

MIKROSKOPISCHE UNTERSUCHUNGEN DER MINERALVERGESELLSCHAFTUNG IN ERZ UND NEBENGESTEIN DER ILMENITLAGERSTÄTTE STORGANGEN (SÜD-NORWEGEN)*

H. KRAUSE & H. PAPE

Krause, H. & Pape, H.: Mikroskopische Untersuchungen der Mineralvergesellschaftung in Erz und Nebengestein der Ilmenitlagerstätte Storgangen (Süd-Norwegen). *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 55, pp. 387–422. Oslo 1975.

Investigations of microtextures and determinations of composition, carried out at Fe–Ti oxides, give an idea of the way the areas passed in developing from an orthomagmatic origin through different stages of cooling down. The characteristic microtextures at boundaries of ilmenite and magnetite grains can be explained by a diffusion model. Chemical reactions, involving ilmenite and magnetite solid solution, in a minor degree a fluid phase, maintained the diffusion. Amongst the complex sulphide paragenesis, some mineral associations can be distinguished, related to the history of cooling. They depended on chemical reactions involving a fluid phase controlled by the Fe–Ti oxides. The textures of mineral grains, resulting from deformation and granulation, recovery of crystal and recrystallization, exsolution and several reactions, are shown by opaque as well as by translucent minerals. They give proof of intensive movements of foliation at different times during the thermal history of ore and rock formation.

H. Krause & H. Pape, Lehrstuhl für Lagerstättenforschung und Rohstoffkunde T. U. Clausthal, 3392 Clausthal-Zellerfeld, W-Germany.

Der Storgangen liegt im westlichen Randbereich des Äna-Sira-Anorthosit-massivs, einem Teil des Süd-Rogaland-Anorthosit-Komplexes in Süd-Norwegen (Fig. 1). Auf die Bearbeitung der benachbarten Ilmenitlagerstätten Tellnes (Gierth & Krause 1973) und Blåfjell (Krause & Zeino-Mahmalat 1970) folgten geologische und mineralogische Untersuchungen im Storgangen-Gebiet. Wesentliche Grundzüge der Bildungsgeschichte von Erz und Nebengestein ergaben sich aus mikroskopischen Befunden an Einzelmineralen, Mineralvergesellschaftungen und Feingefügen, über die im Zusammenhang berichtet werden soll.

Das Probenmaterial stammt von zwei Profilen über dem Erzkörper und von zusätzlichen Einzelpunkten im Gebiet. Profil I überquert das westliche Ende des Storgangen und wurde über Tage beprobt. Dagegen setzt sich Profil II aus drei Bohrungen im östlichen Teil zusammen.

Zur mikroskopischen Untersuchung der opaken und durchsichtigen Minerale diente je ein polierter Anschliff und ein Dünnschliff von jeder Probe.

In bezug auf das massive Nebengestein aus vorwiegend Anorthosit stellt der Storgangen einen jüngeren Intrusivkörper dar, in dessen bankiger Ab-

* Diese Arbeit ist Herrn Prof. Dr.-Ing. H. Borchert zum 70. Geburtstag gewidmet.

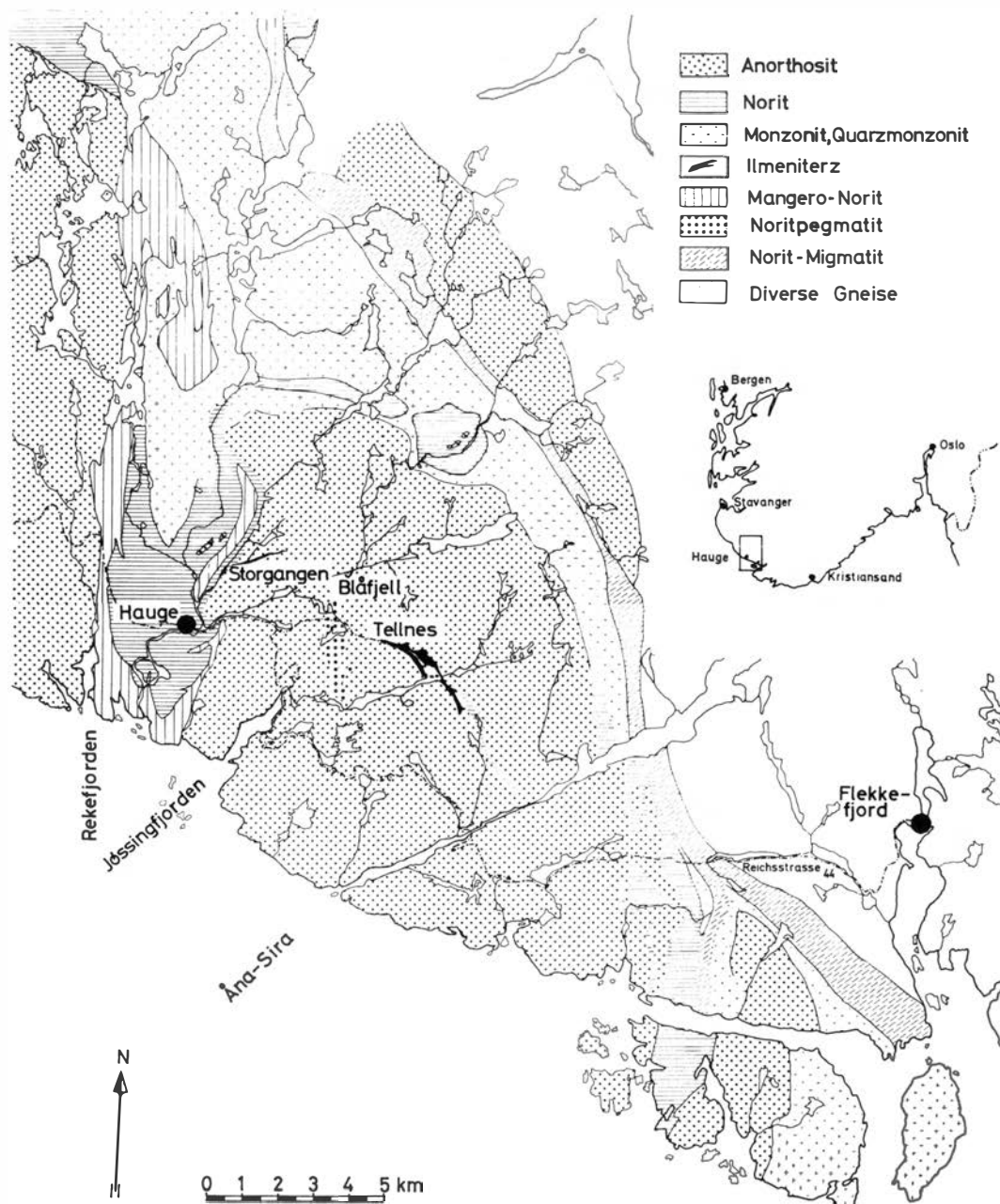


Fig. 1. Geologische Karte des Åna-Sira-Massivs. Umgezeichnet nach einer Originalkarte der Titania A/S, Hauge i Dalane.

folge oxidisches Erz und Norit vorherrschen. Die Unterschiede des Gesteinsinhaltes betreffen jedoch mehr die Mengenverhältnisse, in denen die dem Erz- und dem Nebengesteinskörper gemeinsamen Glieder der Anorthosit-

Norit-Erzassoziation vorkommen. Da die Gemeinsamkeiten überwiegen, sollen die Einzelminerale der Storgangenvererzung und der benachbarten anorthositischen und leuconoritischen Gesteinseinheiten gemeinsam besprochen werden.

Eisen-Titan-Oxide

Die Eisen-Titan-Oxide bilden das Erz, das als eine der drei Hauptkomponenten zusammen mit Plagioklas und Orthopyroxen die Gesteins- und Erztypen der Anorthosit-Norit-Erz-Gesellschaft aufbaut. Im wesentlichen besteht das oxydische Erz aus Ilmenit und etwas Magnetit. Nach den Ergebnissen von Buddington & Lindsley (1964), die Eisen-Titan-Oxidminerale natürlicher Gesteine und Phasengleichgewichte im System $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ untersuchten, hatte sich in der Schmelze primär ein koexistierendes Paar aus Ilmenitmischkristall und titanhaltigem Magnetit ausgeschieden.

Wie Duchesne (1972) an den Eisen-Titan-Oxidmineralen des Bjerkreim-Sokndal-Massifs zeigte, reagierten nachträglich die beiden ursprünglichen Phasen, soweit sie miteinander im Kornkontakt standen, um sich den veränderten physikochemischen Bedingungen der Abkühlungsstadien anzupassen.

Durch diese von ihm »deuteric readjustment« genannten Umwandlungen entstanden die für die Hauptmenge des Erzes typischen Mineralphasen und Gefüge. Eine besondere Bedeutung maß Duchesne im Silikat isolierten Ilmenit- und Magnetitkörnern bei, die Relikte des orthomagmatischen Stadiums darstellen sollen.

Bei den Eisen-Titan-Oxidmineralen der Storgangenvererzung soll ebenfalls zwischen isolierten Körnern und zusammenhängendem Erz unterschieden werden.

Isolierte Körner aus Magnetit mit Ilmenitentmischung (Sandwich-Körner) und aus Hämoilmenit

Die isolierten Erzkörner könne als »Mikroproben« angesehen werden, die während der frühen Bildungsstadien der noritischen Erzgesteine aus dem primär ausgeschiedenen Erz herausgenommen wurden. Mit den Vorstellungen, daß zunächst zwei Eisen-Titan-Oxidphasen im Gleichgewicht miteinander standen, steht die Beobachtung von zwei Arten isolierter Erzkörner in gutem Einklang (Fig. 2).

Bei der einen Sorte handelt es sich um Hämoilmenit-Körner, die aus Ilmenit mit sichtbarer Hämatitentmischung bestehen. Sie lassen sich aus der einen der beiden ursprünglichen Eisen-Titan-Oxidphasen und zwar aus der »rhomboedrischen« Phase eines Ilmenit-Hämatit-Mischkristalls ableiten. Diese rhomboedrische Phase wurde frühzeitig isoliert und entmischte während der Abkühlung einen großen Teil ihres Fe_2O_3 -Gehaltes als Hämatit.

Der zweite Typ isolierter Körner enthält Magnetit und hämatitfreien Ilmenit. Nach der Magnetit-Ulvöspinell-Mischkristall-Hypothese (Budding-

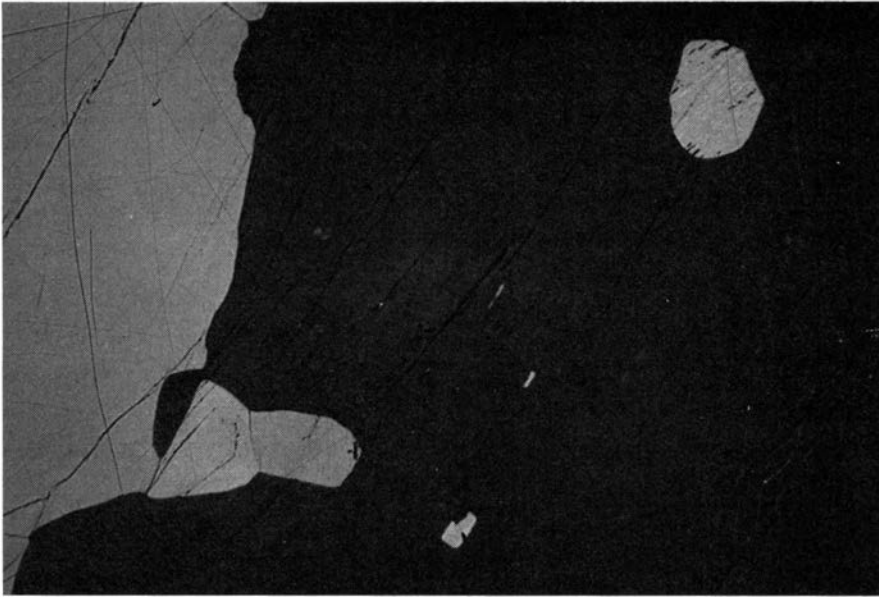


Fig. 2. Storgangen Profil I (0,2 m), Auflicht. Isolierte Erzkörner (hell) in einem großen Orthopyroxenkristall (dunkel). Rechts oben Hämoilmenit-Korn, Mitte unten kleines »Sandwich-Korn« aus Magnetit mit Ilmenit. Auf der linken Seite grenzt das zusammenhängende oxydische Erz mit vorwiegend Ilmenit an den Orthopyroxen an. Lange Bildseite 3 mm.

ton & Lindsley 1964) wird dieser Ilmenit als eine Art »Entmischungsprodukt« aus dem Magnetit gedeutet. Bei den isolierten Magnetitkörnern der Storgangenvererzung wurde als häufigstes Gefüge die »Sandwichverwachsung« festgestellt: In dem Wirtskristall aus Magnetit sind dicke Ilmenitlamellen vorzugsweise nach einer Schar der $\{111\}$ Ebenen orientiert.

Diese Sandwich-Körner haben sich nach Buddington & Lindsley (1964) aus der zweiten primären Eisen-Titan-Oxidphase, einer Spinellphase, entwickelt, die mit der rhomboedrischen Phase im Gleichgewicht stand. Die Spinellphase bestand formal aus einem Magnetit-Ulvöspinell-Mischkristall, wobei zu bemerken ist, daß im Falle der Storgangenvererzung Ulvöspinell sicherlich niemals als eigene Mineralphase aufgetreten ist. Deshalb soll im folgenden vom Gehalt an Fe_2TiO_4 -Molekül im Magnetit gesprochen werden. Nach Abtrennung eines Teiles der Ferritspinellphase führten komplexe Reaktionen zum beobachteten Sandwich-Korn aus Magnetit und Ilmenit. Zunächst einmal wichtig ist die teilweise Oxidation des überschüssigen zweiwertigen Eisens unter Aufnahme von Sauerstoff aus der Umgebung des Magnetitmischkristalls. Für die Oxidation des formellen Fe_2TiO_4 -Moleküls läßt sich folgende Reaktionsgleichung aufstellen:



Gegenüber dem ursprünglichen Mischkristall nimmt der Magnetitanteil des Gesamtkornes zu. Übrig bleibt FeTiO_3 , das eine eigene Kristallphase als Ilmenit bildet. Sowohl die Oxidation als auch die Bildung des heutigen Gefüges sind nur unter Mitwirkung umfangreicher Vorgänge der Diffusion, der Kristallordnung und des Kristallwachstums vorstellbar. Da sich das Ausgangsverhältnis von Fe zu Ti nicht ändert, kann aus dem Ilmenitanteil im Sandwichkorn die Zusammensetzung des primären Mischkristalls berechnet werden.

Bestimmung der primären Eisen-Titan-Oxidphasen aufgrund der Untersuchung isolierter Erzkörner. – Bei der Untersuchung von isolierten Körnern des Storgangenerzes wurden die Volumenverhältnisse von Magnetit und Ilmenit in den Sandwich-Körnern und von Ilmenit und sichtbar entmischtem Hämatit in den Hämoilmenit-Körnern nach der Punktzählmethode bestimmt. Die Ergebnisse wurden unter Berücksichtigung der erwähnten Oxidationsreaktion bei den Sandwichkörnern umgerechnet in die Molverhältnisse der ursprünglichen Mischkristallphasen $\text{Fe}_3\text{O}_4/\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ bzw. $\text{FeTiO}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$. Anschließend mußte eine Korrektur des Hämatitgehaltes durchgeführt werden, da in dem als Ilmenit gezählten Teil der Hämoilmenit-Körner außerdem noch eine feine, bei stärkster mikroskopischer Vergrößerung nur lokal sichtbare Hämatitentmischung vorhanden ist, die nach Duchesne (1970) in Ilmenit mit 7–9 Mol % Hämatitgehalt zu beobachten ist. Die korrigierten $\text{FeTiO}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ Verhältnisse ergaben sich, indem 7 % des molaren FeTiO_3 Anteils zum Fe_2O_3 Anteil dazugeschlagen wurden.

Wenn die Zusammensetzung von den beiden koexistierenden Mischkristallphasen bekannt ist, können nach Buddington & Lindsley (1964) genauen Aussagen gemacht werden über die Temperatur und den Sauerstoffpartialdruck, die zur Zeit des Gleichgewichtszustandes herrschten. Zu diesem Zweck wurden die aus den isolierten Körnern abgeleiteten Werte der Ausgangsphasen in ein Diagramm von Buddington & Lindsley eingetragen (Fig. 3). Allerdings sind nur dann Rückschlüsse auf die Petrogenese erlaubt, wenn eine Anzahl isolierter Körner, aus denen die beiden Ursprungsphasen berechnet wurden, tatsächlich denselben Gleichgewichtszustand repräsentieren, das heißt ziemlich gleichzeitig abgetrennt wurden. Deshalb erforderte die Auswahl zusammengehörender Körner große Sorgfalt. Sie mußten aus derselben Schliffprobe stammen und außerdem die gleichen Gefügeverhältnisse hinsichtlich der isolierenden Umgebung aufweisen. Danach wurden folgende Fälle unterschieden:

- isolierte Erzeinschlüsse in großen Orthopyroxenkristallen,
- isolierte Erzkörner in Zwickelstellung innerhalb von Orthopyroxenkristallaggregaten,
- isolierte Erzkörner in Zwickelstellung innerhalb von Plagioklaskristallaggregaten,
- als Sonderfall isolierte Erzkörner neben Orthopyroxen und Plagioklas in einem sehr feinkörnigen Noritbändchen.

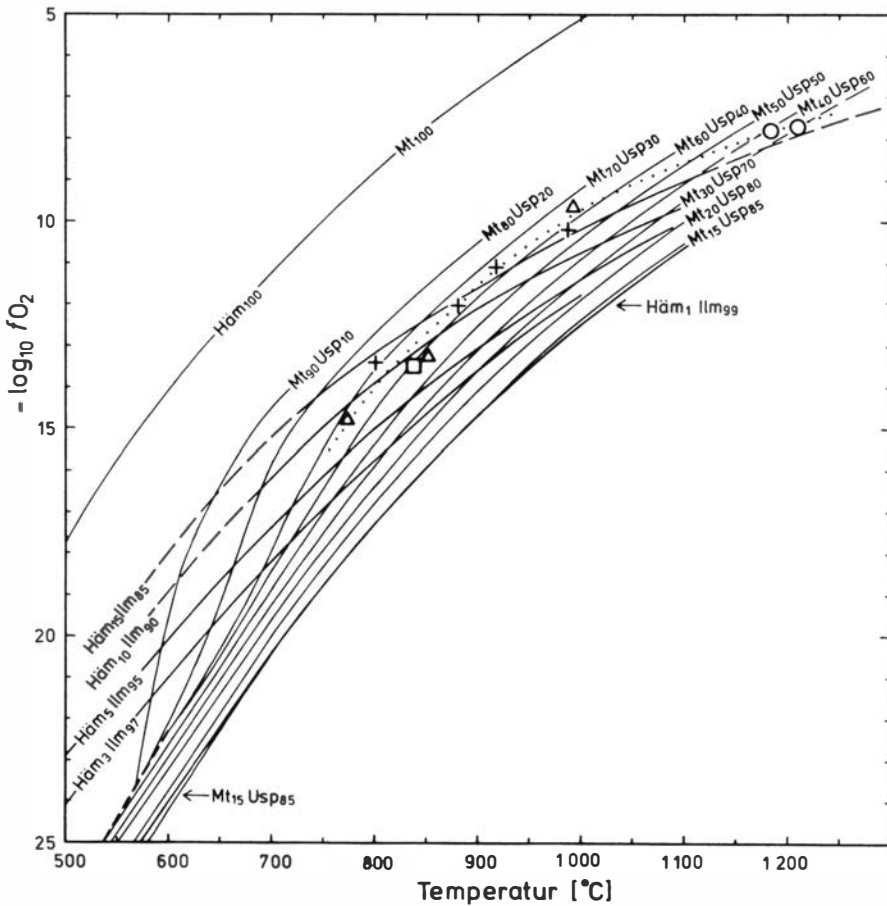


Fig. 3. Zusammensetzung von Paaren isolierter Erzkörner (jeweils ein Korn Magnetit mit Ilmenitverwachsung und ein Korn Hämoilmenit aus dem Storgangen). Die Eintragung erfolgte in das f_{O_2} -T-Diagramm für die Zusammensetzung der koexistierenden Mischkristallphasen Hämatit-Ilmenit und Magnetit-Ulvöspinell in Molprozent von Buddington & Lindsley 1964 (Fig. 5). Die gepunktete Linie stellt die Sauerstoff-Fugazität während der Bildung des Storgangenerzes in Abhängigkeit von der Temperatur dar.

○ = isolierte Erzeinschlüsse in großen Orthopyroxenkristallen
 + = isolierte Erzkörner in Zwickelstellung innerhalb von Orthopyroxenkristallaggregaten
 △ = isolierte Erzkörner in Zwickelstellung innerhalb von Plagioklaskristallaggregaten
 □ = als Sonderfall isolierte Erzkörner neben Orthopyroxen und Plagioklas in einem sehr feinkörnigen Noritbändchen.

Rückschlüsse auf das orthomagmatische Stadium und die durch Granulationsbewegungen beherrschte Abkühlungsgeschichte. – Die Ergebnisse der Untersuchungen an isolierten Erzkörnern sind in Fig. 3 dargestellt. Es ist zu erkennen, daß nicht alle Proben zu ein und demselben orthomagmatischen Stadium gehören, sondern viel mehr verschiedene aufeinanderfolgende Abkühlungsstadien angeben.

Nur die Erzeinschlüsse in großen Orthopyroxeneinzelkristallen sind anscheinend zu Beginn der Kristallbildung aus einer Schmelze isoliert worden. Ihre Werte liegen außerhalb der benutzten Diagramme. Durch Extrapolation würden sich für das »orthomagmatische Stadium« Temperaturen um 1200–1300°C ergeben.

Die anderen Typen isolierter Erzkörner bilden eine Gruppe für sich, die in den Temperaturbereich zwischen 1000 und 750°C fällt. Sicherlich besteht ein Zusammenhang zu ihrer Lage innerhalb von feinkörnigen Kristallaggregaten, die als Granulate aus größeren schmelzbürtigen Primärkristallen gedeutet werden. Derartige Gefüge zeigen im mikroskopischen Bereich, daß anschließend an die magmatischen Vorgänge während der Abkühlungszeit tektomylonitische Bewegungen in die weitere Gesteinsbildung eingriffen. Dabei wurde auch der Erzanteil durchbewegt, so daß sich die koexistierenden Eisen-Titan-Oxidphasen ständig miteinander ins Gleichgewicht setzen konnten, das sich hauptsächlich mit der Temperatur und dem Sauerstoffpartialdruck änderte.

Die isolierten Erzkörner wurden durch diese Granulationsvorgänge irgendwann aus dem zusammenhängenden Erz abgetrennt. Nur wenn mehrere isolierte Körner in möglichst demselben Kristallaggregat gefunden werden, besteht die Wahrscheinlichkeit, daß sie das gleiche Abkühlungsstadium dokumentieren. Die angestellten Untersuchungen ergeben, daß die Gesteinsbewegungen bereits bei hohen Temperaturen von 1000°C einsetzen und während der Abkühlung andauern.

Im fO_2 -T-Diagramm (Fig. 3) läßt sich eine Kurve durch die Werte sämtlicher isolierter Erzkörner ziehen. Beginnend mit dem orthomagmatischen Zustand gibt sie die Sauerstoffpartialdrucke während der Abkühlung an. Ihre Lage soll anhand des vorgegebenen Netzes aus Linien für verschiedene Zusammensetzungen der Mischkristalle Magnetit-Ulvöspinell und Ilmenit-Hämatit beschrieben werden. Darin durchschneidet sie den Punkt Häm₁₈/Usp₃₅. Von der höchsten zur niedrigsten gefundenen Temperatur nehmen sowohl die Hämatit- als auch die Ulvöspinellwerte ab.

Diese durch mehrere Punkte belegte Kurve stimmt im wesentlichen mit einer Konstruktion von Duchesne (1972) für das »deuteric readjustment« der Oxide aus einer leuconoritischen Gesteinseinheit des Bjerkrem-Sokndal-Massivs überein. Allerdings liegt sein »orthomagmatisches Stadium« bei niedrigeren Temperaturen, für die im Falle der Storgangenvererzung Abkühlungsstadien mit heftigen Foliationsbewegungen angenommen werden.

Zusammenhängende Erzbereiche aus Ilmenit und Magnetit

In den zusammenhängenden Erzbereichen stehen Ilmenit und Magnetit im Kornkontakt miteinander (Fig. 4). Je nach der Position der Probe im Storgangenerzkörper variiert das Mikrogefüge des Ilmenit zwischen einem Typ mit kaum sichtbarer Hämatitentmischung und Hämoilmenit mit ein oder zwei Generationen aus unterschiedlich großen Entmischungskörnern. Duch-

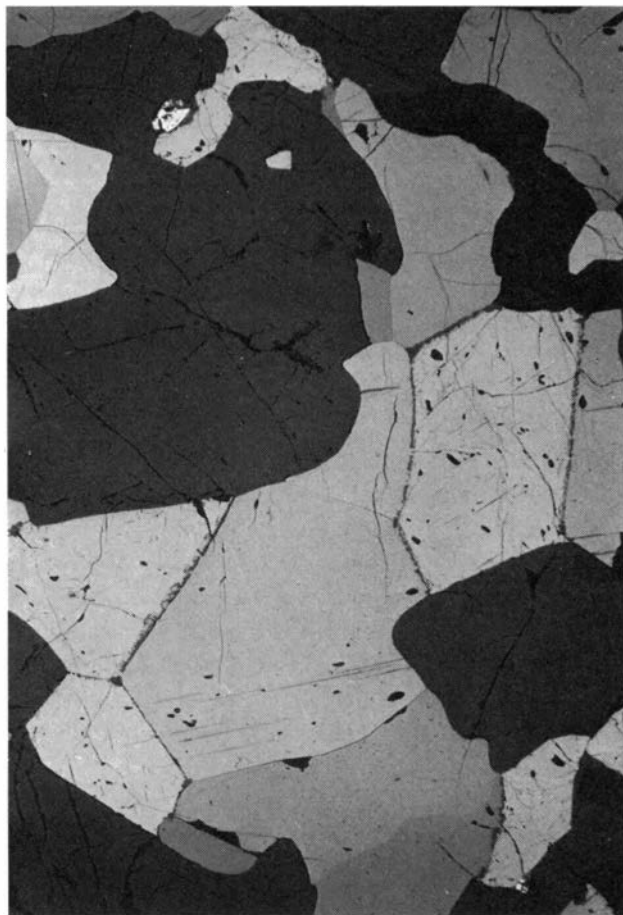


Fig. 4. Storgangen Profil II, Bohrung I (2,55 m), Auflicht, Nicols schräg gestellt. Übersichtsbild eines zusammenhängenden oxydischen Erzbereiches (hell) zwischen Orthopyroxen (dunkelgrau) und Plagioklas (fast schwarz). Magnetit (sehr hell und von spinellführenden Reaktionssäumen umrandet) und Ilmenit bilden ein Pflastergefüge. Lange Bildseite 3 mm.

esne (1970) stellte einen Zusammenhang zum absoluten Hämatitgehalt fest, der sich danach aus dem mikroskopischen Bild abschätzen läßt.

Reaktionssaum zwischen Ilmenit und Magnetit. – An den Korngrenzen des Ilmenits zu Magnetit ist meistens ein charakteristischer Reaktionssaum ausgebildet, in dem sich hämatitfreier Ilmenit und Magnetit unregelmäßig verzahnen (Fig. 5–7). Der Verlauf des Reaktionssaumes wird durch eine oder mehrere parallele Reihen eckiger Spinellkörner markiert, die oft bastionsartig zur Seite des großen Ilmenit- oder Magnetitkorns vorspringen. In den magnetitreichen Proben der Storgangenvererzung wurden Aggregate aus jeweils mehreren großen Magnetitkörnern gefunden, die auf ihren gemeinsamen Korngrenzen ebenfalls eine Spinellausscheidung mit dem gleichen



Fig. 5. Storgangen Profil I (16,5 m), Auflicht mit Ölimmersion. In einem zusammenhängenden Erzbereich mit Pflastergefüge stoßen zwei Magnetitkörner (hellgrau mit orientierter Spinellentmischung (schwarz)) und ein Korn Ilmenit (dunkler grau) zusammen. An den Korngrenzen Ilmenit gegen Magnetit und ebenfalls Magnetit gegen Magnetit kam es zur Ausscheidung von kräftigen Spinellsäumen. Dort wo ein Reaktionssaum zwischen Ilmenit und Magnetit ausgebildet ist, entspricht die kräftige Spinellreihe innerhalb des Ilmenitbereiches einer ehemaligen Korngrenze. Lange Bildseite 0,6 mm.

Erscheinungsbild aufweisen. Die gemeinsame Erklärung für diesen Spinellsaum und den zwischen Ilmenit und Magnetit ist die, daß sich die Magnetitkörner bevorzugt durch Abscheidung von Spinell an Korngrenzen reinigen.

Wenn die Spinellreihen die Lage von ehemaligen und jetzigen Korngrenzen nachzeichnen, steht ein gutes Kriterium zur Verfügung, um die Gefüge des Reaktionssaumes genauer zu beschreiben. (Fig. 6–7). Meist ist die äußerste Spinellreihe auf der Ilmenitseite besonders kräftig. Sie gibt anscheinend den ursprünglichen Grenzverlauf vor der Bildung des Reaktionssaumes an. Später wurde die Grenze auf Kosten des Magnetitkornes vorverlegt bis zur heu-

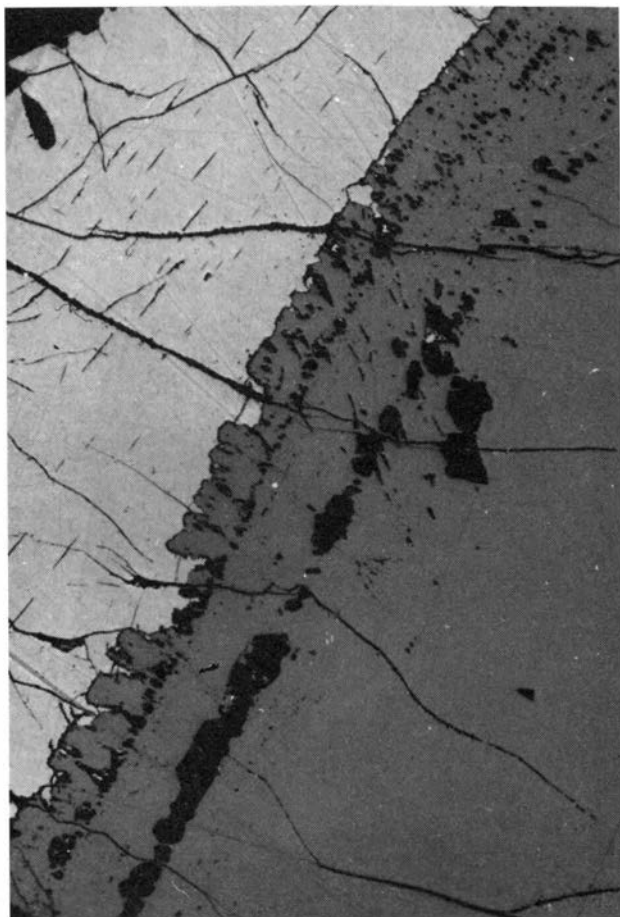


Fig. 6. Storgangen Profil I (26,4 m), Auflicht mit Ölimmersion. Grenzbereich zwischen Ilmenit (dunkelgrau) und Magnetit (hellgrau). Zwischen einer kräftigen Reihe aus Spinell (schwarz) innerhalb vom Ilmenitgebiet und der jetzigen Grenze Ilmenit/Magnetit erstreckt sich der »Reaktionssaum«. In diesem Falle ist der »Reaktionssaum« gestaffelt, indem außer der inneren, kräftigsten und der äußersten Spinellreihe wenigstens eine weitere dazwischen ausgebildet ist. Lange Bildseite 0,23 mm.

tigen Lage, die in der Regel die zweitstärkste Spinellreihe, diesmal auf der Magnetitseite besitzt.

Diese Beobachtungen unterstützen die Meinung von Gierth & Krause (1973), nach der bei den gleichartigen Reaktionssäumen im Tellnes-Erz Magnetit von Ilmenit verdrängt wird. Allerdings kann zunächst nur das gefügemäßige Resultat festgestellt werden, während zur Erklärung des Bildungsmechanismus zusätzliche Überlegungen notwendig sind. Im folgenden soll als Reaktionssaum nur der spinellführende Grenzstreifen zwischen Ilmenit und Magnetit bezeichnet werden.

Diffusionssaum im Ilmenit. – Auf der Seite des Ilmenitkorns, das in optischer Kontinuität mit dem Ilmenit des Reaktionssaumes steht, schließt sich ein Nachbarstreifen an, in dem der Hämatitgehalt vom Niedrigstwert im Reaktionssaum auf den Wert im Inneren des Ilmenitkorns ansteigt (Fig. 7).

Das läßt sich aus dem Größerwerden der Entmischungskörper ablesen. Außerdem wies Duchesne (1970) die zonare Änderung des Hämatitgehaltes im Grenzsaum eines optisch homogenen Ilmenits durch Analyse mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde nach. Wenn der Grenzsaum zu einem Hämo-ilmenit-Kristall gehört, gibt er sich im mikroskopischen Bild durch einen entmischungsfreien Streifen zu erkennen.

Solche Streifen werden außerdem angrenzend an Sulfide und Silikate beobachtet. Aus Gefügeuntersuchungen konnte Krause (1967) ableiten, daß neben Sulfid entmischungsfreie Säume dadurch auftreten, daß Hämatit aus dem Ilmenit herausdiffundiert. Derselbe Mechanismus wird auch für den Grenzsaum in Nachbarschaft zu Magnetit angenommen. Die Deutung von entmischungsfreien Säumen durch Diffusionsvorgänge ist in all den Fällen sehr überzeugend, in denen am Rande des Ilmenitkorns Hämatit durch eine chemische Reaktion verbraucht wird. Dadurch wird das Diffusionsgefälle über lange Zeit aufrecht gehalten. An der Grenze zum Magnetit ist als sichtbares Zeichen für diese Reaktionen der spinellführende Reaktionssaum ausgebildet. Zur Unterscheidung vom Reaktionssaum soll der Nachbarstreifen im Ilmenit, der durch gradierte Änderung des Hämatitgehaltes ausgezeichnet ist, als Diffusionssaum bezeichnet werden.

Diffusionsmodell für Ilmenit- und Magnetitphase. – Als treibende Kraft für den Stofftransport zwischen Ilmenit- und Magnetitkorn wird folgende Reaktion angesehen:



Der Hämatitgehalt des Ilmenits reagiert mit dem im Magnetit enthaltenen Überschuß an Fe^{II} -Oxid und TiO_2 zu Ilmenit und Magnetit. Das setzt voraus, daß sich die Ilmenit- und die Magnetitmischkristallphase bei der herrschenden Temperatur und dem wirksamen Sauerstoffpartialdruck nicht im thermodynamischen Gleichgewicht befinden. Beim Beispiel des Storgangenerzes ist ein höher temperiertes Abkühlungsstadium »eingefroren«. Bei der inzwischen verhältnismäßig niedrigen Temperatur wird der zur Gleichgewichtseinstellung nötige Reaktionsablauf vollkommen durch Diffusionsvorgänge beherrscht, da dieses die langsamsten Teilreaktionen sind.

Für die Bindung von FeO und TiO_2 der Magnetitphase kommt eine weitere Reaktion in Frage, bei der Sauerstoff aus einer fluiden Phase des Gesteins das wirksame Agens darstellt:



Wieder besteht das Reaktionsprodukt aus Ilmenit und Magnetit.

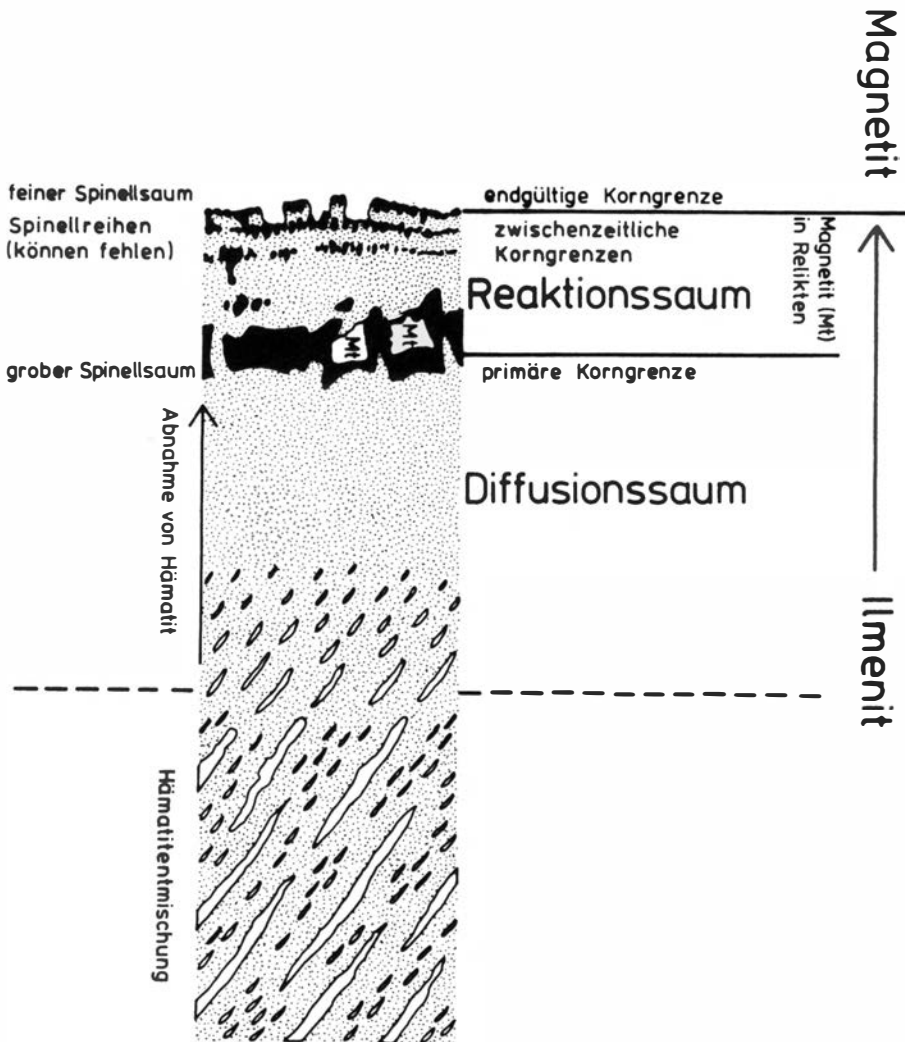


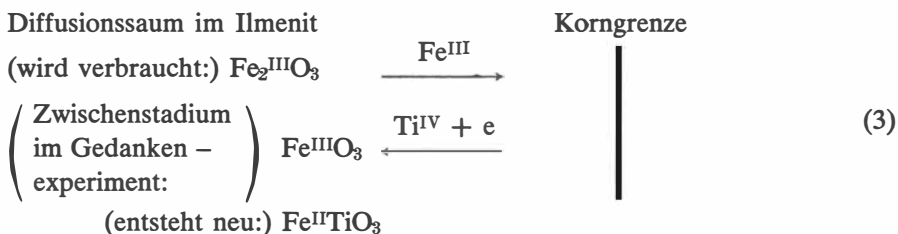
Fig. 7. Schematische Darstellung des Reaktionssaumes zwischen Ilmenit und Magnetit.

Wie sieht nun die Bilanz der Diffusionsvorgänge in beiden Phasen aus und was passiert an der Korngrenze?

In der Ilmenitphase wird Fe_2O_3 an die Grenze gebracht. (Es ist übrigens bei den angestellten Überlegungen gleichgültig, ob der Hämatit zum Teil in entmischter Form oder vollständig in fester Lösung vorkommt.) Während der Diffusion nimmt der Hämatitgehalt im Diffusionssaum ab, was gleich bedeutend ist mit einer entsprechenden Zunahme des Ilmenitgehaltes in der rhomboedrischen Phase. Um dieses Ergebnis, nämlich den Ersatz von Hämatit durch Ilmenit zu erreichen, genügt es, wenn Fe^{III} nach außen und Ti^{IV} nach innen wandert. Außerdem muß in der Richtung des Ti^{IV} eine negative

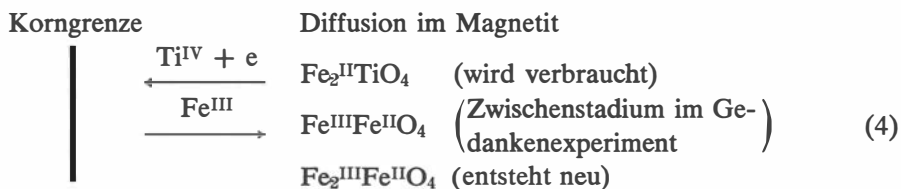
Ladung pro Formelumsatz transportiert werden, mit der das eine vom Hämatit stammende Fe^{III} zum Fe^{II} des zu bildenden Ilmenits reduziert wird. Die Sauerstoffteilchen können an ihrem Platz bleiben.

Für die Vorgänge im Diffusionssaum des Ilmenits ergibt sich folgendes Schema:



Entsprechende Überlegungen lassen sich für den Transport von Ulvöspinellmolekül in der Magnetitphase anstellen: In diesem Fall nimmt der Fe_2TiO_4 -Gehalt im Mischkristall ab und der Fe_3O_4 -Gehalt im gleichen Maße zu. Wieder brauchen die Sauerstoffteilchen nicht an den Elementarprozessen beteiligt werden. Wandern müssen Ti^{IV} an den Rand und Fe^{III} nach innen. Diesmal wird bei der Bildung von Magnetit aus Ulvöspinellmolekül ein Elektron frei, indem ein zweiwertiges Eisenion in den dreiwertigen Zustand übergeht. Die elektrische Ladung wird wie das Titan nach außen gebracht.

Für die Diffusion in der Magnetitphase ergibt sich nachstehendes Schema:



Erklärung des Diffusionssaumes im Ilmenit. – Durch die Reaktion (2) werden die beiden Diffusionsvorgänge in Ilmenit- und Magnetitphase miteinander gekoppelt. Aus den aufgestellten Schemata (3) und (4) ist zu erkennen, daß der Diffusionsstrom auf beiden Seiten der gleiche ist. Er braucht nur durch die Korngrenze hindurchzugreifen. Dabei ist die stöchiometrische Bilanz ausgeglichen.

Im mikroskopischen Bild äußert sich die Reaktion zwischen Hämatitgehalt der Ilmenitphase und dem Fe_2TiO_4 -Gehalt des Magnetits hauptsächlich in der Ausbildung des entmischungsfreien Diffusionssaumes im Ilmenit. An der Korngrenze spielt sich außer der Diffusion keine zusätzliche chemische Reaktion ab. Die Reaktionsgleichung (2) stellt nur das formelle Ergebnis des gesamten, über beide beteiligten Phasen reichenden Diffusionsvorganges dar. Trotzdem ist mit einer geringfügigen Ausdehnung der Ilmenitphase auf Kosten des Magnetitkornes zu rechnen, denn auf der Ilmenitseite werden pro

Formelumsatz zwei Fe^{III} -Ionen durch ein Ti^{IV} -Ion und ein Fe^{II} -Ion ersetzt. Für die Magnetitseite gilt das umgekehrte. Zunächst einmal können die Radien der beteiligten Ionen betrachtet werden. Daraus ergibt sich, daß ein Ti^{IV} -Ion und ein Fe^{II} -Ion zusammen mehr Platz einnehmen als zwei Fe^{III} -Ionen.

Tabelle 1. Ionenradien (Ahrens 1952).

Fe^{II} : r = 0,74 Å
Fe^{III} : r = 0,64 Å
Ti^{IV} : r = 0,68 Å

Noch überzeugender ist ein Vergleich der Elementarzellen bei den Phasenpaaren Ilmenit/Hämatit und Magnetit/Ulvöspinell.

Tabelle 2. Gitterkonstanten aus Strunz (1970).

Ilmenit (FeTiO_3)	: $a_0 = 5,09$ Å; $c_0 = 14,07$ Å
Hämatit	: $a_0 = 5,04$ Å; $c_0 = 13,77$ Å
Ulvöspinell	: $a_0 = 8,53$ Å
Magnetit	: $a_0 = 8,39$ Å

Wie diese Überlegungen zeigen, müßte der Diffusionsvorgang zu einer Volumenvergrößerung des Ilmenitkorns und einer Verkleinerung des Magnetitkorns geführt haben.

Erklärung des Reaktionssaumes. – Unabhängig von Reaktion (2) kann zusätzlich Reaktion (1) ablaufen. Dabei ist das Ilmenitkorn überhaupt nicht beteiligt. Im Magnetitkorn läuft die Diffusion in der gleichen Weise ab, wie es im Schema (4) dargestellt ist, nur daß der Diffusionsstrom um den Betrag stärker ist, der durch die Reaktion (1) verbraucht wird. An der Korngrenze, aber noch auf der Magnetitseite, werden die andiffundierenden Teilchen durch Sauerstoff abgefangen. Bei der nach (5) ablaufenden Reaktion wird Fe^{III} frei, das nach (4) ins Korninnere diffundieren muß.



Als Ergebnis von Reaktion (5) wird eine neu auftretende Ilmenitphase quantitativ auf Kosten der Magnetitphase gebildet. Das stimmt gut mit dem Erscheinungsbild des Reaktionssaumes zwischen Ilmenit und Magnetit überein, der ja in bezug auf die primäre Korngrenze gerade den Bereich des ursprünglichen Magnetitkorns darstellt, der durch Ilmenit verdrängt wurde. Es ist möglich, daß der Reaktionssaum wegen des größeren Volumeneffektes von (5) hauptsächlich durch den Reaktionsablauf nach (5) und nur zu einem geringen Teil nach (2) gebildet wurde.

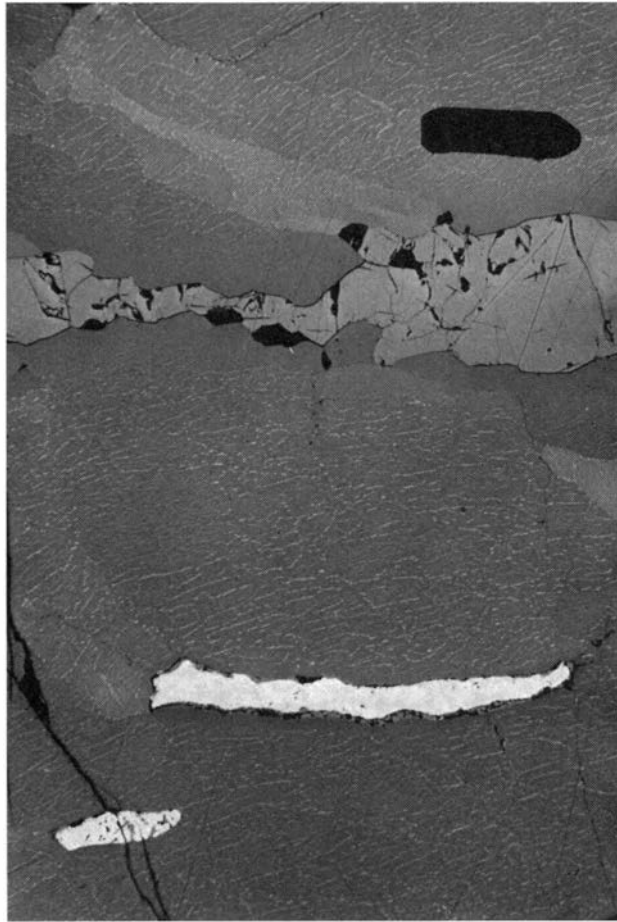


Fig. 8. Storgangen Profil II, Bohrung I (10,55 m), Auflicht mit Ölimmersion. Die Probe stammt aus einem sehr reinen Ilmeniterz (Norit-Ilmenit), das von Foliationsbewegungen erfaßt ist. Die Ilmenitkomponente (grau mit heller Hämatitentmischung) besteht aus sehr großen Körnern, die in streifig angeordnete Felder aufgeteilt sind. Magnetitkörner (hellgrau) und Sulfidkörner (weiß) sind zu schmalen, langgestreckten und nach der Foliation orientierten Gebilden deformiert. Lange Bildseite 1,1 mm.

Mikrogefüge von Ilmenit und Magnetit, die Foliationsbewegungen anzeigen. – Ilmenit und Magnetit bilden in den silikatreichen Erztypen ein Pflastergefüge aus isodiametrischen Kristallen, die im Schliffbild jeweils zu dritt an den Ecken mit 120° -Winkeln aneinanderstoßen (Fig. 4–5). Eine Deutung als Rekristallisationsgefüge ist naheliegend, zumal die meisten benachbarten Orthopyroxen- und Plagioklaskristalle entweder stark deformiert oder granuliert sind.

In den sehr reinen Erzen sind die einzelnen Kornbereiche des vorherrschenden Ilmenits größer und in der Ebene der Foliation langgestreckt. Dazwischen liegen schmale Magnetitkristalle und Sulfideinschlüsse (Fig. 8–10). Die Ilmenit-Großkörner sind in streifenförmige Bereiche aufgeteilt. Auf ein-

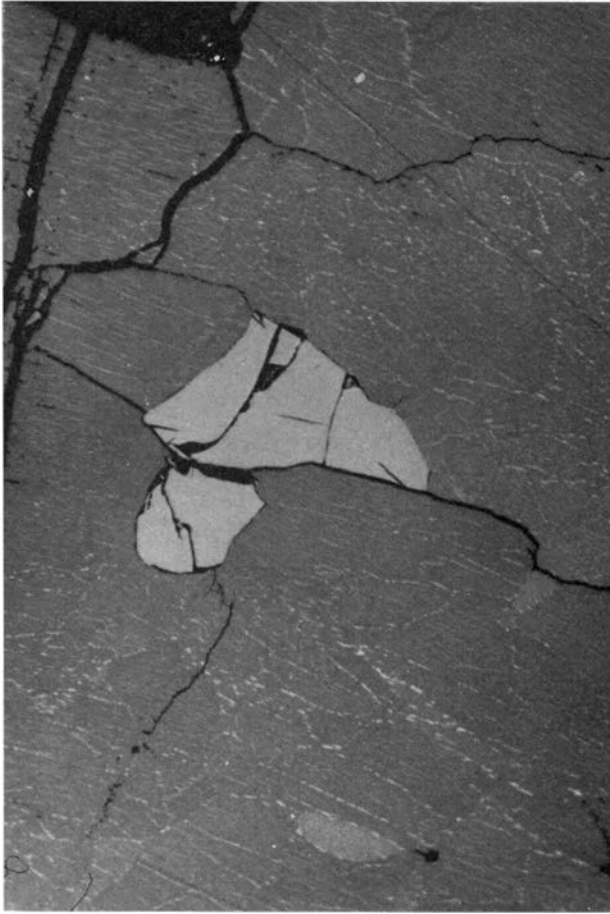


Fig. 9. Storgangen Profil I (12,8 m), Auflicht mit Ölimmersion. Zusammenhängender oxydischer Erzbereich, der von Bewegungen erfaßt und deformiert ist. Ein großer, ursprünglich einheitlicher Ilmenitkristall (dunkelgrau) ist in Gitterblöcke aufgeteilt, die sich aufgrund des Reflexionspleochroismus etwas in der Helligkeit unterscheiden. Außerdem ergibt sich für die Hämatitentmischung ein unruhiges Bild, wobei die Grenzen der Gitterblöcke durch helle Linien verstärkter Hämatitentmischung nachgezeichnet werden. In das große Gesamtkorn aus Ilmenit sind Magnetitfetzen (hellgrau) eingearbeitet. Zwischen diesen Magnetitkörnern und dem Ilmenit hat sich kein Reaktions-saum ausgebildet, und außerdem reicht die Hämatitentmischung im Ilmenit bis an die Korngrenze mit Magnetit.

zelen Bahnen erscheint eine feine Zerknitterung. Überhaupt sind die Großkristalle mosaikartig aus besonders vielen Feldern mit gering unterschiedlicher Gitterorientierung aufgebaut (Fig. 10). Diese Felder sind durch Subkorn Grenzen getrennt. Nach einer starken Deformation gelang es den Kristallen durch die Felderteilung einen spannungsfreien Erholungszustand zu erreichen. Dort, wo einzelne abgerundete Silikatinseln in sonst homogenen Ilmenitbereichen liegen, lassen sich im Ilmenit manchmal zerknitterte »Druckstellen« an gegenüberliegenden Polen der Silikateinschlüsse erkennen.



Fig. 10. Storgangen Profil I (12,8 m), Auflicht mit Ölimmersion, gekreuzte Nicols. Ein größerer Ausschnitt mit dem Magnetitkorn von Fig. 13 in der Mitte (schwarz) ist bei gekreuzten Nicols dargestellt. Ein streifiges Knitterungsgefüge wird sichtbar. Lange Bildseite 0,6 mm.

Senkrecht auf den Korngrenzen zu silikatischen Nachbarkristallen stehen häufig lange entmischte Spinellspieße, die in die Ilmenitkristalle hineinragen. In einigen Proben, die dann meist noch zusätzliche Bewegungserscheinungen zeigen, biegen benachbarte Spinellspieße von der Korngrenze aus sichelförmig in eine gemeinsame andere Richtung um.

Die Magnetitkörner in zusammenhängenden Ilmenitbereichen gehören dem Texturtyp an, bei dem schmale Ilmenitlamellen nach allen drei $\{111\}$ Ebenen orientiert sind. Die Verwachsung läßt sich ebenso wie die der Sandwich-Körner (siehe oben) erklären durch Oxidation von gelöstem Fe_2TiO_4 in der Magnetitphase.

Von den verschiedenen im Magnetit zu beobachtenden Spinellentmischungen (siehe Gierth & Krause 1973) interessieren im Zusammenhang mit Foliationsbewegungen besonders die nach $\{100\}$ entmischten Spinell-Lamellen.

Meist sind zwei Generationen von Lamellen ausgebildet, die im mikroskopischen Bild ein mehr oder weniger regelmäßiges Muster der Magnetitfläche ergeben. An diesem Entmischungsbild lassen sich in vielen Fällen Verbiegungen der Magnetitkristalle feststellen.

Abkühlungsgeschichte des Storgangenerzes, dargestellt aufgrund der Untersuchungen der zusammenhängenden Erzbereiche. – Aus der Zusammensetzung der Ilmenit- und Magnetitphase in zusammenhängenden Erzbereichen kann ebenso, wie es für die isolierten Körner durchgeführt wurde, auf die Temperatur und den Sauerstoffpartialdruck unter Gleichgewichtsbedingungen geschlossen werden. Wenn der Diffusionssaum und der Reaktionssaum an der Korngrenze zwischen Ilmenit und Magnetit außer acht gelassen werden, ergibt sich aus den dünnen Ilmenitlamellen im Magnetit nur ein geringer Ilmenitanteil. Nach Umrechnung in ursprünglichen Fe_2TiO_4 -Gehalt des Magnetitmischkristalls läßt sich aufgrund des Diagramms von Buddington & Lindsley (1964) eine Gleichgewichtstemperatur von unter 500°C annehmen, die schon außerhalb des im Diagramm dargestellten Bereichs liegt. An diesem Wert ist zu erkennen, daß sich die im Kontakt stehenden Eisen-Oxid-Phasen im Gegensatz zu den isolierten Erzkörnern während der Abkühlung bis zu verhältnismäßig niedrigen Temperaturen herab miteinander ins thermodynamische Gleichgewicht setzten.

Bei hohen Temperaturen konnten die zur Einstellung des Gleichgewichts notwendigen Reaktionen ungehindert ablaufen, da die Diffusionsgeschwindigkeiten in den Mischkristallphasen groß waren. Außerdem werden aufgrund der Rekristallisationsgefüge und der Anzeichen für Foliationsbewegungen intensive Durchbewegungen und Umkristallisation des Erzes angenommen.

In den niedrig temperierten Abkühlungsstadien wurde die Gleichgewichtseinstellung durch die langsam gewordenen Diffusionsvorgänge verzögert. Die Reaktionen zwischen den Mischkristallphasen beschränkten sich auf Diffusionszonen an den gemeinsamen Korngrenzen. Im Ilmenitkorn kann der Diffusionsbereich unter dem Mikroskop als hämatitentmischungsfreier Saum erkannt werden.

Zu der Austauschreaktion zwischen dem Hämatitgehalt des Ilmenits und dem Fe_2TiO_4 -Gehalt des Magnetits gesellte sich bei niedriger Temperatur eine weitere Reaktion, bei der Fe_2TiO_4 im Magnetit durch Sauerstoff aus einer fluiden Phase oxidiert wurde. Vorzugsweise spielte sich dieser Stoffumsatz in einem Reaktionssaum an der Korngrenze zwischen Ilmenit und Magnetit ab.

Die Zunahme der Oxidationswirkung der fluiden Phase während der Abkühlung entspricht der allgemeinen Beobachtung, daß mit abnehmender Temperatur höher oxidierte Mineralparagenesen auftreten. Beim Storgangenerz läßt sich außerdem eine Oxidation an Sulfidkörnern feststellen, die ebenfalls von einer fluiden Phase ausging (siehe unten).

Wie die Knitterung und feine Rekristallisationsgefüge in sehr reinen Erzproben zeigen, wurde die Reaktionsfähigkeit der Eisen-Titan-Oxide in den

späten Abkühlungsstadien lokal durch Phasen intensiver tektomylonitischer Bewegungen gewaltig gesteigert. Diese Erscheinungen sind auf erzreiche Teile des Erzkörpers beschränkt, die als Gleitbahnen für die jüngsten Foliationsbewegungen dienten. Die Ilmenit- und Magnetitphase reagierten während der Umkristallisation abermals vollständig miteinander. Das läßt sich an mehreren Beobachtungen erkennen:

Der Ilmenit besitzt eine Hämatitentmischung, die um so feiner ist, je mehr Magnetit in der Erzprobe für die Reaktion zur Verfügung stand. Im Magnetit sind keine oder nur sehr schmale Ilmenitlamellen vorhanden. Breite Diffusions- und Reaktionssäume sind nicht vorhanden und anscheinend materialmäßig in die homogenen Erzphasen eingearbeitet. Statt dessen haben sich sehr schmale entmischungsfreie Säume im Ilmenit und spinellführende Reaktionssäume an Korngrenzen Ilmenit/Magnetit neu gebildet oder fehlen ganz (Fig. 9).

Da ein Zusammenhang zwischen Magnetitgehalt des Erzes und der Stärke der Hämatitentmischung im Ilmenit besteht, spielte demnach die Reaktion der Ilmenit- mit der Magnetitphase die entscheidende Rolle. Die Zusammensetzung des Erzes wurde offensichtlich durch Oxidationsreaktionen, die von einer fluiden Phase ausgingen, nur wenig beeinflußt. Das läßt sich durch die Pufferwirkung der verhältnismäßig großen Stoffmenge an Eisen-Titan-Oxiden erklären.

Ilmenit-Hämatit im Anorthosit

Im Anorthosit tritt als weiterer Erztyp Ilmenit-Hämatit mit gegenseitiger Entmischung auf. Das sehr erzarme Gestein Anorthosit weist besondere Verhältnisse auf, indem die Reaktionsabläufe nicht durch die Eisen-Titan-Oxidphasen abgepuffert werden können wie in den Gesteinen mit zusammenhängendem Erzanteil. Bemerkenswert ist, daß in der aufgeführten rhomboedrischen Phase des Anorthosits verhältnismäßig viel Eisen im hoch oxydierten Zustand auftritt.

Rutil und Hämatit

In den Gesteinen der Anorthosit-Norit-Erz-Assoziation treten Rutil und Hämatit niemals selbständig auf, sondern sie lassen sich immer genetisch von den primären Eisen-Titan-Oxiden Ilmenit und Magnetit ableiten.

Die Ilmenitkristalle des Storgangenerzes enthalten hin und wieder einzelne kleine, klar abgegrenzte Rutilkörner. In den feinkörnigen Rekristallisaten aus ilmenitischem Erz bildet auch manchmal Rutil einige Bausteine des Mosaiks aus gleichmäßig großen, isodiametrischen Körnern. Die genannten Rutiltypen wurden wahrscheinlich während der späten Abkühlungsstadien aus Ilmenit gebildet. Sie liefern ein weiteres Indiz für die oxidierende Wirkung von geringen Mengen einer fluiden Phase, die vom Erz durch einen geringen Stoffumsatz vollständig abgepuffert werden konnte.

Während in diesem Fall Ilmenit als stabiles Mineral erhalten blieb, konnten die folgenden hydrothermalen- und Verwitterungs-Einflüsse bis zur voll-

ständigen Zersetzung führen. So ist der Ilmenit besonders in der Nähe von Klüften und Rupturen häufig in ein feines Gemisch von Oxidationsprodukten (wohl Rutil und Hämatit) umgewandelt. Eine weit fortgeschrittene Umwandlung von Ilmenitkörnern in einheitliche Hämatitkristalle mit groben spießigen Rutileinlagerungen ist im hangenden Nebengestein des Storgangen bei Profil II festzustellen. Parallel dazu bildeten sich in diesem leuconoritischen Gestein die Orthopyroxene um (siehe unten). Es ist möglich, daß die Reaktionen von einer fluiden Restphase ausgingen, die aus dem Storgangenmagma stammt und sich im hangenden Bereich gesammelt hatte.

Beim Magnetit sind ebenfalls Anzeichen für eine spätere Oxidation vorhanden, indem er von Rupturen ausgehend durch Hämatit verdrängt wird.

Baddeleyit

Zum Mineralbestand des Storgangen-Erzes gehört das Zirkonoxid Baddeleyit. Wie bei dem von der Ilmenitlagerstätte Tellnes beschriebenen Baddeleyit (Gierth & Krause 1974) ist das Mineral auch hier gefügemäßig eng mit den Eisen-Titan-Oxiden verbunden. In dieser Hinsicht besteht eine gewisse Ähnlichkeit zu den verschiedenen Spinellphasen. Mengenmäßig tritt der Baddeleyit hinter Spinell zurück. Obwohl der Baddeleyit immer nur in einzelnen kleinen, häufig idiomorphen Körnern auftritt, die leicht übersehen werden, zählt er doch zu den im Storgangen extensiven Mineralien.

Spinell

Außer den feinen Entmischungen in Magnetit und Ilmenit bildet Spinell selbständige, größere Körner, die im Durchlicht an ihrer kräftigen grünen Farbe leicht erkannt werden können. Spinell ist in den untersuchten Gesteinen und Erzen der Anorthosit-Norit-Erz-Assoziation regelmäßig vorhanden. Sein Gehalt bleibt aber immer unter 1 Vol %. Aus der Bestimmung der Modalbestände zahlreicher Storgangen-Proben ergab sich, daß die Erztypen Noritilmenitit und Orthopyroxen-Ilmenititnorit am meisten Spinell enthalten. An diesem Zusammenhang läßt sich eine enge Vergesellschaftung von Spinell, Eisen-Titanoxiden und Orthopyroxen erkennen. Zu demselben Ergebnis führen Gefügebeobachtungen. Anscheinend gehört Spinell zu den primären Mineralen, die im orthomagmatischen Stadium oder spätestens zu Beginn der Abkühlung gebildet wurden.

Sulfide

Sulfide kommen im wesentlichen als komplex aufgebaute Körner in den erzhaltigen Gesteinen und Erzen vor (Fig. 11, Fig. 12). Außerdem bildet ein kleiner Teil Ausfüllungen von Rissen und Gängchen. Die Sulfidkörner sind ziemlich gleichmäßig in den zusammenhängenden Erzbereichen aus Eisen-Titan-Oxiden verteilt. Bezogen auf Erz ergab sich bei 56 Proben als Sulfid-

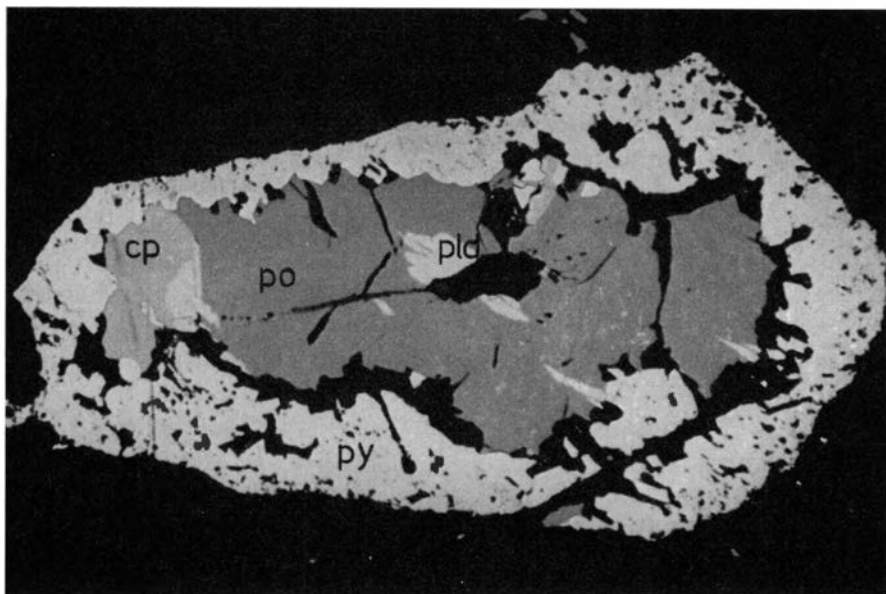


Fig. 11. Storgangen Profil I (3 m), Auflicht mit Ölimmersion. Komplex aufgebautes Sulfidkorn vom magnetkiesreichen Typ, umgeben von Silkat (schwarz). – Der Magnetkies (hellgrau) im Kern des Sulfidkorns wird randlich verdrängt von Pyrit (weiß). Aus dem Magnetkies entmischte Pentlandit (weiß) in Form von Flammen. po: Magnetkies, py: Pyrit, pld: Pentlandit, cp: Kupferkies. Lange Bildseite 0,4 mm.

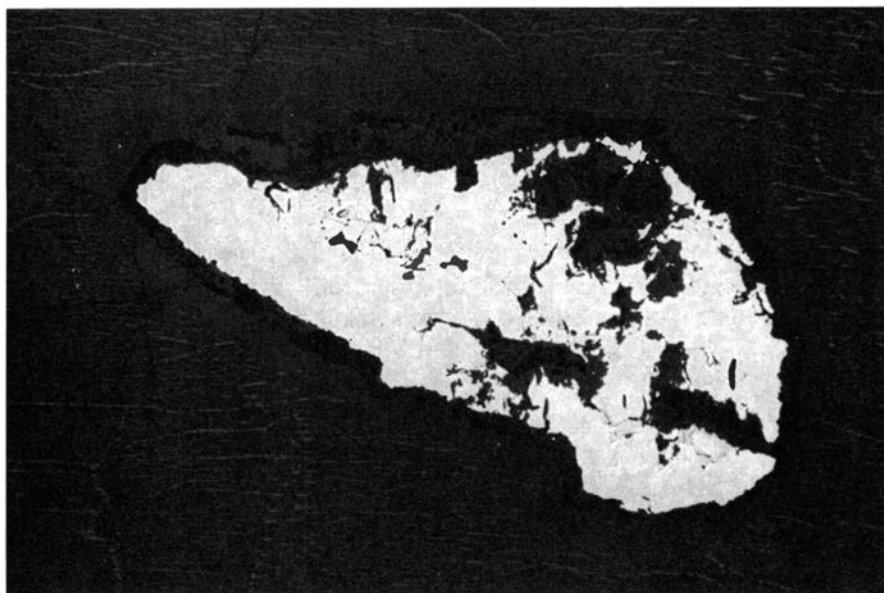


Fig. 12. Storgangen Profil II, Bohrung I (7,8 m), Auflicht mit Ölimmersion. Sulfidkorn aus Pyrit (weiß) und sekundärem Magnetit (grau) mit Resten von Kupferkies und Bravoit. Der umgebende Ilmenit (grau) mit Hämatitentmischung (hell) bildet um das Sulfidkorn einen entmischungsfreien Diffusionsaum aus. Lange Bildseite 0,6 mm.

gehalt $1,6 \pm 1,0$ Vol %. Für die Berechnung lagen Modalbestandsbestimmungen nach der Punktzählmethode zugrunde.

Primäre Sulfidkörner aus Magnetkies und Kupferkies

Es lassen sich verschiedene Typen von Sulfidkörnern unterscheiden, die durch alle Übergänge verbunden sind. Als Ursprungstyp werden Körner aus Magnetkies mit Kupferkiesverwachsung angesehen, deren Anwesenheit im oxydischen Erz wie bei der Skærgaard Intrusion (Wager & Brown 1968) erklärt werden kann. Danach wurden im orthomagmatischen Stadium neben den Eisen-Titan-Oxid-Mischkristallphasen Sulfidtröpfchen aus der Schmelze ausgeschieden. Während der hochtemperierten Abkühlungsphasen bildeten Magnetkies und Kupferkies die stabilen Sulfidminerale.

Nach den Untersuchungen Yund & Kullerud (1966) im System Cu-Fe-S reagieren Magnetkies und Kupferkies unterhalb 600°C miteinander unter Bildung von Cubanit und Pyrit. Die Umwandlungstemperatur wird allerdings durch die Anwesenheit von Nickel stark herabgesetzt, z.B. durch 10 Gew. % Ni auf 425°C . Unterhalb 334°C werden Magnetkies und Kupferkies zurückgebildet, so daß die alten Verhältnisse wieder vorliegen.

Aus den Phasenbeziehungen im Fe-S-O System (Kullerud 1957) ist zu entnehmen, daß bei hohen Temperaturen Magnetkies mit Magnetit und Fe_2O_3 eine stabile Phasengesellschaft bildet. Da im Falle der Storgangengenese der Gesamtdruck und die Partialdrucke in der fluiden Phase unbekannt sind, können die angestellten Überlegungen nur grob qualitativ sein. Der Druckeinfluß ist unter Umständen nicht so entscheidend, wenn nur feste Phasen an den Umsetzungen beteiligt sind. Im komplexen, natürlichen System des Storgangen-Erzes sollte bei hohen Temperaturen bis unter 700°C herab Magnetkies neben der Magnetitphase und der hämatithaltigen Ilmenitphase stabil sein. Das würde der oben genannten Phasengesellschaft entsprechen.

Verdrängung von Magnetkies durch Pyrit und Bildung von sekundärem Magnetit

Häufiger als der primäre Sulfidkorntyp aus Magnetkies und Kupferkies treten im Storgangenerz komplexe Sulfidkörner auf, die Pyrit und zusätzlich eine neu gebildete oxidische Phase, den sekundären Magnetit enthalten (Fig. 12).

Änderung der Phasengesellschaften bei Abkühlung. – Im Kullerudschen System ändern sich die Verhältnisse unterhalb von 675°C , indem die Phasengesellschaften Magnetkies + Magnetit + Pyrit und Magnetit + Hämatit + Pyrit gebildet werden. Die vorher nebeneinander vorhandenen Phasen Magnetkies und Hämatit reagieren zu Pyrit und Magnetit.



Je nachdem ob zuerst Magnetkies oder Hämatit verbraucht sind, resultiert die eine oder die andere der beiden neuen Phasengesellschaften.

Bildung von zwei Typen umgewandelter Sulfidkörner im Storgangenerz. – Bei den Sulfidkörnern der Storgangenvererzung ist in großem Umfange eine Verdrängung von Magnetkies durch Pyrit erfolgt. Daß die Ursache tatsächlich im Auftreten neuer Phasenbeziehungen unterhalb 675°C liegt, kann geschlossen werden aus der Beobachtung von zwei Umwandlungsstadien der Sulfidkörner, die den beiden Phasengesellschaften entsprechen. Außerdem zeigt sich ganz deutlich die Beteiligung des Hämatitgehaltes im Ilmenit an den Reaktionen. Im einzelnen ergeben die mikroskopischen Untersuchungen folgendes:

Dort, wo Magnetkies durch Pyrit verdrängt wird, tritt innerhalb des Sulfidkorns eine Magnetitphase auf, die sich vom primären Magnetit des Eisen-Titan-Erzes durch geringeres Reflexionsvermögen und fehlende Spinellentmischung unterscheidet (Fig. 12).

Im Kontakt zu umgewandelten Sulfidkörnern haben benachbarte Ilmenitkörner häufig einen hämatitentmischungsfreien Diffusionssaum ausgebildet (Fig. 12).

Bei dem einen Typ der umgewandelten Sulfidkörner (Fig. 11) ist noch ein Rest Magnetkies neben den neugebildeten Phasen Pyrit und Magnetit vorhanden. Dieser Typ herrscht in den magnetitreichen Ilmeniterzen vor, die gleichzeitig durch einen geringen Hämatitgehalt des Ilmenits gekennzeichnet sind. Der in der Umgebung des Sulfidkorns vorhandene Hämatitgehalt wurde verbraucht, ehe die Umsetzung des Magnetkieses vollständig war. Es resultierte eine Mineralgesellschaft, die der Phasengesellschaft Magnetkies + Pyrit + Magnetit entspricht.

Der andere Sulfidkorntyp (Fig. 12), der durch vollständige Umwandlung des ursprünglichen Magnetkieses gekennzeichnet ist, tritt allgemein in den hämatitreichen Hämoilmeniten auf, die nur wenig primären Magnetit enthalten. In diesem Falle war Hämatit im Überschuß vorhanden, so daß aller Magnetkies durch Reaktion verbraucht wurde. Die Mineralgesellschaft Pyrit + sekundärer Magnetit + Hämatit des Ilmeniterzes entspricht der Phasengesellschaft Pyrit, Magnetit, Hämatit.

Reaktion einer fluiden Phase mit Magnetkies. – Allein durch Ablaufen der Reaktion (6) lassen sich die Zusammensetzung und die Gefüge der umgewandelten Sulfidkörner allerdings nicht erklären. In der angegebenen Formulierung sind an der Reaktion nur feste Phasen beteiligt und zwar mengenmäßig mehr Oxide als Sulfide. Für den Ablauf der Reaktion wäre ein Diffusionsmechanismus zwischen dem Sulfidkorn und den angrenzenden Ilmenitkörnern zu erwarten. Auf diese Weise kann aber nur ein geringer Teil der Umsetzung des Magnetkieses erfolgt sein, da sonst viel mehr sekundärer Magnetit als beobachtet zusammen mit dem gebildeten Pyrit vorkommen müßte.

Für die unmittelbare Reaktion mit dem Magnetkies ist sicherlich eine fluide Phase verantwortlich, deren Existenz bereits zur Erklärung des Reaktionssaumes zwischen den Ilmenit- und den primären Magnetitkörnern angenommen wurde. Außerdem deuten Sulfidausscheidungen auf Klüftchen und

Verdrängungen von Silikaten und Oxiden durch Sulfide auf den Einfluß einer aggressiven, fluiden Phase. In der Gasphase sollten Sauerstoff, Schwefel und Schwefeldioxid im Gleichgewicht miteinander vorhanden gewesen sein. Die Reaktion des Magnetkieses mit der fluiden Phase wird durch folgende beiden Gleichungen am allgemeinsten beschrieben:



In welchem Verhältnis des Stoffumsatzes die beiden Reaktionen nebeneinander ablaufen, hängt von der Zusammensetzung der Gasphase ab. Da diese durch Gleichgewichtsreaktionen mit den koexistierenden Eisen-Titan-Oxidphasen gekoppelt ist, läßt sich die oben dargelegte Beziehung von hämatitarmen und hämatitreichen Ilmeniterzen zu magnetkieshaltigen bzw. magnetkiesfreien Sulfidkörnern erklären:

Im Falle des hämatitarmen Ilmeniterzes wird in einer frisch zugeführten fluiden Phase ein verhältnismäßig niedriger Sauerstoffpartialdruck eingestellt, indem der Fe_2TiO_4 -Gehalt des reichlich vorhandenen primären Magnetits mit überschüssigem Sauerstoff reagiert. Für diese Reaktion sprechen bereits die Gefügebeobachtungen an den Eisen-Titan-Oxiden.

In der Gasphase steigt bei Erniedrigung des Sauerstoffpartialdruckes der Schwefelpartialdruck entsprechend dem Massenwirkungsgesetz an. Wenn diese fluide Phase mit Magnetkies zusammentrifft, ist am Stoffumsatz verhältnismäßig mehr Schwefel als Sauerstoff beteiligt. Entsprechend wird wenig sekundärer Magnetit gebildet. Wenn Schwefel und Sauerstoff der fluiden Phase verbraucht sind, kommt die Reaktion zum Erliegen, so daß Magnetkies übrigbleiben kann. So ließe sich der aus Magnetkies und Pyrit bestehende Sulfidkorntyp erklären.

In den hämatitreichen Ilmeniterzen stellt sich in der fluiden Phase ein verhältnismäßig höherer Sauerstoffpartialdruck und entsprechend niedrigerer Schwefelpartialdruck ein. Deshalb wird etwas mehr Magnetkies durch Reaktion mit Sauerstoff umgesetzt als im vorhergehenden Falle. Außerdem liefert das oxidische Erz aus dem hohen Hämatitgehalt des umliegenden Ilmenits ständig Sauerstoff nach, so daß die Reaktion erst aufhört, wenn kein Magnetkies mehr vorhanden ist. Nach den Gefügebeobachtungen ist in dem so gebildeten, magnetkiesfreien Sulfidkorntyp verhältnismäßig mehr sekundärer Magnetit vorhanden als beim ersten Typ. Das bedeutet eine zusätzliche Bestätigung für die Annahme, daß die Bedeutung von Reaktion (7) zugenommen hat.

Nickelminerale in den Sulfidkörnern

Das im primären Magnetkies gelöste Nickel bildete in den Folgestadien der Sulfidkörner eigene Sulfidphasen. Es wurden dieselben Nickelminerale beobachtet, die Gierth & Krause (1973) von Tellnes beschrieben haben. Pentlandit bildet Entmischungsflammen im Magnetkies und größere selbständige

Körner, die aus Magnetkies hervorgegangen sind. Die Pentlanditkörner sind meist teilweise bravoitisert. Außer Bravoit kommt ein erzmikroskopisch schwer unterscheidbares Mineral vor, das Gierth bei den Tellnes-Sulfiden mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analyse als Siegenit CoNi_2S_4 , ein Mitglied der Linneit-Gruppe, identifizierte. In den magnetkiesfreien Sulfidkörnern ist Millerit das häufigste Nickelsulfid. Während der Umsetzung des Magnetkieses in Pyrit durch Einwirkung einer pneumatolytischen Phase bildete möglicherweise der nicht entmischte Nickelanteil Vaesit. Aus dem hypothetischen, mikroskopisch nicht belegten Vaesit wären dann bei niedrigerer Temperatur ein Teil des Siegenit (oder Bravoit) und Millerit der komplexen, vorwiegend aus Pyrit bestehenden Sulfidkörner gebildet.

Spätere Umwandlungen und Zersetzungerscheinungen bei den Sulfiden

In nicht unmittelbarem Zusammenhang mit der magmatischen Entstehung des Storgangenerzes stehen folgende weiteren Veränderungen der Sulfidkörner:

Der Magnetkies ist bei einigen Proben in ein feinkörniges Gemenge aus Markasit und Pyrit umgewandelt. Dabei tritt die typische »birds eye«-Struktur auf oder die Verwitterungsprodukte sind rekristallisiert.

Der Pyrit neigt in vielen komplexen Sulfidkörnern dazu, große idiomorphe Kristalle zu bilden.

In den von der Erdoberfläche genommenen Erzproben sind die Sulfide zum größten Teil zu Brauneisen zersetzt.

Plagioklas

Eine der drei wesentlichen Komponenten der Gesteine der Anorthosit-Norit-Erz-Assoziation stellt Plagioklas dar mit einem Anorthitgehalt zwischen ungefähr 40 und 55 Mol %. In untergeordneter Menge haben sich in Erz- und Gesteinsgängen saure Gesteinsdifferentiate gebildet, die albitreiche Andesine und Oligoklas enthalten.

Da die Plagioklase aus dem Ana-Sira-Anorthositkomplex sehr gründlich von Zeino-Mahmalat (1972) untersucht worden sind, sollen an dieser Stelle nur einige Einzelbeobachtungen an den Gefügen erwähnt werden.

In den Erzen und im Nebengestein des Storgangengebietes erscheint die Plagioklaskomponente fast immer mittel- bis grobkörnig. Gleichmäßig feinkörnig oder riesenkörnige Gesteine der Anorthosit-Norit-Erz-Gesellschaft sind weniger häufig und fallen im Gesteinsverband auf. Am westlichen Ende des Storgangen wurde im Dachbereich der Gangspalte ein Anorthositxenolith gefunden, der aus sehr großen Plagioklaskristallen besteht. Als feinkörniges Gestein tritt gelegentlich Norit in schmalen Bändchen auf. Zum Beispiel am Hangendkontakt des Storgangen.

Beobachtungen an großen Plagioklaseinsprenglingen

Allgemein verbreitet sind einzelne sehr große Plagioklaskristalle in sonst

mittel- bis grobkörnigen Gesteinen. Sicherlich sind die Einsprenglinge nicht alle auf die gleichen Weisen entstanden. Wie im Aufschluß am Westende des Storgangen zu sehen ist, kommen stellenweise gehäuft bis metergroße Plagioklasse zusammen mit ebenso großen Orthopyroxenkristallen vor. Dieser Typ von großen Plagioklasen ist anscheinend rein magmatischen Ursprungs. Etwas anders werden die großen, plattigen gleichmäßig im Anorthosit verteilten Plagioklasseinsprenglinge erklärt, deren Orientierung die Messung von Planargefügen erlaubt. Es wurde festgestellt, daß ein unmittelbarer geometrischer Zusammenhang zur Foliation besteht. Für die Bildung dieses Plagioklastyps wären die tektonischen Bewegungen während des Abkühlungszeitraums mitverantwortlich. Indem vorhandene, günstig im Stressfeld gelegene Kristalle im Wachstum gefördert wurden, entwickelten sich daraus die gleichmäßig verstreuten, porphyrischen Plagioklasseinsprenglinge.

Vielleicht lassen sich Einzelheiten der Entstehungsgeschichte von großen Plagioklaskristallen mit Hilfe der Gefüge bestimmter Fremdeinschlüsse herausfinden (Fig. 13). Es handelt sich um Aggregate kleiner Körner, die vorwiegend aus Pyroxen und Erz bestehen. Meist ist auch Apatit beteiligt, und gelegentlich kommt Biotit vor. Außer dem Mineralbestand ist die Form der Aggregate charakteristisch. Im allgemeinen reihen sich die genannten Fremdminerale in gemischter Reihenfolge zu einem länglichen und gelegentlich unterbrochenen Gebilde aneinander. Die wohl monoklinen Pyroxenkristalle sehen im mikroskopischen Bild oft stäbchenförmig aus und liegen in der (010) Ebene des Plagioklas.

Am aufschlußreichsten sind die Gefüge von S-förmig gebogenen Einschlußreihen, deren Mittelstück schräg zur (010) Ebene des Wirtskristalls liegt, während die Enden in die (010) Ebene einlenken (Fig. 13). Im Bereich der Einschlußaggregate ist die Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz stärker als in der homogenen Umgebung. Die S-förmigen Einschlußreihen haben das Aussehen von Scherfalten, wobei die Scherung parallel zur (010)-Ebene des Plagioklas erfolgte.

Es lassen sich also an den Fremdeinschlüssen viel stärkere Bewegungen innerhalb der großen Plagioklasse ablesen als aufgrund des Aussehens der optisch homogenen Kristalle zu vermuten wäre. Möglicherweise sind diese großen Plagioklasse überhaupt erst während starker tektomylonitischer Bewegungen aus einem Granulat hervorgegangen. Dafür sprechen nämlich die kleinen Fremdmineral Körner, die in den beobachteten granulierten Plagioklasbereichen mit Pflastergefüge regelmäßig auf Korngrenzen und in Zwickelstellung auftreten (Fig. 14). Es handelt sich wieder um Körner von monoklinem Pyroxen, Erz und Apatit, die in dieser Korngröße und räumlichen Verteilung sonst nur innerhalb der großen Plagioklasseinzelkristalle vorkommen.

Unterschiede im Gefüge zwischen Plagioklasen der reinen Plagioklasgesteine und denen der Erze

Hinsichtlich der Plagioklaskomponente lassen sich bei den Gesteinen der

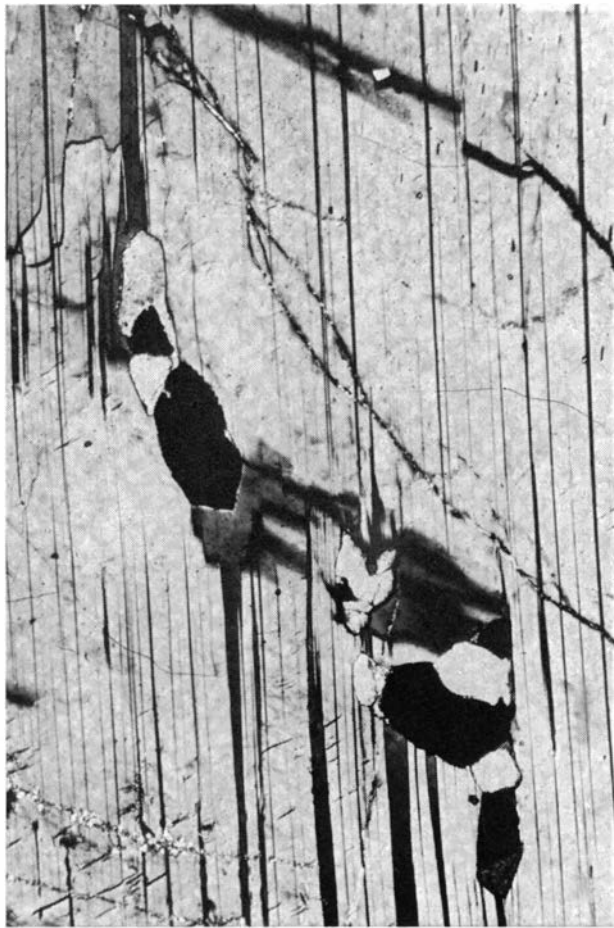


Fig. 13. Storgangen Profil II, Bohrung I (8,3 m), Durchlicht mit gekreuzten Nicols. In einem großen Plagioklaskristall liegt eine S-förmig verbogene Kette kleiner rundlicher Einschlüsse aus Erz (schwarz) und Pyroxen (hell). Lange Bildseite 1,4 mm.

Anorthosit-Norit-Erz-Assoziation bereits mit bloßem Auge zwei unterschiedliche Ausbildungen unterscheiden.

Der erste Typ wird durch den weit verbreiteten, mittelkörnigen, rötlich-violetten Anorthosit repräsentiert. Im mikroskopischen Bild entspricht dem ein richtungsloses Korngefüge aus Größeren Plagioklaskristallen, die unregelmäßig buchtig miteinander verzahnt sind. Seine rötliche Farbe erhält das Gestein durch entmischte Eisen- und Titanoxide, die als orientierte Blättchen und Nadeln die Plagioklaskörner durchsetzen. Ein weiteres wichtiges Mikrogefüge des Plagioklas ist regelmäßige antiperthitische Entmischung.

Als zweiter Typ kann die Plagioklasausbildung in den Erzen dem Anorthosittyp entgegengestellt werden. Hier bildet der Plagioklas innerhalb der dunklen Minerale meist ellipsoidische oder augenförmige Bereiche von 1 cm



Fig. 14. Storgangen Profil I (26,4 m), Durchlicht, Nicols schräggestellt. Ein Plagioklasbereich mit Pflastergefüge, der auf Korngrenzen und in Zwickeln der Plagioklaskristalle Aggregate aus kleinen Fremdmineralkörnern enthält. Es lassen sich unterscheiden: Erz (schwarz), Pyroxen (grau mit hohem Chagrin) und Apatit (kleine helle Körner, z.B. A →). Lange Bildseite 1,4 mm.

Länge, die nach der Foliation orientiert sind (Fig. 15). Die Plagioklasbereiche sind entweder hell und feinkörnig; oder sie bestehen aus einem rötlichen Kern, der aus einem Kristall bestehen kann und um den sich ein heller feinkörniger Saum herumlegt. Durch die mikroskopische Untersuchung wird klar, daß die etwas unterschiedlichen Plagioklasbereiche durch alle Übergänge verbunden sind und auf den gleichen Ursprung zurückgeführt werden können. Als Grundtyp werden große Einzelkristalle angesehen, die nach der C-Achse etwas gestreckt und in die Foliationsebene eingeregelt sind. Häufig enthalten sie enggelagerte Ilmenitfädelchen und Rutilnadelchen, aber nicht so starke Kalifeldspatmischung wie die Anorthositplagioklase. In mehreren Fällen konnte festgestellt werden, daß die Plagioklasbereiche von jeweils einem Zwillingsspaar nach dem Roc Tourné-Gesetz gebildet wurden.

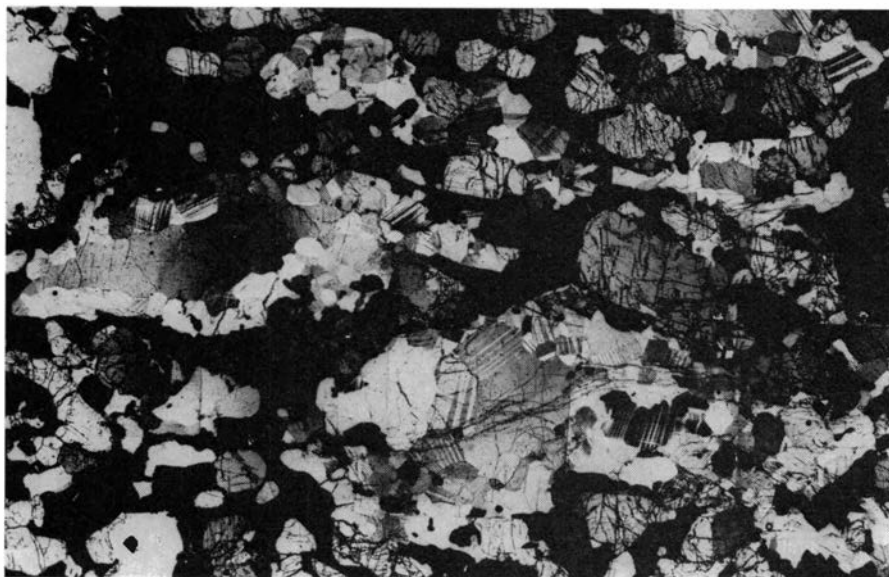


Fig. 15. Storgangen Profil I (11,6 m), Durchlicht, Nicols schräg gestellt. Gefügebild eines Ilmenititnorits. Im Erz (schwarz) sind große augenförmige oder streifige Plagioklasbereiche (vorwiegend hell) sowie Pyroxeneinzelkristalle und -aggregate (grau mit kräftig schwarzen Rupturen) eingeschlossen. Besonders der eine Plagioklasbereich ist beispielhaft ausgebildet mit einem großen Plagioklaskristall als Kern. An seiner undulösen Auslöschung läßt sich eine starke Deformation erkennen. Rings um diesen Kern herum legt sich ein mosaikartiger Saum aus kleineren Kristallen. Das Gesamtbild zeigt ein deutliches Parallelgefüge. Lange Bildseite 14 mm.

Die großen Kristalle sind meist verbogen und von den Enden her in Albitzwillingslamellen aufgeteilt (Fig. 16). An Stelle der kontinuierlichen Deformation des Kristallgitters ist im allgemeinen eine Erholungstextur mit Subkorngrenzen getreten. An den Rändern gehen die großen Plagioklase meist in eine feinkörnige Pflasterstruktur aus einschluffreien Kristallen über, die den hellen Saum der rötlichen Plagioklasbereiche bilden. Die hellen Plagioklasbereiche können ganz aus diesen Granulaten und Rekristallisaten bestehen, häufig ist jedoch noch ein Rest des Ursprungskristalls als Kern des Plagioklasbereichs erhalten.

In den Erzen sind die eingeschlossenen Einzelkristalle und deren Reste in den granulierten Plagioklasbereichen die ursprünglichsten, erhaltenen Plagioklaskristalle. Es läßt sich allerdings nicht sagen, ob diese rein orthomagmatischen Ursprungs sind oder ob zusätzliche Sprossungsvorgänge während der Foliationsbewegungen im hochtemperierten Abkühlungszustand der Gesteine eine große Rolle gespielt haben.

Zersetzungserscheinungen des Plagioklas

Einzelne Teile der anorthositischen Nebengesteinskörper des Storgangen sind stärker zersetzt. Mit bloßem Auge läßt sich das am milchigweißen oder

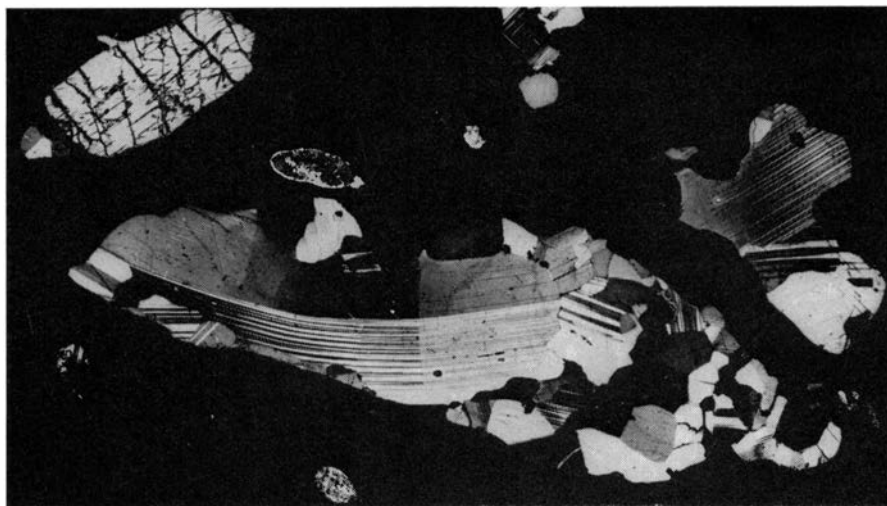


Fig. 16. Storgangen Profil II, Bohrung I (0,05 m), Durchlicht mit gekreuzten Nicols. Im Erz eines Noritilmenitits liegt ein größerer Plagioklasbereich eingeschlossen. Zum Teil Besteht er aus einem Einzelkristall (im ganzen nach dem Karlsbad- oder Roc Tournè-Gesetz verzwillingt, davon eine Zwillingshälfte stark nach dem Albit-Gesetz zwillingslameliert). Bei genauer Betrachtung ist zu erkennen, daß sich der Kristall von der Deformation erholt hat, indem die Verbiegung in eine mehrfache Knickung übergegangen ist. In der Fortsetzung des großen Einzelkristalls erscheint ein mosaikartiges Rekristallisationsgefüge. Lange Bildseite 7,8 mm.

grünlichen Aussehen des Gesteins erkennen. Die Umwandlung des Plagioklas geht oft deutlich sichtbar von Klüften aus, die mit verschiedenen sekundären Mineralbildungen wie Karbonat, Quarz, Kalifeldspat, Epidot und Sulfiden gefüllt sind. In den Plagioklaskörnern selbst wurden als Umwandlungsprodukte Saussurit und nestweise verteilter Leukoxen gefunden.

Pyroxen

Bei den Gesteinen der Anorthosit-Norit-Erz-Assoziation bildet Orthopyroxen neben Plagioklas und Ilmeniterz die dritte Hauptkomponente. In untergeordneter Menge kommt Klinopyroxen vor, dem jedoch in den orthopyroxen-armen Gesteinen Anorthosit und Leuconorit eine größere Bedeutung zufällt. Innerhalb kleiner Erzgängchen, in denen sich lokal saure Gesteinsdifferenziate bildeten, kann gelegentlich Klinopyroxen als primäres mafitisches Mineral auftreten.

Orthopyroxen

Der FeSiO_3 -Gehalt der Orthopyroxene in den Erz- und Nebengesteinskörpern liegt im allgemeinen zwischen etwa 25 und 35 Mol %. Danach wäre die genauere Bezeichnung Bronzit und Hypersthen. In einem mylonitischen Erzgängchen (~ 750 m südl. Åmodt Grube) hatte der Hypersthen einen Eisen-gehalt von 40 Mol %.



Fig. 17. Storgangen Profil I (26 m), Durchlicht, Nicols schräggestellt. Gefügebild eines Leuconorits mit Foliation. Die Plagioklasbereiche (hell) sind mosaikartig aus feinkörnigen Kristallen zusammengesetzt. Durch die streifige Anordnung der dunklen Minerale ist die Foliation erkennbar. In einem solchen Streifen liegt ein größerer, verbogener Orthopyroxenkristall, dessen Enden ausgeschwänzt sind. Der Einzelkristall löst sich auf der einen Seite in ein Aggregat aus granulierten Körnern und schließlich eine Kette von isolierten Einzelkörnern auf. Lange Bildseite 8 mm.

Gefüge der Orthopyroxene. – Wie beim Plagioklas lassen sich bei den Orthopyroxenen größere Einzelkristalle mit Deformationserscheinungen und stärkerer Verunreinigung durch Entmischungen unterscheiden von Aggregaten aus kleineren, entmischungsarmen Kristallen, die ein Pflastergefüge bilden. Oft sind die mittel- bis grobkörnigen Einzelkristalle langstengelig ausgebildet und in die Foliation eingeregelt (Fig. 17). Charakteristisch für sie ist eine winkelige Zickzack-Krümmung, die anscheinend der Felderteilung der größeren Plagioklase und Ilmenitkörner entspricht. Sie mag hervorgerufen sein durch eine ursprünglich wellenförmige Verbiegung, die in einigen Fällen auch zu sehen ist. Der erzeugten Spannung konnte der Kristall ausweichen, indem er sich in einzelne nicht mehr gebogene, sondern mit einem Winkel aneinanderstoßende Stücke aufteilte.

Entmischung von Augit aus Orthopyroxen. – Die Orthopyroxenkristalle enthalten regelmäßig orientierte Entmischungen von Ilmenittäfelchen und Augitlamellen. Da der Gehalt an entmischten Fremdkomponenten bei den größeren Einzelkristallen viel größer ist als in den kleineren Körnern der Aggregate, zeigen die ersteren höhere Bildungstemperaturen an und sind demnach ursprünglicher. Während der Abkühlung entmischt der überschüssige Augitgehalt vermutlich zunächst in dünnen Lamellen. Bei späteren Umordnungen des Kristallverbandes sammelte sich die Augitkomponente in kompakteren leisten- oder spindelförmigen Flecken, die aber im Wirtskristall verblieben und bevorzugt an den Teilgrenzen der Zickzackkristalle angereichert sind.

Tabelle 3. Anteil des entmischten Augitgehaltes in großen Orthopyroxenkristallen.

Probe	Vol % Augit in großem Orthopyroxen	
Profil II; Bohrung I;	15,3 m	10,6
Profil I;	4,3 m	9,2
Profil I;	10,9 m	9,1
Profil I;	2,4 m	8,0
Profil I;	3,0 m	7,9
Profil I;	20,6 m	6,0
Profil I;	29,8 m	5,7

Bei einigen größeren Orthopyroxenkristallen wurde der entmischte Augitgehalt nach der Punktzählmethode bestimmt.

Die pflasterförmigen Orthopyroxenaggregate sind sicherlich aus größeren Einzelkristallen während tektomylonitischer Bewegungen zur Zeit der Abkühlung des Gesteins entstanden. Dabei trat eine Kornverkleinerung durch Granulation und eine teilweise Gefügenreueordnung durch Rekristallisation des Orthopyroxen ein. Die bereits vorher entmischte Augitkomponente bildete selbständige kleine Körner auf Zwickeln und am Rande der Orthopyroxenaggregate. Deshalb kann nur der nachträglich in Form dünnster Lamellen entmischte Augit dem Orthopyroxen unmittelbar zugerechnet werden, obwohl die benachbarten Klinopyroxenkörner wahrscheinlich nicht primärer Entstehung sind.

Die angegebene Interpretation der Gefügebeziehungen zwischen Orthopyroxen und Augit stimmt überein mit den Ergebnissen aus der Untersuchung isolierter Erzkörner der Eisen-Titan-Oxidphasen, die in Orthopyroxen eingeschlossen sind. Daraus ergab sich als wichtigstes Ergebnis für den Orthopyroxen, daß im Storgangenerzkörper größere Orthopyroxen-Einzelkörner die ursprünglichen, orthomagmatisch gebildeten Kristalle darstellen.

Umwandlungen von Orthopyroxen. – In einigen Gesteinen, vor allem in Leuconoriten, bilden Orthopyroxenkörner den Kern von Aggregaten aus Mafiten. Im einfachsten Falle ist der Orthopyroxen von einem Saum aus Klinopyroxenkörnern umgeben, die wohl entweder als extragranulares Entmischungsprodukt oder Umwandlungsprodukt aus dem Orthopyroxen hervorgegangen sind. Zu komplexen Gebilden weiterentwickelt haben sich die Mafitaggregate im hangenden leuconoritischen Nebengestein des Storgangen auf Profil II, wo die Umwandlungen als Indiz für die Anreicherung einer fluiden Phase aus dem erzbringenden Magma gewertet werden. Die Orthopyroxenkerne sind häufig vollständig aufgezehrt oder mehr oder weniger vollständig serpentiniert. Das Hauptprodukt ist nicht mehr Klinopyroxen, sondern mengenmäßig überwiegen Hornblende und Biotit, die beide myrmekitisch mit Quarz verwachsen sein können. Wenn in dem Gestein keine Anzeichen für Orthopyroxen mehr vorhanden waren, wurde es als Leucodiorit bezeichnet.

Durch die Verwitterung sind die Orthopyroxene mancher von der Erdoberfläche stammender Erzproben in Serpentin umgewandelt.

Klinopyroxen

Aus den Gefügen der Gesteine der Anorthosit-Norit-Erz-Assoziation, in denen Orthopyroxen und Klinopyroxen zusammen vorkommen, kann entnommen werden, daß der Klinopyroxen wohl zum größten Teil durch Entmischung und Umkristallisation aus dem primär gebildeten Orthopyroxen entstanden ist. Bei späteren Umwandlungen erweist sich der monokline Pyroxen stabiler als der Orthopyroxen, so daß in manchen Gesteinen die Orthopyroxene nur als serpentinisierte Reste, die Klinopyroxene hingegen in frischer Form vorkommen.

In den foliierten Anorthosit- und Leuconoritgesteinen bildet die Pyroxenkomponente flache Linsen aus fein- und mittelkörnigen Kristallen. Im mikroskopischen Bild sind die Pyroxenbereiche zu langgestreckten Streifen und Reihen auseinandergezogen. Das oxydische Erz und Apatit kommen in der gleichen Verteilung vor. Diese in der Foliationsebene orientierten Fremdmineralbereiche innerhalb der Plagioklasgesteine sind offenbar während tektomylonitischer Bewegungen aus größeren primären Kristallen durch Granulation entstanden. Nach den bisherigen Vorstellungen wären im Anorthosit und Leuconorit als Pyroxenkomponente vorwiegend granuliert Orthopyroxenkörner zu erwarten. Bei genauerer Untersuchung zeigt sich, daß zwar größere Körner häufig aus Orthopyroxen bestehen, insgesamt aber Klinopyroxen überwiegt. Das hohe Klinopyroxen/Orthopyroxen-Verhältnis bei Anorthosit und Leuconorit hat vermutlich tiefere genetische Bedeutung und weist im Vergleich zu den übrigen Gesteinen der Anorthosit-Norit-Erz-Assoziation auf eine etwas anders verlaufene Entstehungsgeschichte hin. Es wäre denkbar, daß in den Plagioklasgesteinen, die wenig primär gebildeten Orthopyroxen enthalten, der größere Anteil ihrer Pyroxenkomponente als Klinopyroxen aus einer Schmelze kristallisierte, die zwischen den angehäuften Plagioklaskristallen eingefangen war.

Biotit

In den Erzen und Nebengesteinen des Storgangengebietes wurde regelmäßig Biotit als Nebengemengteil angetroffen. Die Gehalte lagen meist zwischen 0,1 und 1 Vol %.

Der Biotit gehört sicher nicht zum Altbestand, sondern wird bei seiner Auskristallisation in einem Spätstadium den H₂O-Gehalt des Gesteins gebunden haben.

Apatit

Die untersuchten Gesteine der Anorthosit-Norit-Erz-Gesellschaft enthielten regelmäßig Apatit, allerdings im allgemeinen unter 0,1 Vol %. In den plagio-

klasreichen Gesteinen Anorthosit und Leuconorit wurden häufig höhere Werte festgestellt. Auffällig ist die Anreicherung von Apatit in Leuconorit. Bei den foliierten Gesteinen lassen sich Reihen aus mehreren Apatitkörnern im mikroskopischen Bild beobachten.

Nach Wager & Brown (1968) besitzt der Apatitgehalt eine große petrologische Bedeutung, da Apatit in den betrachteten Gesteinen der einzige P_2O_5 -Träger ist. Aus den Gefügen und der Menge des Apatit im Gestein läßt sich feststellen, wo der P_2O_5 -Gehalt der Schmelze festgelegt ist. Gesteine, die als reine Anhäufungen von Primärkristallen, z. B. aus Plagioklas, Orthopyroxen und Eisen-Titan-Oxiden, gebildet wurden, werden naturgemäß wenig Apatit enthalten. Wenn mehr Apatit vorhanden ist, war in dem ursprünglichen Kristallbrei eine größere Menge Schmelze als Ausfüllung des Zwischenkornvolumens eingeschlossen.

Die unterschiedlichen Apatitgehalte in Anorthosit und Leuconorit einerseits und den Storgangenerzen andererseits deuten auf einen nicht ganz übereinstimmenden Mechanismus der Petrogenese hin. Vor allem scheint bei den plagioklasreichen Gesteinen mehr Schmelze zwischen den Primärkristallen verblieben zu sein, die vollständig auskristallisierte.

Zusammenfassung

Auf der Grundlage von mikroskopischen Gefügeuntersuchungen und mit Hilfe von Bestimmungen der Zusammensetzung der Eisen-Titan-Oxidphasen wurde die Entwicklungsgeschichte der Erze vom orthomagmatischen Stadium über die hochtemperierten Abkühlungsstadien bis zur endgültigen Abkühlung verfolgt. Die charakteristischen mikroskopischen Feingefüge an den Korngrenzen zwischen Ilmenit- und Magnetitkörnern ließen sich mit einem Diffusionsmodell erklären. Chemische Reaktionen, an denen hauptsächlich die Ilmenit- und die Magnetitmischkristallphase sowie in untergeordnetem Maße eine fluide Phase beteiligt waren, hielten die Diffusion aufrecht. Bei den komplex aufgebauten Sulfidkörnern konnten mehrere Mineralgesellschaften unterschieden werden, an denen sich Abkühlungsgeschichte und Reaktionen mit den Eisen-Titan-Oxiden und einer fluiden Phase ablesen lassen.

Sowohl die opaken als auch die durchsichtigen Minerale zeigen Gefüge ihrer Mineralkörner, die das Ergebnis von Deformations- und Granulationsvorgängen, Kristallerholung, Rekristallisation, Phasenentmischung und chemischen Reaktionen sind. Aufgrund des mikroskopischen Befundes läßt sich schließen, daß parallel zur thermischen Entwicklung während der Erz- und Gesteinsbildung mehrfach intensive Foliationsbewegungen abliefen.

Dank. – Der Deutschen Forschungsgesellschaft danken wir für die Förderung der Arbeit im Rahmen eines umfassenden Forschungsvorhabens durch Bewilligung einer Sachbeihilfe.

Stellvertretend für alle Mitarbeiter der Titania A/S möchten wir uns bei Herrn Dipl.-Ing. I. Dybdahl und Herrn Ing. T. Bredeli bedanken. Sie stellten uns in großzügiger Weise Proben- und Kartenmaterial zur Verfügung.

Eine der wichtigsten Voraussetzungen für die angestellten mikroskopischen Untersuchungen war die hervorragende Präparation des Dünn- und Anschliffmaterials durch Herrn W. Werner, die wir dankbar anerkennen.

September 1974

LITERATUR

- Ahrens, L. H. 1952: The Use of the Ionization Potentials, I. Ionic Radii of the Elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* 2, 155–169.
- Atkins, F. B. 1969: Pyroxenes of the Bushveld Intrusion, South Africa. *J. Petrol.* 10, 222–249.
- Buddington, A. F. & Lindsley, D. H. 1964: Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* 5, 310–357.
- Bugge, J. A. W. 1953: Endel hovedtyper av jern- og titanmalmer i Norge. *Forhandl. Kl. Nor. Vidensk. Selsk.* 26, 51–67.
- Burri, C., Parker, R. L. & Wenk, E. 1957: *Die optische Orientierung der Plagioklase*. Basel, Stuttgart.
- Clark, L. A. & Kullerud, G. 1963: The sulfur-rich portion of the Fe–Ni–S system. *Econ. Geol.* 58, No. 6, 853–885.
- Duchesne, J. C. 1969: Les minerais noirs dans le massif magmatique stratiforme de Bjerkrem-Sogndal (Rogaland) et leur évolution dans la différenciation. Thèse Dr. Sc., Non-publiée, Université de Liège.
- Duchesne, J. C. 1970: Microtextures of Fe–Ti oxide minerals in the South-Rogaland anorthositic complex (Norway). *Ann. Soc. Géol. Belg.* 93, 523–526.
- Duchesne, J. C. 1972a: Iron-titanium oxide minerals in the Bjerkrem-Sogndal massif, southwestern Norway. *J. Petrol.* 13, 57–81.
- Duchesne, J. C. 1972b: Pyroxènes et olivines dans le massif de Bjerkrem-Sogndal (Norvège méridionale). Contribution à l'étude de la série anorthosite-mangérite. *24th IGC, 1972, sec. 2*.
- Gierth, E. & Krause, H. 1972: Chromträger in Ilmeniterzen des Åna-Sira-Massivs (Südnorwegen). *Erzmetall* 25, H. 4, 160–163.
- Gierth, E. & Krause, H. 1973: Die Ilmenitlagerstätte Tellnes (Südnorwegen). *Nor. Geol. Tidsskr.* 53, 359–402.
- Gierth, E. & Krause, H. 1974: Baddeleyit von Tellnes. Contribution to the mineralogy of Norway, No. 57. *Nor. Geol. Tidsskr.* 54, 193–197.
- Hess, H. H. 1952: Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitutions and changes in unit cell dimensions. *Am. J. Sci., Bowen-Vol.*, 173–187.
- Isachsen, Y. W. (Ed.), 1969: Origin of anorthosite and related rocks. *New York State Mus. Sci. Serv. Mem.* 18, 1–466.
- Kolderup, C. F. 1897: Die Labradorfelse des westlichen Norwegens I. Das Labradorfelsesgebiet bei Ekersund und Sogndal. *Bergens Mus. Arb.* 1896, Part V.
- Krause, H. 1965: Mineralien und ihre Verteilung auf der Ilmenitlagerstätte von Abu Ghalaga, Ägypten. *N. Jb. Miner. Abh.* 104, 29–52.
- Krause, H. 1967: Beobachtungen an Ilmenit Feingefügen. *N. Jb. Miner. Mh.* (1967), 179–183.
- Krause, H. & Zeino-Mahmalat, R. 1970: Untersuchungen an Erz und Nebengesteinen der Grube Blåfjell in SW-Norwegen. *Nor. Geol. Tidsskr.* 50, 45–88.
- Kullerud, G. 1957: Phase relations in the Fe–S–O system. *Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab.* 56, 198.
- Michot, P. 1957: Phénomènes géologiques dans la catazone profonde. *Geol. Rundsch.* 46, (1), 147–173.
- Michot, P. 1960: La géologie de la catazone: le problème des anorthosites, la palinogénèse et la tectonique catazonale dans le Rogaland méridional (Norvège méridionale). XXI e Session Int. Norden, Livret – guide de l'excursion A 9. *Nor. Geol. Unters.* 212g, 1–54.
- Michot, P. 1964: Le magma plagioclasique. *Geol. Rundsch.* 54, 956–976.
- Michot, P. 1969: Geological environments of the anorthosites of south Rogaland, Norway. *New York State Mus. Sci. Serv. Mem.* 18, 411–423.

- Michot, I. & Michot, P. 1969: The problem of anorthosites: the South-Rogaland igneous complex, southwestern Norway. *New York State Mus. Sci. Serv. Mem.* 18, 399–410.
- Naldrett, A. J., Craig, J. R. & Kullerud, G. 1967: The central portion of the Fe–Ni–S system and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulfide ores. *Econ. Geol.* 62, No. 6, 826–847.
- Ramdohr, P. 1969: *The Ore Minerals and their Intergrowths*. Braunschweig.
- Strunz, H. 1970: *Mineralogische Tabellen*. 5. Aufl. Leipzig.
- Taylor, R. W. 1963: Liquidus temperatures in the system $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{FeTiO}_3$. *J. Am. Ceram. Soc.* 46, 276–279.
- Tröger, W. E. 1959: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Teil 1, Bestimmungstabellen.
- Wager, L. R. & Brown, G. M. 1968: *Layered Igneous Rocks*. Edinburgh, London.
- Wager, L. R. & Deer, W. A. 1939: Geological Investigations in East Greenland, Pt. III. The Petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Medd. Grønland*, 105, No. 4, 1–352. (Wiederauflage 1962).
- Yund, R. A. & Kullerud, G. 1966: Thermal stability of assemblages in the Cu–Fe–S system. *J. Petrol.* 7, 454–488.
- Zeino-Mahmalat, R. 1972: Untersuchungen an Plagioklasen aus dem Anorthosit-Komplex von Ana-Sira (Südnorwegen). Diss. Techn. Univ. Clausthal, Clausthal.