

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 173

**DIE BEZIEHUNGEN VON Fe-Ti-ERZEN
AUS MAGMATISCHEN GESTEINEN**

Von
PAUL RAMDOHR

MIT 2 DIAGRAMMEN IM TEXT
UND 25 TAFELN

HELSINKI 1956

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS
BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 173

DIE BEZIEHUNGEN VON Fe-Ti-ERZEN AUS MAGMATISCHEN GESTEINEN

Von
PAUL RAMDOHR

Mit 2 Diagrammen im Text und 25 Tafeln

HELSINKI 1956

DIE BEZIEHUNGEN VON Fe-Ti-ERZEN AUS MAGMATISCHEN GESTEINEN¹⁾

Von

PAUL RAMDOHR

Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität in Heidelberg

In jedem magmatischen Gestein sind nennenswerte Eisen- und Titan-gehalte vorhanden; fast immer liegt ein erheblicher Teil in Form von eigentlichen »Erzmineralien« vor. Die Höhe dieses relativen Anteils ist sehr verschieden und zwar in etwas unübersehbarer Weise. Manche Begleitkomponenten »verschlacken« gewissermassen Fe und Ti in Silikate, so dass als Extremfall Fayalit- und Hortonolithperidotite über 50 % Fe führen können, und aus der Gefolgschaft von Elaeolithsyeniten »Titanitite«, bestehend fast nur aus Titanit (mit etwa 40 % TiO_2) vorkommen. In beiden Fällen können »Opakerze« praktisch völlig fehlen. Auch hohe Bildungstemperaturen können Fe und Ti in Silikatparagenesen zwingen, z.T. in solche, in die normalerweise (in Tiefengesteinen) beide nur in kleiner Menge oder spurenhafte eingehen, oder auch in solche, die tiefertemperierte überhaupt nicht entstehen. Das trifft z.B. auf einige Gesteine mit viel Titanaugit oder Rhönit zu.

Im allgemeinen wird aber natürlich ein Fe- und Ti-reiches, also ein »basisches« Gestein mehr von diesen Elementen in Erzform führen, als ein Fe-armes. So wächst bei Tiefengesteinen in grossen Zügen der Erzgehalt konsequent mit der SiO_2 -Abnahme, um allerdings bei den extrem MgO-reichen Gesteinen, den Peridotiten, ganz schnell wieder zurückzugehen.

Welche Erzmineralien vorhanden sind, hängt nicht nur von der relativen Konzentration von Fe und Ti ab, sondern von Bildungs- und Umbildungstemperaturen, und bisher vielleicht auch vom Verfasser etwas zu

¹⁾ Die vorliegende Darstellung geht zurück auf Vorträge, die der Verfasser mit besonderer Beziehung auf finnische Erze vor einem kleinen Kreis in Ötanmäki, ohne solche auch anderswo gehalten hat. Sie enthält im wesentlichen bekannte Dinge, die aber einmal von einem besonderen Gesichtspunkt beleuchtet werden sollen. Auf instruktive Bilder wurde, wie bei den Vorträgen, entscheidender Wert gelegt. — Von Bedeutung war, dass während des Entstehens der Arbeit mehrere Veröffentlichungen erschienen, die mit anderer Fragestellung ähnliche Beziehungen diskutieren, so die unter (3, 4, 15) angeführten Publikationen. Meine und die genannten Arbeiten können sich wechselweise gut ergänzen. Die Abweichungen in den erzielten Ergebnissen und Anschauungen sind meist nur unwesentlich.

wenig betont — vom O - G e h a l t; natürlich nicht vom absoluten, sondern vom »zugänglichen«. Da — auch wieder nur als rohe Regel ¹⁾ — saure Gesteine mehr O führen als basische, wird die Erzparagenese auch bei relativ gleichem Verhältnis von Fe : Ti in beiden Fällen abweichend sein. Man kann damit z. B. aus den opaken Schwergementteilen von Flusssanden (vorsichtige!) Schlüsse auf deren Herkunft ziehen. Charakteristisch sind so Hämatitilmenite mit vorwiegendem Hämatit oder — als Extremfall — Eisenglanze mit Rutil auf der einen, Magnetit mit Ulvöspinell, womöglich noch mit gelöstem FeO-Überschuss, auf der anderen Seite.

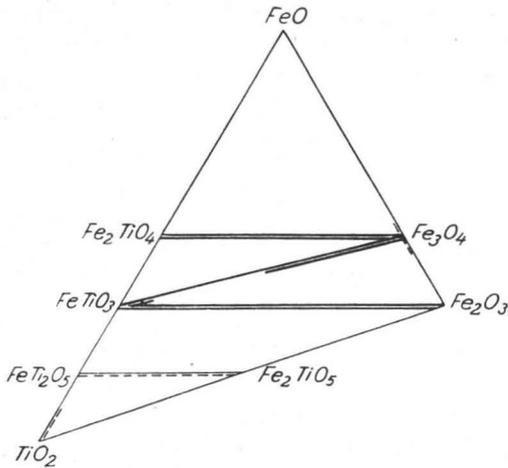
Unter besonderen Verhältnissen, die nicht immer leicht zu überblicken sind, können und müssen natürlich Abweichungen von dieser Regel auftreten. So werden z. B. auch basische und normalerweise relativ sehr sauerstoffarme Basalte z. B. in Stromoberflächen oder Auswürflingen so stark durchlüftet, dass »Erhitzungsmartit« oder bei sehr hoher Temperatur auch Pseudobrookit entstehen. Umgekehrt können sogar in Graniten stark reduzierende Bedingungen geherrscht haben, z. B. bei Nähe von graphitreichen Kontaktgesteinen oder bei Resorption bituminöser Schiefer. Längst nicht in allen Fällen ist aber der Anlass so leicht erkennbar.

Die Bildungstemperaturen bei plutonischen Gesteinen liegen für Granite bei etwa 700°—800°, für Gabbros bei 800°—900°. Bei diesen Temperaturen sind gemäss den beistehenden, natürlich nur roh qualitativ zu wertenden Diagramm 1 völlige Mischbarkeit zwischen Fe_3O_4 und Fe_2TiO_4 , völlige auch zwischen FeTiO_3 und Fe_2O_3 , sehr weitgehende von Fe_3O_4 mit FeTiO_3 , geringe von FeTiO_3 mit Fe_3O_4 festzustellen (dicke Striche!). — Die Mischbarkeit Fe_2O_3 — Fe_3O_4 (über das kubische Fe_2O_3 !) wird erst über 1 000°—1 200° nennenswert, auch die überhaupt noch wenig geklärte und angezweifelte von Fe_3O_4 mit FeO. Auf der Seite des Fe_2TiO_4 scheint etwas leichter FeO einzutreten ²⁾. Das Mineral Fe_2TiO_5 (Pseudobrookit) entsteht überhaupt erst oberhalb etwa 1000°, auch die Mischkristallreihe Fe_2TiO_5 — Ti_2FeO_5 (und Glieder über die linke Begrenzungslinie hinaus!), also bei »überplutonischen« Temperaturen. Diese Mischbarkeiten sind durch Strichelung angedeutet. — Über die Mischbarkeit von TiO_2 mit FeTiO_3 wissen wir sehr wenig; einwandfreie Entmischungskörper von Ilmenit in Rutil kommen vor, doch ist Mitwirkung von Fremdkomponenten denkbar.

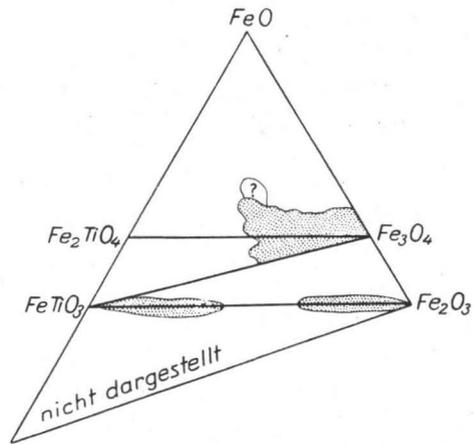
Alle diese Beziehungen sind vom Verfasser rein empirisch aus Anschliffuntersuchungen, nicht experimentell, erschlossen. Dass sie weitgehend den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen, ist daraus zu ersehen, dass Buddington, Fahey & Vlisidis (3) zu ganz ähnlichen Ergebnissen kommen,

¹⁾ Ausnahmen sind aus der Arbeit von Buddington und Mitarbeitern zu ersehen (3). Sinn-gemäss stimmt diese Arbeit aber völlig mit dem hier Gesagten überein.

²⁾ In beiden Fällen ist sie wohl nur über ein Spinellgitter mit überbesetzten oktaedrischen Lücken denkbar.



Diagr. 1



Diagr. 2

wenn man die Ergebnisse ihrer auf ein riesiges Analysenmaterial zurückgehenden Arbeit und ebenso die z.T. auf Synthesen basierenden von Chevallier, Bolfa & Matthieu (4) sinngemäss auswertet bzw. die Diagramme in gleiches System umzeichnet, was in Diagramm 2 geschehen ist.

Beide Diagramme gezeichnet für Verhältnisse bei $\sim 800^{\circ}$ — 850° (in 2 punktiert: Streuung der Analysenwerte).

Die Übereinstimmung ist also sehr gut. Die von Akimoto (1) angegebenen Analysen mit sehr hohem FeO-Überschuss (»?)« werden von Chevallier u. Gen. mit Skepsis betrachtet, worin ich mich nur anschliessen kann. Besteht das Ergebnis zu Recht, so müssen extreme Bildungsbedingungen vorgelegen haben. Die anderen Abweichungen (Lücke zwischen FeTiO_3 und Fe_2O_3 , Nichterscheinen sehr Fe_2TiO_4 reicher Glieder, Fehlen auch geringer Mischbarkeit von FeTiO_3 mit Fe_3O_4) werden im Folgenden behandelt werden.

Die in beiden Fällen noch sehr »qualitative« Natur der Diagramme ist kein so schwerwiegender Nachteil, da durch Gehalte an Fremdelementen: Mg, Mn, Cu, Al, V, ev. auch anderen, unkontrollierbare Beeinflussungen zu erwarten sind, ein noch so sorgfältiger experimenteller Befund also nur sehr vorsichtig auf die Natur angewendet werden dürfte.

Bei Ergussgesteinen liegen die Temperaturen höher, bei den hauptsächlich in Frage kommenden Basalten bei reichlich 1000° (Rhyolithe, Trachyte, Phonolithe sind i. allg. sehr arm an Erzen). Prinzipiell ändert sich nicht allzuviel. Die Mischbarkeit von TiO_2 mit FeTiO_3 wächst, z.T. vielleicht allerdings nur scheinbar durch Auftreten von FeTi_2O_5 , ebenso diejenige von FeTiO_3 mit Fe_3O_4 . Die Verhältnisse komplizieren sich aber enorm durch Mischbarkeiten mit anderen Komponenten, z. B. mit sehr erheblichen (gegenüber bisher immerhin bescheidenen!) Mengen

von Al_2O_3 und MgO , auch Cr_2O_3 , ja Cu , Zn usw. Dazu sind die Erzkörner meist so klein und noch dazu unentmisch, dass sie mikroskopischer wie auch chemischer Untersuchung kaum zugänglich sind. Lediglich abnorme Verhältnisse im Reflexionsvermögen oder Erscheinen ungewöhnlicher Zersetzungsprodukte können einmal auch erzmikroskopisch schon Hinweise geben.

Das Interesse an der Kenntnis dieser Beziehungen ist keineswegs nur »akademisch«, sondern besonders in dem Teildreieck FeTiO_3 — Fe_3O_4 — Fe_2TiO_4 für den Bergbau von grösster Wichtigkeit. Verlangen doch die Verarbeiter einerseits einen möglichst reinen Ilmenit, andererseits einen Magnetit mit höchstens 2 % TiO_2 . Nun ist aber in normalen Gesteinen überall dort, wo die Bildung von Magnetit überhaupt gegeben ist, immer ein sehr grosser Teil des Ti als Fe_2TiO_4 oder FeTiO_3 im Magnetit gelöst und bleibt auch nach Entmischung im allgemeinen untrennbar fein verteilt. Abtrennbar wäre nur der Ilmenitanteil, der die Lösungsgrenze des FeTiO_3 in Fe_3O_4 , je nach der Temperatur vielleicht 20—50 %, überschreitet. Bei ausgesprochener Sauerstoffarmut, die Fe_2TiO_4 möglich macht, ist eine Abtrennung überhaupt unmöglich.

Tatsächlich ist aber der abtrennbare Anteil oft sehr viel grösser und zwar gerade in den als »Lagerstätten« in Frage kommenden grösseren Konzentrationen unserer Erze. Welche Faktoren können das veranlassen?

1.) Die Bildungstemperaturen können niedriger liegen als die gewöhnliche Gesteinserstarrung. Das trifft in vielen Fällen sicher zu und scheint besonders wichtig zu sein. Vielleicht sind leichtflüchtige Bestandteile — Wasser usw. — der Anlass. Man hat für solche Fälle gesagt, dass die noch flüssigen Erzmassen in einer Art »Filterpressung« vom Brei bereits verfestigter Silikate sich getrennt hätten. Über die Möglichkeit einer solchen »Liquation« ist mit »für und wider« viel gesagt worden. Verfasser muss sie auf Grund von sehr viel Beobachtungsmaterial für sehr verbreitet ansehen; er findet sich da weitgehend in Übereinstimmung mit Buddington. Dass experimentell solche Dinge recht leicht und mit Zusammensetzungen, die auch in der Natur durchaus denkbar sind, sich erzielen lassen, zeigt die viel zu wenig beachtete Arbeit von R. Fischer (5). Natürlich sollten solche Dinge noch viel intensiver verfolgt werden, als es in dieser Arbeit geschah. Die Auskristallisation der Erzminerale erfolgte dann bei erheblich niedrigerer Temperatur, die geringere Lösungs-fähigkeit und damit erhöhten Anteil an selbständigem Ilmenit bedeutet. Der Arbeit von Buddington sind hier wieder einige Zahlenbeispiele zu entnehmen.

2.) Die Bildungstemperaturen brauchen an sich nicht niedriger zu liegen als in normalen Gesteinen, Lösungsgenossen verschieben aber — in bisher noch völlig unkontrollierbarer Weise — die Mischbarkeiten. Zu denken ist natürlich zuerst an die stets vorhandenen Mg , V , Al , Mn . Sicher

in dieser Weise wirksam ist das letztgenannte; wahrscheinlich dadurch, dass der grössere Radius des Mn^{II} besser in ein Ilmenit- als ein Magnetitgitter passt. Häufiger werden es die gewöhnlichen Komponenten Mg und Al sein. — Auch hier erscheinen Experimente aussichtsreich und nicht übermässig schwierig.

3.) **Umbildung bei niedrigerer Temperatur.** Denkbar ist dabei **Kontaktmetamorphose**; wenn also z. B. eine von 800° relativ schnell abgekühlte (immerhin noch bei Tiefengesteinsbedingungen) Paragenese, nachträglich lange Zeit auf 400° — 500° erhitzt, Gelegenheit hat umzukristallisieren. Der Fall ist nicht selten (Diabase in Granitkontakten geben Beispiele!), aber an »Lagerstätten« bisher anscheinend nicht beschrieben. Der Regelfall wird die **Durchbewegungsmetamorphose** sein, die ja praktisch alle Gesteine von hohem geologischem Alter irgendwann und irgendwie stark einmal erfasst hat. Dabei liegen nach der Metamorphose der **Kata-, Meso- und Epi-Stufe** recht verschiedene Verhältnisse vor. — Da die hier zu erwartenden Vorgänge mir besonders wichtig erscheinen, sollen sie etwas genauer durchgedacht werden. Selbstverständlich können, wie bei jeder Metamorphose, Überschneidungen, Konvergenzen, wiederholte oder nur lokal wirksame Bedingungen Komplikationen bedingen. Ebenso sind auch Beziehungen zu 1.) und 2.) nicht nur möglich, sondern wahrscheinlich.

Epizone. Viel Wasser, viel Sauerstoff sind die wichtigsten Agentien. Die »Magnetit—Ilmenit«- oder »Titanomagnetit«- Paragenese liefern als ideales Endglied, das aber aus mehreren Gründen selten, bzw. nur in kleinem Ausmass erreicht wird, Eisenglanz + Rutil, ev. auch Anatas. Da Träger grösserer Erzmassen meist basische Gesteine mit viel Ca sind, ist die Bildung von Titanit allgemein, bei SiO_2 -Armut die von Perowskit nicht selten. — Wirtschaftlich bedeutsame Erzvorkommen, von denen man mit Sicherheit sagen könnte, dass sie eine Metamorphose der Epizone durchgemacht hätten, sind mir nicht bekannt, dagegen sind im Erzanteil von Flussanden Paragenesen, die sicher hierher gehören, häufig. Sie können übrigens dann, wenn sie erneut in einen kristallinen Schiefer kommen, erstaunlich haltbar sein.

Meso- und Katazone sind nicht völlig trennbar, da die bei den Silikaten charakteristischen Leitminerale mit (OH) und die Blatt- und Bandstrukturen der Mesozone in unserem System ja oft fehlen. — Die Umbildung geht vielleicht bei 250° — 500° , ev. 550° vor sich; bis zu einem bestimmten Grad kann starke tektonische Zermahlung den Einfluss höherer Temperatur ersetzen.

Bei 500° ¹⁾ besteht noch erhebliche Löslichkeit für $FeTiO_3$ in Magnetit, was bei der Verarbeitung dann Verluste von Ilmenit einerseits, anderer-

¹⁾ Selbstverständlich geben diese Zahlen nur einen rohen Anhalt. In Wahrheit kommen ja die Einflüsse von Temperatur, Druck, Gitterzerstörung durch Zermahlung, Lösungsgenossen etc. zusammen.

seits noch hohe Gehalte an Ti im Magnetitkonzentrat bedeutet. Daneben können, bei O-Armut, noch Fe_2TiO_4 -Gehalte im Magnetit bleiben, korrekter bei der Umkristallisation in ihn wieder hineinzugehen (Abb. 14, Chihanji). Es scheint aber selten zu sein. — Andererseits entstehen aber gern grobe, also für Aufbereitung günstige Aggregate.

Bei 400° bleibt FeTiO_3 nur noch in sehr geringer Menge im Magnetit, Fe_2TiO_4 wird kaum noch auftreten, schon weil der Sauerstoffgehalt meist zu gross ist. Spinelle werden oft als Intergranularfilme erscheinen, nicht mehr als Entmischungskörper, soweit sie nicht zur Bildung von Silikaten (Amphibolen, Chloritoid, Glimmern) oder etwa Brucit unter (OH)-Aufnahme verbraucht werden. Vom Ilmenit kann aber gegebenenfalls ($2\text{FeTiO}_3 + \text{O} = 2\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) ein Teil schon in Rutil, oder, was unangenehmer ist, in Titanit verwandelt werden. — Die Einzelminerale Ilmenit und Magnetit werden nach dem Gesagten recht rein, gelungene Konzentrate also bei gutem Ausbringen frei von störenden Komponenten sein können. Andererseits aber besteht die Möglichkeit, dass das Verwachsungskorn schon unbequem fein werden kann.

Temperaturen unter 400° werden sehr bald unter Aufzehrung von Magnetit Fe_2O_3 -reiche Ilmenithämatite, weiter Eisenglanz mit Rutil liefern, wie es z. B. alpine Klüfte prächtig zeigen. Verfasser kann das z. B. an »Ilmenit«-proben von Kemmlen bei Hospental, die wenige Schritte voneinander gesammelt sind, zeigen. Stücke, die aus reinem Ilmenit bestehen, gehen in allen Stadien in Eisenglanze mit orientiert auf- und eingewachsenem Rutil (Typus Cavradi) über.

Bei starker und vielleicht etwas ungewöhnlicher Sauerstoffzufuhr können Vorgänge, die den eben dargestellten ähnlich sind, natürlich unter gewisser Modifizierung, schon bei erheblich höheren Temperaturen und auch ohne jedes Kennzeichen der Metamorphose eintreten. Z. B. kann »Titanomagnetit« mit 50 % FeTiO_3 -Anteil so zu einem Hämatitilmenitmischkristall werden ($2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 2\text{FeTiO}_3 + \text{O} = 3\text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{FeTiO}_3$), der sich dann entmischt. Oder auch die Oxydation eines Teiles des Ti im Ilmenit kann so früh eintreten, dass der Rutil noch gelöst bleibt, um bei sinkender Temperatur ein prächtiges Entmischungsnetzwerk in Hämatit oder Fe_2O_3 -reichem Ilmenithämatit zu liefern (Abb. 34,35).

Die eben dargestellten Beispiele sollen nichts sein, als in jeder Hinsicht vereinfachte Regelfälle. Die Art des Temperaturgefälles, die bei jeder Metamorphose bedeutsamen lokalen Schwankungen, die Art und Konzentration der Zufuhr von Sauerstoff, die Nachbarschaft reduzierender Substanzen, Katalysatoren, Stärke und Wirkungsdauer von hydrostatischem und Auswalzungsdruck, Nebengemengteile (z. B. reaktionsfähiges Ca) werden die Verhältnisse abwandeln — sicher auch anderes!

Bevor nun die Entmischungserscheinungen mit charakteristischen Abbildungen belegt werden, sollen ein paar typische Übersichtsbilder vom Auftreten der Fe- und Ti- Erzminerale in Gesteinen und Differentiaten gebracht werden.

In Graniten, Dioriten, Syeniten u.a. pflegt die Konzentration der Erze so gering zu sein, dass einigermaßen »dankbare« Photos schon etwas atypische Verhältnisse darstellen müssen (Abb. 1, 2).

Je nach dem Oxydationsgrad wird entweder Magnetit mit entmischem Ilmenit oder — eigentlich häufiger — ein »Ilmenit«, der meist aber sehr hohen Anteil an Fe_2O_3 besitzt, vorwiegen.

In Noriten und Gabbros werden die Konzentrationen schon erheblicher. Meist herrscht »Magnetit« entschieden vor, nur in selteneren Fällen kann das auf wenig oder garnicht oxydierten Ilmenit zutreffen. Es besteht also in der Häufigkeit eine Analogie zu den Typen Routivare, Lake Sanford, Smålands Taberg (auch Välimäki, Otanmäki, Susimäki) einerseits, zu dem von Ekersund—St. Urbain, auch Lehmikari andererseits (Abb. 3—11).

Die Abb. 1—10 geben charakteristische Bilder, bei denen gleichzeitig die Zunahme des Erzanteils dargestellt wird. Trotzdem besteht zwischen etwa 6 u. 7 ein Hiatus »magnetitreicher Gabbro« bzw. »silikatführendes Erz«, der sich meist deutlich heraushebt, ohne dass natürlich Übergänge fehlen.

Erzgesteine wie Smålands Taberg wären gemessen am reinen Silikatanteil — ganz überwiegend Olivin — zu den Peridotiten zu rechnen. Genetisch gehören sie aber zweifellos zu den unmittelbaren Derivaten von Gabbros und Noriten.

Aus dem Diagramm S. 5 sollen nun die einzelnen Grenzlinien besprochen und mit Abbildungen belegt werden.

1. Fe_3O_4 — Fe_2TiO_4 . Die Mischbarkeit ist entgegen Buddington unbegrenzt, wie z. B. die Abb. 12—17 zeigen. Dass statistisch Fe_3O_4 reiche Glieder überwiegen, ist zu erwarten. Ulvöspinellmischung im Magnetit (»Mogensenit« i. Sinne v. Buddington) wie in diesen Abbildungen zeigen auch manche finnischen Erze (Abb. 17, 18); wie anderswo sind die Erscheinungen aber meist zu fein, um photographisch erfassbar zu sein. Es sei übrigens daran erinnert, dass bereits 1925 M. K. Palmunen für einen Titanomagnetit von Susimäki auf einen FeO-Überschuss aufmerksam macht, der nur durch Anwesenheit des Ulvöspinellmoleküls zu verstehen ist.

Die Überschüsse an FeO jenseits der Verbindungslinie Fe_2TiO_4 — Fe_3O_4 können sich erzmikroskopisch nicht bemerkbar machen, solange das FeO nur aus der Überbesetzung einiger (sonst vakanter!) Lücken im Magnetitgitter zu deuten ist. Selbständiges FeO, das sehr abweichende Eigenschaften besitzt, ist in der Natur bisher nie beobachtet worden (auch nicht neben metall. Eisen in Basalten).

Selbstverständlich wird Bildung und Beständigkeit eines FeO-Überschusses durch Anwesenheit reduzierender Agentien, z. B. Graphit, stark begünstigt (Abb. 19). Im Extrem konnte das der Verf. beobachten in Basalten mit metallischem Eisen. Hier waren die Ilmenite in allen Übergangsstufen, z. T. aber völlig in gut kristallisierten reinen Ulvöspinell verwandelt (Abb. 20). Reiner Ulvöspinell ist anscheinend (analog dem, was bei synthetischem FeO bekannt ist) unter gewissen Abkühlungsbedingungen nicht beständig, jedenfalls zerfällt er hier ($4 \text{Fe}_2\text{TiO}_4 = 4 \text{FeTiO}_3 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{Fe}$) unter Bildung von Ilmenit, Magnetit und metall. Eisen.

Innerhalb des Teildreiecks $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{FeTiO}_3$ sind nahe der Magnetitecke gleichzeitige Entmischungen von Ilmenit und Ulvöspinell zu erwarten. Es lässt sich manchmal zeigen, dass die Ilmenitlamellen dann älter sind als die Entmischung des Ulvöspinellnetzes, da seine Form eindeutig durch die Ilmenitlamellen beeinflusst wird (Abb. 17). Dieser Befund ist wichtig, weil er die alte Annahme von Foslie, dass Fe_2TiO_4 — das er wohlverstanden damals noch nur aus kristallchemischen Gründen annahm und nie selbst sah — stets das primäre Entmischungsprodukt sei, aus dem dann durch Selbstoxydation die Ilmenitlamellen entstünden, keineswegs nötig und in der Mehrzahl der Fälle auch sicher unrichtig ist.

Trotzdem sind, wie ich in einer kürzlich erschienenen Arbeit (12) zeigen konnte, doch vielfach »sekundär« aus Ulvöspinell entstandene Ilmenite aufzufinden. »Sekundär« kann hierbei sehr vieldeutig sein: Praktisch unmittelbar nach der Entmischung und dann noch ganz die Netzformen // (100) des Ulvöspinells konservierend, im weiteren Verlauf der Abkühlung und dann oft auf Nachbarschaft von Korngrenzen oder Schrumpfsprüngen beschränkt, schliesslich überhaupt »später«.

2. $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{FeTiO}_3$. a) Die Mischkristallbildung FeTiO_3 in Fe_3O_4 , von Buddington solange unentmischt mit »Titanmagnetite«, nach der Entmischung mit »Ilmenomagnetite« bezeichnet, ist stark temperaturabhängig, wie es schön aus dem Diagramm S. 514 bei diesem Autor erkennbar ist. Sie geht etwa bis 50 % (gerechnet als FeTiO_3), wie Abb. 21, 22, 23 zeigt. Lösungsgenossen müssen ausser der Temperatur wirksam sein, da einige besonders Ilmenit-reiche »Ilmenomagnetite« sicherlich bei relativ niedrigen Temperaturen gebildet sind (z. B. gerade die Probe von Larvik). Grössere Gehalte an Ilmenit scheinen primär immer in Lamellenform entmischt zu sein, nur sehr geringe Anteile können ausser durchlaufenden Lamellen auch sofort Perlschnüre von Kugeln, Linsen, eiförmigen Körpern bilden. Treten grössere Gehalte in solcher Form auf, so wird man immer an »Zusammenlaufen« ehemaliger Lamellen bei Metamorphose im weitesten Sinn denken müssen (Abb. 24). Oft sieht man das im Beginn schon daran, dass die sonst streng gleich dick bleibenden und kristallographisch einheitlichen

Lamellen auf- und abschwollen und in polykristalline Aggregate zerfallen (Abb. 23, 24).

Nur recht selten haben die Ilmenitlamellen solcher Magnetite in geringer Zahl kleine, meist *sehr* kleine Entmischungskörperchen von Eisenglanz, die auf spurenhafte Lösung von Fe_2O_3 zurückgehen. Das entspricht dem experimentellen Befund, der auch bei 1075° nur eine Löslichkeit von 8 % Fe_2O_3 im Fe_3O_4 nachweist. — Es wäre gelegentlich einmal denkbar, dass auch das Rückgängig-werden der Lösung der Fe_2O_3 -Gehalte, die Ilmenitlamellen bei röstender Oxydation aus dem umgebenden Magnetit aufgenommen haben, zu einer Fe_2O_3 -Entmischung in solchen Ilmenitlamellen — und dann in erheblich grösserem Umfang — führen könnte. Sichere Fälle sind aber noch nicht beobachtet; sie würden auch einen einigermaßen komplizierten Werdegang voraussetzen.

b) Der Verfasser hatte in seinen ersten Arbeiten angenommen, dass auch von der FeTiO_3 -Seite her die Mischbarkeit sehr gross sei, also ein Ilmenitgitter 50 % oder mehr Fe_3O_4 -Molekül lösen könne. Er kam zu diesem Schluss durch Strukturbilder wie Abb. 25 (für den lamellaren Teil!) und bes. 506 in (13) es zeigen. Der Schluss war aber irrig; dieses Bild kommt dadurch zustande, dass der, bereits entmischte, Fe_2O_3 -Anteil von Hämatitilmeniten durch Reduktion nachträglich in Magnetit übergeht (Abb. 25). Dabei wandelt sich die Linsenform der Hämatitkörper in dünne Tafelform beim Magnetit um. Wie dieser Ersatz im Einzelnen vor sich geht und warum er oft so auffällig lokalisiert ist, ist bisher unbekannt, die Erscheinung selbst aber aus vielen Lagerstättentypen und in allen Stadien beobachtet. Sie wird uns später in anderem Zusammenhang noch interessieren.

Trotzdem ist aber eine gewisse Lösung von Fe_3O_4 im FeTiO_3 gesichert. Sie mag 5—10 % erreichen und äussert sich in Entmischung sehr dünner Lamellen (Abb. 26). Auch unentmischte kommen solche Lösungen vor, die dann (schwach) magnetisch sind. In einem groben Ilmenit aus einem basaltischen Gestein konnte der Verf. in Material von Kollegen Bolfa den ersten Beginn der Entmischung in mikroskopisch eben noch erkennbaren Lamellen auffinden. Es ist auch hier denkbar, dass Lösungsgenossen die Mischbarkeit begünstigen. Jedenfalls hatte der Magnetitilmenit mit dem grössten beobachteten Magnetitanteil (Abb. 27) ein deutlich unternormales Reflexionsvermögen, war also MgO — (ev. auch MnO -haltig). Es kann grosse Schwierigkeiten machen zu unterscheiden, ob die Fe_3O_4 -Lamellen tatsächlich primäre Entmischungsprodukte sind oder nachträglich reduzierte Hämatitkörper darstellen (s. u.).

Im Teildreieck FeTiO_3 — Fe_2O_3 — Fe_3O_4 sind bei Buddington (S. 512) an der FeTiO_3 -Ecke keine ternären Glieder angedeutet, wohl aber bei Chevallier. Sie sind nach den Entmischungsprodukten, gleichzeitig Magnetit und Hämatit, nicht selten (Abb. 29), aber nur recht nahe dem Ilmenit-

punkt. Teilreduktion von Fe_2O_3 -körpern kann zu ganz ähnlichen Bildern führen, unter Umständen in derselben Lagerstätte, ja im selben Anschliff. Besonders Otanmäki liefert hierzu ein äusserst eindrucksvolles Vergleichsmaterial.

3. FeTiO_3 — Fe_2O_3 . Dieses System hat bei magmatischen Temperaturen eindeutig unbegrenzte Mischbarkeit. (Abb. 30, 31, 32, 33) Wenn die Darstellungen bei Buddington u. Mitarbeitern und Chevallier, Bolfa & Mathieu etwa im mittleren Drittel eine Mischungslücke anzudeuten scheinen (zwischen »Ferri-ilmenite« bzw. »Titanohématite«) so entspricht das zwar einer auch vom Verfasser beobachteten statistischen Häufung, berücksichtigt aber nicht die in der Mitte stehenden Glieder, von denen Abb. 32 ein ausgezeichnetes Beispiel eines nach den Bildungsbedingungen keineswegs exceptionellen Falles gibt. Die von mir gezeichneten hypothetischen Diagramme dieses Systems z. B. Abb. 504, S. 748 in (13) beziehen sich im »gestrichelten« Anteil natürlich nicht auf trockene Schmelzen, sondern auf Vielstoffsysteme wie in plutonischen Gesteinen, wo die Bildungstemperatur des Pseudobrookits, etwa $> 1000^\circ$, nicht erreicht wird.

Glieder nahe dem Hämatitpunkt sind teilweise sicher bei ziemlich niedrigen Temperaturen entstanden, Temperaturen, die erheblich niedriger als die experimentell recht leicht annähernd festzustellende Temperatur der Wiedermischung, wenigstens auf der FeTiO_3 Seite, liegen. Wenn nicht wieder eine erhebliche Beeinflussung durch Lösungsgenossen vorliegt, die als »erheblich« hier aber unwahrscheinlich ist, muss hier (entgegen meinem oben erwähnten Diagramm 504!) auf der Fe_2O_3 Seite der Mischungsbereich überhaupt breiter sein und der »Entmischungssprung der II. Generation« tiefer liegen als auf der FeTiO_3 -Seite. Dem entspricht, dass es auf alpinen Klüften noch völlig homogene Eisenglanze mit hohen FeTiO_3 Anteilen gibt (Farbe schon mikroskopisch erheblich weniger »blau« und stumpfer als frische Eisenglanze und von den Berufssammlern oft mit »Ilmenit« oder »Titaneisen« bezeichnet), für die sogar die Abkühlungszeiten während der alpinen Metamorphose zur Entmischung nicht ausreichten.

Ein noch völlig ungelöstes Problem stellt der »Iserin« der Iserwiese im Riesengebirge, oder wenigstens ein Teil der so bezeichneten Körner dar. Als »Iserin« ist mancherlei bezeichnet worden, besonders Dinge, die im Chemismus zwischen FeTiO_3 und TiO_2 stehen und mit den ebenfalls nicht klar definierten »Nigrin« Beziehung haben sollten. Hier ist aber gemeint ein in kleinen Geröllen vorkommendes, gelegentlich durch (0001) und (10 $\bar{1}$ 1) roh oktaederähnliche Formen zeigendes Mineral, das ein klares, nicht aufgespaltenes Ilmenitdiagramm gibt, aber chemisch mässige Gehalte von Fe_2O_3 -Anteil (10—20 %) enthält, also als unentmischter Hämatitilmenit zu bezeichnen wäre. Bemerkenswert ist aber, dass trotz fehlenden oder minimalen Überschusses an FeO , ja bei ausgesprochenem

Unterschuss, ein recht deutlicher Ferromagnetismus vorliegt, der ganz weit den Effekt überschreitet, den man bei Verrechnung der nur manchmal vorhandenen FeO-Anteile als virtueller Magnetit erwarten sollte. Näheres wolle man in der Arbeit von Chevallier u. Gen. (4) nachlesen. Parallel damit läuft aber eine mikroskopische, sonst fast nie beobachtete, überaus leicht zu übersehende, aber trotzdem sehr markante Eigentümlichkeit, die in Abb. 36 gut dargestellt ist. Dasselbe Mineral ist gewissermassen mit sich selbst myrmekitartig verwachsen. Bilder ähnlicher Art sind denkbar bei Umwandlungsstrukturen einer β - aus einer α -Modifikation mit optisch anderer Symmetrie, wofür aber bisher kein Anzeichen bei Ilmenit vorliegt.

Im Teildreieck $\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ interessieren uns zunächst die Bedingungen nahe der $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeTiO}_3$ -Linie.

Bei höherem Oxydationspotential wird ein Teil des FeTiO_3 in Eisenglanz + Rutil ($2 \text{FeTiO}_3 + \text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 2 \text{TiO}_2$) übergeführt. Bei hinreichender Temperatur (sehr roh geschätzt $\gtrsim 350^\circ$) wird das TiO_2 in irgendeiner Form im $\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ Mischkristall gelöst und zwar besonders auf der Fe_2O_3 -Seite. Es entmischen sich dann Rutilspindeln oder -tafeln nach {2243} und wohl noch anderen Gesetzen. Das kann neben einer Entmischung von Ilmenit (ev. in zwei Generationen) oder ohne eine solche erfolgen. (Abb. 34, 35). Im letzteren Fall können die Übergänge zu hydrothermalen Zerfallsstrukturen fließend werden. Technologisch ist diese Rutilbildung nicht unwesentlich, da sie bei der häufigen Weglösung des Eisenglanzes besonders in Sanden eine erhebliche Anreicherung an Ti, oft über die Formel des Ilmenits hinaus, bedeuten kann. Sie wirkt dann zusammen mit der deszendenten (oder niederthermalen) Umbildung von Ilmenit in Eisenglanz oder Eisenhydroxyde und Rutil oder Anatas, die aber hier nicht behandelt werden soll.

Die Verhältnisse im übrigen Teil des Dreiecks $\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ sind noch recht schwer zu übersehen. Neue Phasen treten anscheinend nur bei sehr hohen Temperaturen¹⁾ auf in Gestalt des Pseudobrookits Fe_2TiO_5 und seiner Mischkristalle in Richtung auf das rein noch nie nachgewiesene FeTi_2O_5 . Ob ein vom Verf. aufgefundenes Mineral vom Katzenbuckel, von Frenzel (6 a) neuerdings kurz beschrieben, das aus Pseudobrookitlamellen im Magnetit ohne klar erkennbaren Anlass hervorgeht, dieser Mischkristallreihe angehört, oder, wie man in Hinblick auf die sehr erheblich stärkere Anisotropie denken könnte, ein neues selbständiges Mineral aus dem Teildreieck $\text{FeTi}_2\text{O}_5 - \text{Fe}_2\text{TiO}_5 - \text{TiO}_2$ ist, bleibt zu untersuchen, wenngleich die Feststellung von Frenzel, dass auch Ti_3O_5 sehr stark anisotrop ist, sehr für die erste Möglichkeit spricht.

¹⁾ Das Vorkommen von Pseudobrookit in einem Foyaitpegmatit von Havredal ist ganz unverstänlich und völlig abweichend von allen, was man aus vielen Dutzenden in ihren paragenetischen Merkmalen ganz ähnlicher Vorkommen kennt. Dass gerade dieses Material völlig in Rutil + Hämatit zerfallen ist, ist für die unanzweifelbare primäre Bildung natürlich unwesentlich.

Einfluss der späteren Veränderungen auf die Aufbereitungsmöglichkeiten der Ilmenit - Magnetit-erze. Von Wichtigkeit für die Aufbereitungsmöglichkeit sind im wesentlichen hier zwei Faktoren: 1. Durch Rekristallisation — oder sonstige Metamorphose veranlasste Kornreinigung und Kornhomogenisierung, 2. Änderung des magnetischen Verhaltens durch Reduktion oder Oxydation.

»Rekristallisation« nach Durchbewegung und den damit verknüpften Gitterstörungen, Korngrössenhomogenisierung und Kornreinigung bei Kontaktmetamorphose andererseits bringen so ähnliche Effekte hervor, dass die beiden, an sich prinzipiell verschiedenen, Vorgänge sehr vielfach nicht getrennt und oft auch gemeinsam als Rekristallisation bezeichnet werden. Ein räumliches »Rekristallisationsdiagramm«, das, wie es etwa bei Reinaluminium möglich ist, die Abhängigkeit der Korngrösse von Auswalungsgrad, Temperatur und Zeitdauer darstellt ist natürlich noch nicht aufzustellen, aber prinzipiell sind die Einflüsse dieser Faktoren leicht erkennbar. Neben der — eventuell homogenisierten — Korngrösse ist für die Aufbereitung das Entstehen runder Kornformen, oft dazu mit einem die Zerlegung begünstigenden Oberflächenfilm ausgewandelter »Verunreinigungen« von grösster Wichtigkeit. (Abb. 37) Wie schon oben gesagt, kann eine hohe Rekristallisationstemperatur zwar insofern günstig sein, als sie grobes Korn liefert (Abb. 38), andererseits aber ungünstig, als bei ihr noch viele Komponenten gelöst bleiben, bzw. wieder gelöst werden, die Verluste auf der einen Seite (Ilmenit), unerwünschte TiO_2 -Gehalte auf der anderen bedingen (Abb. 39). Vielleicht geht bei sehr hoher Temperatur auch der Vanadengehalt nicht mehr so ausgesprochen in den Magnetit wie bei tieferer. Natürlich können bei jeder Umkristallisation zufällig einzelne Körner aus verschiedenen Gründen, z. B. in Druckschatten, einmal weniger beeinflusst sein und demgemäss reliktsche und für das Vorkommen im Durchschnitt untypische Bilder liefern. (Abb. 40) Eine genügende, einen »Durchschnitt« widerspiegelnde Anzahl von Präparaten wird also jeweils zu untersuchen sein, im Regelfall mindestens 10.

Metamorphose oder auch Vorgänge, die man traditionsgemäss, aber nicht eigentlich immer zu Recht, von ihr trennt (tektonische Einzelbrüche, Lösungsbewegung in etwas porigeren Partien, Verwitterung in tropischen Klimaten oder unter Moorbedeckung), können aus einer Paragenese Sauerstoff weg-, oder auch in sie zuführen, können auch das wechselseitige Sauerstoffverhältnis in Einzelkomponenten der Paragenese ändern. Im Falle der Magnetit—Ilmenitlagerstätten ist das von grösster Wichtigkeit.

Am trivialsten ist unter den Oxydationsvorgängen natürlich die oft in ganz benachbarten Körnern sehr verschieden weit vorschreitende Martitisierung, die wesentliche Anteile des Fe-Gehaltes in schwach magnetische Fraktionen zwingen wird. Da sie meist von Oberflächen-

einflüssen (wenn auch recht tiefreichenden!) abhängig ist, wird sie in ehemals vergletscherten Gebieten keine grosse Rolle spielen. Die Bildung des »Erhitzungsmartits« (Abb. 48) wird nur in seltenen Fällen, dort nämlich, wo Brandungssande wegen ihres Gehaltes an Magnetit, Ilmenit, Rutil abgebaut werden und zwar in Gebieten, in denen vulkanische Aschen wesentlichen Anteil an der Stofflieferung hatten, bedeutsam sein.

Bei niedrigeren Temperaturen wird in Gefolgschaft der Metamorphose bei Sauerstoffzufuhr aus titanführendem Magnetit mit oder ohne selbständigen Ilmenit *ilm en it f ü h r e n d e r E i s e n g l a n z* mit oder ohne Rutil oder auch Eisenglanz mit Rutil allein entstehen. (Abb. 33, 34) Die magnetische Trennung in eine Fe-reiche, als Eisenerz eventuell verwendbare und in eine Ti-reiche Fraktion wird unmöglich. Schwermineralfraktionen vieler Flusssande mit u. U. hohen Ti-Gehalten, stammend aus metamorphen Schiefern sind hierdurch für eine Gewinnung indiskutabel. Erfasst — was vorkommt, aber in grösserem Umfang ungewöhnlich ist — die Oxydation, hier meist deszendet, den Ilmenit allein, so ist das weder nützlich noch schädlich, kann aber, da dabei entstehender feinstverteilter Eisenglanz- oder Eisenhydroxydgehalt leicht weggelöst wird, durch Anreicherung von Rutil bzw. Anatas den Ti-Gehalt des Rohgutes günstig beeinflussen. Das trifft z. B. für die Brandungssande in Südindien zu.

Oxydation von *Ulvöspinell* zu Ilmenit ist ausserordentlich verbreitet, mikroskopisch (und auch mit anderen Methoden) aber sehr schwer zu verfolgen. Ohne metamorphe Umkristallisation ist sie technisch ziemlich bedeutungslos, da auch der feinstverteilte Ilmenit im Magnetit ungewinnbar bleibt. Bei einer Metamorphose kann aber der Ilmenit zu grösseren Körnern zusammenwandern, während als solches vorhandenes *Ulvöspinellmolekül* wieder in Magnetit hineingehen würde.

Reduktionsvorgänge sind nicht so verbreitet und nicht so vielgestaltig. Als Einzelercheinungen von lokalem Interesse sind natürlich immerhin beobachtet: Magnetit → Eisen, Ilmenit → *Ulvöspinell*, Hämatit → Magnetit, Hämatit + Rutil → Ilmenit, *Pseudobrookit* → Ilmenit, vielleicht auch noch andere; grössere Verbreitung und wirtschaftlich-technische Bedeutung kommt nur dem Falle Hämatit → Magnetit zu. Die meist nur mässig Fe-reichen und zudem ja sehr SiO₂-reichen »banded ironstones«, »Hämatitquarzite«, »calico ores«, »Eisenglimmerschiefer« usw. können dadurch sehr viel wertvoller werden, dass der Hämatitgehalt durch Kontaktmetamorphose oder unter katazonalen Bedingungen in Magnetit übergeführt und so magnetisch leicht anreicherungsfähig wird. Von beiden Möglichkeiten gibt es viele Beispiele, für die erste z. B. der Kontakt des *Duluthgabbros* mit dem Nordteil der *Mesabi Range-Erze*, für die zweite die Erze von *Sydvaranger*. — Eine andere Veränderung derselben Art ist noch recht wenig in ihren Ursachen untersucht, die Umbildung von groben Hämatit tafeln in Magnetit pseudomorphosen o h n e Metamorphose

und manchmal auch ohne erkennbare sonstige Einflüsse. Gelegentlich läuft diese Bildung von »Mushketovit» parallel mit Sulfidzufuhr oder Zirkulation von Kohlenwasserstoffen. Da sie meist nur Einzelteile der Paragenese erfasst, ist sie wirtschaftlich uninteressant. Sie ist übrigens oft auch rückläufig.

Von recht grosser Verbreitung ist ein Sonderfall der Umbildung Hämatit → Magnetit für die Entmischungskörper von Hämatit im Ilmenit. Schon oben (S. 11) ist darüber einiges gesagt und besonders darauf hingewiesen, dass oft die Abgrenzung gegen direkte Entmischung von Magnetit im Ilmenit kaum möglich ist. Natürlich können auch umgekehrt Magnetit-entmischungskörper zu Hämatit oxydiert werden, der Fall der Reduktion ist aber für uns interessanter (Abb. 41, 42, 43, 44, 45). Ist die Menge und Grösse der Hämatitkörper gering, so wird ihre Überführung in Magnetit keinen allzu schädlichen, wenn auch deutlichen Einfluss auf das magnetische Verhalten des umschliessenden Ilmenits haben, bei grösserer hingegen kann das Aufbereitungsverfahren sehr wesentlich und zwar sehr ungünstig beeinflusst werden, da ja nicht nur Verluste an Ilmenit eintreten, sondern auch störende Mehrgehalte an Titan in den Magnetit geraten.

Was diese Reduktion veranlasst, ist im Einzelfall oft schwer zu sagen, verschiedene Einflüsse können zusammen wirken, die einzeln vielleicht nicht zum Zuge kämen. Es sind Fälle bekannt, wo einwandfrei Anwesenheit von Graphit wirksam ist, wo die Erscheinung mit einer Uralitisierung von Pyroxenen parallelläuft, wo jüngere Zufuhr von Sulfiden (bzw. H_2S) wirksam ist, wo Versenkungsmetamorphose vorliegt usw.

In Otanmäki lässt sich diese Erscheinung in besonders grossem Umfang und in ausgezeichneten Strukturbildern verfolgen, geht »spontan» von Korngrenzen und zwar wahllos von solchen zu anderen Ilmeniten, Magnetit, Silikaten usw. aus und folgt der angedeuteten Spaltbarkeit nach (0001) in ausgezeichneter Weise (Abb. 42). Die entstehenden Lamellen sind von den hier, wie ebenso z. B. in Routivare, Sördalen u.a., ebenfalls vorhandenen »primären» Entmischungslamellen meist (nicht immer!) dadurch unterscheidbar, dass sie die Fe_2O_3 -Körper »aufzehren», d.h. immer um sich herum einen Hof frei von Fe_2O_3 erzeugen (Abb. 42, 43), während die »primären» ohne einen solchen sind. Besonders schön und auffällig ist die Magnetitbildung dort, wo das Ilmenitgitter durch Zwillingsbildung aufgelockert ist (Abb. 43, 44). Dabei entstehen nicht nur die eben erwähnten (0001)-Lamellen in grosser Anzahl, oft unter völliger Aufzehrung des Fe_2O_3 , sondern auch innerhalb der Zwillingslamelle selbst solche, die aber relativ viel dicker, dafür weniger ausgedehnt sind, und deren Anteil an der fraglichen Ilmenitpartie erheblich grösser ist, als dem durchschnittlichen Gehalt an ursprünglichen Eisenglanz entspricht. Es muss ein schon erhebliches »Zusammenwandern» stattgefunden haben. Auch Lamellenkreuze und ihre unmittelbare Umgebung führen solchen Magnetit, hier oft grösser und

nicht in Lamellenform (Abb. 44). Stark tektonisch beeinflusste Erzpartien werden demgemäss oft ganz erheblich stärker magnetischen Ilmenit führen als der Durchschnitt. Nach dem vorliegenden Material scheint in Otanmäki (nicht in anderen der untersuchten Lagerstätten) praktisch jedes zwillinglamellierte Ilmenitkorn die Neubildung von Magnetit zu zeigen.

Formell etwas abweichend sind neugebildete Magnetitkörper auf Korngrenzen von Ilmenitaggregaten, deren Ilmenite anscheinend latent weniger aufblätterungsfähig waren als die vorhin genannten. So entstehen mehr rundliche und meist unregelmässig ovale Körner, deren Ernährung aus den Fe_2O_3 -haltigen Nachbarkörnern wieder durch Fe_2O_3 -freie Höfe sofort erkennbar wird (Abb. 41).

Laufende mikroskopische Überwachung der Erze nach der Zerkleinerung sollte wenigstens roh eine Voraussage über das magnetische Verhalten und auch über seinen Wechsel in verschiedenen Grubenteilen gestatten.

Über den Rahmen dieser Arbeit hinaus sollen noch ein paar Beobachtungen mitgeteilt werden, die ebenfalls auf Gehalte wie Konzentrationsfähigkeit von Ilmeniterzen von Einfluss und gleichzeitig von mineralogischem Interesse sein können.

Perowskitbildung als spätere Umbildung ist in einigen Magnetit—Ilmenitlagerstätten, so auch Otanmäki, hier allerdings in sehr bescheidenem Umfang beobachtet. Sie geht wahrscheinlich auf eine recht hochtemperierte »hydrothermale« Wanderung von Ca (aus Plagioklasen stammend) zurück. Gleichzeitig entsteht auch hier etwas Magnetit ($3 \text{FeTiO}_3 + 3 \text{CaO} + \text{O} = 3 \text{CaTiO}_3 + \text{Fe}_3\text{O}_4$). Die Bildung kann erst erfolgt sein nach der Entmischung auch der kleinsten Fe_2O_3 -Körper, da diese intakt (also auch nicht etwa reduziert) erhalten sind (Abb. 46).

Neubildung von Titanit aus Ilmenit ist ganz trivial, viel häufiger als vermutet. Schon sehr viele der bisher immer als »primär« und »alt« angesehenen, auch grossen idiomorphen Ilmenite in magmatischen Gesteinen enthalten Resorptionsreste von Ilmenit. Die Erscheinung ist so allgemein, dass man einen Grossteil dieser Titanite in Wahrheit als spät und idioblastisch wird deuten müssen.

In Dutzenden kleinerer und grösserer Ilmenitlagerstätten kommen Partien vor, wo demgegenüber Titanit als Hydrothermalbildung zu deuten ist. In Otanmäki — wo es an sich recht zurücktritt — ist das besonders charakteristisch verknüpft mit der Bildung von Pyrit, z. T. mit der Pyritbildung aus Magnetkies, jedenfalls also einer Wanderung von gleichzeitig H_2S , SiO_2 und CaO . ($\text{FeTiO}_3 + \text{CaO} + \text{SiO}_2 + 2 \text{H}_2\text{S} + \text{O} = \text{CaTiSiO}_5 + \text{FeS}_2 + 2 \text{H}_2\text{O}$). Die entstehenden Verdrängungsbilder können sehr hübsch sein (Abb. 47). Aufbereitungstechnisch werden solche Partien selten Bedeutung gewinnen.

Spinellentmischung im Ilmenit ist verbreitet, oft neben einer solchen von Magnetit oder Hämatit. Der Schluss, dass es sich bei den meist

sehr dünnen und kleinen Lamellen um Spinell und nicht etwa ein durchsichtiges Glied X_2O_3 handelt, ist auf Grund der Annahme gemacht, dass eine solche der letzteren Art in der Form derjenigen von Fe_2O_3 , die von Spinell mehr der von Magnetit ähneln würde — wie sie es tatsächlich tut.

K o r u n d e n t m i s c h u n g im Ilmenit ist selten und vom Verfasser nur in wenigen Fällen beobachtet. Sehr schön und typisch zeigten sie aber einige Proben von Otanmäki. Die grosse Schleifhärte verursacht gewöhnlich auch in besten Präparaten charakteristische Schleifschatten (Abb. 49, 50).

H ö g b o m i t ist viel häufiger, als man noch vor wenigen Jahren ahnte. Gemäss der Zusammensetzung ist er auf tonerde- und gleichzeitig titanreiche Paragenesen beschränkt. In finnischen Erzen fand Verfasser Högbo mit mehrfach in Erzen aus Otanmäki, wo er auch Paarma auffiel. Da dieses Vorkommen höchstens teilweise als tonerdereich zu bezeichnen ist, ist er hier eigentlich überraschend.

LITERATUR

Es sind nur wenige Arbeiten besonders der neuesten Zeit genannt. Wegen des weiteren Schrifttums sei auf mein Lehrbuch »Die Erzminerale« und auf die sehr ausführliche Liste bei Buddington (3) hingewiesen.

1. AKIMOTO, S. (1954) Thermo-magnetic study of ferromagnetic minerals contained in igneous rocks. Journ. geomagnetism. Jap. 6, pp. 1—14.
2. BALSLEY, J. R. (1943) Vanadium-bearing magnetite-ilmenite deposits near Lake Sanford. Essex Co., New York U.S. Geol. Survey. Bull. 940 D, pp. 99—123.
3. BUDDINGTON, A. F., FAHEY, JOSEPH and VLISIDIS, ANGELINA (1955) Thermo-metric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. Amer. Journ. Sci. 253, pp. 497—532.
4. CHEVALLIER, R., BOLFA, J. et MATHIEU, S. (1955) Titanomagnétites et ilmenites ferromagnétiques. Bull. Soc. franc. Minéral. 78, pp. 307—346 u. pp. 365—399.
5. FISCHER, REINHARD (1950) Entmischungen in Schmelzen aus Schwermetalloxyden, Silikaten und Phosphaten. N. Jahrb. Min. Abt. A Beil. Bd. 81; pp. 315—364.
- 6a. FRENZEL, G. (1954) Erzmikroskopische Beobachtungen an natürlich erhitzten, insbesondere Pseudobrookitführenden Vulkaniten. Heidelberger Beiträge Mineralogie und Petrographie 4, pp. 343—376.
- 6b. — (1956) Zur Kenntnis der Eisentitanoxyde in thermometamorphen Gesteinen. Heidelberger Beiträge Mineralogie und Petrographie 5, pp. 165—170.
7. GILLSON, J. L. (1949) Titanium in industrial minerals and rocks. Am. Inst. Min. Met. Eng. pp. 1 042—1 073.
8. IWASAKI, I & KATSURA, T. (1950) Chemical composition of the so-called magnetite in volcanic rocks and their relation to stage to differentiation. Kyushu Min. Assoc. Journ. 18, pp. 20—204.
9. PALMUNEN, M. K. (1945) On the ilmenite-magnetite-olivinite of Susimäki. Fennia 45, pp. 1—27.
10. RAMDOHR, P. (1927) Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen über das System $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$. N. Jahrb. Mineral. Beil. Bd. 55 A, pp. 333—392.
11. — (1945) Durchbewegte Erze von Routivare, Nordschweden. Geol. För. i Stockholm Förhandl. 67, pp. 367—388.
12. — (1953) Ulvöspinel and its significance in Titaniferous iron ores. Econ. Geol. 48, pp. 677—688.
13. — (1955) Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. II. Aufl. Berlin.
14. VAASJOKI, O. (1947) On the microstructure of titaniferous iron ore at Otanmäki. Bull. Comm. géol. Finlande 140, pp. 107—114.
15. VINCENT, E. A. & PHILLIPS, R. (1954) Iron-titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geochim. and Cosmochim. Acta 6, pp. 1—26.

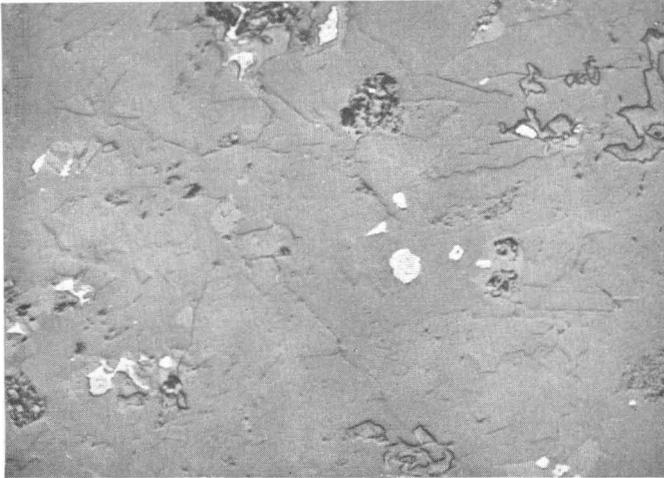


Abb. 1. Magnetit in »Andengranit« (Granodiorit), Pisagua b. Tarapaca, Chile. Magnetit, rundliche und eckige Körner, meist jünger als die Silikate. Quarz ist an schwach positivem, Biotit an stark negativem Relief erkennbar. Hauptmasse sind Feldspate. Etwas heller grau ist Amphibol. Übersichtsaufnahme, 5 : 1.

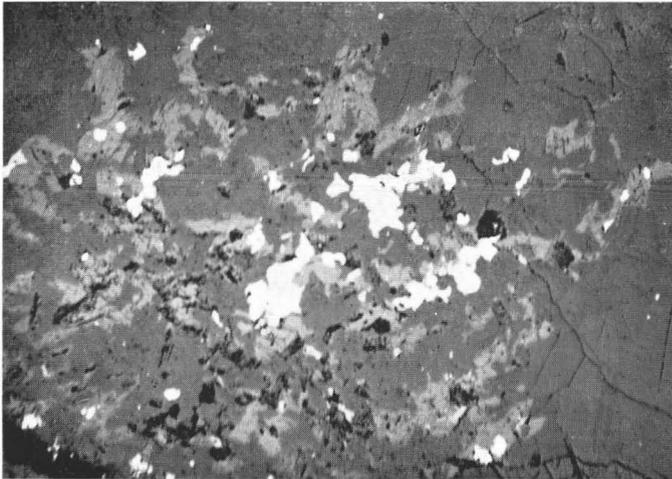


Abb. 2. Ilmenit im Granit, Virum in Småland. Ilmenit (weiss), ungewöhnlich reichlich in einer Partie mit viel Biotit (mässig grau, schlecht poliert) daneben Orthoklas (dunkelgrau). Übersichtsaufnahme, 8 : 1.

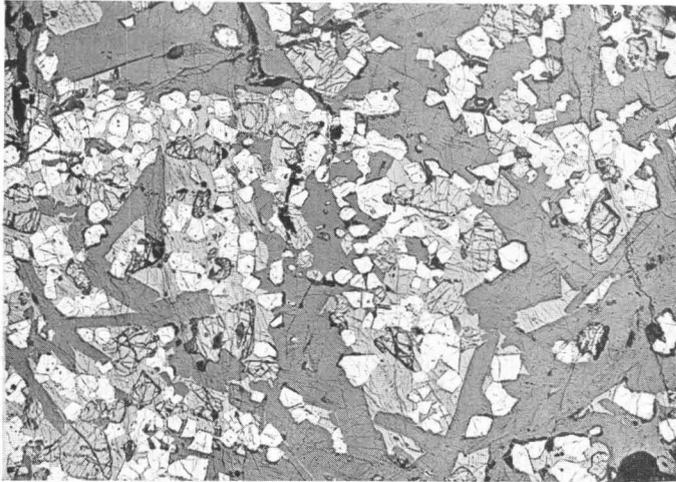


Abb. 3. Magnetit in Olivengabbro, Södra Ulvö, Schweden. Magnetit, hier ungewöhnlicherweise grossenteils idiomorph und älter als Silikate. Lichtgrau ist Pyroxen und Olivin dieser rundlich und stark von Sprüngen durchzogen. Dunkler grau und leistenförmig ist Plagioklas. Übersichtsaufnahme, 5 : 1.

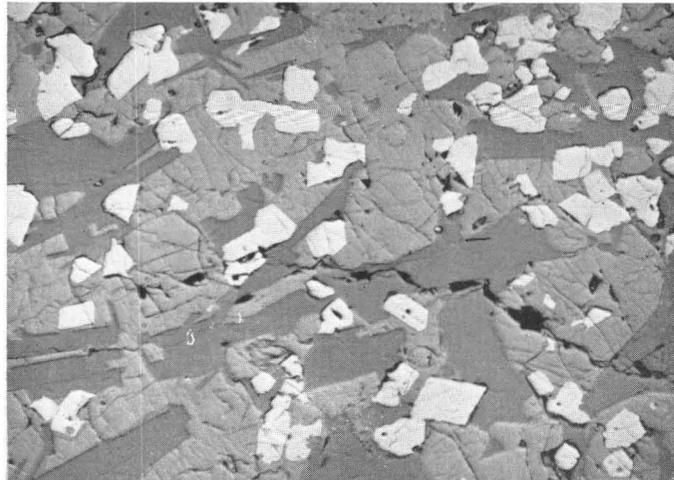


Abb. 4. Magnetit in »Olivindiabas«, Mariehamn, Åland, Finnland. Ähnlich Abb. 3. Eine deutliche Paralleltexur ist erkennbar. Übersichtsaufnahme, 5 : 1.



Abb. 5. Magnetit in »Olivindiabas«, Äsen, Elfdalen, Schweden. Magnetit, grob skelettförmig (lichtgrau), drei bis vier Silikate am Reflexionsvermögen erkennbar; das am hellsten reflektierende ist Olivin. Im Magnetit winzige Sulfidkörnchen. Übersichtsaufnahme, 5:1.

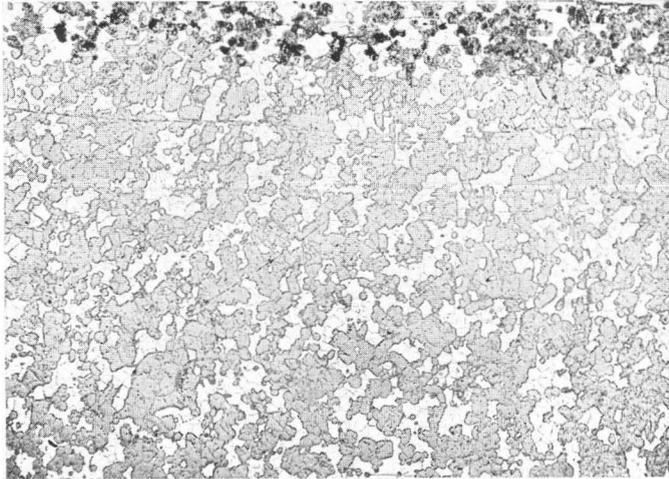


Abb. 6. Magnetit im »Titanomagnetit-spinellit«, Smälands Taberg, Schweden. Magnetit, grauweiss in durchaus xenomorphen Aggregaten als Matrix zwischen rundlichen, teildiomorphen Körnern von Olivin. Die schwarzen Flecken bezeichnen verwitterte und z.T. ausgebrochene Körner von der Oberflächenkruste. Übersichtsaufnahme, 5:1.

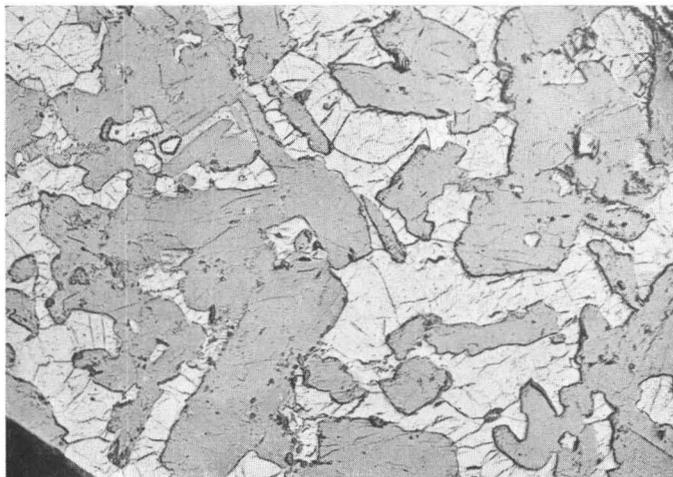


Abb. 7. Magnetit im »erzreichen Norit«, Magnet Heights, Transvaal. Magnetit, durchaus xenomorphe Aggregate als Matrix idiomorpher Plagioklaskristalle. Sehr wenig Bronzit (etwas heller als Plagioklas). Übersichtsaufnahme, 5 : 1.

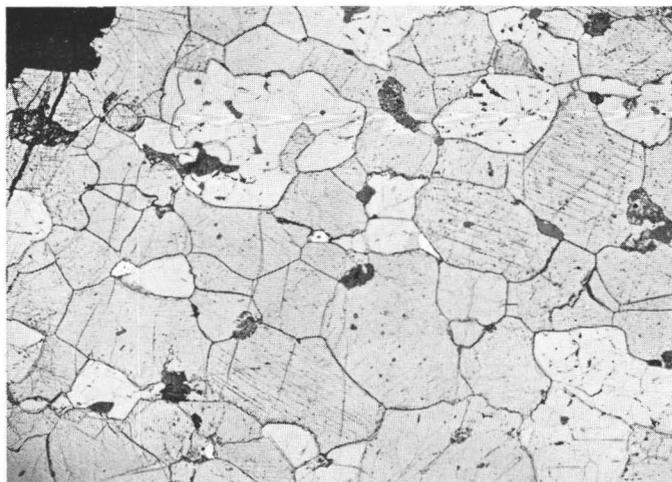


Abb. 8. »Titanomagnetiterz«, Lake Sanford, N.Y. U.S.A. Grob- und gleichkörniges Aggregat von Magnetit (Spur dunkler, feine Linien oder Punkte) mit Ilmenit (glatt u. heller). Lichtweiss sind Sulfide, dunkelgrau Silikate. Übersichtsaufnahme, 5 : 1.

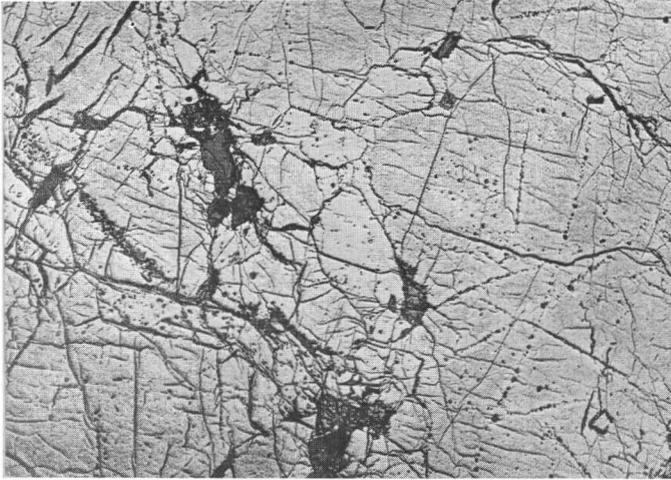


Abb. 9. »Titanomagnetit«^z, Chitado, Angola, S. Afrika. Sehr grobes Aggregat von Magnetit, fein geraut aussehend, mit Ilmenit, glatt, im Bild unterdurchschnittlich wenig. Dunkelgrau Silikate. Übersichtsaufnahme, 5 : 1.

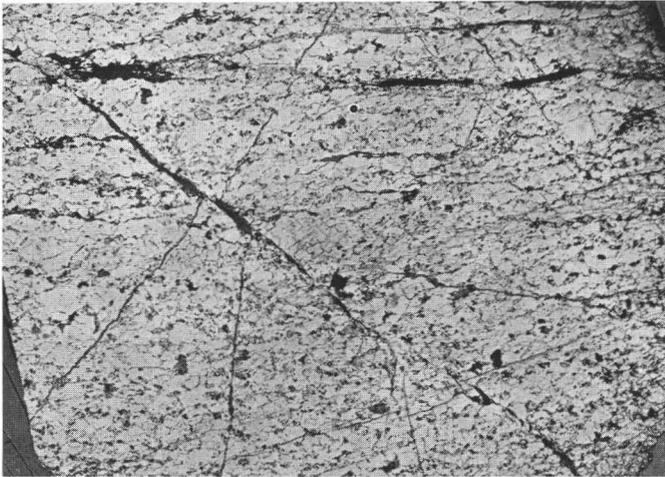


Abb. 10. »Titanomagnetit«^z, Jijatembe, Goa, Indien. Erz, im Mineralbestand ganz ähnlich Abb. 8 u. 9, aber durchbewegt und sehr feinkörnig rekristallisiert. Übersichtsaufnahme, 5 : 1.

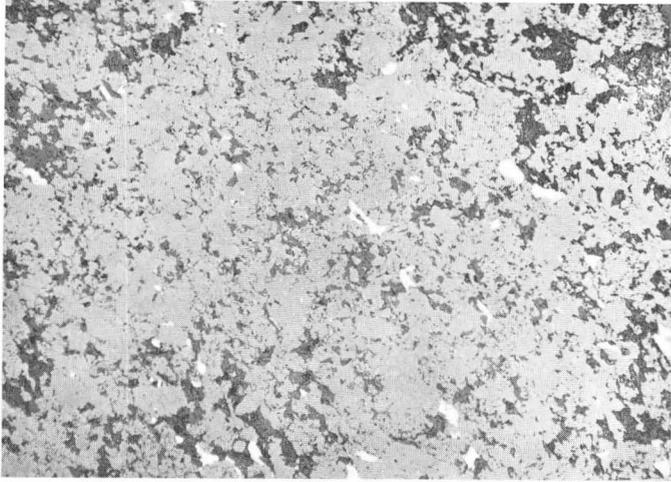


Abb. 11. Kompaktes Reicherz, »prima Erz«, Otanmäki, Finnland Magnetit und Ilmenit in feinkörnigem Gemenge etwa 1:1, hier kaum unterscheidbar, Sulfide (weiss), meist Pyrit, Silikate dunkelgrau in verschiedenen Tönen. — Korngrösse ähnlich Abb. 10, aber nicht durchbewegt. Übersichtsaufnahme, 5:1.

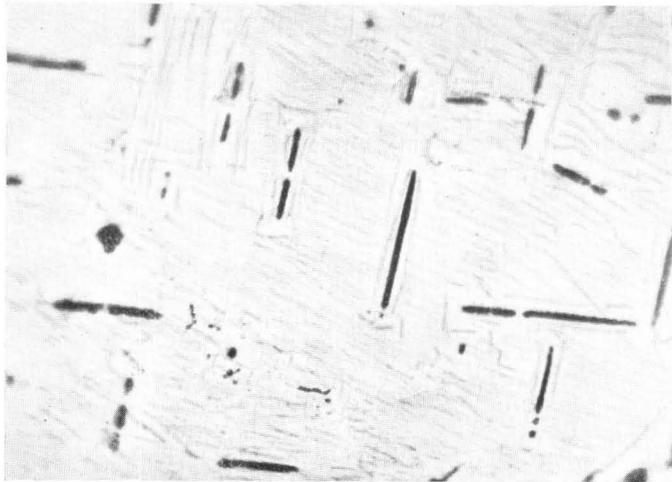


Abb. 12. »Magnetit, Magnet Heights, Ost-Transvaal. Magnetit mit Entmischung von Hercynit (fast schwarz) // (100) und parallel mit diesem angeordnet ein sehr zartes Netzwerk von Olivospinell (grau). Ölimmersion, 1 000:1.

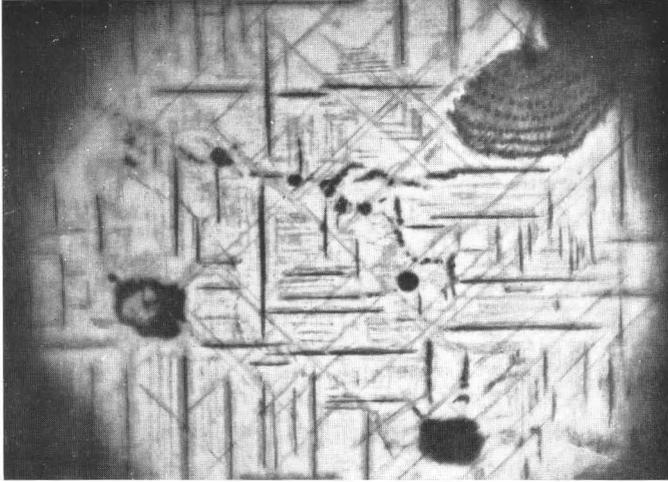


Abb. 13. »Titanomagnetit«, Smålands Taberg, Schweden. Einzelheit aus Abb. 6 a. Magnetit mit entmischem Ilmenit // (111) (diagonal zur Bildkontur), Hercynit (fast schwarz). Da die Schnittlage sehr genau // (100) so ist eine Lamellenschar genau in der Tafelfläche getroffen. Schliesslich Ulvöspinell als feines Schachbrettmuster // dem Hercynit. Ölimmersion, 1 000 : 1.

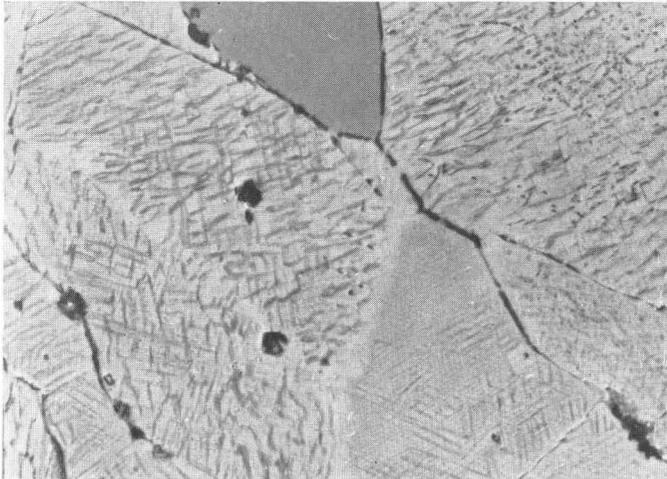


Abb. 14. »Titanomagnetit«, Chihanji, Angola. Körniges Rekrystallinat von Magnetit (Hauptmenge) und Ilmenit (dunkler). Die Rekrystallisation erfolgte bei hoher Temperatur, wodurch zwar ein relativ grobes und gleichmässiges Korn entstand, aber ein erheblicher Anteil des Titans als feines Ulvöspinellnetzwerk in den Magnetit geht. Ölimmersion, 1 200 : 1 ($2\frac{1}{2} \times$ nachvergrössert).

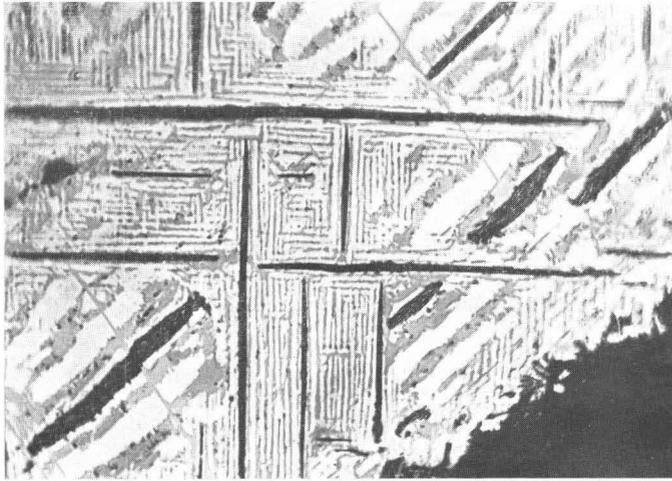


Abb. 15. »Titanomagnetit«, Smålands Taberg, Schweden. Magnetit (lichtgrau), Schnitt nahe (100). Entmischungslamellen von Hercynit (schwarz) und Ulvöspinell (dunkelgrau) // dem Würfel. Eine dritte Schar ist fast tangierend getroffen und in die Breite gezogen. Sehr vereinzelt Lamellen von Ilmenit nach (111) kreuzen unter 45° Ölimmersion, 1 600 : 1 (Photo Rehwald).

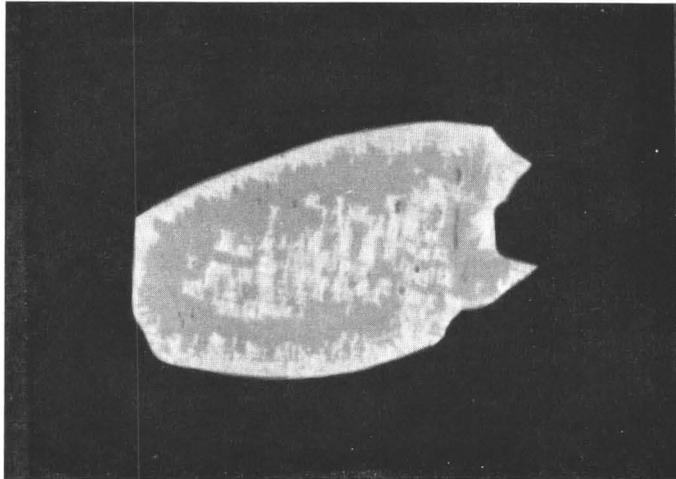


Abb. 16. »Magnetiteinschluss im Pyroxen«, Vygenhoek, Bushveld. Entmischungsnetzwerk von Magnetit (etwas heller) und Ulvöspinell zu etwa gleichen Teilen. Ulvöspinell herrscht lokal stark vor. — Das ist, abgesehen von Basalten mit ged. Eisen, das Ulvöspinellvorkommen mit dem relativ grössten Anteil dieses Minerals, das der Verfasser gesehen hat. Ölimmersion, 3 000 : 1 (6 \times nachvergrössert).

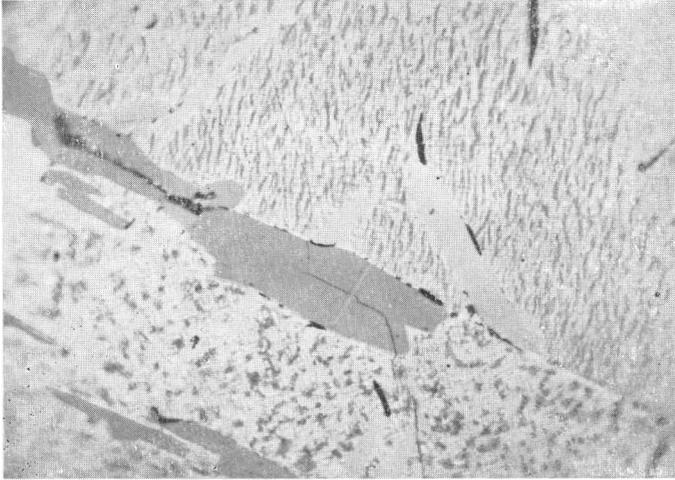


Abb. 17. »Titanomagnetit«, Mäntyharju, Finland. Magnetit (zwei grosse Körner) mit grober und älterer Entmischung von Ilmenit (glatt, Helligkeit mit der Orientierung verschieden), wenig Hercynit (schwarz) und einem sehr dichtem Netzwerk von Ulvöspinell (dunkelgrau). Ölimmersion, 1 000 : 1.

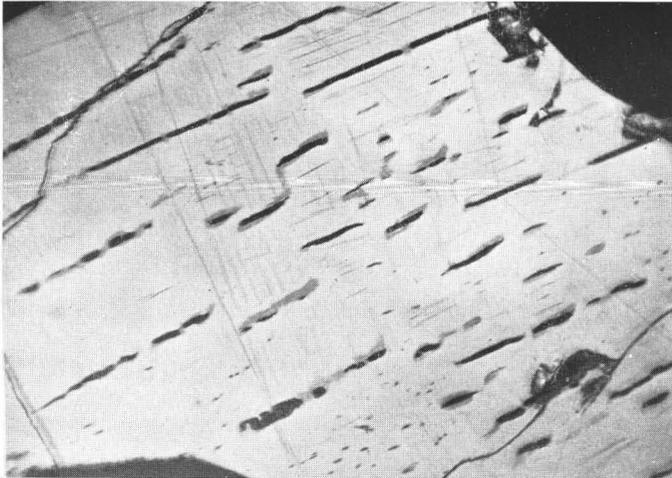


Abb. 18. »Titanomagnetit«, Susimäki, Finland. Magnetit (lichtgrau) mit Entmischungslamellen von Hercynit (schwarz), hier hervorragend in einer Richtung. An die Hercynitlamellen angelehnt Ulvöspinell (dunkelgrau), daneben aber auch selbständig in feinsten Strichen. Ölimmersion, 500 : 1.

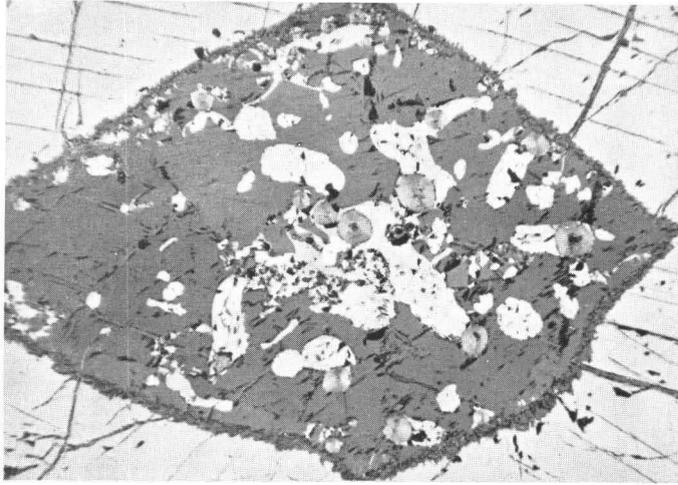


Abb. 19. »Silikateinschluss im Titanomagnetit«, Lake Sanford, N.Y. Aussen Titanomagnetit mit groben Ilmenitlamellen (reichlicher Ulvöspinell ist bei dieser Vergr. noch nicht erkennbar), darin Silikateinschluss, in dem wieder Magnetit, wenig Sulfid und vor allem radiale Kugeln von Graphit enthalten sind. — Genau gleichartige Graphitkugeln führt auch der Ulvöspinellreiche Magnetit von Chitado, Angola (meine Abb. 532 in 10) 75 : 1.

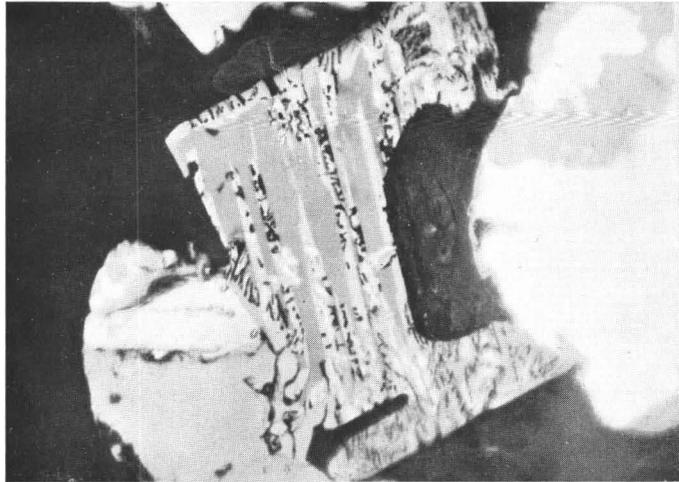


Abb. 20 »Schlackiges terrestrisches Eisen im Basalt«, Bühl b. Kassel. Ulvöspinell als selbständiger Kristall, ursprünglich entstanden durch Reduktion des Ilmenites im Basalt, zerfällt in wechselndem Stadium unter Bildung von lamellarem Ilmenit (etwas lichter grau), Magnetit (mehr lappige Formen, in der Farbe hier von Ilmenit nicht zu unterscheiden) und gediegen Eisen (reinweiss) etwa nach der Formel: $4 \text{Fe}_2\text{TiO}_4 = 4 \text{FeTiO}_3 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{Fe}$. Die schwarzen Myrmekite sind wahrscheinlich freigewordener Spinell. Die grosse Partie rechts ist gediegen Eisen mit zurückgebildetem Magnetit als Kruste. Ölimersion, 600 : 1.

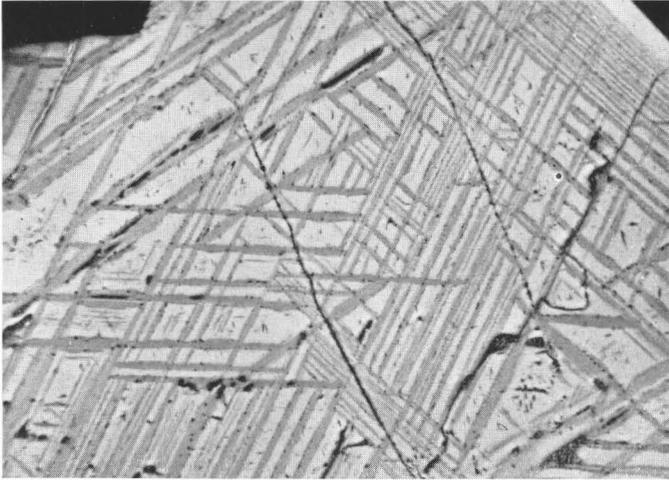


Abb. 21. »Titanomagnetit im Larvikit«, Larvik, Norwegen. Magnetitkorn mit sehr reichlicher lamellarer Entmischung von Ilmenit (planimetriert nahe 50 %) am Rande der Ilmenitlamellen, wenige auch selbständig, Spinellkörperchen. Ölimmersion, 350:1.

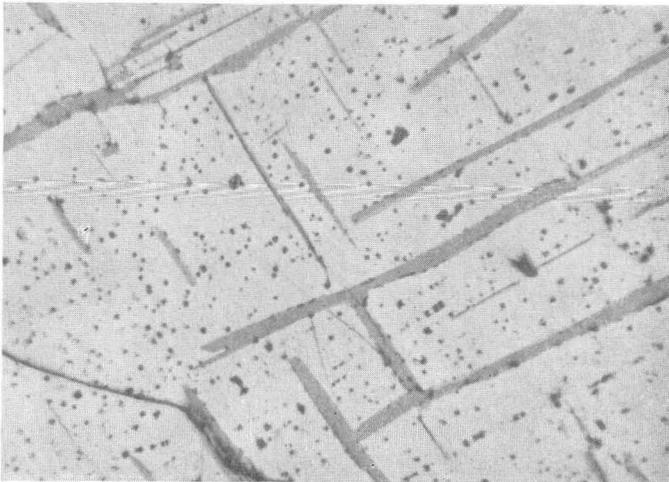


Abb. 22. »Titanomagnetit«, Välimäki, Finnland. Grobkörniger Magnetit mit langen Entmischungslamellen von Ilmenit. Gleichmässige Durchstäubung mit Hercynit. Ölimmersion, 250:1.

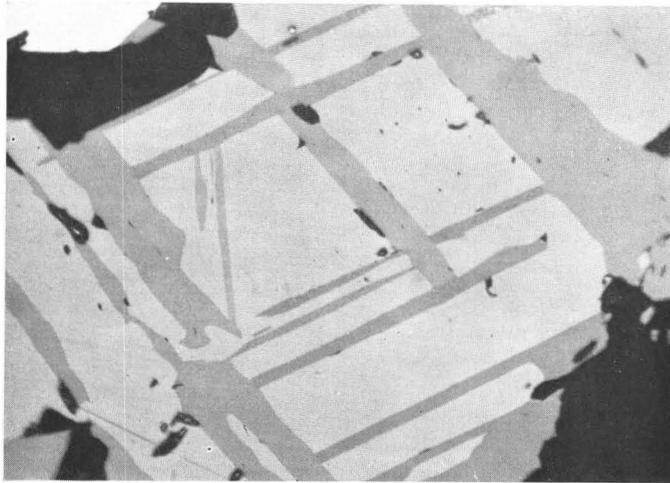


Abb. 23. »Titanomagnetit«, Otanmäki, Finnland. Sehr grobe und etwas unregelmässige Lamellen von Ilmenit im homogenen Magnetit, wenig Sulfid. — Charakteristisch für Otanmäki ist sehr geringer Gehalt an Spinell. Für das Vorkommen ist übrigens entmischter Titanomagnetit dieser Art ganz ungewöhnlich. Ölimmersion, 250 : 1.

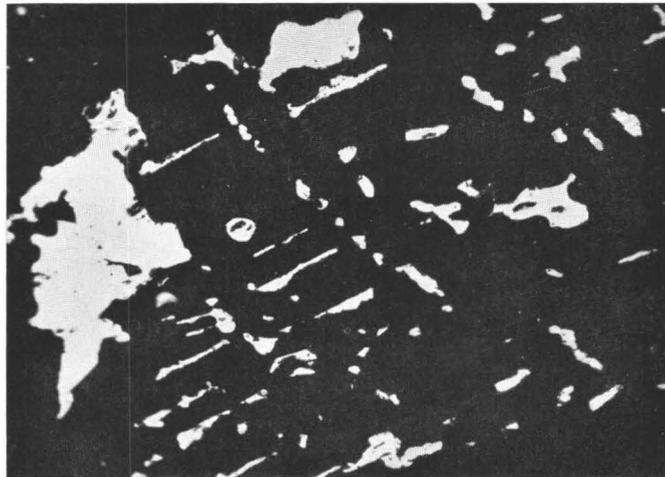


Abb. 24. »Magnetit« im Gabbro, Chapanduka, Mozambique. In einem Magnetit mit Ilmenitlamellenwerk wurde letzteres durch Sammelkristallisation zu rundlichen Ilmenitkörnern umgebildet. Nachträglich ist der Magnetitanteil weggelöst. Andeutungen der alten Lamellenstruktur sind erhalten. — An Stelle des Magnetits jetzt Silikatfüllsel (schwarz). Ölimmersion, 250 : 1.

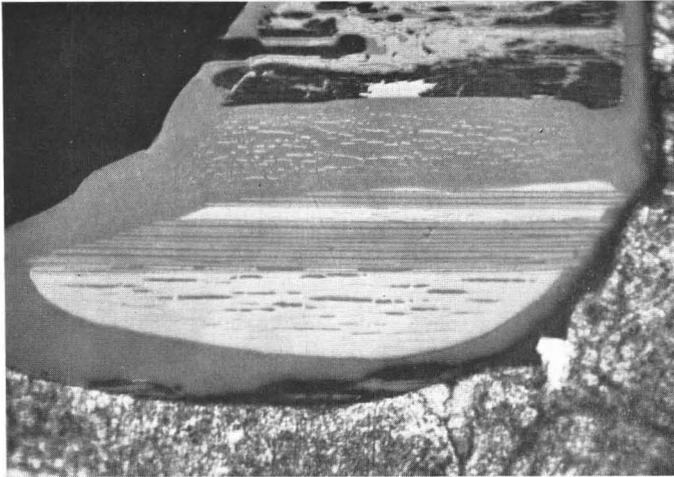


Abb. 25. »Ilmenit aus Magnetitkies«, Sudbury, Canada. Titanhämatit in zwei Korngrößen entmischt umhüllt von Ilmenit, dunkelgrau, wird in einzelnen Lamellen durch Reduktion in sehr gleichmässige Magnetitlamellen übergeführt. Im einen Teil des Präparats ist der Titanhämatit bei der Umsetzung herausgebrochen. Ölimmersion, 250 : 1.

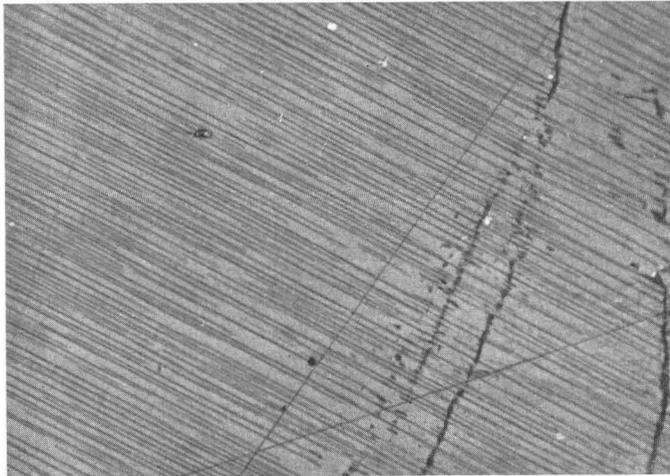


Abb. 26. »Magnetischer Ilmenit«, Otanmäki, Finnland. Sehr grobkörniger Ilmenit, der durch Magnetismus aufgefallen war, enthält überaus massenhaft lange Magnetitlamellen, die durch die + Nic. hier dunkler sind als Ilmenit (also umgekehrt als normal). Ein so hoher Magnetitanteil im »Magnetitilmenit« ist ungefähr das Maximum, was als echte Entmischung deutbar ist. Durch die optische Anordnung überschätzt man seinen Anteil ein wenig. Ölimmersion, 250 : 1, Nicols fast gekreuzt.

Paul Ramdohr: Die Beziehungen von Fe-Ti-Erzen aus magmatischen Gesteinen

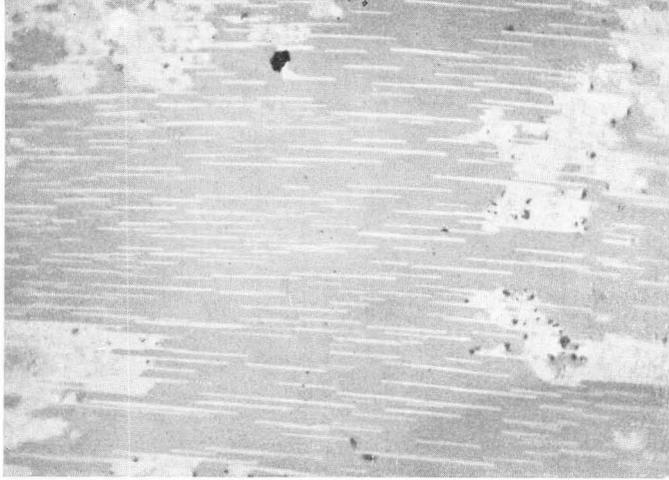


Abb. 27. »Magnetischer Ilmenit«, Niederramstadt b. Darmstadt. Ilmenit mit Entmischungslamellen von Magnetit // (0001). Lokal ist Ilmenit in Flecken in Hämatit + »Leukoxen« verwittert. Ölimer-sion, 500 : 1.

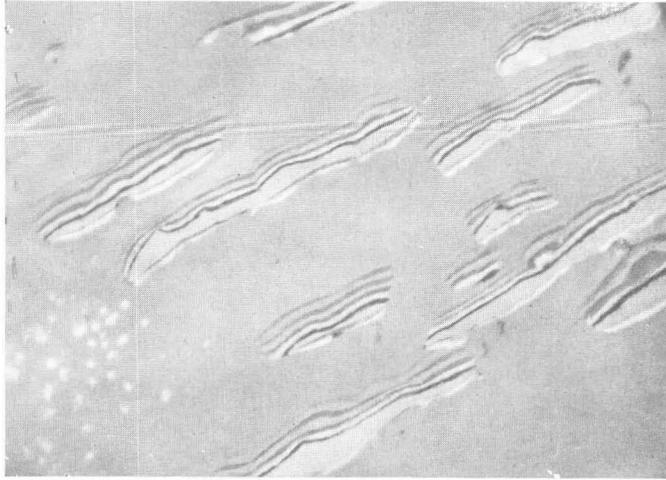


Abb. 28. »Magnetischer Ilmenit«, Otanmäki, Finnland. Ilmenit, Schnitt nahe // (0001), zeigt sehr flach ausstreichende Entmischungslamellen von Magnetit. Man erkennt an der Farbenskala »dünner Blättchen«, dass Ilmenit in dünnsten Schichten durchscheinend ist. — Vereinzelte, hier rund erscheinende Entmischungslinsen von Hämatit. Ölimmersion, 600 : 1.

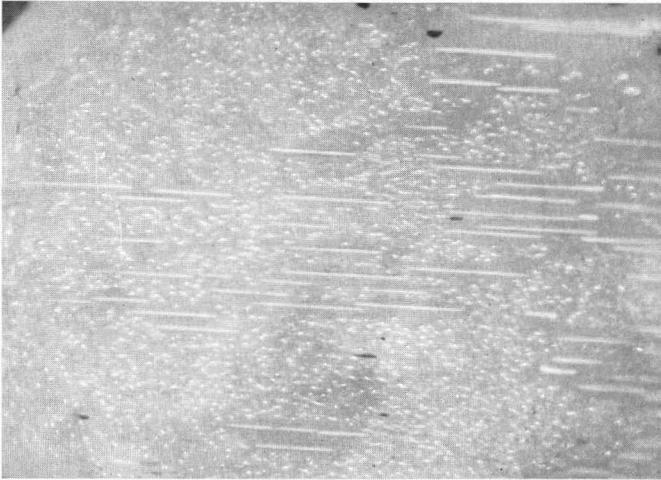


Abb. 29. »Ilmenit«, Otanmäki, Finnland. Gleichzeitige Entmischung von Magnetit (Tafeln) und Hämatit (Punkte) im Ilmenit. Man beachte, dass die Magnetitlamellen hier keinen oder einen nur wenig ausgeprägten Hämatit-freien Hof haben (gegenüber z.B. Abb. 42, 43). Ölimmersion, 500:1.

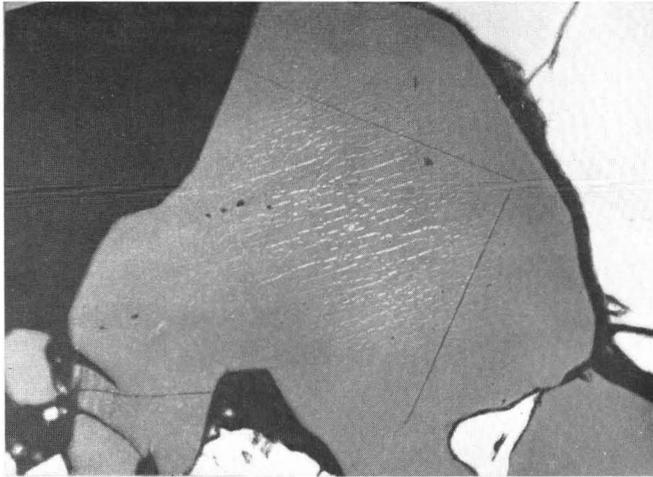


Abb. 30. »Ilmenit aus Magnetkies«, Sudbury, Canada. Ilmenit (lichtgrau), mit zonar nach aussen an Menge und Grösse abnehmenden Körperchen von Hämatit (fast weiss). Aussen Sulfide, überwiegend Magnetkies (reinweiss) und Silikat (schwarz). Ölimmersion.

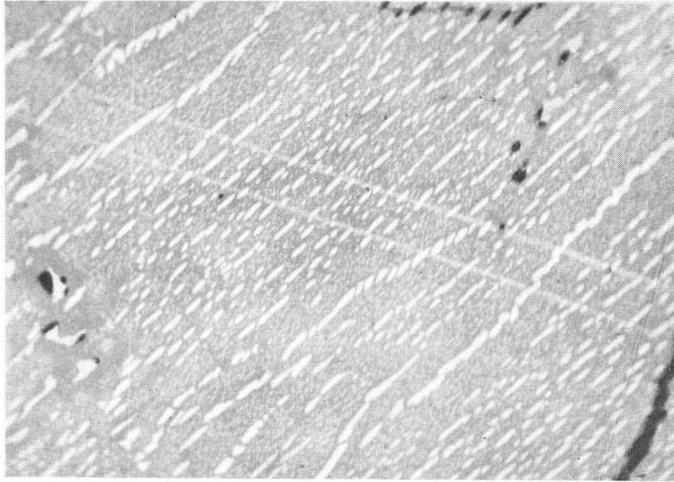


Abb. 31. »Ilmenit, Otanmäki, Finnland. Ilmenit, dunkelgrau, mit Hämatit-Entmischung in zwei Generationen. Die zwei etwas helleren Parallelstreifen sind Zwillingslamellen. Ölimmersion, 250 : 1.

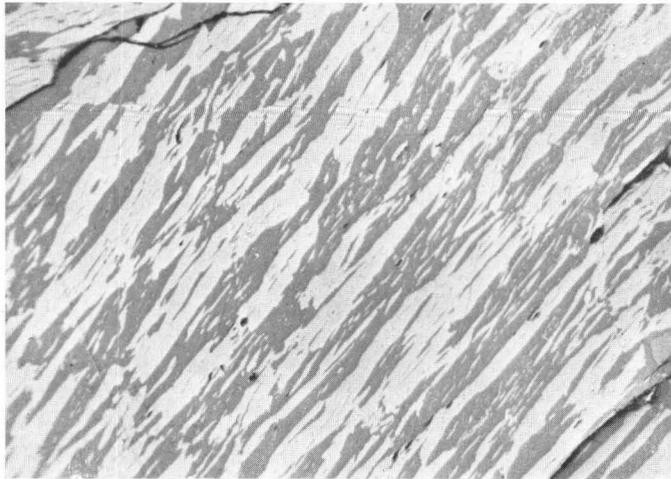


Abb. 32. »Ilmenit«, Alverströmmen, Norwegen. Entmischung eines Mischkristalls, der Ilmenit und Hämatit-Molekül in etwa gleicher Menge enthält. Weiss Hämatit, grau Ilmenit. Entmischung in zwei in der Korngrösse sehr verschiedenen Generationen. Ölimmersion, 250 : 1.

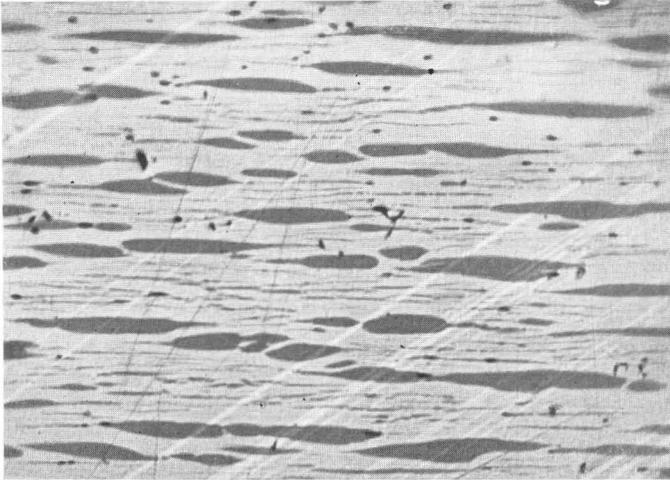


Abb. 33. »Ilmenit«, Litchfield, Massachusetts. Entmischter Titanhämatit, Hämatit überwiegt Ilmenit etwa 3 : 1. Zwei Entmischungs generationen. Zwillingslamellen. Ölimmersion, 250 : 1.

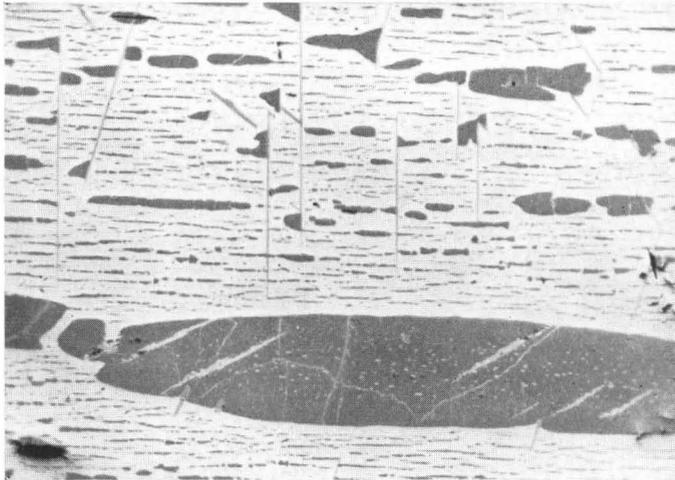


Abb. 34. »Titanhämatit«, Gräne, Wester Götland, Schweden. Ehemaliger Fe_2O_3 — FeTiO_3 -Mischkristall entmischt in überwiegend Hämatit und Ilmenit, dazu unter Teiloxydation in Rutil, mittelgraue, quer durchstossende Nadeln. — Im grössten Ilmenit dünnste Querklüftchen mit beginnender Verwitterung. Ölimmersion, 500 : 1.

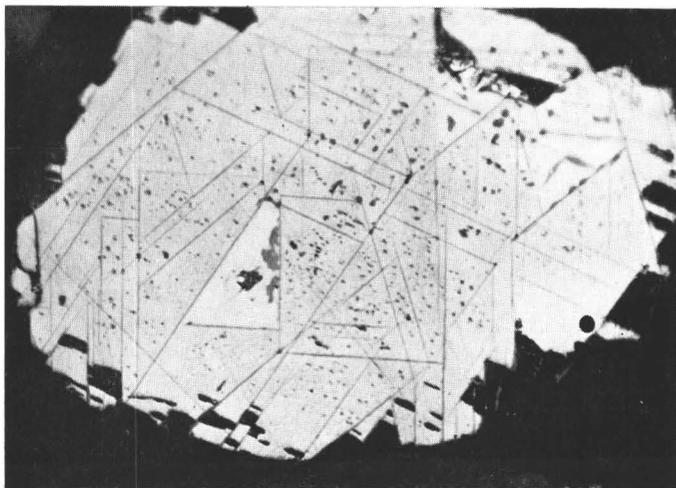


Abb. 35. »Titanhämatit«, aus Flusssand, »Spanien«. Ein Fe_2O_3 — FeTiO_3 -Mischkristall ist unter fast völliger Oxydation in Hämatit (mit etwas reliktischem FeTiO_3 -Anteil) und // (2243) — 6 Richtungen! — Rutillamellen zerfallen. Ein Zwickel (reinweiss) ist umgelagerter, reiner Hämatit. Ölimmersion, 500 : 1.

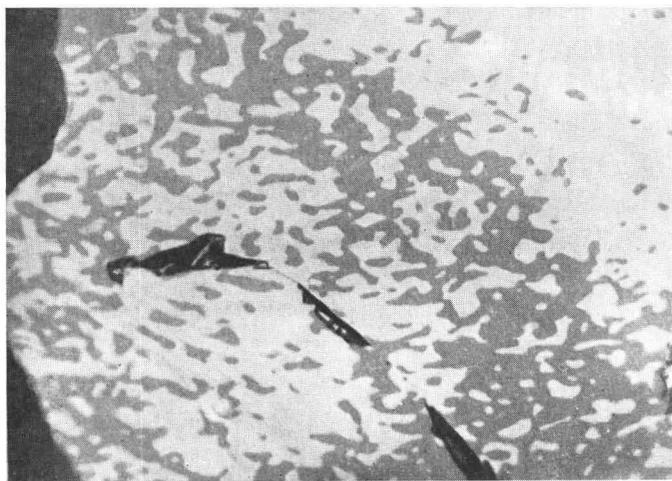


Abb. 36. »Iserin«, »possibly Nigerian«, aus Flusssand. Das Material entspricht völlig einem Teil der als »Iserin« bezeichneten Körner von der Iserwiese. Nach Chevallier (4) sind sie stark magnetisch, ohne aber Entmischung zu zeigen. Sie geben ein von reinem Ilmenit nicht abweichendes Pulverdiagramm. Erzmikroskopisch liegt eine myrmekitartige »Entmischung« in Kornagregate von zwei verschiedenen Orientierungen desselben Minerals vor. Eine Erklärung konnte der Verfasser noch nicht finden. Ölimmersion, 350 : 1
Nicols fast gekreuzt.

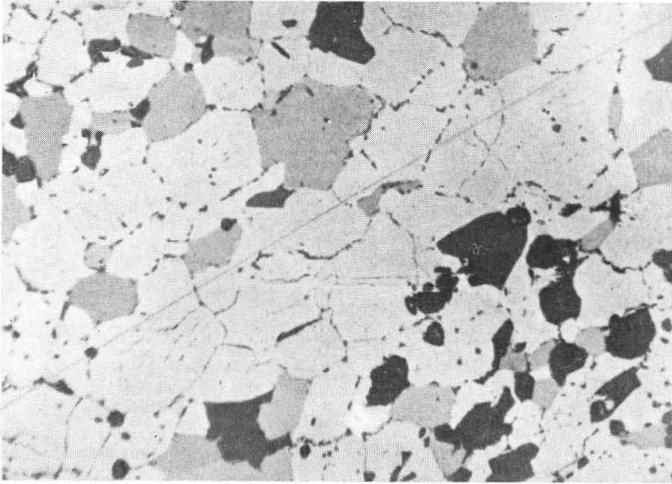


Abb. 37. »Titanomagnetit«, Routivare, Schweden. Feld Pluto. Rekristallisiert eines durchbewegten Titanomagnetiterses. Magnetit (lichtgrau), körnig mit Kornintergranulare feinsten Spinellkörnchen, Ilmenit (mittelgrau), ebenfalls runde Körner und Spinell + Silikate (fast schwarz, kaum unterscheidbar). 150 : 1.

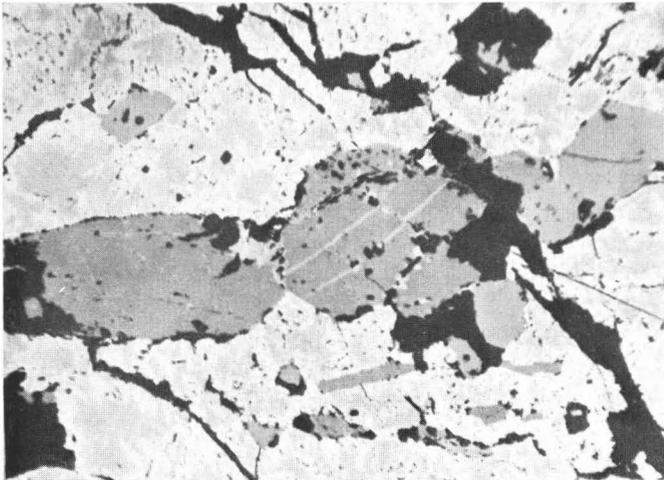


Abb. 38. »Titanomagnetit«, Jijatembe, Goa, Indien. Durch recht grobe Rekristallisation haben sich sowohl Magnetit wie Ilmenit (dunkelgrau) fast völlig von Entmischungskörpern gereinigt. Magnetit ist recht weitgehend martitisiert. 70 : 1.

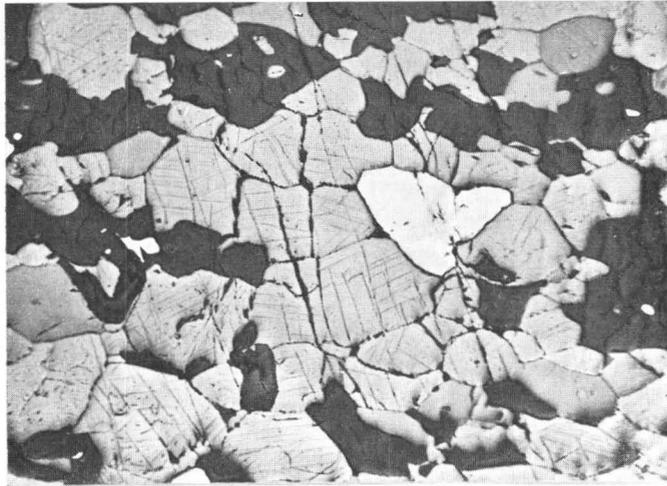


Abb. 39. »Titanomagnetit«, Solnördal, Grobkörnung rekristallisiertes Aggregat von Magnetit, voll von feinen Ilmenitlamellen, Ilmenit, glatt, etwas dunkler, Gangarten, fast schwarz, und Magnetkies, weiss (mit, noch heller, etwas Kupferkies). 35 : 1.

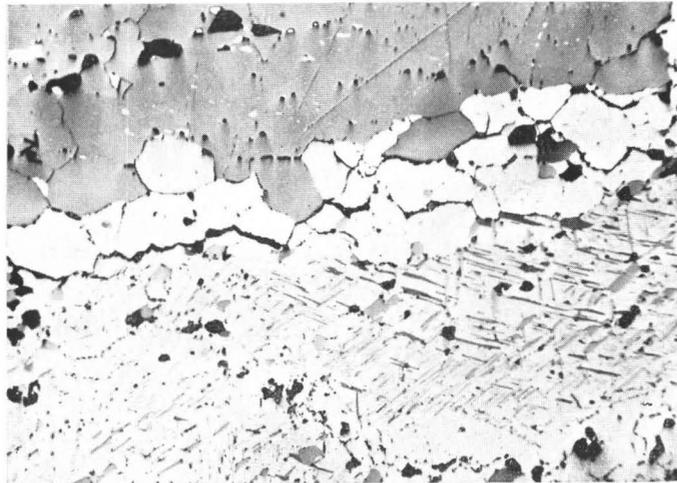


Abb. 40. »Titanomagnetitez«, Rottivare, Schweden, Feld Pluto. Bewegungsgrenze zwischen einem grossen Magnetitkorn mit massenhaften Entmischungslamellen von Ilmenit und einem grossen Ilmenitkorn (erheblich dunkler). An der Grenze grobes Rekristallisat von Ilmenitfreiem Magnetit (immerhin mit feinstem Spinellstaub) und Ilmenit. Man beachte, dass der rekristallisierte Magnetit etwas heller ist als die Ausgangssubstanz. Ölimmersion, 100 : 1.

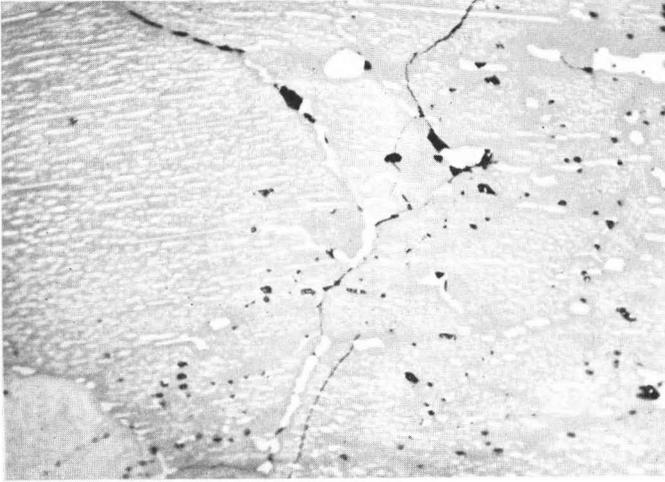


Abb. 41. »Ilmenit«, Otanmäki, Finnland. Ilmenit mit Entmischung von Hämatit und wenig Magnetit. Auf Korngrenzen Magnetit, der mindestens zum Teil aus Ilmenit ausgewandert ist (Fe_2O_3 -freie Höfe). Ölimmersion, 250 : 1.



Abb. 42. »Magnetischer Ilmenit«, Otanmäki, Finnland. Magnetitbildung in und an Zwillingslamellen im Ilmenit. Man beachte die Fe_2O_3 -freien breite Säume entlang den Zwillingslamellen. Ölimmersion, 50 : 1.

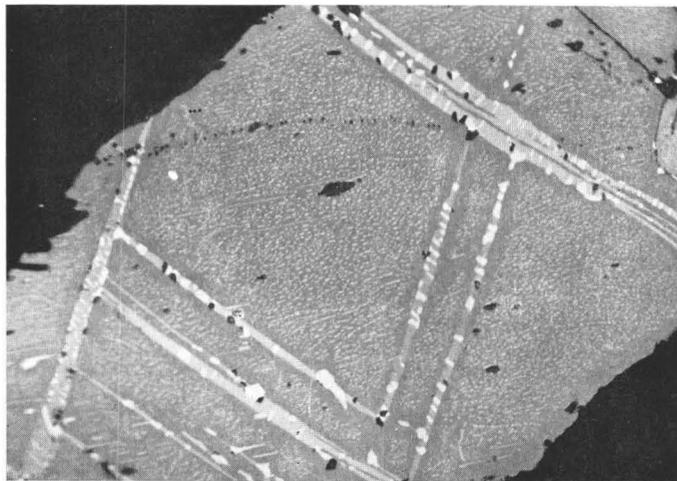


Abb. 43. »Magnetischer Ilmenit«, Otanmäki, Finnland. Bild prinzipiell sehr ähnlich 42. Besonders hübsche Strukturen. Durch die verschiedene Stellung zum Nicol erscheinen die beiden Scharen von Zwillingslamellen verschieden hell. Ölimmersion, 250 : 1.

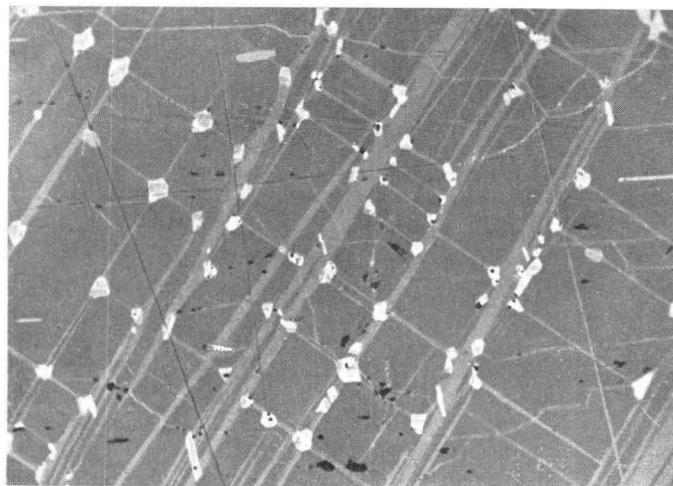


Abb. 44. »Reiches Ilmeniterz«, N'Hantumula, Tete, Mozambique. Grobkörniger Ilmenit mit massenhaften Zwillingslamellen nach (1011). An Zwillingskreuzen Neubildung von Magnetit, der teilweise martitisiert ist. Ölimmersion, 250 : 1.

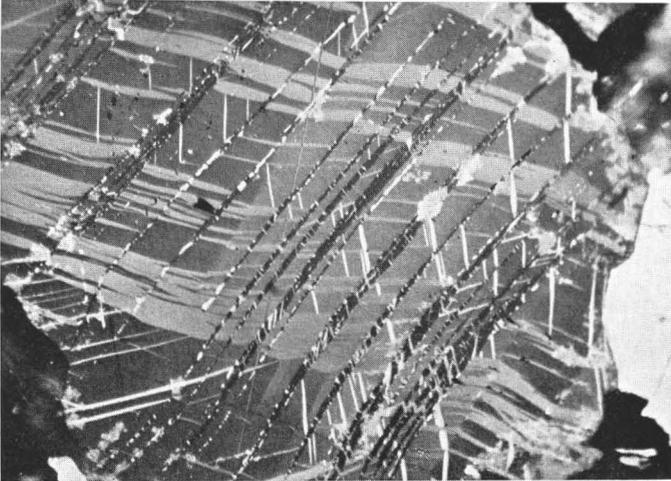


Abb. 45. »Ilmenit«, Ullava, Finnland. Ilmenit, ursprünglich fast homogen ist, durch Tektonik sehr stark drucklamelliert. An den Kreuzstellen der Lamellen sind kleine Körner von Magnetit und etwas grössere Flecken von Rutil + Eisenglanz entstanden. Öl-immersion, 250 : 1, Nicols fast gekreuzt.

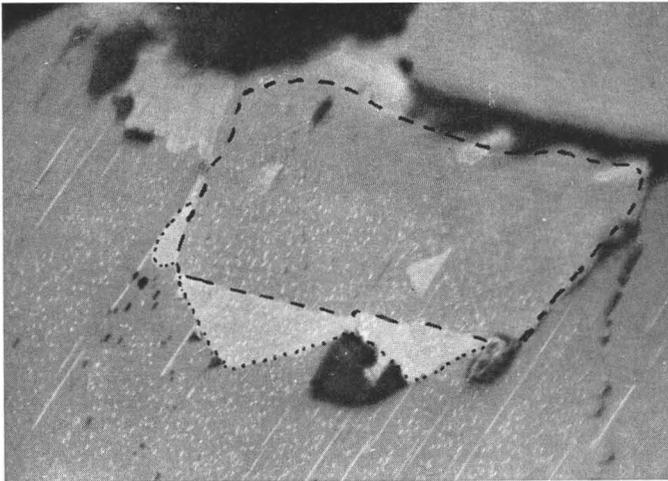


Abb. 46. »Ilmenit«, Otanmäki, Finnland. Neubildung von Perowskit (fast genau so hell wie Ilmenit, —————) inmitten von Ilmenit, aber abhängig von einem Spaltensystem. Bei dieser Umbildung entsteht auch Magnetit Man beachte, dass die Hämatitkörper, z.T. sogar Magnetit, sowohl im Perowskit wie Magnetit erkennbar bleiben. Öl-immersion, 600 : 1.

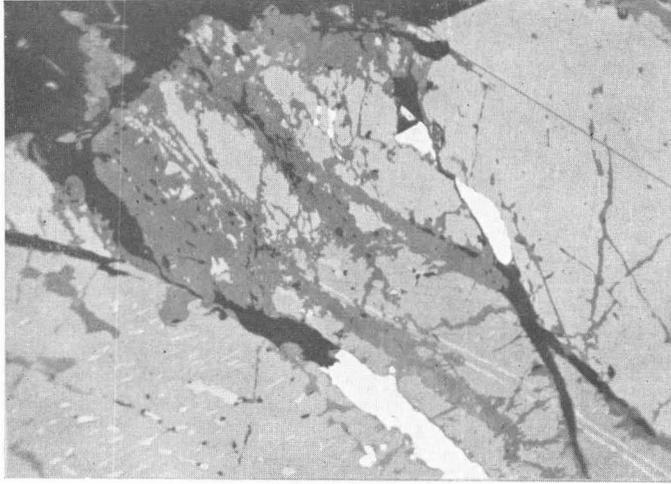


Abb. 47. »Ilmenit mit Titanit«, Otanmäki, Finnland. Ilmenit, z.T. mit Magnetit und Hämatitkörperchen ist kataklastisch zu klaffenden Rissen zersprungen. Die Klüfte sind mit Titanit (dunkelgrau in etwas wechselnden Tönen) verheilt, weiter innen auch mit Pyrit. Die Bildung von Titanit und Pyrit ist hydrothermal und viel später. Ölimmersion, 250 : 1.

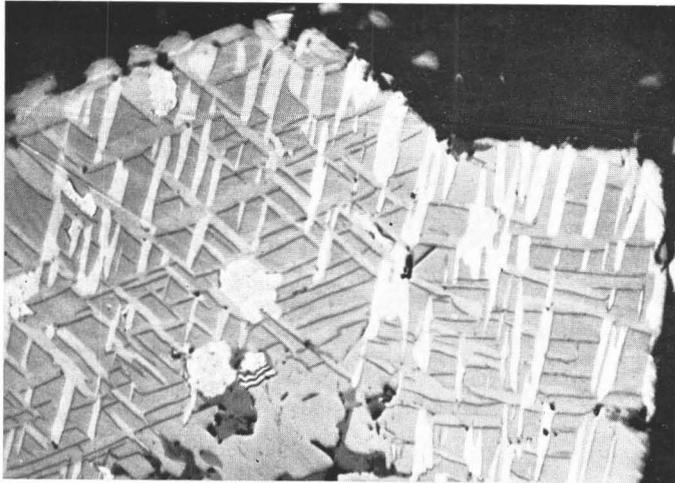


Abb. 48. »Erhitzungsmartit«, Katzenbuckel i. Odenwald. Ein »Einsprengling« von Magnetit im Shonkinit ist durch Oxydation und gleichzeitige Erhitzung übergeführt in »Erhitzungsmartit«. Die Hämatitlamellen haben dabei einen grossen Teil des Ti-Gehaltes als Fe_2O_3 — FeTiO_3 -Mischkristall gelöst. Lokal ist, bei stärkerer Erhitzung, Pseudobrookit, dunkelgraue Lamellen, entstanden (ganz unten!). Ölimmersion, 500 : 1.

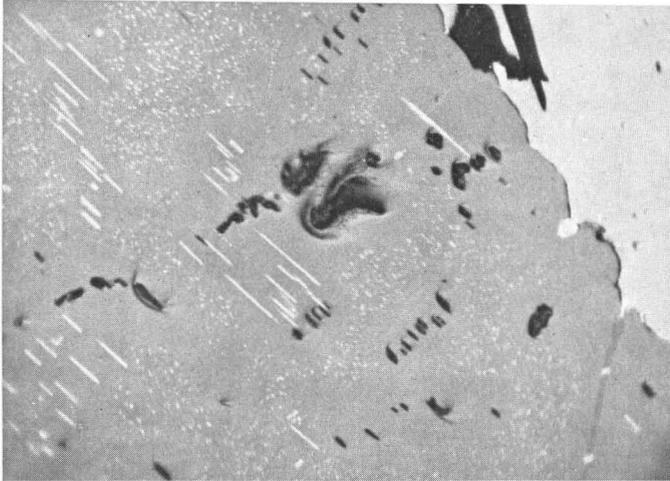


Abb. 49. »Ilmenit«, Otanmäki, Finnland. Ilmenit mit Entmischung von Hämatit und wohl aus letzterem entstandenem Magnetit, dazu reichlich einer solchen von Korund, der an ganz schwachem Reflexionsvermögen und gleichzeitig sehr grosser Härte (Schleifschaten) erkennbar ist. Ölimmersion, 600 : 1.

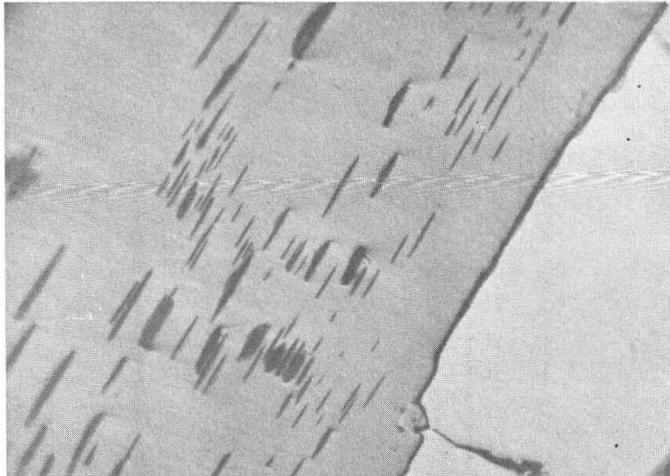


Abb. 50. »Ilmenit«, Solsta bei Virum, Schweden. Massenhafte, hier stärker als in Abb. 49 tafelige, Entmischungskörper von Korund im Ilmenit // (0001). Ölimmersion, 600 : 1.



Bulletin de la Commission géologique de Finlande.

- | | | |
|----------|---|--------|
| *N:o 1. | Ramsay, Wilhelm und Nyholm, E. T. Cancrinitseyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi. S. 1—12. 4 Fig. 1895 | — |
| *N:o 2. | Sederholm, J. J. Ueber einen metamorphosierten praecambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo. S. 1—16. 12 Fig. 1895 | — |
| N:o 3. | Ramsay, Wilhelm, jemte Bihang 1 af Hackman, Victor och 2 af Sederholm, J. J. Till frågan om det sen-glaciala hafvets utbredning i Södra Finland. S. 1—44. 1 karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. 1896 | 150: — |
| *N:o 4. | Frosterus, Benj. Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland. S. 1—38. 11 Fig. 2 Taf. 1896 | — |
| *N:o 5. | Berghell, Hugo. Bidrag till kännedomen om Södra Finlands kvartära nivåförändringar. S. 1—64. 16 fig. 1 plansch. 1 karta. Deutsches Referat: Beiträge zur Kenntniss der quartären Niweauschwankungen Süd-Finlands. 1896 | — |
| *N:o 6. | Sederholm, J. J. Über eine archaische Sedimentformation im süd-westlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. S. 1—254. 97 Fig. 5 Taf. 2 Karten. 1897 | — |
| *N:o 7. | Ailio, Julius. Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari. S. 1—43. 8 Fig. 1898 | — |
| *N:o 8. | Andersson, Gunnar. Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora. S. 1—210. 21 fig. 4 tafl. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. 1898 | — |
| N:o 9. | Sederholm, J. J. Esquisse hypsométrique de la Finlande. P. 1—17. 1 carte. 1899 | 150: — |
| N:o 10. | Sederholm, J. J. Les dépôts quaternaires en Finlande. P. 1—28. 2 fig. carte. 1899 | 150: — |
| *N:o 11. | Hackman, Victor. Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo. S. 1—45. 7 Fig. 1 Taf. 2 Karten. 1899 | — |
| *N:o 12. | Ramsay, Wilhelm und Borgström, L. H. Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå. S. 1—28. 20 Fig. 1902 | — |
| *N:o 13. | Frosterus, Benj. Bergbyggnaden i sydöstra Finland. S. 1—168. 18 fig. 8 tafl. 1 karta. Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland. 1902 | — |
| *N:o 14. | Borgström, Leon. H. Die Meteoriten von Hyttis und Marjalahti. S. 1—80. 8 Taf. 1903 | — |
| N:o 15. | Hackman, Victor. Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes. S. 1—143. 3 Tab. 1905 | 150: — |
| *N:o 16. | Sundell, I. G. On the Cancrinite-Syenite from Kuolajärvi and a Related Dike Rock. P. 1—20. 1 plate. 1905 | — |
| *N:o 17. | Firecks, Curt. On the Occurrence of Gold in Finnish Lapland. P. 1—35. Frontispiece. 15 fig. 1 map. 1906 | — |
| *N:o 18. | Tanner, V. Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar. S. 1—165. 23 fig. 6 tafl. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. 1906 | — |
| *N:o 19. | Trüstedt, Otto. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. S. 1—333. 80 Fig. 19 Taf. 1 Karte. 1907 | — |

*) Loppuunmyyty.
Out of print.

N:o 20.	Tanner, V. Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland. S. 1—23. 3 Fig. 2 Taf. 1 Karte. 1907	100: —
N:o 21.	Tanner, V. Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar. S. 1—127. 10 fig. 6 tafl. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. 1907	250: —
N:o 22.	Borgström, L. H. Granitporphyr von Östersundom. S. 1—20. 3 Fig. 1 Taf. 1907	100: —
*N:o 23.	Sederholm, J. J. Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. S. 1—110. 11 fig. 8 tafl. 1 planteckn. 1 karta. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Precambrian Complex of Fenno-Scandia. 1907	—
*N:o 24.	Sederholm, J. J. Les roches préquaternaires de la Fennoscandia. P. 1—39. 20 fig. 1 carte. 1910	—
N:o 25.	Tanner, V. Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln. S. 1—13. 5 Fig. 2 Taf. 1911	100: —
*N:o 26.	Mäkinen, Eero. Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium. S. 1—8. 1911	—
N:o 27.	Sederholm, J. J. Esquisse hypsométrique de la Finlande. P. 1—21. 5 fig. 1 carte. 1911	100: —
*N:o 28.	Sederholm, J. J. Les roches préquaternaires de la Finlande. P. 1—27. 1 carte. 1911	—
*N:o 29.	Sederholm, J. J. Les dépôts quaternaires de la Finlande. P. 1—23. 5 fig. 1 carte. 1911	—
*N:o 30.	Sederholm, J. J. Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fennoscandia. P. 1—66. 13 fig. 6 cartes. 1911	—
N:o 31.	Hausen, H. Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringar. S. 1—34. 9 fig. Deutsches Referat. 1912	100: —
N:o 32.	Hausen, H. Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande med tvenne kartor. S. 1—32. Deutsches Referat. 1912	100: —
N:o 33.	Wilkman, W. W. Kvartära nivåförändringar i östra Finland. S. 1—40. 9 fig. Deutsches Referat. 1912	150: —
N:o 34.	Borgström, L. H. Der Meteorit von St. Michel. S. 1—49. 1 Fig. 3 Taf. 1912	150: —
N:o 35.	Mäkinen, Eero. Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland und ihre Minerale. S. 1—101. 23 Fig. 1913	150: —
N:o 36.	Eskola, Pentti. On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities. P. 1—50. 15 fig. 1913	150: —
N:o 37.	Sederholm, J. J. Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. S. 1—66. 27 Fig. I Taf. 1913	200: —
N:o 38.	Tanner, V. Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter. S. 1—815. 139 fig. 16 tafl. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandia. III. Sur la progression et le cours de la récession du glacier continental dans la Laponie finlandaise et les régions environnantes. 1915	750: —
N:o 39.	Hackman, Victor. Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finnland. S. 1—41. 9 Fig. 1914	100: —
*N:o 40.	Eskola, Pentti. On the Petrology of the Orijärvi region in South-western Finland. P. 1—277. 55 fig. 6 plates. 2 maps. 1914	—
N:o 41.	Borgström, L. H. Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari. S. 1—30. 7 Fig. 1913	100: —

*) Loppuunmyyty.
Out of print.

N:o 42.	Hackman, Victor. Über Camptonitgänge im mittleren Finnland. S. 1—18. 3 Fig. 1914	100:—
N:o 43.	Wilkman, W. W. Kaleviska bottenbildningar vid Mölönjärvi. S. 1—36. 11 fig. Résumé en français. 1915	100:—
N:o 44.	Eskola, Pentti. Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvitraktens metamorfa bergarter. S. 1—145. 5 fig. English Summary of the Contents. 1915	150:—
N:o 45.	Ailio, Julius. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung. S. 1—153. 51 Abbild. 2 Karten. 1915	250:—
N:o 46.	Laitakari, Aarne. Le gisement de calcaire cristallin de Kirmonniemi à Korpo en Finlande. P. 1—39. 14 fig. 1916	100:—
N:o 47.	Mäkinen, Eero. Översikt av de prekambrika bildningarna i mellersta Österbotten i Finland. S. 1—152. 25 fig. 1 karta. English Summary of the Contents. 1916	250:—
*N:o 48.	Sederholm, J. J. On Synantetic Minerals and Related Phenomena (Reaction Rims, Corona Minerals, Kelyphite, Myrmekite, &c.). P. 1—148. 14 fig. in the text and 48 fig. on 8 plates. 1916	—
N:o 49.	Wilkman, W. W. Om en prekalevisk kvartsitformation i norra delen af Kuopio socken. S. 1—18. 7 fig. Résumé en français. 1916	100:—
N:o 50.	Sauramo, Matti. Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. S. 1—44. 5 Abbild. 4 Taf. 1918	150:—
N:o 51.	Laitakari, Aarne. Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland. S. 1—13. 5 Abbild. 1918	100:—
N:o 52.	Brenner, T. H. Über Theralit und Ijolit von Umptek auf der Halbinsel Kola. S. 1—30. 4 Fig. 1920	100:—
N:o 53.	Hackman, Victor. Einige kritische Bemerkungen zu Iddings' Classification der Eruptivgesteine. S. 1—21. 1920	100:—
N:o 54.	Laitakari, Aarne. Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas). S. 1—113. 40 Abbild. 3 Taf. 1921	150:—
N:o 55.	Eskola, Pentti. On Volcanic Necks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland. P. 1—13. 1 Fig. 1921	100:—
N:o 56.	Metzger, Adolf A. Th. Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Ålandsgebiet. S. 1—8. 3 Abbild. 1922	100:—
*N:o 57.	Väyrynen, Heikki. Petrologische Untersuchungen der granitoidioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. S. 1—78. 20 Fig. 1 Karte. 1923	—
*N:o 58.	Sederholm, J. J. On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part I. The Pelling Region. P. 1—153. 64 fig. 8 plates. 1 map. 1923	—
N:o 59.	Berghell, Hugo und Hackman, Victor. Über den Quarzlit von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse. Nach hinterlassenen Aufzeichnungen von Hugo Berghell zusammengestellt und ergänzt von Victor Hackman. S. 1—19. 19 Fig. 1923	100:—
N:o 60.	Sauramo, Matti. Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland. P. 1—164. 22 fig. in the text. 12 fig., 1 map and 2 diagrams on 10 plates. 1923	250:—
N:o 61.	Hackman, Victor. Der Pyroxen-Granodiorit von Kakskerta bei Åbo und seine Modifikation. S. 1—23. 2 Fig. 1 Karte. 1923	100:—
N:o 62.	Wilkman, W. W. Tohmajärvi-konglomeratet och dess förhållande till kaleviska skifferformationen. S. 1—43. 15 fig. 1 karta. Deutsches Referat. 1923	100:—
N:o 63.	Hackman, Victor. Über einen Quarzsyenitporphyr von Saariselkä im finnischen Lappland. S. 1—10. 2 Fig. 1923	100:—
N:o 64.	Metzger, Adolf A. Th. Die jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland. S. 1—86. 38 Abbild. 1 Taf. 1 Karte. 1924	150:—
N:o 65.	Saxén, Martti. Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland. S. 1—63. 13 Abbild. 5 Fig. auf 1 Taf. 2 Karten. 1923	150:—

*) Loppuunmyyty.
Out of print.

N:o 66.	Ramsay, Wilhelm. On Relations between Crustal Movements and Variations of Sea-Level during the Late Quaternary Time, especially in Fennoscandia. P. 1—39. 10 fig. 1924	100: —
N:o 67.	Sauramo, Matti. Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospectin. P. 1—37. 12 fig. 1924	100: —
N:o 68.	Tanner, V. Jordskredet i Jaarila. S. 1—18. 2 fig. 10 bild. Résumé en français. 1924	100: —
N:o 69.	Auer, Väinö. Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees. S. 1—132. 10 Fig. 10 Taf. 11 Beil. 1924	250: —
N:o 70.	Sederholm, J. J. The Average Composition of the Earth's Crust in Finland. P. 1—20. 1925	100: —
N:o 71.	Wilkman, W. W. Om diabasgångar i mellersta Finland. S. 1—35. 8 fig. 1 karta. Deutsches Referat. 1924	100: —
N:o 72.	Hackman, Victor. Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinnland. S. 1—62. 6 Fig. 1 Taf. 1925	150: —
N:o 73.	Laitakari, Aarne. Über das jotnische Gebiet von Satakunta. S. 1—43. 14 Abbild. 1 Karte. 1925	150: —
N:o 74.	Ostfzger, Adolf A. Th. Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinnland. S. 1—24. 9 Abbild. 2 Karten. 1925	100: —
N:o 75.	Frosterus, Benj. Ueber die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge. S. 1—52. 1 Fig. 1925	150: —
N:o 76.	Hausen, H. Über die präquartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere. S. 1—100. 13 Fig. 2 Taf. 1926	150: —
N:o 77.	Sederholm, J. J. On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part II. The Region around the Barö-sundsfjärd W. of Helsingfors and Neighbouring Areas. P. 1—143. 57 fig. in the text and 44 fig. on 9 plates. 1 map. 1926	300: —
N:o 78.	Väyrynen, Heikki. Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiete. S. 1—127. 37 Fig. 2 Taf. 2 Karten. 1928	200: —
N:o 79.	Hackman, Victor. Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä-Lappmark. S. 1—105. 23 Fig. 2 Taf. 2 Karten. 1927	200: —
N:o 80.	Sauramo, Matti. Über die spätglazialen Niveaueverschiebungen in Nordkarelien, Finnland. S. 1—41. 8 Fig. im Text. 11 Fig., 1 Karte und 1 Profildiagr. auf 7 Taf. 1928	100: —
N:o 81.	Sauramo, Matti und Auer, Väinö. On the Development of Lake Höytiäinen in Carelia and its Ancient Flora. P. 1—42. 20 fig. 4 plates. 1928	100: —
N:o 82.	Lokka, Lauri. Über Wiikit. S. 1—68. 12 Abbild. 1928	150: —
N:o 83.	Sederholm, J. J. On Orbicular Granite, Spotted and Nodular Granites etc. and on the Rapakivi Texture. P. 1—105. 19 fig. in the text and 50 fig. on 16 plates. 1928	250: —
N:o 84.	Sauramo, Matti. Über das Verhältnis der Ose zum höchsten Strand. S. 1—17. 1928	50: —
N:o 85.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, I. P. 1—88. 1 stéréogramme. 1929	200: —
N:o 86.	Sauramo, Matti. The Quaternary Geology of Finland. P. 1—110. 39 fig. in the text and 42 fig. on 25 plates. 1 map. 1929	300: —
N:o 87.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, II. P. 1—175. 48 fig. 8 planches. 1929	350: —
N:o 88.	Tanner, V. Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Om nivåförändringarna och grundragen av den geografiska utvecklingen efter istiden i Ishavsfinland samt om homotaxin av Fennoskandias kvartära marina avlagringar. S. 1—589. 84. fig. 4 tavl. 1 karta. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandie. IV. Sur les changements de niveau et les traits fondamentaux du développement géographique de la Finlande aux confins de l'océan Arctique après l'époque glaciaire et sur l'homotaxie du quaternaire marin en Fennoscandie. 1930	750: —

N:o 89.	Wegman, C. E. und Kranck, E. H. Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finland. I. Übersicht über die Geologie des Felsgrundes im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Onas. II. Petrologische Übersicht des Küstengebietes E von Helsingfors. S. 1—107. 4 Fig. 16 Taf. mit 32 Fig. 1 Übersichtskarte. 1931	200: —
N:o 90.	Hausen, H. Geologie des Soanlahti-Gebietes im südlichen Karelien. Ein Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und tektonischen Verhältnisse der Jatulformation. S. 1—105. 23 Fig. im Text und 12 Fig. auf 4 Taf. 1930	250: —
N:o 91.	Sederholm, J. J. Pre-Quaternary Rocks of Finland. Explanatory Notes to accompany a General Geological Map of Finland. P. 1—47. 40 fig. 1 map. 1930	150: —
N:o 92.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, III. P. 1—140. 29 fig. 3 planches. 1930	250: —
N:o 93.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, IV. P. 1—68. 12 fig. 6 planches. 1931	200: —
N:o 94.	Brenner, Thord. Mineraljorderternas fysikaliska egenskaper. S. 1—159. 22 fig. Deutsches Referat. 1931	350: —
N:o 95.	Sederholm, J. J. On the Sub-Bothnian Unconformity and on Archaean Rocks formed by Secular Weathering. P. 1—81. 62 fig. 1 map. 1931	250: —
N:o 96.	Mikkola, Erkki. On the Physiography and Late-Glacial Deposits in Northern Lapland. P. 1—88. 25 fig. 5 plates. 1932	250: —
N:o 97.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, V. P. 1—77. 15 fig. 1932	200: —
N:o 98.	Sederholm, J. J. On the Geology of Fennoscandia. P. 1—30. 1 map. 1 table. 1932	150: —
N:o 99.	Tanner, V. The Problems of the Eskers. The Esker-like Gravel Ridge of Cahpatoaiv, Lapland. P. 1—13. 2 plates. 1 map. 1932	100: —
N:o 100.	Sederholm, J. J. Über die Bodenkonfiguration des Päijänne-Sees. S.1—23. 3 Fig. 1 karte. 1932	250: —
N:o 101.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, VI. P. 1—118. 17 fig. 5 planches. 1933	250: —
N:o 102.	Wegmann, S. E., Kranck, E. H. et Sederholm, J. J. Compte rendu de la Réunion internationale pour l'étude du Précambrien et des vieilles chaînes de montagnes. P. 1—46. 1933	150: —
N:o 103.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, VII. P. 1—48. 2 fig. 1933	150: —
N:o 104.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, VIII. P. 1—156. 33 fig. 7 planches. 1934	250: —
N:o 105.	Lokka, Lauri. Neuere chemische Analysen von finnischen Gesteinen. S. 1—64. 1934	150: —
N:o 106.	Hackman, Victor. Das Rapakiwirandgebiet der Gegend von Lappeenranta (Willmanstrand). S. 1—82. 15 Fig. 2 Taf. 1 Analysentab. 1 Karte. 1934	200: —
N:o 107.	Sederholm, J. J. † On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part III. The Åland Islands. P. 1—68. 43 fig. 2 maps. 1934	200: —
N:o 108.	Laitakari, Aarne. Geologische Bibliographie Finnlands 1555—1933. S. 1—224. 1934	250: —
N:o 109.	Väyrynen, Heikki. Über die Mineralparagenesis der Kieserze in den Gebieten von Outokumpu und Polvijärvi. S. 1—24. 7 Fig. 1 Karte. 1935	100: —
N:o 110.	Saksela, Martti. Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. S. 1—35. 11 Fig. 1 Titelbild. 1 Taf. 1 Karte. 1935	150: —

N:o 111.	Lokka, Lauri. Über den Chemismus der Minerale (Orthit, Biotit u.a.) eines Feldspatbruches in Kangasala, SW-Finnland. S. 1—39. 2 Abbild. 1 Taf. 1935	150: —
N:o 112.	Hackman, Victor. J. J. Sederholm. Biographic Notes and Bibliography. P. 1—29. With a vignette. 1935	100: —
N:o 113.	Sahama (Sahlstein), Th. G. Die Regelung von Quarz und Glimmer in den Gesteinen der finnisch-lappländischen Granulitformation. S. 1—110. 5 fig. 80 Diagr. 3 Taf. 1936	200: —
N:o 114.	Haapala, Paavo. On Serpentine Rocks in Northern Karelia. P. 1—83. 21 fig. 2 maps. 1936	150: —
N:o 115.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, IX. P. 1—505. 83 fig. 20 planches. 1936	500: —
N:o 116.	Väyrynen, Heikki. Petrologie des Nückelerzfeldes Kaulatunturi — Kammikivittunturi in Petsamo. S. 1—198. 71 Abbild. 36 Tab. 1 Karte. 1938	250: —
N:o 117.	Kilpi, Sampo. Das Sotkamo-Gebiet in spätglazialer Zeit. S. 1—118. 36 Abbild. 3 Beil. 1937	250: —
N:o 118.	Brander, Gunnar. Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinland. S. 1—76. 7 Fig. im Texte u. 7 Fig. auf 2 Taf. 1937	200: —
N:o 119.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, X. P. 1—170. 30 fig. 4 planches. 1937	250: —
N:o 120.	Hyypä, Esa. Post-Glacial Changes of Shore-Line in South Finland. P. 1—225. 57 fig. 21 tab. 2 append. 1937	250: —
N:o 121.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XI. P. 1—166. 47 fig. 8 tab. 2 cartes. 1938	250: —
N:o 122.	Hietanen, Anna. On the Petrology of Finnish Quartzites. P. 1—118. 20 fig. 2 plates. 3 maps. 1938	250: —
N:o 123.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XII. P. 1—107. 20 fig. 3 planches. 1938	250: —
N:o 124.	Väyrynen, Heikki. On the Geology and Tectonics of the Outokumpu Ore Field and Region. P. 1—91. 11 fig. 2 maps. 1939	250: —
N:o 125.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XIII. P. 1—119. 45 fig. 1 planche. 1939	150: —
N:o 126.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XIV. P. 1—140. 60 fig. 4 planches. 1941	200: —
N:o 127.	Mölder, Karl. Studien über die Ökologie und Geologie der Bodendiatomeen in der Pojo-Bucht. P. 1—204. 7 Abbild. 1 Karte. 14 Diagr. 14 Tab. 1943	250: —
N:o 128.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XV. P. 1—183. 43 fig. 2 planches. 1943	250: —
N:o 129.	Lokka, Lauri. Beiträge zur Kenntnis des Chemismus der finnischen Minerale Glimmer, Pyroxene, Granate, Epidote u.a. Silikatminerale sowie melnikowitähnliches Produkt und Shungit. S. 1—72. 48 Tab. 1943	200: —
*N:o 130.	Hietanen, Anna. Über das Grundbebirge des Kalantigebietes im südwestlichen Finnland. S. 1—105. 55 Fig. 8 Tafeln. 1 Karte. 1943 ..	—
N:o 131.	Okko, V. Moränenuntersuchungen im westlichen Nordfinland. S. 1—46. 12 Abb. 4 Tab. 1944	150: —
N:o 132.	Suomen Geologisen Seuran julkaisu — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XVI. P. 1—196. 41 diagr. 9 tabl. 3 vartes. 3 fig. 1944	250: —
N:o 133.	Rankama, Kaleervo. On the Geochemistry of Tantalum. P. 1—78. 1 fig. 8 tables. 1944	200: —

*) Loppuunmyyty.
Out of print.

N:o 134.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XVII. P. 1—91. 59 fig. carte. 1944	200: —
N:o 135.	Sahama, Th. G. Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch-Lappland. S. 1—86. 12 Fig. 29 Tab. 1945	200: —
N:o 136.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XVIII. P. I—XXXVIII; 1—67. 3 diagr. 11 tabl. 2 cartes. 11 fig. 2 planches. 1945	250: —
N:o 137.	Rankama, Kalervo. On the Geochemical Differentiation in the Earth's Crust. P. 1—39. 18 tables. 1946	150: —
N:o 138.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XIX. P. 1—120. 7 diagr. 13 tabl. 9 fig. 1 planche. 1946	250: —
N:o 139.	Brenner, Th. Om mineraljordarternas hållfasthetsegenskaper. S. 1—77. 11 fig. Summary in English. 1946	150: —
N:o 140.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XX. P. 1—302. 37 tabl. 103 fig. 6 planches. 2 cartes. 1947	400: —
N:o 141.	Simonen, Ahti. On the Petrochemistry of the Infra-crustal Rocks in the Svecofennidic Territory of Southwestern Finland. P. 1—18. 7 tabl. 5 fig. 1948	50: —
N:o 142.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XXI. P. 1—129. 45 fig. 1 planche. 4 tabl. 3 cartes. 1948	250: —
N:o 143.	Simonen, Ahti. On the Petrology of the Aulanko Area in Southwestern Finland. P. 1—66. 25 fig. 6 tabl. 1 map. 1948	150: —
N:o 144.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XXII. P. 1—165. 70 fig. 3 planches. 4 cartes. 1949	250: —
N:o 145.	Salmi, Martti. Physical and Chemical Peat Investigations on the Pinomäensuo Bog, SW. Finland. P. 1—31. 12 fig. 1 table. 1949	100: —
N:o 146.	Mikkola, Aimo. On the Geology of the Area North of the Gulf of Bothnia. P. 1—64. 20 fig. 10 tabl. 1 map. 1949	150: —
N:o 147.	Härme, Maunu. On the Stratigraphical and Structural Geology of the Kemi Area, Northern Finland. P. 1—60. 29 fig. 4 tabl. 1 map. 1949	150: —
N:o 148.	Edelman, Nils. Structural History of the Eastern part of the Gullkrona Basin, SW-Finland. P. 1—48. 16 fig. 2 tabl. 8 plates. 1949	150: —
N:o 149.	Lokka, Lauri. Contributions to the Knowledge of the Chemistry of the Radioactive Minerals of Finland. P. 1—76. 7 fig. 33 tabl. 1950 ..	200: —
N:o 150.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XXIII. P. 1—111. 27 fig. 7 planches. 5 tabl. 2 cartes. 1950	300: —
N:o 151.	Lokka, Lauri. Chemical Analyses of Finnish Rocks. P. 1—75. 1950	200: —
N:o 152.	Kahma, Aarno. On Contact Phenomena of the Satakunta Diabase. P. 1—84. 22 fig. 10 tabl. 5 plates. 1951	250: —
N:o 153.	Seitsari, Juhani. The Schist Belt Northeast of Tampere in Finland. P. 1—120. 53 fig. 9 tabl. 2 maps. 1951	400: —
N:o 154.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XXIV. P. 1—241. 95 fig. 3 planches. 24 tabl. 1951	500: —
N:o 155.	Virkkala, K. Glacial Geology of the Suomussalmi Area, East Finland. P. 1—66. 26 fig. 1 plate. 1951	200: —
N:o 156.	Marmo, Vladi — Mikkola, Aimo. On Sulphides of the Sulphide-bearing Schists of Finland. P. 1—44. 7 fig. 4 plates. 1951 ..	150: —
N:o 157.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XXV. P. 1—148. 35 fig. 28 tabl. 1952	450: —
N:o 158.	Neuvonen, K. J. Thermochemical Investigation of the Åkermanite — Gehlenite Series. P. 1—57. 7 fig. 12 tabl. 1952	150: —
N:o 159.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, XXVI.	400: —

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

