expedition. 1. Bericht des Dr. E. von Drygalski an den Vorstand. Ebenda. S. 319—337.

—: Von der Grönland-Expedition. 2. Aus einem Brief des Dr. E. von Drygalski an den Vorsitzenden. Ebenda. S. 337—338.

—: Von der Grönland-Expedition der Berliner Gesellschaft für Erdkunde. D. G. Bl. **16**, 222—225.

O. Heer: Oversigt over Grönlands fossile Flora. Meddelelser om Grönland **5**. S. 70—202. 2. Aufl.

1895. G. F. Holm: Geographisk Undersögelse af Grönlands sydligste Del 1881. Ebenda. **6**. 1894, S. 147—180. 2. Aufl.

E. von Drygalski: Über seine im Sommer 1891 an der Westküste Grönlands ausgeführte Reise. Mitth. Geogr. Ges. Hamburg 1891—1892, Hamburg, S. 325—328.

1896. Ed. v. Bay: Den östgrönlandske Expedition utfört i Aarene 1891—1892 under Ledelse af C. Ryder. — VI Geologi. Meddelelser om Grönland **19**. S. 145—187, 261—267.

1897. A. Andersen: En Sommerrejse i Diskobugten og Umanakfjorden. Ymer, **17**. S. 21—39.
R. S. Tarr: Valley glaciers of Upper Nugsuak Peninsula, Greenland. The American Geologist, **19**. S. 262—267.
E. von Drygalski: Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893. Unter Leitung von Erich von Drygalski. **1**, **2**. Berlin.
1898. N. V. Ussing: Mineralogisk-petrografiske Undersögelser af Grönlandske Nefelin-syeniter beslaegtede Bjaergarter. Meddelelser om Grönland **14**. 1898, S. 1—220.
G. Flink: Berättelse om en Mineralogisk Resa i Syd-Grönland sommaren 1897. Ebenda S. 221—262.
—: En mineralogisk resa i Grönland 1897. — Ymer. **18**, S. 141—154.
The West Coast of Greenland. The American Geologist, **22**, 189—193.
D. White and Ch. Schuchert: Cretaceous Series of the West Coast of Greenland. Bull. Geol. Soc. America, **9**, 241—368.
1899. E. von Drygalski: Die Grönland-Expedition der Berliner Gesellschaft für Erdkunde. Petermanns Geogr. Mitt. **45**. S. 293—296.
—: Die Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin. Geograph. Zeitschrift, **5**.
1900. T. Kornerup: Aperçu des „Meddelelser om Grönland" (Communications) sur le Grönland 1876—1899, par la Commission dirigeant les recherches géologiques et géographiques du Grönland. Traduit par E. Baruël. Copenhague 1900.
1901. G. Flink: Undersögelser af Mineraler fra Julianehaab insamlede af G. Flink 1897. Af G. Flink, N G. Bøggild og Chr. Winther, med. indledende Bemaerkninger af N. V. Ussing. Meddelelser om Grönland **24**, S. 1—213.
Th. Nicolai: Untersuchungen an den eisenführenden Gesteinen der Insel Disko. Geologie der Insel Disko. Ebenda S. 215—248.
1904. J. J. Sederholm: Über den gegenwärtigen Stand unserer Kenntniss der kristallinischen Schiefer von Finnland. Compte Rendu de la IX. Session du Congrès géologique international (Vienne 1903) **2**, S. 609—630.