

Liquidmagmatische Diabas-Magnetit-Lagerstätten und ihre Begleiter in den Ostalpen.

Mit einer Kartenskizze und vier Mikrophographien.

Von Dr. A. Tornquist.

Einleitung.

Die nachstehende Untersuchung behandelt eine der ältesten Erzlagerstättentypen der Ostalpen an zwei Beispielen. In den Schiefen der sogenannten unteren Decke des Altpaläozoikums der östlichen Ostalpen treten verbreitet Diabase von mehr oder minder intensiver Verschieferung auf, welche sehr verbreitet Magnetit führen. Der Magnetit ist im Gestein spärlich oder reichlich, meist aber in vollkristallinen Oktaedern eingesprengt; er kann sich dort, wo die Diabase eine ansehnliche Mächtigkeit erreichen, auch zu so dichten Erzschnüren zusammenfinden, daß Magnetitlagerstätten entstehen, welche vielfach zu Schurf- und Aufschlußarbeiten in beträchtlichem Umfange Veranlassung gegeben haben, ohne daß sich aber das Erz in einer Konzentration hat nachweisen lassen, daß es für einen regulären Abbau hingereicht hätte. In bestimmten Revieren sind diese Lagerstätten später durch die zahlreichen über sie dahingegangenen tektonischen Bewegungsphasen außerordentlich stark verändert worden.

Von diesen Magnetitlagerstätten sind Quarzhämatit-Magnetitlagerstätten wohl zu trennen, welche in Diabastuffen oder in den phyllitischen, meist serizitischen Schiefen vorkommen, die die Diabase begleiten oder einschließen. Diese Hämatit-Magnetit-Lagerstätten sind wohl auf den gleichen Vererzungsprozeß wie die Diabasmagnetite zurückzuführen, stellen aber einen vollständig anderen Lagerstättentypus dar. Die Magnetitlagerstätten sind liquidmagmatischer Entstehung, während die Quarzmagnetitlagerstätten teilweise pneumatolytischer Entstehung sind und meist als Gänge aber auch lagerförmig auftreten. Der Vererzungsprozeß aller dieser Lagerstätten ist einer der ältesten der Ostalpen und vollzog sich im Altpaläozoikum, wahrscheinlich im Silur.

Das Altpaläozoikum der östlichen Alpen, also des Grazer paläozoischen Gebirges der nördlichen Basaltzone der nördlichen Karawanken- und der mit dieser in Zusammenhang stehenden altpaläozoischen Zonen der Norischen Alpen bis zum Neumarkter Sattel und in das Deckengebiet von Murau besteht aus *zwei Decken*¹, deren *untere* aus den höher metamorphen devonischen Bänderkalken vom Typus des Schöckelkalkes, unteren und oberen Phylliten, phillitischen Tonschiefern mit Diabas- und Diabastuffeinlagerungen, sowie einer lokalen (im Talgraben bei Frohnleiten) auch unmittelbar an den Schöckelkalk reichenden Kalkphyllitstufe besteht. Alle diese Gesteine sind gegeneinander vollständig mit ihrer Schieferung ineinander geschichtet, die vielerorts zu beobachtende Folge: unterer Schiefer Schöckelkalkstufe, oberer Schiefer, Kalkphyllite, stellen aber trotzdem keine primäre stratigraphische Folge dar, wie es aus dem häufig zu beobachtenden Fehlen der unteren und auch der oberen Schiefer hervorgeht. Für die Kalkphyllitstufe und auch für die Schöckelkalkstufe hat F. Heritsch in neuester Zeit devonisches Alter durch Fossilfunde beweisen können; das Alter der Schiefer bleibt noch unsicher, sie können nur am wahrscheinlichsten als silurisch angesehen werden. Der Schichtverband der Kalke und Schiefer wäre durch varistische Tektonik erfolgt.

Für den Aufschub der *oberen* altpaläozoischen Decke habe ich eine jüngere — mittelkretazische — Tektonik angenommen, weil die passiv überschobenen Schiefer der unteren Decke — so wie ich es im Übelbach-Frohnleitener Gebiet beschrieben habe² — unter der Basis der oberen Decke stark gestaucht und nicht eingeschichtet sind. Die obere Decke besteht aus fossilführenden Dolomiten und Kalken des unteren, mittleren und oberen Devon, dolomitischen Sandsteinen und Diabasen und Diabastuffen des Unterdevon. Neuestens hat E. Clar³ wichtige neue Funde des Oberdevonprofiles bekanntgegeben und auch für die Teilnahme von karbonischen dunkelgrauen Tonschiefern an der Zusammensetzung dieser oberen Decke Beweise erbracht.

Dieses im Grazer Gebirge nachgewiesene Deckensystem hat sich bisher noch nicht mit Sicherheit am Karawanken-

¹ Aus der sehr umfangreichen Literatur über das Grazer Paläozoikum verweise ich auf jene letzten Arbeiten, welche dieser Auffassung gerecht geworden sind. R. Schwinner, Das Bergland nördlich von Graz (Sitzber. Wiener Akad. Abt. I. 134. 1925). A. Tornquist, Das System der Blei-Zinkerz-Pyrit-Vererzung im Grazer Gebirge (ebenda. Abt. I. 137, 1928, S. 385) und F. Heritsch, Führer zur geol. Exkursion in das Paläozoikum von Graz (Mit. geol. Ges. Wien. Bd. 20, 1929, S. 142.)

² Vgl. vorstehendes. Citat (1928).

³ E. Clar. Neue Beobachtungen über die jüngeren Stufen des Paläozoikums von Graz. Verh. Geol. B. A. 1929, S. 190 ff.

rand und in den nördlich von ihm gelegenen Gebiet der norischen Alpen nachweisen lassen; es wird dieser Deckenbau auch einmal mit den Karnischen Alpen zu vergleichen sein. Das Vorhandensein der unteren Decke des Altpaläozoikums in ganz analoger Weise wie im Grazer Gebirge, habe ich aber im Jahre 1928, und zwar ebenfalls auf Altkristallin aufgeschobene und von diesem durch eine diaphthoritische Gesteinszone getrennt noch auf dem Remschniggzug am Offberg nachweisen können.⁴

Die nachstehend behandelten Magnetit- und Roteisensteinlagerstätten gehören demnach der unteren Decke des Altpaläozoikums an, sie besitzen am wahrscheinlichsten silurisches Alter.

Die Phyllitserie der Magnetitdiabase.

Da die im Liegenden und Hangenden des Schöckelkalkes vorhandenen, wahrscheinlich silurischen Schiefer und Phyllite als tektonische Einschübe, teilweise wohl als verschieferte Teile liegender Falten, anzusehen sind, sind sie nicht als verschiedene stratigraphische Elemente anzusprechen, sie sind auch durch keinerlei primäre petrographische Eigenschaften voneinander generell zu trennen. Wohl sind die unteren Schiefer meist stärker ausgewalzt und wegen eines reichlicheren Gehaltes an Serizit (nach Angel ein an K und Na reicher Alkaliglimmer) als stärker metamorph anzusehen, aber auch die oberen Schiefer zeigen in den verschiedenen Gebieten ihrer Verbreitung einen außerordentlich verschiedenen Grad ihrer Umwandlung. Vom Offberg im Remschnigg habe ich völlig glimmerfreie, weiche Tonschiefer aus dem Hangenden der dortigen Schöckelkalkstufe beschrieben. Diese Tonschiefer können dort Tuffkomponenten aufnehmen und stellen dann rot und grün gefärbte, matte, feinkörnige Sedimente dar. Im engeren Grazer Gebiet enthalten die Schiefer stets Glimmer-(Serizit-)Häutchen, sie sind sekundär mehr oder minder stark verquarzt, ja führen auch Quarzlinen. Wenn sie primäre Tuffkomponenten enthalten haben, so gehen sie in licht- bis dunkelgrün gefärbte Chlorit-Serizit-Phyllite (Diabastuffphyllyte) über und bilden die verbreiteten sogenannten „Grünschiefer“. In den unteren Schiefen sind Chloritoidphyllite des Lineckberges bei Graz seit langem bekannt. Fr. Angel⁵ hat diese in seinem „Gesteine der Steiermark“, einer chemischen und mikroskopischen Untersuchung unterzogen. Die Chlori-

⁴ A. Tornquist, Die perimagmatische Pb—Cu—Ag—Zn—Erz-Lagerstätte vom Offberg im Remschnigg. Sitzber. Wiener Akad. Abt. I. 138, 1929, S. 217 ff.

⁵ Mittlg. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, Bd. 60, 1924, S. 217 ff.

toidphyllite besitzen nach ihm ein Grundgewebe von Alkali-(Na + K) Glimmer, von körnigem Quarz, Kalzit und Rutil.

Die Magnetitdiabase sind im Gegensatz zu den Diabas-tuffphylliten bisher nur aus den oberen Schiefen bekannt geworden. Sie wechseln als Eruptivdecken schnell an Mächtigkeit und pflegen von dunkelgrünen schungitischen bis hellgrünen Diabastuffen begleitet zu sein. Ihre Metamorphose ist auch in den größeren Diabaskörpern stellenweise eine nur geringe, es ist zwar zur Ausscheidung von Epidot gekommen, aber die Struktur ist noch die ursprüngliche meist überaus feinkörnige. Es fehlen aber natürlich auch nicht stark zerpreßte bis schieferige Diabase, in denen sekundär Alkaliglimmer nach Angel als Umwandlungsprodukt des Feldspates, Kalzit nach Pyroxen und Chlorit entstanden sind. Angel bezeichnet diese Diabase als theralitische Diabase. Sie enthalten auch noch in verschiefter Umwandlung Magnetit; größere Konzentrationen von Magnetit finden sich aber nur in den größeren, wenig veränderten Diabaskörpern. Solche Diabasmagnetite besitzen im Altpaläozoikum der Ostalpen eine recht große Verbreitung als Eisenerzlagerstätten, sie sind aber bisher nur an wenigen Punkten durch bergmännische Aufschlußarbeiten besser bekannt geworden. Die nachstehend beschriebenen beiden Lagerstätten können als Typen dieser sehr alten alpinen Lagerstätten angesehen werden.

I. Die Magnetitlagerstätte der Platte bei Graz.

Der etwa zwei Kilometer nordöstlich der Stadtgrenze von Graz, nördlich des Kroisbachtals gelegene Plattenberg erhebt sich bis 651 Meter über dem Meere. Er wird in seinem nördlichen Fuß, und an seinem Westabfall, vorwiegend von Serizitphylliten aufgebaut, in welchen sich gegen Osten Diabaslager einstellen. Ein bis zu 100 Meter mächtiges Diabaslager, in welchem allerdings auch Diabastuffe eingeschoben sind, befindet sich südlich des Plattengipfels zwischen 510 und 630 Meter Meereshöhe. Gegen Südosten und Osten, sowie auch gegen den Pfangberg im Norden nimmt der Diabas an Mächtigkeit ab und teilt sich in mehrere kleine Lager oder geht in dem normalen Quarzsericitphyllite eingeschobene Diabastuffzonen über. Diese sind gegen Mariatrost zu im sogenannten Steingraben oder Rettenbachgraben gut aufgeschlossen. V. Hilber⁶ hat in dem durch diesen Graben aufgeschlossenen Profil eine größere Anzahl von Diabaszügen und Diabastufflagen unterschieden. Sie sind den Phyllit-schiefern eingelagert, an einer Stelle erscheint aber auch

⁶ Geologie von Mariatrost. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, Bd. 47, 1910, S. 7 ff.

Diabas als Durchbruch durch die Schiefer- und Tuff-Folge. Die in den Schiefen eingelagerten Tufflagen, welche mit den Diabaslagern eng verbunden sind, beweisen, daß die Diabase und die Schiefer gleichaltrig sind. Südlich, unter dem Gipfel der Platte, dort, wo der Diabas des Plattenberges seine größte Mächtigkeit und Einheitlichkeit besitzt, findet sich auch Magnetit in größter Menge und Konzentration. Dort sind Magnetitlager in den Jahren 1920 bis 1921⁷ durch umfangreiche Schurfbau aufgeschlossen und in ihrer Lagerstättenform und Ausbildung geklärt worden. Magnetite als Einsprenglinge sind aber in den einzelnen, wenig mächtigen Diabaslagern des Steingrabens ebenfalls vorhanden.

1. Die Struktur und Bildung der Magnetitlagerstätte.

Das etwa 100 Meter mächtige Diabaslager der Platte zeigt in seinem höher am Berg gelegenen Teil eine für sein hohes Alter verhältnismäßig sehr geringe tektonische Beeinflussung. Die feinkörnige Struktur ist hier fast noch die ursprüngliche, nur unter d. M. sichtbare, sehr sparsame chloritische Zerdrückungszonen durchziehen das Gestein. Die tektonische Einwirkung ist sonst nur u. d. M. an der stets sehr stark wolkigen Auslöschung der Feldspäte zu erkennen. Die tieferen Partien des Diabaslagern sind dagegen sehr viel stärker druckmetamorph, sie bestehen aus meist dunkelgrünen, leicht verwitterbaren, feingeschieberten, vollkommen chloritisierten Gesteinen (Diabasgrünschiefer). Die Magnetite treten in dem festen Diabas und in den verschieferten Diabaslagern gleichmäßig auf.

Die ursprüngliche Zusammensetzung des Diabases ist in den festen körnigen Partien sehr gut erhalten. In einem dichten Augitgemenge sind isolierte Aggregate von selten verzwillingten klaren Feldspäten, welche nirgends idiomorphe Ausbildung zeigen, eingelagert. Es kommen aber auch reine, derbe Feldspatzüge vor. Quarz wurde nicht beobachtet. Sekundär findet sich der Augit aber immer ausgiebig chloritisiert, er ist stets trüb und auch im Dünnschliff nur trüb-

⁷ Dieser Schurfbau wurde von der Finze A.-G. Graz-Kalsdorf während der Zeit des überaus großen Rohstoffmangels nach Beendigung des Weltkrieges unternommen. Die Eisengewinnung am steirischen Erzberg wurde durch die plötzliche Abschnürung von der Koksversorgung stark gedrosselt und Koks war aus der Tschechoslowakei damals nur im Austausch gegen hochwertige Eisenerze zu erlangen. Die Finze A. G. hatte nur Aussicht, steirisches Eisen für ihre Fabriken zu erhalten, wenn sie der Alpinen Montangesellschaft die für die Verhüttung des verlangten Eisens erforderliche Koksmenge beizustellen in der Lage war. Diese Koksmenge wäre von Witkowitz nur gegen Lieferung entsprechender hochwertiger Eisenerze abgetreten worden.

grünlich durchscheinend. Im Feldspat finden sich ab und zu schwache Züge von Alkaliglimmer, wie sie schon Angel beobachtete. Als metamorph gebildetes Mineral ist ferner unter gekreuzten Nikols starke Polarisationsfarben zeigender Epidot eingesprengt. Der geschieferte Diabas zeigt eine bedeutend stärkere Verglimmerung der Feldspäte und ein wirr angeordnetes Gemenge von Chloritschuppen.

Da sich der Magnetit in dem wenig veränderten Diabas in ganz ähnlicher Weise zeigt, wie in dem verschieferten, durchwegs chloritisierten, so ist an seiner sygenetischen

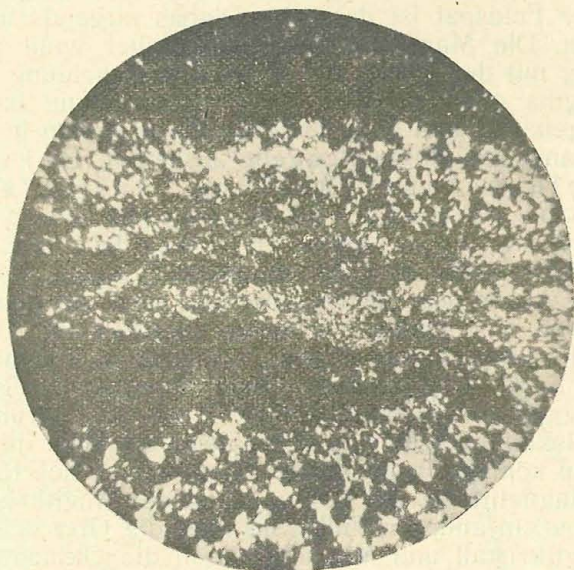


Abbildung 1: Magnetit-Feldspat-Verband in der liquidmagmatischen Magnetitlagerstätte der Platte bei G. z. 17 \times Vergr.

liquidmagmatischen Entstehung nicht zu zweifeln. Sie wird durch die mikroskopische Untersuchung des Magnetitdiabas bestätigt. Der Magnetit kommt im Diabas in Form isolierter Oktaeder vor, welche aber stets die Neigung zeigen, sich zu dichteren Gruppen zusammenzuschließen. Meist finden sich kleine Aggregate, welche im Innern derbes Erz zeigen, aber nach außen zu stets kristallin begrenzt sind. Solche Aggregate schließen sich zu derberen Erzpartien und Erzschnüren zusammen, von denen aus weitere Kristallaggregate häufig in Form von Kristallbäumen in die Silikate hineinragen. Die allermeist deutliche Oktaederform zeigenden Kristalle der Erzschnüre und Erzbäume und die isolierten Magnetitkristalle schwanken in der Größe im Mittel zw. 0.01 mm

und 0.04 mm. Stets sind die reinen Feldspatpartien am reichsten an derben Magnetitzügen und größeren Magnetitkristallen (0.07 mm). Aber auch inmitten von Augitpartien fehlen derbe Erzschnüre nicht, in ihnen finden sich aber vornehmlich die kleinen isolierten Oktaeder. Selbst mikroskopisch vollkommen derb erscheinende Magnetitstufen zeigen im Dünnschliff reichliche Beimengungen der Silikate, vorwiegend von Feldspäten. Besonders deutlich tritt im Dünnschliff das Verhältnis der Magnetite zum Feldspat hervor. Die Enden der Kristallbäume von Magnetit folgen nicht den Grenzen der Feldspatindividuen, sondern ragen mitten in die Feldspatmasse hinein. Der Feldspat ist dabei im Diabas nirgends idiomorph ausgebildet. Die Magnetite erscheinen daher wohl zum Teil gleichzeitig mit der Phase der Feldspatausscheidung aus dem Diabasmagma gebildet, aber die Feldspatbildung hat später länger angehalten und dann lediglich die Maschen in dem bereits vorhandenen Magnetitgewebe ausgefüllt. Bei Beginn der Feldspatausscheidung erfolgte eine reichliche Bildung von Magnetit, welche von der Feldspatausscheidung überdauert wurde.

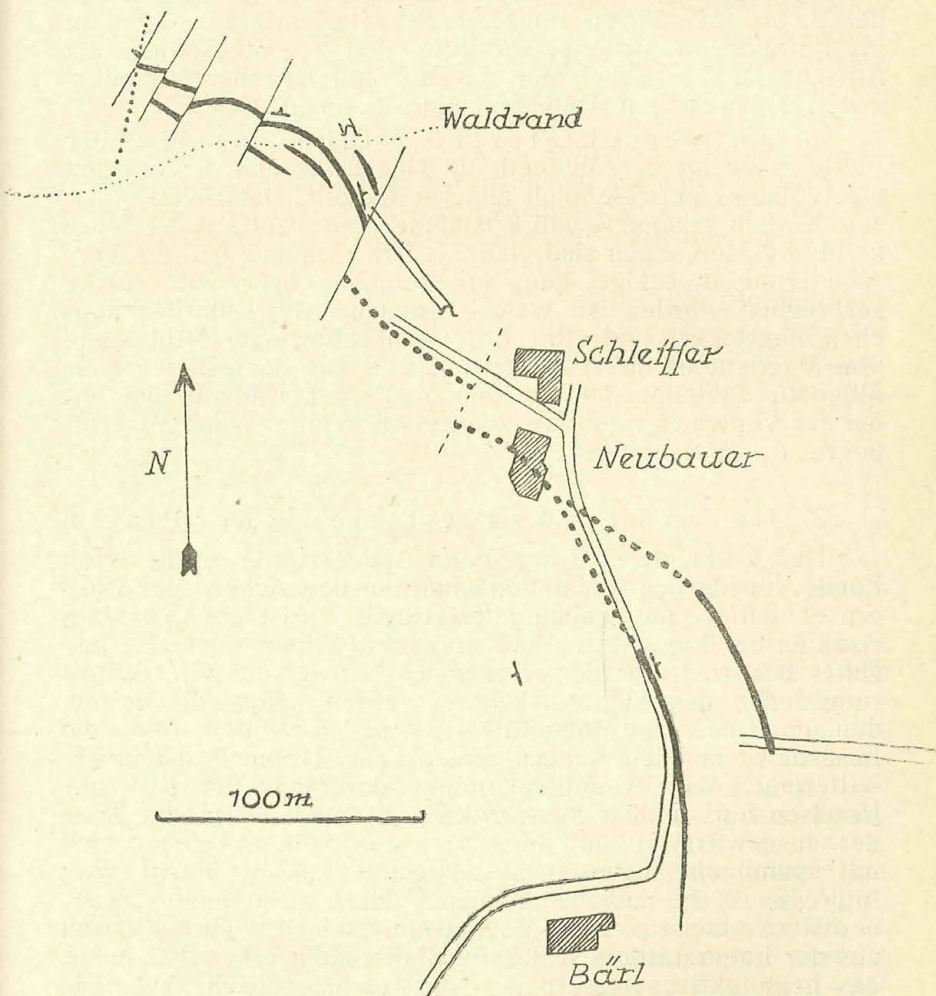
Teilweise lassen sich die Magnetitaggregate, welche inmitten der Augitmasse liegen, ebenfalls noch auf diese Phase zurückführen. Wir finden um isoliert inmitten der Augite gelegene Feldspataggregate Kränze von kleinen Magnetitaggregaten im Augit. Die inmitten reiner Augitpartien gelegenen Magnetitaggregate stellen kleinere, auch idiomorph ausgebildete Kristallbildungen dar, wengleich sie auch dünne Erzzüge bilden können. In manchen Fällen läßt es sich feststellen, daß die Magnetite an der Grenze einzelner Augitkristalle gelegen sind, in anderen Fällen ist aber die Grenze zwischen einem Augitkristall und Magnetit durch die Oktaederbegrenzung des letzteren bestimmt. Diese Feststellungen lassen nur den Schluß zu, daß vielleicht ein Teil der Magnetite vor, der größere Teil der Magnetitausscheidung aber während der Augitbildung ausgeschieden worden ist.

Die Entstehung der primären Magnetitdiabase erfolgte daher in den folgenden Phasen:

1. Beginn der Magnetitkristallisation.
2. Fortdauer derselben und gleichzeitig sehr reichliche Augitbildung.
3. Maximum der Magnetitbildung beim Beginn der Feldspatausscheidung.
4. Reichliche Feldspatausscheidung nach Beendigung der Magnetitbildung.

Diese Art der Erzausscheidung entspricht sehr wenig derjenigen in ebenfalls feldspatreichen aber mittelsauren Gesteinen des Urals (Wysokayagora) und Nordlands (Kirunawaara).

In diesen sind nach der Zusammenfassung von G. Berg⁸ zwei voneinander scharf getrennte Magnetitgenerationen zu unterscheiden, eine spärliche ältere Bildung von Magnetit, welcher von allen Silikaten eingeschlossen ist, und eine Haupt-



Die Magnetitzüge auf der Platte bei Graz.

erzbildung, welche „halbpneumatolytisch“ am Ende der Silikatausscheidung (der Feldspäte) einsetzt. Die Bildung von Apatit erfolgte meist noch später als die Ausscheidung des

⁸ Abriss der Lehre von Erzlagerstätten. Berlin 1922. S. 19.

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark: download unter www.biologiezentrum.at
 letzten Haupterzes. Der Unterschied in der Genese des Magnetits in beiden Lagerstätten beruht jedenfalls auf eine in beiden Fällen anders verlaufenden Differenzierung in der Schmelze. Die in den basischen Schmelzen erfolgte sehr reichliche Bildung von Mg-Fe-Silikaten, wie des Augits in der 2. ob angeführten Phase, hat im Gegensatz zu den an Mg-Fe-Silikaten ärmeren Porphy- und Syenitgesteinen die Ausscheidung zwischen der ältesten und jüngsten Magnetitgeneration nicht zur Unterbrechung kommen lassen.

In den verschieferten Diabaspartigen der Platte erscheint der Magnetit im Gegensatz zum festen körnigen Diabas in wesentlich anderer Gestalt. Dünnschliffe lassen deutlich erkennen, daß kristalline Begrenzungen der Magnetitindividuen selten sind, daß das Erz vielmehr bei der Verschieferung in eckige, ganz unregelmäßig begrenzte Stücke zerbrochen worden ist, welche zwischen die Chloritschüppchen eingelagert sind. Eine Umkristallisation oder Neubildung von Magnetit ist dabei nicht wahrnehmbar. Auch hier ist der Magnetit ausschließlich liquidmagmatischer Bildung und hat bei der Verschieferung nur eine Zerstückelung seiner Mineralaggregate stattgefunden.

2. Die Form der Lagerstätte auf der Platte.

Das Vorhandensein der Magnetitlagerstätte wurde durch Funde von derben Magnetitstücken auf den Äckern der Bauern Schleiffer und Neubauer festgestellt. Es ist ein Charakteristikum der Lagerstätte, daß sie keine Bildung eines eisernen Huttes besitzt. Unter der geringmächtigen lehmigen Verwitterungsdecke des steilen Hanges werden sofort die festen, dunklen Köpfe der Magnetitlagerstätte angetroffen. Auch die Lesestücke auf den Äckern zeigen keine Brauneisensteinverwitterung. Als Oxydationsprodukt des Magnetits tritt nur Roteisen auf. In den Magnetitkörpern, das heißt in die Züge der ausgewitterten und herausgelösten Silikate, ziehen sich mit mulmigem Roteisen ausgekleidete Lassen hinein. Von Interesse ist es, daß die auf den Feldern gesammelten Magnetitstücke meist polaren Magnetismus zeigen, während frisch aus der Lagerstätte geschlagene Stufen nicht erkennbar polar, das heißt aktiv, sondern nur passiv magnetisch sind. Die Lesestücke müssen demnach als solche später durch gelegentliche Blitzschläge magnetisiert worden sein.⁹

Die umfangreichen Schurfbaue oberhalb des Bauern Schleiffer haben mehrere annähernd parallele Magnetitkörper

⁹ Durch diesen Befund findet die Angabe in Tschermaks Lehrbuch der Mineralogie, daß nur rostige Stücke von Magnetit polaren Magnetismus zeigen, ihre Erklärung.

festgestellt. Das „Hauptlager“ streicht am Waldrand in 19 h und verflächt mit 30° in NO. Es schwenkt im Wald bald in ein westöstliches Streichen mit nördlichem Verflächen um, während es gegen SO bald auskeilt. Die Mächtigkeit dieses Erzhorizontes schwankt am Waldrand zwischen 1.2 und 1.8 Meter. Das Erz besitzt im frischen Zustand eine schwarzblaue Farbe. Zu diesem „Hauptlager“ sind zwei „Liegendlager“ mit annähernd parallelen Streichen vorhanden. Das erste Liegendlager von nur 0.4 Meter Mächtigkeit zeigt das reinste und derbste Erz, das zweite Liegendlager von 2.5 Meter Mächtigkeit findet sich im verschieferten Diabas, es ist erzarm und wegen des reichlichen Gehaltes an grünen, meist chloritischen, Silikaten von dunkelgrüner Färbung. Es wurden ferner noch Anzeichen für ein schwaches Hangendlager angetroffen (Vgl. Karte Seite 171).

Charakteristisch für die Erzkörper ist der Befund, daß der Gehalt an Magnetit in den wenig mächtigen Lagern der größte ist und er mit der Zunahme an Mächtigkeit der Lager ständig abnimmt. Dieser Befund kann so definiert werden, daß die gleiche absolute Menge an Magnetit, welche sich in den weniger mächtigen Lagerstücken konzentriert vorfindet, mit der zunehmenden Mächtigkeit der Lagerstätte immer mehr diffus im Gestein verteilt ist. Die einzelnen Lager liegen dabei dicht nebeneinander. Die horizontale Entfernung des liegendsten Lagers vom hangendsten beträgt nur etwa 30 Meter. Am genauesten ist das Hauptlager verfolgt worden, es ist im Westen scharf durch einen in 2 h streichenden Verwerfer weit gegen Nord in den Wald hinauf verworfen und wurde an einem steil zur Höhe führenden Wege dann wieder etwa 25 Meter höher angefahren. In seinem Liegenden fand sich dort auch das erste Liegendlager. In der Schurfrösche keilten aber beide Lager nach Westen bald aus. Die Lager besitzen daher die für liquidmagmatische Erzkörper charakteristische Gestalt von langgezogenen Erzlinsen. Die streichende Länge des Hauptlagers wurde auf diese Weise mit etwa 120 Meter erkannt, die Ausdehnung des Erzes in den Berg hinein ist unbekannt, da es tonlägig nur auf einige Meter verfolgt worden ist. Auffallend ist bei den einzelnen Erzlagern, daß sie an beiden Salbändern scharf gegen das benachbarte Gestein abgesetzt sind. Diese liquidmagmatischen Erzkörper zeigen daher in den einzelnen Aufschlüssen mehr die Form von Lagern als von Linsen. Das schnelle Auskeilen sowohl gegen SO als auch gegen W und die schnelle Veränderung ihres Streichens im körnigen Diabas lassen sie als im Diabas gelegene, scharf begrenzte gewundene Erz-Linsen erschei-

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
 nen. Eine tiefer am Berg, zwischen den Bauern Neubauer und BärI aufgeschürfte Folge von drei von 0.2 bis 0.4 m mächtigen Erzzügen, welche nach 22 h streichen und mit 15 Grad in O verfläachen, bilden wohl die streichende Fortsetzung der oberen Erzzüge, sind mit diesen aber nicht in direkten Zusammenhang zu bringen.

Die reinsten, aber wenig mächtigen Erzkörper ergaben einen mittleren Eisengehalt von 52—54 %. Die Vollanalyse einer Erzstufe ergab das nachstehende Resultat:

Eisenoxyd	65.49 %
Eisenoxydul	8.49 %
Mangan	0.7 %
Phosphorsäure	0.35 %
Schwefeldioxyd	0.11 %
Magnesiumoxyd	2.23 %
Kalziumoxyd	0.97 %
Aluminiumoxyd	3.23 %
Unlösl. Rückstand	4.36 %
Titan	nicht wahrnehmbar.

Das Hauptlager am oberen Waldrand ergab 51—52 % Fe und 18—19.5 % SiO₂. Eine Magnetitstufe aus dem verschieberten Lagerteil, welcher eine Mächtigkeit von 2.5 m erreicht, enthielt aber nur 29—35 % Fe.

Die Lagerstätte erwies sich in ihrer Lagerung stark gestört. Sie wird in kurzen Abständen durch die im Grazer Gebirge als jüngste Dislokationen bekannten Verwerfer in 2 h in zahlreiche Lagerstättenstücke zerrissen. Diese Schar der in 2 h streichenden Verwerfer hat die Lagerstätte regelmäßig so verworfen, daß der nordwestlich des Verwerfers gelegene Flügel gegen N verschoben wurde, ohne daß eine Schlepplage an dem Verwerfer ausgebildet ist. Der gebogene Verlauf der Lagerstätte zwischen den Verwerfern (vergl. Karte I) zeigt dabei offenbar den primären gewundenen Verlauf, welcher für die liquidmagmatischen Lagerstätten charakteristisch ist.

II. Die Quarz-Haematit-Magnetit-Lagerstätte in Neustift bei Graz.

Im Anschluß an die vorstehend beschriebene liquidmagmatische Magnetitlagerstätte in altpaläozoischen Diabasen sind Eisenerzkonzentrationen zu besprechen, welche sich in den die Diabase begleitenden sidementären, grauschwarzen Phylliten und auch in Wechsellagerung mit mehr oder minder metamorphen Diabastuffen und mit Tuffkomponenten vermengten grünen Phylliten vorfinden.

Unfern der Magnetitlagerstätte der Platte, unterhalb östlich der „Plattenvilla“, ist eine solche Lagerstätte inmitten dunkler Phyllite vorhanden. Sie verrät sich dort durch eine ansehnliche eiserne Hut-Bildung, jedoch ist es in ihr bisher zu keinem Aufschluß gekommen, welcher das Studium dieser Lagerstätte zuließe.

Bekannter ist die Magnetit-Roteisensteinlagerstätte von Neustift, nördlich von Ober-Andritz bei Graz, welche vor ca. 50 Jahren erschürft wurde. Leider sind in ihr zur Zeit ebenfalls keine Aufschlüsse vorhanden, aber eine gute Aufsammlung aus jener Zeit befindet sich in der Sammlung des geol. Institutes der Techn. Hochschule in Graz, auf Grund derer die nachfolgende Untersuchung ausgeführt werden konnte. Die Lagerstätte befindet sich weit im Hangenden der Schöckelkalkzone des Annagrabens nördlich Ober-Andritz. Über dem dort in großen Steinbrüchen aufgeschlossenen Schöckelkalk befindet sich eine 30—40 m mächtige Quarzit-Sandstein-Zone, wie dieser gegen NW fallend. Im Hangenden der Sandsteine folgt, die Höhe des Zösenbergs bildend, eine sehr mächtige Zone dünnschieferiger, dynamometamorpher graphitischer Schiefer, in welchen einzelne Lagen festerer, dunkelgrauer, weniger dynamometamorpher Phyllite eingeschaltet sind. Nach dem Hangenden zu nimmt die Dynamometamorphose ab und stellen sich graue phyllitische Tonschiefer, teilweise mit tuffigen Komponenten ein. In diesen treten die Eisenerze auf. Sie bilden 6—7 cm mächtige, wie die Schiefer WSW in ONO streichende und mit 40—80 Grad in NNW fallende harte Lager, welche scharf gegen das weichere Hangende und Liegende abgesetzt sind. Aber auch die unmittelbar hangenden und liegenden Schiefer sind besonders auf den Schieferungsflächen reichlich mit Eisenerz durchsetzt. Neben diesen enthalten sie reichlich Feldspat in 1 mm großen Individuen.

Im Dünnschliff erscheint das Eisenerz in den Hangend- und Liegendenschiefern in der gleichen Ausbildung wie in den Hauptlagern. Das Erz des Hauptlagers besteht vorwiegend aus im Mittel 0.5 mm großen Magnetitkristallen, welche in ein reichliches Gemenge von feinkörnigem vermörteltem Quarz eingeschlossen sind. Die Magnetitkristalle können in vereinzelt Einschlüssen bis 1 mm Größe anwachsen, gehen in größerer Menge aber auch auf 0.1 mm Größe herab, sehr spärlich sind unmittelbar am Saum der Magnetite auch kleine verzwillingte Albite vorhanden. Vereinzelt sind die Magnetite von radial angeordneten, stets senkrecht auf den Magnetit aufgesproßten, langprismatischen Quarzaureolen umhüllt (vergl. Abb. 2). Der stark vermörtelte Quarz zeigt eine starke dynamometamorphe Veränderung der Lagerstätte an und der Umstand, daß die großen und die kleinen stets idio-

morphen Magnetite eine solche Beeinflussung nicht erkennen lassen, kann nur so gedeutet werden, daß sie erst zur Zeit dieser Dynamometamorphose gebildet worden sind. Nach ihrer Bildung trat dann von ihrer Oberfläche aus eine sparsame Rekristallisation des Quarzes zu den oben beschriebenen Säumen ein.

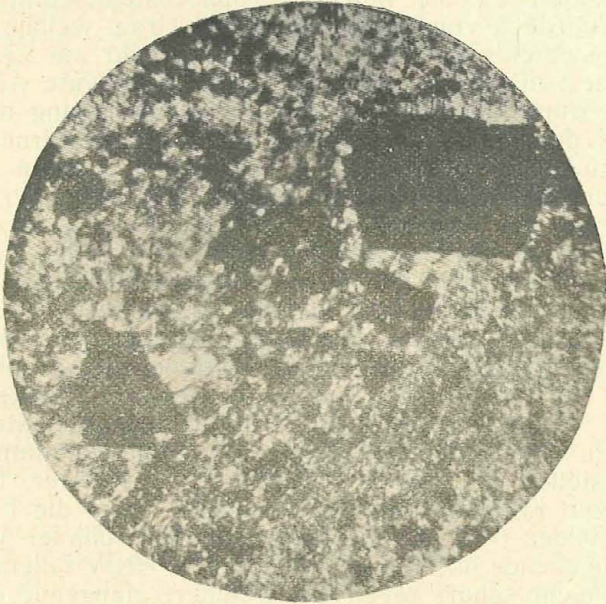


Abbildung 2: Quarz-Magnetite von Neustift bei Graz. Inmitten einer vermörtelten Quarzmasse sind Magnetitkristalle gelegen, welche von einer Aureole von Quarzprismen umgeben sind.

Bei gekr. Nicols, 17 \times Vergr.

Bei dieser überaus starken dynamometamorphen Umwandlung der Lagerstätte können über ihre primäre Ausbildung nur Vermutungen geäußert werden. An eine liquidmagmatische Bildung ist wegen ihres Vorkommens inmitten von sicheren Sedimenten nicht zu denken. Eine epigenetische Anreicherung des Eisenerzes in den Schieferen erscheint in Anbetracht der scharf flötzförmigen Lagerstättenform und der geschlossenen Zusammensetzung des lediglich aus Quarz und Magnetit bestehenden Hauptlagers ebenfalls durchaus unwahrscheinlich. Es liegt die Vermutung am nächsten, daß die Lagerstätte primär aus Roteisen und Quarz bestanden hat, in welcher das Erz durch Exhalationen aus Solfataren in der Folge der Diabasausbrüche in den Ausbruchstellen nicht allzu fern vorhandenen gewesenen Sedimen-

ten und kurz nach den Diabasausflüssen selbst abgesetzt worden ist. Durch im Wesentlichen dynamometamorphe Einflüsse entstand aus dem Eisenglanz der Magnetit gleichzeitig mit dem Vorgang der Zerdrückung (Vermörtelung) des Quarzes, welcher vielleicht ursprünglich als Kieselsäuregel ausgeschieden worden war und dann erst nachträglich kristalline Struktur angenommen hat. Nach der dynamometamorphen Zerdrückung des Quarzes ging dann aus dem zermörtelten Quarz, und zwar von den schon bestehenden Magnetitkristallen aus, die teilweise langprismatische Rekristallisation des Quarzes zu den beschriebenen Quarzaureolen um die Magnetite vonstatten.

Der Übergang von Fe_2O_3 in Fe_3O_4 in Lagerstätten ist ein häufig festgestellter Vorgang, auf welchen P. Ramdohr¹⁰ erst neuerlich ausführlicher eingegangen ist. Für alle Lagerstätten des vorliegenden Typus der „Quarz-Magnetit“-Lagerstätten wird die Bildung des Magnetits als sekundär angenommen. Wiederholt konnte die Umwandlung von Fe_3O_4 aus Fe_2O_3 in Kontaktlagerstätten nachgewiesen werden, dagegen sind Beobachtungen der dynamo- oder regionalmetamorphen Entstehung von Magnetit in Lagerstätten in der Literatur spärlich. Ich verweise zum Vergleich auf die von Sidney Paige beschriebene Quarz-Magnetit-Lagerstätte der Llano-Region in Texas, auf die von Dr. H. Newland beschriebene ähnliche Lagerstätte in Nord-New-York und die gebänderten Magnetite von Varanger bis Kola, welche Vogt¹¹ beschrieben hat.

In Dünnschliffen hat sich inmitten des Magnetits von Neustift nirgends mehr eine Spur primären Roteisens nachweisen lassen, dagegen zeigt der Magnetit, und zwar besonders in jenen Zügen, welche reich an kleinen Magnetitkristallen sind, verbreitet wiederum ein sekundäre Umwandlung in Haematit. Diese Umwandlung geht stets von der äußeren Begrenzung der Magnetitindividuen in das Innere derselben hinein. Teilweise sind die Magnetite von Roteisenschalen umhüllt. Es sind aber auch — besonders deutlich wird das Bild unter dem Mikroskop bei gleichzeitig durchfallendem und sehr hellem auffallendem Licht — an Rissen und Spalten von außen her vordringende Magnetitumsetzungen in Roteisen zu beobachten. Das Erz stellt dann einen Martit dar, welcher im vorliegenden Fall aber auf „supergene“ Bildung, als eine Oxydationserscheinung unter dem Einfluß atmosphärischer

¹⁰ Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz etc. Neues Jahrbuch f. Min. Geol. Paleont. 54. B. B. Abt. a. 1926, S. 320 ff.

¹¹ I. H. L. Vogt. Norges fernmalmforekomster. Norges geol. unders. 51. 1910 und P. Geyer: Contributions to the geology of the Sydvaranger irondeposits. Geol. fören. 33. 1911, S. 312 ff.

Verwitterung zurückzuführen ist. Teilweise sind die Dünn-
schliffe auch von den wolkigen Zügen bereits eingelagerten
Limonits durchzogen. Die vorliegenden Stufen von Neustift
sind ohne Ausnahme wenig tiefen Schürfungen entnommen
worden, in denen sich die Verwitterung bereits abspielen
konnte.

III. Die Magnetitlagerstätte von Adam bei Mießdorf.

(Praevalje in Jugoslawien.)

Während am Nordabfall der Nordkette der Karawanken
von Rosental im Westen bis zum Konschitzatal-Quertal süd-
lich Bleiberg im Osten soweit bisher bekannt der Trias aus-
schließlich die tonig-sandigen Sedimente des Miozäns vor-
gelagert sind, auf welche die Stirn der Karawankenkette
überschoben erscheint, kommt östlich des Konschitzatales
unter der Karawankentrias eine Serie altpaläozoischer Ge-
steine heraus, welche im Wesentlichen aus serizitischen Phyl-
liten, chloritischen Phylliten, Diabastuffen und Diabasen einer-
seits und kristallinem Bänderkalk andererseits besteht. Diese
Schichtenfolge liegt im Norden den alten Glimmerschiefern
von Praevali auf. Die Serie altpaläozoischer Gesteine ist im
Jahre 1876 zuletzt von Fr. Teller¹² gelegentlich einer Auf-
nahme auf dem Blatt Unterdrauburg kurz geschildert wor-
den. H. Beck hat die analoge Folge altpaläozoischer Ge-
steine neuerdings auch im Liegenden der Trias der St. Pauler
Berge im Lavanttal erkannt.¹³ Diese Vorkommen leiten zu
den von mir am Offberg im Remschnigg im Jahre 1929 be-
schriebenen (vergl. Zitat dieser Abhandlung S. 166) hinüber.

In der Serie der Phyllite mit eingeschalteten, meist meta-
morphen Diabastuffen und Diabasen der Zone südlich von
Prävali, welche die Aequivalente der unteren und oberen
Schiefer des Grazer paläozoischen Gebirgs darstellen, finden
sich am Navresnikberg zwischen dem Konschitzatal
und dem Miestale, westlich Lamberg, in ganz ähnlicher Weise,
wie in der nordöstlichen Umgebung von Graz Magnetitzüge
in Diabas und Magnetit-Roteisenstein inmitten sedimentärer
Phyllite. Die Magnetite erreichen beim Gehöft Adam
eine ansehnliche Verbreitung und sind hier vor einiger Zeit
mit Stollen und Gesenken und in Röschen aufgedeckt worden.
Die Magnetit-Roteisensteine, hier in Gängen stark
mit Quarz und Siderit durchsetzt, wurden beim Gehöft Hamun
zeitweise aus Stollenbauen abgebaut und als Zuschlag bei
der Bleiverhüttung in Mesica (Mies) verwendet.

¹² Fr. Teller: Erläuterungen zur. geol. Karte der östlichen Aus-
läufer der Karnischen und Julischen Alpen, Wien, 1896, S. 44 samt Karte.

¹³ Verhandl. der Geol. B. A. Wien, 1928, S. 35.

Auch hier kommen also reine liquidmagmatisch gebildete Diabasmagnetite in räumliche Verbindung mit aus Exhalationen gebildeten Quarzmagnetitlagerstätten vor. Die Ausbildung dieser Lagerstätten weicht aber erheblich sowohl in der Mineralzusammensetzung, als auch in der Struktur von den vorbeschriebenen Lagerstätten aus der Umgebung von Graz ab. Diese Abweichung ist durch später eingetretene Veränderung und Metamorphose, also sekundär erfolgt. Die Karawankenlagerstätten sind stärker regionalmetamorph und stärker dynamisch zerrissen worden. Es hat daher ein besonderes Interesse ihre Beschaffenheit mit derjenigen der Platte bei Graz und von Neustift bei Graz zu vergleichen.

Die liquidmagmatischen Magnetitzüge von Adam am Navresnikberg nördlich Miesdorf befinden sich in drei Diabaslagern, welche den Navresnikberg in steilem Verflächen in ONO und mit NNO-SSW-lichem Streichen durchziehen. Diese Diabase treten inmitten ziemlich milder lichtgrauer oder schwarzgrauer, nur wenig serizitführender Schiefer auf, welche am Paß zwischen dem aus Buntsandstein bestehenden Schleiferwald und dem Navresnikberg beim Bauern Melanschnig deutlich mit annähernd südlichem Verflächen unter Buntsandstein (Werfener Schiefer) untertauchen. Höher am Berg findet sich ein NNW-SSO-liches Streichen und steiles (mit 70 Grad) Verflächen in WSW. in diesen Schiefen, welches an den Diabaszügen dann in vollkommen steile Stellung übergeht. Die Magnetitzüge streichen in den nördlichsten der drei Diabaszüge, in welchem die besten Aufschlüsse bestehen, NO-SW-lich und verflächen steil in SO. In diesem Diabaslager treten Magnetitkörper von stark wechselnder Mächtigkeit (bis zu 1.5 Meter) auf. Einzelne Partien der Erze sind fast vollständig derb und zeigen auch unter dem Mikroskop im Dünnschliffe nur sparsame kleine Einschlüsse eines teilweise klaren, teilweise von Limonitzonen bräunlich verfärbten Feldspates. Die Magnetitkristalle ragen stets idiomorph in den Feldspat hinein. Sie bilden aus winzig kleinen (0.015 Millimeter) Magnetitkristallen aufgebaute Kristallbäume, in denen der Feldspat nur die Lücken ausfüllt. Dort, wo die Silikate überwiegen und die Magnetite in Gestalt eines maschigen Gewebes das Gestein durchziehen, zeigt sich das Folgende: Die ursprünglichen Augite des Diabas sind ohne Ausnahme in Chlorit umgewandelt, der Chlorit erscheint in langen prismatischen Gebilden und in Blättern, welche hellgrün und klar im Dünnschliff erscheinen. Verbreitet erscheint er aber in den früheren Räumen des Augits auch als dichte, trübe grünliche Masse, welche von feinsten Magnetitstückchen durchsetzt ist. Der Feldspat, ein Oligoklas-Andesin, ist dagegen klar geblieben. Er ist in bestimmten

Partien des Diabas in Zügen stark vorherrschend und überwiegend stark zerdrückt und vermörtelt, nur inmitten von größeren Magnetitpartien hat er seine einheitliche Struktur, dort erkennt man die ursprüngliche, sehr feine Zwillingslamellierung und das ursprüngliche Vorhandensein recht großer (0.5 Millimeter) Feldspatindividuen. Zumeist ist der Feldspat aber in kleinste, ganz unregelmäßig begrenzte Stücke zerbrochen, in denen auch die Zwillingslamellierung ganz

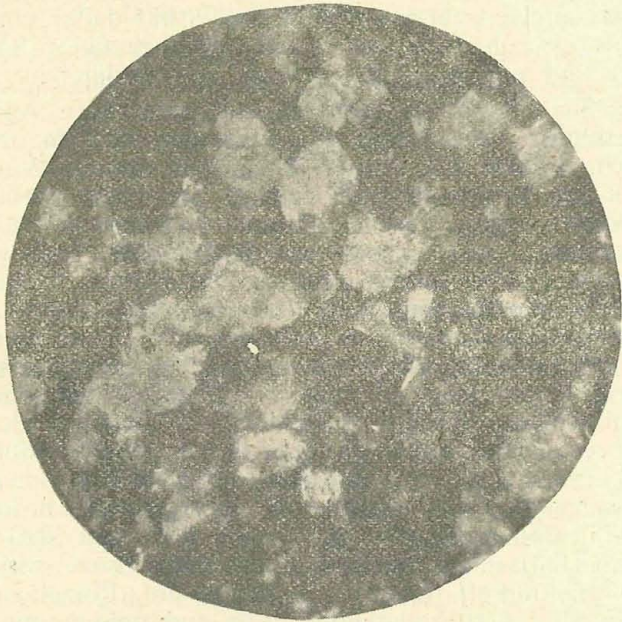


Abbildung 3: Liquidmagmatische Diabas-Magnetitlagerstätte vom Adam bei Mießdorf (Prevalje). Primäre Pyritwürfel aus der I. Ausscheidungsphase wurden von später gebildeten Chloritschuppen eingewickelt und teilweise in dieser Umrahmung verdreht und die dann entstandenen Zwickel mit neugebildetem Quarz ausgefüllt. Links unten ein Pyritwürfel, welcher von der einen Seite durch den später gebildeten Magnetit und von der anderen Seite durch Chlorit verdrängt wurde. Die Augite sind sämtlich chloritisiert. 17× Vergr.

zerstört oder zumindest bis fast zur Unkenntlichkeit verdrückt ist. Der Magnetit tritt auch hier gegen den Feldspat stets idiomorph auf. Sehr feine Strukturen treten bei starker Vergrößerung dadurch auf, daß sich vielfach auf dem dann leicht korrodierten Rand des Magnetits ein feiner, langspießiger, fast haarförmiger Saum von Chlorit in den Feldspat hineinzieht. Die Chloritisierung des Gesteines ist also nicht nur auf Kosten des Augits, sondern auch des Magnetits erfolgt.

Inmitten der Chloritmassen ist der Magnetit nur selten idiomorph begrenzt, fast immer korrodiert und anscheinend auch zerbrochen. Interessant ist das Auftreten meist einen Millimeter großer Pyritwürfel in der Lagerstätte. (Vergl. Abbildung 3). Diese werden vielfach von Magnetit umgeben und dringt dann der Magnetit vom Rande her verdrängend oder auch an Klüften in den Pyrit ein. Chloritschüppchen und Säulen legen sich in ihrer Längserstreckung flach auf jede Würfel­fläche des Pyrits und geben dann sehr schöne Kristallisationsbilder. Teilweise liegen die Chloritschüppchen eng den sechs Würfel­flächen und genau nach diesen Flächen in ihrer Struktur gebaut auf, häufig ist aber zu erkennen, daß die Pyrite nachträglich in der Chloritumhüllung eine Drehung erfahren haben, welche die Chlorithülle nicht mitgemacht hat, dann sind die durch die Drehung entstandenen Räume zwischen Pyrit und Chlorit nachträglich durch ganz klaren Quarz ausgefüllt worden (vergl. Abb. 3).

Aus diesen Feststellungen im mikroskopischen Bild lassen sich die folgenden Schlußfolgerungen ziehen: Die untersilurischen Diabase vom Navresnikberg waren Oligoklas-Andesinreiche Augitgesteine, welche heute sehr stark chloritisiert sind, die Augite und teilweise auch der Magnetit haben zum Aufspalten der Chlorite das Material geliefert. Die Feldspäte dürften lediglich zerdrückt worden sein, wenn auch feine Chloritnadeln in ihnen von der Magnetitgrenze her eingeschlossen sind, also bei ihrem Wachsen Feldspat verdrängt haben müssen. Der Diabas und mit ihm die Magnetitlagerstätte von Adam zeigt im Gegensatz zu der Platte bei Graz einen beträchtlich höheren Grad der Metamorphose, und zwar nicht einer Dynamometamorphose, sondern einer Regionalmetamorphose der ersten Tiefenstufe.

Die Bildung des Erzes erfolgte in genau den gleichen Phasen, welche auf S. 170 beim Erz der Platte festgestellt werden konnte, nur ist es im Diabas vom Adam noch zur Ausscheidung eines sehr frühen Pyrites gekommen. Wir haben sonach die folgende Paragenese:

1. Ausscheidung von Pyrit in einzelnen Ein-Millimeter-Würfeln, Beginn der Ausscheidung sehr feinkristallinen Magnetits.
2. Reichliche Augitausscheidung mit andauernder Magnetitbildung.
3. Maximum der Magnetitbildung unter Resorption des Pyrits, und Einhüllung des Pyrites von derbem Magnetit. Beginn der Feldspat-Oligoklas-Andesin-Ausscheidung.

4. Fortdauer der Feldspatausscheidung in den Lücken der Magnetitmaschen.

Sodann fand viel später in der ersten Tiefenstufe die Chloritisierung des Gesteines statt.

IV. Die Quarz-Haematit-Magnetitlagerstätte von Hamun.

Das Erz von Hamun ist ein Quarz-Haematit-Magnetit und stellt eine vollkommene andere Bildung dar, wie das vorbesprochene Erz von Adam.

Der Bauer Hamun befindet sich am nördlichen Ende des Navresnikberges. In der Nähe sind durch mehrer Einbaue Gangvorkommen aufgeschlossen, welche die dortigen unter-silurischen Phyllite quer durchsetzen. Die Phyllite zeigen hier recht wechselndes Streichen, so auch N-S-liches, wenn sie auch vorwiegend O-W-lich streichen. Ein Gangstück wurde auf etwa 50 Meter überfahren und zeigt hier SSO-NNW-Streichen. Der Gang ist sehr absätzig und enthält vorwiegend Gangquarz. Die Erze stellen sich in linsenförmigen Körpern in den Gängen ein, treten stellenweise zu schwarzrötlich gefärbten Derberzen zusammen, welche aber im Dünnschliff auch stets eine sehr reichliche Quarzbeimengung zeigen. Es sind Magnetit-Haematite, im Gangmittel treten auch Eisencarbonate auf, und zwar ein sehr altes, äußerst feinkörniges Karbonat (I) als Verdrängungsreste inmitten des Quarzes und des Haematites und auch ein grobkristallines junges Eisenkarbonat (II), in welchem eckige Brocken der Quarz-Haematit-Magnetitlagerstätte eingebettet sind. Diese letztgenannten Karbonate verwittern auf der Halde mit den charakteristischen stumpfbräunen Branden. Der mikroskopische Dünnschliff zeigt als Grundmasse einen äußerst fein vermörtelten Quarz (II) mit wolziger Auslöschung, in ihm sind Partien eines grobkristallinen Quarzes (I) mit Erz eingeschlossen. Diese Partien zeigen alle Merkmale einer rhythmischen Ausscheidung von Quarz und Roteisen, also ursprüngliche kolloidale Ausscheidung der Kieselsäure (Abb. 4). Inmitten dieses Quarzes (I), welcher in größeren Partien einheitlich kristallin gebaut und klar ist, aber auch wolkig auslöscht, schwimmen kleine, bei stärkerer mikroskopischer Vergrößerung lichtblutrot durchscheinende flache Kristallbildungen von Eisenglanz. Diese sind vollkommen idiomorph begrenzt und lassen flache Rhombeder mit geringer prismatischer Entwicklung erkennen. Diese Partien sind die Überbleibsel der primären Bildung der Lagerstätte. Diese Partien zeigen in ihrer Mitte einen Kern von dichtem Magnetit und um diesen herum abwechselnde, rhythmische Sphären von Quarz und Roteisen. Aus den einzelnen Sphären ragen Kristallbäume der flachen Eisenglanzkristalle beiderseits in den Quarz hinein (Abb. 4). Inmitten der

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at

Hauptmasse der Erzstufen, welche aus dem sehr fein vermörtelten Quarz (II) besteht, sind ferner reichlich Bruchstücke von Erz eingeschlossen, welche sehr deutlich eine postgene-tische Zerreißung der primären Lagerstätte und ihre Einbet-tung in einen sekundär sehr reichlich zugeführten Quarz er-kennen lassen. Dieser Quarz (II) wurde durch Orogenese stark zermörtelt und nach diesem Vorgang von zahlreichen nach den verschiedenen Richtungen aufgerissenen Klüften durchzogen, in welche sich ein heute noch langprismatisch-

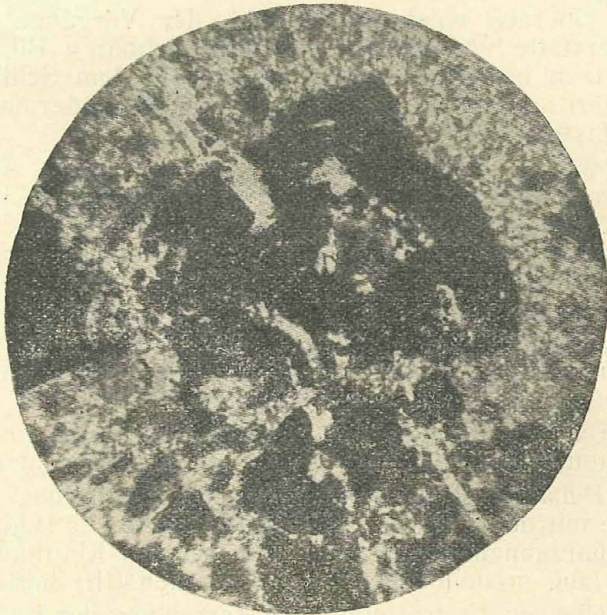


Abbildung 4: Quarz-Haematit-Magnetit-Lagerstätte vom Hamun bei Midorf (Prevalje). Inmitten einer vermörtelten Quarzmasse liegen Bruchstücke von Magnetit. In der Mitte Magnetit-Eisenglanz-Zonen, welche mit noch groß kristallin erhaltenen Quarzonen rhythmisch ausgeschieden wurden. Das Ganze wird von jüngerer (lichten) quer-kristalliner Quarzluft durchzogen, welche eine junge Pressung durch ihre wolkige Auslöschung verrät. Bei gekr. Nikols, 17 \times Vergr.

erhaltener kristalliner Quarz (III) hineinsetzte. Diese Quarz-prismen stehen stets senkrecht zur Kluffläche, sie sind eben-falls eine alte Bildung, weil sie durch eine spätere Orogenese, wenn auch nicht vermörtelt, wohl aber stark gepreßt wur-den, so daß sie heute unter gekr. Nicols eine deutliche wolkige Auslöschung erkennen lassen. Schließlich ist dann die Lager-stätte, welche ein so wechselvolles Schicksal, während aller-seit dem Untersilur eingetretenen ostalpinen Orogenesen erfah-ren hat, noch einmal von jungen Gebirgsbewegungen zerris-

sen und nunmehr stellenweise durch reichliche Zufuhr von Karbonat in eine Brezzie verwandelt worden, in welcher die Lagerstätte stellenweise fast allein aus dem jüngeren Karbonat, in welches Bruchstücke der Quarz-Haematit-Magnetit-Lagerstätte eingebettet sind, besteht. Aber auch diese jüngeren Karbonate (II) zeigen eine sehr deutliche wolkige Auslöschung und Verstellung ihrer rhomoedrischen Spaltrisse gegeneinander, also auch sie sind noch von Orogenese betroffen worden.

Das überaus wechselvolle Bild der Vorgänge, welche die Lagerstätte von Hamun von ihrer primären Bildung bis zur Jetztzeit betroffen haben, läßt sich in dem Schriff demnach Schritt auf Schritt verfolgen und folgendermaßen zusammenfassen:

I. Phase: Primäre Bildung einer solfataren Ausscheidung von kolloidaler Kieselsäure und kristallinen Eisenglanzes in rhythmischer Folge auf Gängen unter Verdrängung alten Karbonates (I) mit bald erfolgter kristalliner Umwandlung der Kieselsäure.

II. Phase: Alte erste Orogenese führte zu sehr starker Zerreißung der primären Lagerstätte unter reichlicher Zufuhr von kristallinem Quarz (II) und teilweiser Umwandlung des Eisenglanzes in Magnetit. Alte Brezzie.

III. Phase: Eine zweite Orogenese führte zu einer überaus starken Zerdrückung und Vermörtelung dieses Quarzes (II).

IV. Phase: Eine hierauf folgende Zerklüftung der Lagerstätte mit dem vermörtelten Quarz führte zur Bildung jüngerer Quarzgänge, welche aus quer zu den Klufflächen gestellten, lang prismatischen Quarzkristallen (III) bestehen.

V. Phase: Es trat eine neue Zerreißung der Lagerstätte ein, bei welcher Bruchstücke der mit den Quarzgängen versehenen Lagerstätte stellenweise in ein sehr reichliches grobkristallines eisenreiches Karbonatzement eingeschlossen wurden. Junge Brezzie.

VI. Phase: Infolge einer wiederum folgenden orogentischen Phase wurde auch das Karbonatzement stark gepreßt und deformiert, die jüngsten Quarze (III) erhielten durch Pressung bewirkte wolkige Auslöschung.

Bei dem hohen Alter der beschriebenen Lagerstätten ist es vorläufig nicht möglich, diese Vorgänge auf bestimmte Phasen alpiner Orogenese zurückzuführen.

Es sind aber nur wenig Erzlagerstättentypen in den Ostalpen bekannt, welche mit Bestimmtheit als noch älter anzusprechen sind, als dieser Typus der Diabas-Magnetite und ihrer Begleiter. Zu diesen gehören die in der älteren Folge

der azoischen Pegmatite neuerdings nachgewiesenen, lokal hoch getarnten Berylliumerzlagerstätten¹⁴, ferner die Chromeisen-Magnetit-Lagerstätten der azoischen steirischen Peridotit-Serpentine und wohl eine Anzahl von Pyritlagerstätten.¹⁵

Institut für Geologie und Minerallagerstättenforschung an der
technischen Hochschule, Graz.



¹⁴ A. Tornquist, Alpine Berylliumerzlagerstätten. Metall und Erz. 30. 1930.

¹⁵ W. Petraschek jr. Die Kieslagerstätte von Kallwang. B. und H. Jahrb. 1928.