

## Der Ablauf der Spatmagnetit-Metasomatose

Von F. A n g e l (Graz) und F. T r o j e r (Radenthein)

*(Es wird die Spatmagnetit-Metasomatose und ihr Ablauf erörtert, wie er sich aus Erfahrungen hauptsächlich an westösterreichischen Lagerstätten darstellt. Diese Metasomatose stellt zwei Kardinalfragen: Woher stammt das Magnesium, und wie rollt in großen Zügen die Metasomatose ab. Es werden die Befunde aufgezeigt, die Anlaß geben, diese Spatmetasomatose nicht in einen sedimentären bis diagenetischen, eventuell auch da metasomatischen Zyklus einzuteilen. Die Spatmagnetit-Metasomatose steht im Rahmen großartiger Stoffwechselvorgänge; ihre besondere Stellung darin wird skizziert.)*

*(The metasomatism of magnesite spar and its successive stages are discussed on the basis of the experience gained mostly in the deposits of Western Austria. The two principal questions which this metasomatism raises are: What is the origin of magnesium, and which is the course of the metasomatism? The findings are indicated. They show that the metasomatism by no means be regarded as a sedimentary and diagenetic cycle, or as their metasomatic alteration. The metasomatism of the magnesite spar takes place within extensive metabolic processes. Its special position is sketched.)*

*(En se basant sur les expériences acquises principalement des gisements de l'Autriche occidentale les auteurs discute la métasomatose de la magnésite spathique et ses stades successifs. Les deux questions principales qui se posent à cette métasomatose sont: l'origine du magnésium et le cours de la métasomatose. Le résultat des recherches effectuées montre que cette métasomatose ne peut être regardée comme un cycle sédimentaire et diagénétique. La métasomatose de la magnésite spathique a eu lieu simultanément avec les processus métaboliques extensifs. La position spéciale en est esquissée.)*

### I.

#### Stellung der Spatmagnetit - Metasomatose innerhalb metamorpher Stoffwechsel

Mit Gebirgsbildungen (Orogenesen) sind mechanische und chemische Stofftransporte verbunden mit Neuordnung des gegebenen Stoffes in neuen Kornsorten, alles zusammen Metamorphose. Der Stoffwechsel ist eine besondere Seite der chemischen Vorgänge, durch welchen u. a. bereits mineralisierte Stoffe an einem Ort gelöst, abtransportiert und an einem andern Ort — oft selektiv — wieder kristallin abgesetzt werden. Von solchen Vorgängen seien für die Ostalpen drei Stoffwechsel herausgestellt, die wissenschaftlich und technisch gleich bedeutsam sind. Alle drei sind mit bestimmten Gesteinsumwandlungen verknüpft, alle drei gehören metamorphen Zyklen an, und alle drei zeigen erhebliche Massentransporte, die zur Bildung großer Lagerstätten führen. Es sind dies

1. Eine natürliche  $Al_2SiO_5$ -Produktion als Disthen nach Andalusit: Der  $Al_2SiO_5$ -Stoffwechsel, im metamorphen Zyklus.
2. Eine natürliche Spatmagnetit-Produktion und
3. Eine natürliche Siderit-Produktion.

2. und 3. sind metasomatische Stoffwechsel im metamorphen Zyklus und führen zu metamorph-metasomatischen Bildungen im Gegensatz zu sedimentär-diagenetisch-metasomatischen Bildungen, welche ebenfalls unter speziellen Milieubedingungen zu späten Magnetiten und Sideriten führen können. Es gilt nur, diese Bildungen von jenen zu unterscheiden.

Der  $Al_2SiO_5$ -Stoffwechsel vollzieht sich in einem Milieu dritter Streßzonenstufe (5), charakterisiert durch eine Gesteinsgesellschaft eines Eklogitstammes mit jenen extremisierten Disthenparamorphosen-Glimmerschiefern, welche  $Al_2SiO_5$  konzentrieren, mit bestimmten Schiefergneisen (Plattengneise, u. a. charakteristische Gneise, die durch wolkig verteilte Feldspatung aus Glimmer-

schiefern zu Gneisen wurden), aus eigenartigen, phlebitischen Durchträngungsgesteinen, die pegmatitverwandt sind, und aus nur mehr oder weniger eingeschichteten Pegmatiten; diese Feldspatgesteine sind durch Ichor-Abspaltung des ganzen reagierenden Gebirges entstanden, an welchem Magma sich nicht sichtbarlich etwa unter Granitkern-Bildung beteiligt. Der Ichor sammelte die in den Disthen-Schiefern abgespaltenen, zu ihrem sedimentär-diagenetischen Chemismus toniger Art komplementären Alkalien und besproßte mit ihrer Hilfe die Glimmer der Gneismuttergesteine — vormals phyllitischer oder tonschiefriger Art — in anderen, zur Aufnahme bereiten Teilen des Gebirges. Er setzte die Feldspatung wolkig diffus an, oder in geschwulstähnlichen Beulen schon mehr konzentriert, noch unter Erhaltung des überwältigten Schiefergefüges (Parfuß, zwischen Trahütten—Glashütten), oder er konzentrierte sich und wanderte, um Pegmatite abzusetzen (Hühnerstützen). Als Ahnennachweis enthalten die Feldspate dieser Bildungen zum Teil mitgeschwemmte kleine Disthenreliktzüge, zum Teil (die Pegmatite) bereits große, in Andalusitgestalt erhaltene Disthenparamorphosen (bis  $2 \times 3 \times 6$  cm u. dgl.) (17). Funde: Am Sprung, am Koralspeik usw. Die Pegmatite führten — wegen zu geringer Masse und Konzentration — nicht zu Disthen-„Lagerstätten“, obwohl das Tertiär sie örtlich so aufbereitete, daß man an günstigen Stellen in weniger als einer Stunde einen Rucksack voll sammeln kann, denn die Disthene liegen unverletzt im zermürbten und umgesetzten Pegmatitgrus. Aber erstaunlich ist die Disthenentwicklung in größeren, unregelmäßig und unscharf umgrenzten, auch verschieden mächtigen Schieferstapeln, etwa am Krennkogel und Krakaberg, im Reihwald und Bärenental und anderen Orten auf der Korralpe (8) (9), wo die Disthenparamorphosen armlang und über zwei Finger dick werden und zu Bündeln zusammentreten in einer Konfiguration, die man mit jener der Hornblendegarbenschiefer vergleichen kann. Hier gibt es Gesamtkubaturen, die schon wiederholt die Aufmerksamkeit der Wirtschaft

auf sich zogen. Indes steht eine genügend genaue Untersuchung einstweilen noch aus, die der Wirtshaft eine Stellungnahme zu erleichtern imstande wäre.

Weil das Gebirgsstück seine Granitverwandten, die Phlebite und Pegmatite, durch Ausbluten eines Ichors (wertvollen, geschätzten Saftes) aus den lagerstättenbildend gewordenen in Tonerdesilikat extremisierten Schiefers empfängt und Venen den feldspatenden Saft an die Peripherie bringen, nennt man einen solchen Geschehensablauf eine venitische Metamorphose. — Um aber auffälliger zu sehen, wie das p-t-Feld sich in diesem Ablauf verhält, kann man sich des Eklogitstammes bedienen. Er bildet durch seine einzelnen Gesteinsglieder, die im vormetamorphen Zustand einem Gabbrostamm angehörten, von dem noch Reste erhalten sind, eine aufsteigende Reihe von Karinthin-Granatamphibolit mit einer Kulmination in der Form von Eklogit und Distheneklogit (höchste erreichte p-t-Intervalle) und einen absteigenden Ast (Eklogit-Amphibolite) ab, der schon unter Bedingungen der II. Streßzonenstufe zum Stillstand kam. Die Disthen-Eklogite zeigen auf, wann in diesem Zyklus die Disthenparamorphosen-schiefer entwickelt wurden, und die paramorphosen-führenden Pegmatite reihen sich da folgerichtig ein; sie sind ja auch Kulminationen, nämlich in der Wegweite der Mobilisierung. Mehr als eine Skizze zu geben, ist hier für diesen Fall nicht beabsichtigt (22).

Die Spatmagnetit-Metasomatose (31) (32) (33) (30) ist zu verknüpfen mit einer regionalen Mg-Mobilmachung aus einem reagierenden Gebirge, welches dabei Magnesia in Lösung entläßt oder ausstößt, und recht wesentlich anderes zurückhält. Die Spatmagnetit-Metasomatose korrespondiert mit einer Metamorphose in der II. Streßzonenstufe. Im reagierenden Gebirge ist dafür charakteristisch die Bildung der gegenüber dem Mg eisenbeherrschte Tonerdesilikatbestand, der zur Kristallisation von Almandin, Staurolith und Chloritoid führt und kennzeichnend ist. In der Gesteinsgesellschaft derartiger Gebirge (Gleinalm, Wölzer Tauern, Nocke, Kreuzeck, Schobergruppe u. a.) treten neben den Glimmerschiefern mit obigen Kornsorten noch mächtige Stränge von Amphiboliten auf; so zeigen sich in diesem p-t-Milieu die metamorphosierten Gabbros, welche überdies häufig ihre ultrabasischen Kristalldifferenziate, die Peridotite, fast oder gänzlich zu Antigorititen (Blätterserpentinen) umgewandelt mitführen, die dabei noch Magnetit und Breunnerit enthalten können. Es sind die einseitig Mg-reichen Gesteine dieser Gesteinsgesellschaften, die Eisen in Silikaten festhalten wollen, und sie sind auch die Quellen eines zentrifugalen Magnesiaauszuges aus solchem reagierenden Gebirge. Daß sich in diesen Gebirgen auch granitische Massen einnisten (wie der Granodioritkern der Gleinalpe) (1), wird zur Kenntnis genommen, aber solche granitische Massen sind nur Bauglieder reagierender Gebirge, wie andere auch; sie sind nicht die Diktatoren aller im Gebirge startender Abläufe, sondern nur einiger; die Magnetitproduktion geht mit und auch ohne sie. Zur inneren Fe-Tonerdesilikat-Stapelung im so beschaffenen zweitstufigen Gebirge gehört die Magnesiaausfuhr als

notwendige Folge, diktiert vom Raumproblem her, und die metasomatische Niederschlagung dieser wandernden Magnesia in dolomitisch-kalkigen Vorlagen an der Peripherie des Geschehens als Komplement.

Die Siderit-Metasomatose (3) (14) (15) (20) metamorphen Rahmens komplementiert in gleichem Sinn eine Metamorphose des reagierenden Gebirges in I. Streßzonenstufe. Diese erfaßt im Ostalpenraum neben vorschreitend metamorphen Schiefen, welche aus dem Zustand der Diagenese in jenen der genannten Zone emporklimmen, auch mächtige Komplexe, die solchem Gebirgswerden im Zustand anfielen, den sie sich vorher in der II. Streßzonenstufe erworben hatten, und nun passen die Eisensilikatmineralien nicht in das neue p-t-Milieu, sie müssen abgebaut und durch neue Kornsorten, die stabil sind, ersetzt werden. Das geschieht, indem sie soviel als möglich Eisen ausstoßen und Magnesia zurückhalten: An Stelle von Granat, Staurolith, Chloritoid treten die magnesiareicheren Kornsorten Chlorit, Mg-Biotite, auch Muskowit. Man kennt diesen Vorgang unter „Diaphthorese“. Als Komplement zur Diaphthorese, die große Räume und Massen ergreift, erscheinen die Ankerite und Siderite an der Peripherie des Geschehens wiederum in kalkig-dolomitischen Vorlagen aufgefangen und deponiert, unter Verdrängung der Mutterkarbonatgesteine.

Es ist nicht daran gedacht, daß zu jedem antigoritisierten Peridotit ein besonderes Spatmagnetitlager gehören müßte, und ebenso steht es um die Spateisensteinlager. Das Stoffwechselgeschehen hat einen so weiten räumlichen Umfang und eine so große Massenbewegung, daß diese als Ganzes nur zum Ganzen, zum gesamten reagierenden Gebirge kommensurabel ist, und nur als Ganzes mit dem Ganzen des Stoffwechsels in Beziehung stehen kann.

## II. Die Spatmagnetit-Metasomatose

Der Ursprung der Magnesia, die für die Metasomatose mobilisiert wird

Daß bei der Antigoritisierung (2) (4) (10) (11) (12) (18) (28) von Peridotiten Mg aus dem Olivin, auch aus Bronzit und Diallag ausscheidet, ist belegt durch die Magnetit- bis Breunneritporphyroblasten in den Antigorititen (z. B. Ochsenkogel, Gleinalm). Oft ist der Breunnerit aber nicht da, wogegen die geologische Umgebung genug metamorph  $\text{CO}_2$ -abspaltende Gesteinsglieder erkennen läßt (Mergel, Kalkzüge in Reaktion mit Silikatgesteinen usw.). Daher kann geschlossen werden, der Mg-Abraum der Antigorite sei als Gelöstes mit  $\text{CO}_2$  ausgeführt oder herausgesogen worden, auch wenn man keine Breunnerite usw. mehr im Antigoritit sieht. Wieviel Magnetit kann aber dabei überhaupt als Abfall für die Spatmagnetitlager zur Verfügung gestellt werden? Die Gleichung  $2 \text{ Forsterit} + \text{Kohlensäure} + 2 \text{ Wasser} \rightarrow 1 \text{ Antigorit} + 1 \text{ Magnetit}$  gibt ein Modell für die gewichtsmäßigen und Raumbeziehungen der beteiligten Phasen für den Fall, daß Magnesium ohne kristallochemische Vertretung ist (was in der Natur nicht zutrifft). Soweit nur die Beziehung zwischen den

krystallinen Phasen gesucht wird, ergibt sich aus dieser Gleichung:

1 m<sup>3</sup> ~ 3 t Forsterit (für Olivin gesetzt) liefert 2,943 t Antigorit und 0,900 t Magnesit. Wenn ein Modell-Peridotit aus Forsterit bei einer Mächtigkeit von 1 m eine Fläche von 1 km<sup>2</sup> einnimmt, so würde er bei vollständiger Reaktion seine 3 Millionen t Forsterit in 2,943 Mill. t Antigorit und 0,900 Mill. t Magnesit umsetzen. — Eine solche Modell-Peridotitplatte von 100 m Mächtigkeit und 10 km<sup>2</sup> Fläche ergäbe sodann rund 900 Mill. t Magnesit. Die Kubatur einer solchen Platte würde noch immer nicht jene des Kraubather Peridotits (der zur Hälfte, stellenweise auch weniger „serpentinisiert“ ist) erreichen. Diese Zahlen zeigen indes schon, daß die Peridotite, wenn sie antigoritisiert sind, eine ungeheuerliche Magnesitquelle darstellen. — In den österreichischen Ostalpen ist die Zahl und Masse von Antigoriten aber sehr groß, zusammen noch viel größer, als es der Kraubather Peridotitmasse entspricht. Es sei nur eine Auswahl genannt: Bernstein und Kofidisch (Burgenland) sind sehr umfängliche Massen; Steiermark besitzt davon kleinere — Ochsenkogel, Wolfsgrube, Waldkogel (Gleinalm); Traföß, Gabraun sind große Massen nahe dem Murtal; bei Bruck an der Mur sind kleinere nahebei; von Obersteier nennen wir Lärchkogel und Hochgrößen; in Kärnten liegen große Massen bei Gmünd; im Tauernhauptkamm am Göselskopf und bei Heiligenblut, kleinere am Auernig und auf der Maresen; in Salzburg gibt es große Massen im Zederhaustal und bei Lesach (Lungau), kleinere bei Embach und Saalfelden, große im Stubachtal, kleinere im Habachtal; in Osttirol bei Kals und in der Gösleswand, am Eichham und im Isiltal; in Nordtirol bergen die Zillertaler und Tuxer Alpen solche ultrabasische, zum Teil antigoritisierte Massen, wie Ochsen-Rotkopf, dann die kleineren am Totenkopf, am Reckner und im Siltal, auch noch westlicher, nahe dem Loibiskogel usw. Die Liste ist unvollständig, manch andere mögen noch unbekannt oder unaufgeschlossen sein. Aber vergleichen wir bloß die sichtbaren Peridotit-Antigorit-Massen, mit den sichtbaren Spatmagnetiten und begleitenden metasomatischen Dolomiten des metamorphen Zyklus oder der metamorphen Zyklen, so ergibt sich, daß diese Ultrabasite weitaus mehr Magnesit und Gefolgsdolomit geben könnten, als wir heute in den Lagerstätten erkennen (das sind einige Hundert Mill. t). Vom Modell auf die Natur übergehend sind Abstriche zu machen. Die Olivine der peridotitischen Massen sind nicht eisenfrei, ihr Fayalitanteil wird bei der Metamorphose nur zum Teil in Magnesit als FeCO<sub>3</sub> isomorph übernommen: ein winziger Teil davon geht in den Antigorit ein, ein größerer Teil wird bei der Antigoritisierung als Magnetitstaub ausgeschieden. Die Stoffbilanz wird ferner etwas verändert dadurch, daß die Peridotite auch Bronzit und Diallag führen, und diese — auch antigoritisierbar — ergeben zwar auch Magnesitabfälle, aber in einem etwas anderen Verhältnis. Die Antigoritisierung greift sehr häufig bei größeren Massen nur teilweise durch, und verschiedene Anteile des entstandenen Breunnerits bleiben im Antigorit zurück, anstatt ausgeführt zu werden. Aber all dies berücksichtigt:

die Ultrabasitmengen sind so groß, daß ihre Magnesiaausfuhr den Bedarf der Spatmagnetitlager und ihrer metasomatischen Dolomite noch immer überreichlich aufwiegen muß. Blicke der ganze Magnesit im umgewandelten Peridotit zurück, so hätte der daraus entstandene Antigorit im Modellfall etwa zu  $\frac{1}{4}$  seines Gewichts Magnesit und  $\frac{3}{4}$  Antigorit. So groß ist die Magnesitmenge aber in der Natur — wieder bei aller Berücksichtigung der störenden Momente — nur selten und örtlich; je weniger Magnesit oder Breunnerit beobachtet wird, um so mehr ist ausgeführt worden. Ein Blick noch auf die Volumseite der Modellgleichung: 100 Vol. Forsterit würden bei Vollumsatz 121 Vol. Antigorit und 32 Vol. Magnesit produzieren, das ist 153 Vol. an Umwandlungsprodukten. Soll nur der gegebene Forsterit erfüllt werden, so müßte nicht bloß der ganze Magnesit ausgeführt (ausgepreßt oder ausgesogen) werden, sondern auch noch ein Teil von Antigorit. Das ist ein Grenzfall; so einfach liegt das Raumproblem in der Natur nicht (10). Aber das allfällige Ausmaß des metamorphen Raumanpruches wird doch dadurch sichtbar, und die Auswanderung des Magnesits in Lösung würde dem vergrößerten Raumanpruch Rechnung tragen. So sieht die Ausgangsstation für die Spatmagnetit-Metasomatose im metamorphen Zyklus aus. Die Endstation liegt in der auffangenden dolomitisch-kalkigen „Vorlage“ (im chemischen Sinn). Davon handeln die nächsten Abschnitte. — Über den Weg zwischen den beiden Stationen ist nichts bekannt.

Es soll aber nicht vermeint werden, zu jeder Magnesitlagerstätte gehöre ein bestimmter Antigorit oder auch nur eine bestimmte Gruppe solcher Körper. Das Phänomen ist regional, die Lösungen sind regional, die Metasomatosen sind regional. Das gesamte, von der Orogenese ergriffene Gebirge, reagiert im entsprechenden Zeitraum.

Orientierend sei nun zum Verhältnis der Eisenspat- und Magnesit-Metasomatose des metamorphen Zyklus bemerkt: Sie wurden so verknüpft, daß die antagonistisch in bezug auf Eisen und Magnesia erscheinen. Das würde dazu passen, daß es doch verwunderlich wäre, wenn sie bei irgendwelcher nahen Interferenz nicht der kristallo-chemischen Verwandtschaft zwischen Fe<sup>2+</sup> und Mg<sup>2+</sup> durch Ausscheidung der Fe-Mg-Mischphasen mittlerer Zusammensetzung, also Pistomesit oder Mesitin oder Sideroplesit Rechnung trügen. Aber es gibt da verschiedene Möglichkeiten. Angenommen, es läge der Magnesit schon in einer Spatlagerstätte vor, und in diese würde hernach eine für sich wesentlich FeCO<sub>3</sub>-absetzende Lösung einziehen, dann wäre es denkbar, daß der Magnesit partiell gelöst wird, und aus der nun beide Ionensorten enthaltenden Lösung eines der genannten Mischglieder auskristallisiert. Tatsächlich kommen ein paar Lagerstätten dieses Typus vor. Daß Magnesite von eisenärmerem Typus mylonitisiert werden, und dann höhere Reaktionsbereitschaft zeigen, können wir belegen (Vgl. Bildserie). Bei den Tuxer Lagerstätten liegt der Fall vor, daß ein Teil davon — die eisenarmen — nicht jene intensive Verwertung im Verband mit alpidischer Tektonik mitgemacht hat, wie der andere, eisenreiche. (Vgl. Lagerstätte Tux. Dieses Heft S. 335). Auch einige andere in diese

Richtung weisende Befunde werden mitgeteilt (Siehe nächste Abschnitte und Bildserie). Der nahe der Sideritlagerstätte von Hüttenberg in Antigoritit auftretende, unbedeutende, spätige, gangförmige Magnetit ist eisenarm. Der Breunnerit der Gleinalpe geht noch zur Gruppe der nicht eisenreichen. Diese beiden Magnetitmanifestationen im Antigoritit teilen die nun als varistisch angesehene, gegenüber der alpiden alten, metamorphen Herkunft. Wir möchten daher glauben, daß es auch alte Spatmagnetite eines metamorphen Zyklus gibt, und daß es im Laufe der alpiden Orogenese durchgepauste und überdies sideritisch beeinflusste gibt. Eine andere Variante, wie sie von W. Petrascheck (31) (32) vertreten, und im Kreise von Fachgenossen wie E. Clar, H. Meixner und vor allem O. Friedrich mit Angel erörtert wurde, ist die Meinung, daß Magnesiummobilisierung für Spatlagerstätten auch alpidisch ablaufe. Damit ist die Diskussion über dieses Thema nicht zu Ende, es ist auch noch nicht abschließbar. Aber eine andere Frage kann für unser Material beantwortet werden. Wie aus dem nachfolgenden Bildmaterial und zugehörigen Erörterungen hervorgeht, sind die von uns als metamorph-metasomatisch gekennzeichneten Lagerstätten nicht sedimentär. Damit möchten wir auf die dankenswerten und anregenden Studien zu diesem Thema von B. Rohn (34) und H. Leitmeier (24) sowie J. G. Llarena (25) (26) Stellung genommen haben.

### III. Der Ablauf der Spatmagnetit-Metasomatose

Die Karbonatgesteine, welche sich in den Spatmagnetitlagerstätten treffen, sind Kalke, Dolomite und Magnesite. Von allen dreien erscheint sedimentäre und metamorphe bis metasomatische Entstehung möglich. Daß es nicht leicht ist, sich bei Dolomiten und Magnetiten vor allem für das eine oder andere zu entscheiden, zeigen die jüngsten Erörterungen dieser Frage wieder. Am Anfang steht das Dolomit-Problem: Gibt es sedimentäre und metasomatische Dolomite? In welchem Sinn metasomatisch? Oder gibt es bloß die einen oder die andern? Und wie sollen sie im Einzelfall entstehen? Wie erkennt man ihre Natur? Dazu sollen nur wenige aber gewichtige Stimmen zitiert werden, die in der jüngsten Zeit und für europäische Verhältnisse dazu Stellung genommen haben:

C. W. Correns (16) (S. 230, 253) äußert: In den heutigen Meeren wird keine direkte Sedimentation des Dolomites beobachtet; erst innerhalb des Sedimentes scheinen die Bildungsbedingungen für ihn zu bestehen. Kleine neu gebildete Rhomboeder werden (darin) nicht selten beobachtet. — In terrestrischen Salzpfannen wird rezente Dolomitbildung angegeben, ist aber nicht näher erforscht. Mindestens ein großer Teil der Dolomite ist sekundär durch Metasomatose entstanden. — Das Problem des Funafuti-Dolomites ist nach Correns ebenfalls noch ungeklärt; es erfolgt zwar 200 m unter Meer und tiefer nachweisbar Dolomitisierung eines Korallenkalksteins, mit „sicherer Zufuhr von  $MgCO_3$ “, aber die physikalisch-chemischen Bedingungen sind nicht bekannt. „Dasselbe gilt auch von späteren Dolomitisierungen, für die Magnesiaendlaugen oder auch hydrothermale Wässer verantwortlich gemacht werden“.

Raupach (42) berichtet in einer groß angelegten Studie über Arbeiten russischer Forscher bezüglich Schwarzmeer und Kaspi. Nach Strachow-Zwetkow (1944) bilden sich unsere drei Karbonate als Sedimente im freien Kaspi und Karabogas nach folgendem Gesetz: Kalksediment, wenn der Salzgehalt des Meerwassers unter 7% bleibt; Dolomitsediment, wenn er von 7 bis 18% reicht, und Magnesitsediment, wenn der Salzgehalt noch höher ist, was für den Karabogas zutrifft. Die Aussage Correns gilt also nicht so allgemein; es gibt Meere, in welchen direkt Dolomit und auch Magnetit abgeschieden werden, und zwar in unseren Zeitläuften, denn für die geologische Vergangenheit wurde es ja ohnedies nicht als allgemein gültige These behauptet oder verneint.

B. Sander (35) widmet im Kapitel Anlagerungsgefüge, S. 311—344, den Camgiten = Ca-Mg-Anlagerungsgesteinen, worunter kalkige und dolomitische Gesteine sedimentärer Natur zu finden sind, einen mit Bildern ausgestatteten Abschnitt der das Gefüge solcher Gesteine analytisch und genetisch kennzeichnet. Es zeigt sich, daß man in den vorgeführten Fällen, welche dem alpinen Mesozoikum entnommen sind, noch heute, trotz langer Diagenese, unterscheiden kann zwischen Gesteinsanteilen, die aus Schlämmen stammen (dolomitischer Pelit) und also ein mechanisches Sediment sind, biogen produzierte Dolomitlagerung, Dolomit in primärer chemischer Anlagerung, chemisch angelagerter Dolomit der Kleinhöhlen (Internbildung, damit bereits im Bereich der Stoffwechselforgänge im fertigen, der Diagenese verfallenen Sediment), und metasomatischen Dolomitierungen, ebenfalls in diesem Abschnitt der Sedimentgeschichte. Nur erwähnt sei, daß sich Dolomit und Calcit zusammenfinden und in ihren Abscheidungen interferieren können, und daß auch Calcit aktiv an Metasomaten dieses Ablaufes teilnehmen kann. — Aber im Bereich der erörterten Spatmagnetitlagerstätten trafen wir nur auf folgende Fälle in Sanders Ausführungen, die das Thema direkt berühren (S. 333 unten): Typus 2. Kristalline, körnige, homogene Kalke und Dolomite aus verschiedenen Formationen, wie alpines und belgisches Paläozoikum und alpines Mesozoikum. Dafür werden wir Beispiele aufzeigen können (Abb. 1 und 2). — Typus 3 b. Diffus im Gestein verteilte Dolomitrhomboeder, Holoblasten dolomitisierender Metasomatose, als offene oder geschlossene Gefüge. Solches begegneten wir in eigenem Vergleichsmaterial, einem dolomitischen Kalkstein von Lethmate (Westfalen), leider bisher aber nicht hier. Während also die Sanderschen Typen 1 (Dichte kalkige und dolomitische Rhythmite) für uns ausfielen, konnten wir wenigstens an den Typ 2 anknüpfen.

Wichtig ist für die folgenden Betrachtungen indes eine kleine begriffliche Rückschau. Aus den camgitschen Sedimenten sind durch Sander folgende Erscheinungen, die der diagenetischen Verfestigungsgeschichte zugehören, unterschieden worden, welche chemischer Natur sind: Dolomitspatiation und Kalkspatiation, d. i. Ausfüllung von Kleinhöhlen im bereits fest gewordenen Sediment durch Ausscheidung von größeren Kristallen aus zirkulie-

renden Lösungen, welche nicht von weit außen her zugeführt sein brauchen. Das ist nicht dasselbe wie eine schon in diesem Frühstadium der Verfestigung ebenfalls beobachtete *Metasomatose*, denn diese füllt keinen Hohlraum, sondern sie „verdrängt“, d. h. es wird bereits Festgewordenes aufgelöst und entfernt, und an seine Stelle setzt sich neu Herangebrachtes in kristalliner Form. *Metasomatose* wird erkannt an Relikten und Reaktionssäumen. Es gibt da schon eine dolomitische und eine calcitische *Metasomatose*. Dazu werden im Ablauf der Spatmagnetit-metasomatose Parallelen sichtbar werden. Beides, die Dolomitspatisation wie die Dolomitmetasomatose erfüllen den Ausspruch *Correns*, daß die Bildungsbedingungen für Dolomit innerhalb des Sedimentes gegeben sind; freilich sind sie nicht nur da gegeben. — Ein besonderer Fall des Dolomitabsatzes — wiederum im Rahmen der Diagenese, — ist belteroporer Spatdolomitabsatz, der verdrängend nach Wegsamkeiten wächst, aber auch Hohlräume im selben Zug füllt. Auch dazu werden sich Parallelen zeigen. Schließlich — noch näher an unseren Fragenbereich führt die Umkristallisation, welche der Metamorphose zur Seite gestellt werden kann. Dabei wird — wie bei der *Metasomatose*, — ein altes Gewebe verdrängt, aber seine ganze Substanz am gleichen Orte neu aufgebaut, wogegen bei der *Metasomatose* diese Substanz von außen herangebracht und mindestens zum wesentlichen Teil die erbeingesessene Substanz ausziehen muß, um der eingeführten neuen und andersartigen Platz zu machen. Bei der einfachen Umkristallisation wird das vorher z. B. so kompliziert und formenbunt gebaute System des Typus 1 (von Sander), also die mm-Rhythmite mit ihren Kräuselungen der Rhythmen, Kleinhöhlen, sonstigen Kleinformungen, Kalkspatisierungen und Dolomitspatisierungen, Resedimentierungserscheinungen usf., also das Heterogenste an Gefüge, was man sich vorstellen kann, in Handstückbereichen und kleineren manifestiert, homogenisiert. Das hat für unsere Zwecke Bedeutung, denn wie unterscheidet man nun, ob ein solcher umkristallisierter Camgit schon vor der Umkristallisation Dolomit war oder noch nicht; dann könnte ja die Umkristallisation mit der Dolomitisation gegangen sein. Das betrifft nun gerade jene alten Dolomite, die man im Grazer Paläozoikum vor sich hat; auch jene, deren Strukturen wir sehen konnten und die aus alpinem oder deutschem Mesozoikum stammen; und auch jene, die bereits oben nach Sander zitiert wurden. Wenn auch dieses Unsicherheitsmoment stört, so vermag es doch zwei grundlegende Feststellungen nicht abzuschwächen: 1. Solche körnige Kalke und Dolomite treten weitab von Magnetit- oder verwandten Lagerstätten in nicht metamorphen Gebirgstteilen sehr verschiedener Formationen auf. — Und 2. Sie haben ihre Formung und Mineralisation in einem sedimentären Zyklus erfahren. Zu diesem Zyklus gehören neben mechanischen Absätzen auch chemische, die „Spatisationen“ (Spatungen) von Hohlräumen, die direkte Dolomitsedimentation, die metasomatische Dolomitisierung und die Umkristallisation. Die Beobachtungen Sander's an seinem Material vom Typ. 1 zeigen, daß dort metasomatisch gebildeter

Dolomit gegenüber pelitisch abgesetztem an Menge sehr zurücksteht. Indes bei den uns näher angehenden Fällen des Typ 2 und 3 b scheint es, daß die Fälle spätdiagenetischer und metasomatischer Dolomitisierung sehr stark vertreten sind. Daher stellen wir nach unserer Kenntnis von solchen Gesteinen aus dem Grazer Paläozoikum, aus dem alpinen und deutschen Mesozoikum, nach Sander auch aus dem belgischen Paläozoikum, jene zwei Abb. 1 und 2 an die Spitze unserer Bilderfolge und glauben, daß wir hiemit die Berechtigung dazu begründet haben. Hier ist unser Ausgangspunkt. Eine Darstellung der Magnetitpatlagerbildung in großen Zügen soll nun folgen.

1. Wir haben als Begleiter der Lagerstätten u. a. Dolomite ausfindig gemacht, die nicht zu Magnetiten weiter entwickelt werden, ja in die chemischen Ereignisse des Zyklus der Magnetitbildung gar nicht eingehen: Es sind die metasomatischen Dolomite eines vormagnetitischen, sedimentären Zyklus oder eines — wie wir meinen — nachmagnetitischen (Radenthein). In Radenthein kennen wir auch begleitende körnige Kalkzüge (Paläozoikum, fossilifer); aber in diesen Kalkzügen findet man keine Magnetit sprossung. So erging es auch in anderen, hauptsächlich westösterreichischen Spatmagnetitlagerstätten. Um die Magnetite herum verbreiten sich kristalline Dolomite. Von bereits mehreren dieser Dolomite wissen wir aber heute zweierlei: a) daß sie vormals fossilführende Kalke verschiedener paläozoischer Formationen vom Silur über Devon bis Carbon gewesen sind, b) daß ihre Dolomitisierung im Bereich der Spatmagnetite in anderen Formen abläuft und andere Kornformen erzeugt, als die oben belegte Dolomitmetasomatose aus dem sedimentären Typus. Diese Erfahrungstatsache wird illustriert durch die Abb. 3, 4, 5 und 6. Wir meinen demnach, daß ein erster Akt jener Mg-Zufuhr, welche dann Magnetit erzeugt, diese besondere Form metasomatischer Dolomite liefert. Da im Laufe der Geschichte der Magnetitlager auch Gesteine nach Art kristalliner Schiefer erzeugt werden, wie Leuchtenbergit- und Talkfelse, und wir als Quelle dieser Magnesiummetasomatose die Stoffverschiebungen anlässlich eines größeren gesteinsbildenden Geschehens (im Rahmen einer Orogenese) erblicken, nennen wir die so erzeugten Dolomite metamorph-metasomatische und stellen sie den sedimentär-metasomatischen von oben gegenüber. — Die Prägung der metamorph-metasomatischen Dolomite glauben wir auf Kalksteine zurückführen zu müssen, obgleich wir weder in Aufschlüssen, noch in Anschliffen Kalkrelikte finden konnten. Andererseits haben wir nicht einen Beleg dafür, daß im Beobachtungsbereich Dolomite des sedimentär-metasomatischen Zyklus magnetitisiert worden wären. Aber der Hinweis, daß sich oft Struktur- und Farbklänge an paläozoische Kalke von Silur bis Carbon bemerkbar machen, ist eine Stütze für unsere Ableitung, bei aller Ähnlichkeit, die sonst zwischen gewissen hellen und blauen Dolomiten von Tux z. B. mit solchen des Grazer Devons (Schloßbergdolomit) sich aufdrängt. — Auch die heutigen Bänderdolomite der erörterten Lagerstätten zeigen bereits die charakteristischen Kornformen der metamorph-metasomatischen Dolomite und werden daher

von uns auf Bänderkalke zurückgeführt. — Diesen Dolomit wollen wir mit Dol. I bezeichnen.

2. Erst in solchen Dolomitarealen, die vom Dol. I besetzt sind, verzeichnen wir den Höhepunkt eines in Temperatur und Konzentration aufsteigenden Geschehens, von dem Dol. I ein Zeuge im Aufstieg ist. Dieser Höhepunkt wird eingeleitet mit der Einsprossung von Magnetit in Pinolienform, in recht verschiedene eben metamorph-metasomatierte Dolomite, z. B. in den schwarzen (nach Karbonkalk) und hellen, bläulichen bis kräftig blauen (vielleicht nach devonischen Kalken, Schiefer und -grauen Flaserkalken) und in gelbrot-flaserige, glimmerreiche (die eventuell schon mit silurischen Kalkvorformen zu tun haben). In letzterwähnten Gesteinen sind die Pinolien viel auffälliger als in den typischen Pinolitmagnetiten nach karbonischen, kalkstämmigen Dolomiten, aber nicht weniger groß und nicht weniger schön.

Beweise, daß tatsächlich der metamorph-metasomatische Dolomit vom Magnetit verdrängt wird, können wir mit Abb. 9 vorzeigen; im ergänzenden Text noch andere; solche Dolomitrelikte kleinsten Ausmaßes gibt es in allen Spatmagnetiten aller Lagerstätten. Das bedeutet die Allgemeingültigkeit des Prozesses. Der Magnetit wird durch Lösungen auch in die begleitenden Tonschiefer hinausgetragen, aber nicht weiter. Dort metasomatiert die Lösung Tonsubstanz (hauptsächlich sedimentäre Glimmer) zu entweder Leuchtenbergit oder Talk; bleibt Mg überschüssig, so wird es als Karbonat niedergeschlagen. Das bezeugt, daß das Magnesium in Lösung als Karbonat transportiert wird, und die Mineralisation der betroffenen Schiefer zeigt, daß höchstens noch Calcium mitlaufen, denn es wird auch Dolomit (Porphyroblasten) in den erwähnten metasomatierten Schiefen ausgefällt. Der in ihnen in erheblichen Mengen enthaltene Pyrit wird nicht von den Mg-Lösungen mitgebracht, sondern ist schon im nicht-metasomatierten Tonschiefer enthalten und wohl organisch-sedimentärer Abkunft. Auch in Sandsteine dieser Schieferbegleitung dringt die Mg-Lösung nach Wegsamkeit ein, und reichert dort bis zu 50% Magnetit an, Quarz teilweise verdrängend.

3. Nun aber setzt ein absteigender Ast ein, der Dolomit II produziert, welcher nachweisbar wieder in allen Lagerstätten, wo er an Magnetitkristalle heran kann, sie partiell oder völlig ersetzt. Um dies zu zeigen, wurden Proben für die Abb. 7 und 11—23 aus verschiedenen Lagerstätten zusammengesucht. Es wird der ausgeschiedene Magnetit also angelöst, sein Magnesium mobilisiert und aus einer Lösung, die nun auch Calcium-Ionen führt, als Karbonat Dolomit niedergeschlagen. Diesen Vorgang nennen wir *Redolomitierung*. Dazu gehört noch der Roßzahn-Dolomit, der sichtlich Hohlräume schließt (Abb. 23).

4. In einigen Fällen kommt es jedoch noch zu einer calcitischen Schlußphase. Es ist nun aus den Lösungen am Ende des absteigenden Astes eine Lösung übrig, die noch Calcium-Ionen absetzen kann. Sie vermag fallweise noch Dolomit, wahrscheinlich auch Quarz, metasomatisch zu ersetzen (Abb. 31) oder sie füllt Hohlräume auf (Abb. 33) ohne etwas zu metasomatisieren, oder sie kleidet kleine Kristallkeller aus.

5. Man fragt sich, was passiert denn während der Redolomitisation des Magnetites in den mittels Dol. I metasomatierten Dolomiten? Die Abb. 27, 28 sind wahrscheinlich eine Antwort darauf. Es gibt da Sammelkristallisationserscheinungen, die wir diesem Stadium zuordnen.

Wenn wir sagen, an- und absteigender Ast mit Kulmination, so meinen wir damit den mittels einer Kurve abgebildeten Ablauf der Wirkungen der Metasomatose, diktiert hauptsächlich durch Temperatur und Konzentrationsänderungen, und unter praktisch gleichbleibenden Drucken. Die Kulmination bedeutet sodann relativ höchste Temperatur und höchste Mg-Konzentration. Aus der Karbonatsprossung in den metasomatierten vormaligen Tonschiefern, und aus den im ganzen Vorgang manifestierten Mineralphasen können wir in erster Linie schließen, daß der Magnesia-Antransport sich in den metasomatierten Gesteinen als Karbonatkristallisation auswirkt. Ob dieser Antransport auch in  $\text{CO}_2$ -saurer Lösung erfolgt, ist nicht direkt ablesbar; wir kennen ja nur eine Anfangsstation in metamorphen Peridotiten, da ist das mobilgemachte Magnesium tatsächlich in Karbonat vielfach beobachtet. Wir kennen auch die Endstation in den alten Camgitzügen; da ist es auch zunächst in diesen selber Karbonat, nämlich, entweder metamorph-metasomatischer Dolomit I und II, oder Magnetit; und daß sich so oft in den metasomatischen talkigen und chloritischen Begleitgesteinen Dolomit oder Magnetit-Porphyroblasten, und in Begleitsandsteinen-Belteroblasten bilden, bekundet eindeutig, daß in der Spät- sowie der Hochphase der Magnetit-metasomatose kohlen-saure Mg-Transporte ablaufen. Ein Punkt ist noch herauszustellen: Die Magnesia-metasomatose bleibt so eng im Rahmen der genannten alten Camgite und ihrer engst verknüpften Schieferbegleitung aus Tonschiefern bis graphitischen Sandsteinen, daß man von einem Internhaushalt sprechen kann. Es war in unserem Untersuchungsbereich immer wieder sichtbar, daß selbst unmittelbar am (immer wieder als tektonisch erkennbaren) Kontakt die Magnetisierung nicht in den Phyllit (Glanzschiefer z. B.) hinaustritt, der ziemlich allgemein die Tonschiefer-Camgit-Serien einpackt.

Zu diesem programmatisch vorgebrachten Ablauf bringen wir abschließend zugehörige Einzelbelege; es erspart uns das eben Vorausgeschickte eine nochmalige Zusammenfassung.

#### IV. Gesichtspunkte der Materialauswahl

Es ist die Absicht dieser Studie, zum Ablauf eines großen metasomatischen Geschehens Belege beizubringen, welche es aufzuhellen imstande sind. Daher ist die Materialauslese eine andere, als sie der Bergmann und Hüttenmann treffen würde, wenn er sich über Magnetit ausspricht. Diesen interessieren die Massen des guten, brauchbaren Magnetites und nicht Einzelproben, die für ihn wertlos und uninteressant sein mögen. Um aber den Ablauf des Naturgeschehens zu studieren, muß man auf technisch belangloses Material greifen. Ein guter, „fertiger“ und nicht wieder ruiniertes Magnetit ist im Zusammenhang dieser unserer Bearbeitung aber bloß ein Datum, das wir auch registrieren, aber es führt

nicht weiter. So kommt es, daß wir in den west-österreichischen Lagerstätten hauptsächlich darauf aus sein mußten, genetisch interessante und weiter führende Daten zu erlangen, und das geschieht anhand von ausdauernd gesuchten, oft gar nicht rasch zu findenden Proben, die entweder gar nicht Magnetit waren, sondern lagerstättenbegleitende Dolomite u. a., oder die bergmännisch und hüttenmännisch gesehen wertlose Muster, eventuell Abraum darstellen. Man möge also aus der erörterten Auswahl nicht etwa einen Schluß ziehen auf durchschnittliche Zusammensetzung der erwähnten Lagerstätten. Darüber Aufschluß zu geben, ist nicht im Sinne dieser Studie. Davon abgesehen, glauben wir aber, auch dem Berg- und Hüttenmann damit zu dienen, denn immer ist Wissenschaft Grundlage der Technik, und die aufgezeigten Zusammenhänge gehen den Praktiker doch viel tiefer an, als es auf den ersten Blick scheinen mag. Das, was hier berührt wird, ist gar nicht weit von dem, was ihn Tag und Nacht beschäftigt.

Einmal war der Spatmagnetit nicht da, wo wir ihn heute antreffen. Er kam erst, und sein Einzug veränderte die vorgegebenen Gesteinsstöbe, in welchen er sich festsetzte, bis auf den Grund. Die Stationen dieses Geschehens suchten wir in Bildern und im Text festzuhalten, aufzuzeigen und verständlich zu machen. Gewiß ist vieles nicht neu, und da darüber von Altmeistern unseres Landes besonders zur allgemeinen Problematik, geschrieben worden ist (Vgl. Literaturauswahl am Schluß), soll dieser Beitrag zur Kenntnis der Magnetite nicht weiter ausholen, als aus den berührten Lagerstätten einer solchen Darlegung wert erscheint und von uns selbst ermittelt worden ist.

#### V. Erläuterungen zu den Tafeln I—IV mit den Abbildungen 1—33

Aus den hiemit vorgelegten Abbildungen sollen die Einzelnachweisungen ersichtlich werden, aus welchen die Abfolge der Spatmagnetit-Metasomatose aufgebaut werden kann. Man könnte diese Abfolge vielleicht auch aus nur einer Lagerstätte belegen. Wenn sie hier anhand von Belegen aus verschiedenen Lagerstätten vorgeführt wird, so hat dies den Vorteil, daß damit ihre Gegebenheit über einen größeren Bereich aufgezeigt werden kann. Daß in der Auswahl der Beispiele Westösterreich besonders hervortritt, hat seinen Grund darin, daß hierorts gerade darüber ein reiches Material vorliegt; immerhin so reich, daß die daraus gezogenen Schlüsse zum Großteil ziemlich allgemeine Gültigkeit haben dürften. Eine tunlichst große Bilderanzahl wurde im Maßstab 1 : 100 dargeboten; dies ermöglicht in wünschenswerter Weise direkten Vergleich und Ablesung von Korngrößen. In einzelnen Fällen mußte zu anderen Maßstäben gegriffen werden. Dies ist auf der Bildtafelserie selbst ersichtlich. Die Bildbeschriftung auf den Tafeln erfolgte möglichst knapp und bloß zur raschen Orientierung des Lesers. Die Bezifferung im nachfolgenden Text und auf den Tafeln ist dieselbe, aber Fundortsangaben u. a. werden nun ausführlicher gehalten. Die Bildfolge trägt so weit als möglich der gene-

tischen Folge der Phänomene Rechnung. Alle Abbildungen sind Anschliffbilder, ausgenommen Abb. 20.

#### Tafel I

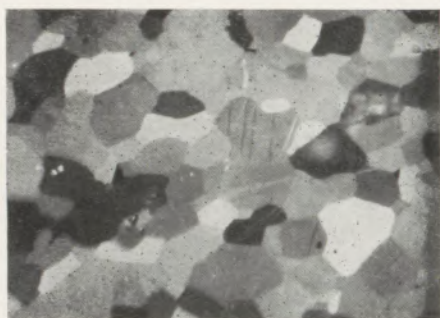
1. Dolomit, Radenthein. Das Gestein bildet einen schmalen Zug im Liegendflügel der Magnetitlagerstätte der Millstätter Alpe und wird von Angel-Awerzger für mesozoisch (Trias) gehalten. Die Probe stammt vom Ostkontakt des Zwischenlagers mit der großen Diaphthoritzone; sie ist mechanisch kräftig zerlegt, aber nicht gerade mylonitisiert. Das Bild zeigt ein sehr einfaches, glatt konturiertes Pflaster aus Dolomitmikrokörnern. Kalkspat nimmt nicht teil. Die an einzelnen Körnern sichtbare Verzwillingung gehört dem Dolomit zu. Schräg von links unten nach flach rechts oben wird durch eine wenig betonte Kornlängung ein „s“ sichtbar, das äußerlich bloß an der kreidigen, entpigmentierten Oberfläche als feine 1-mm-Feinrhythmik sichtbar ist. Das Gestein ist dem freien Auge gegenüber dicht und sehr licht bläulichgrau pigmentiert. Das Pigment ist so fein verteilt und so wenig, daß es bloß mit starker Vergrößerung als zum Teil verhältnismäßig grob graphitisch, zum Teil als Pyritstaub erkannt werden konnte. Wenn im Laufe der Ausführungen von Graphit und graphitisch berichtet wird, so sei festgehalten, daß diese Bezeichnung mit Vorbehalt gemacht wird: Es sind auch graphitnahe „Vorordnungen“ einbezogen und nicht näher unterschieden. — Das Bild wurde — wie mehrere andere — unter bildgünstigst schräg gekreuzten Nikols aufgenommen.

2. Dolomit, Radenthein, aus dem östlichen Ende des Hauptuntersuchungstollens der Lagerstätte wie 1. Das hellblaue, feinkörnige Gestein enthält in einem massig erscheinenden Hauptanteil Nester eines weissen, sehr grobspätigen reinen Dolomits (bis 2,5 cm Korn meist aber nur 0,5 bis 1 cm), Nestumriß unregelmäßig beutelig, durch mehrere Zentimeter mächtige Kornstränge mit anderen Nestern verbunden, Nestgrößen um 10 cm, die Struktur entspricht grobem Marmor. Diese Massen aus angenähert rhomboedrischen Körnern umschließen noch fetzige Brocken des blauen Dolomits. Die Lichtbrechung ist bei beiden Körnungen für  $n_D = 1,679$ , also reiner Mg-Dolomit. Da die Grobmassen Talk in lockerer Verteilung mitführen (sehr dünne, aber bis 2 mm große, randlich unvollkommen geformte Täfelchen, weiß) haben sie mit der Mg-Metasomatose zu tun, und zwar mit jener Spätphase von Dolomitsammelkristallisation, die weiter unten noch behandelt wird. — Das Hauptgestein aber zeigt wieder jene typisch pflasterige Struktur, die aus polyedrisch-isometrischen, recht glattrandigen Körnern aufgebaut wird. Diesen Dolomit halten wir für paläozoisch.

Um die Bedeutung eines derartigen Gefüges zu erkennen, muß man aus dem Bereich so komplizierter Abläufe, wie es die Spatmagnetitgenese ist, in davon abliegende Bereiche hinausgehen. Und da findet man genau dieselben Strukturen wieder, z. B. im Bereich der Dolomite des Grazer Paläozoikums, oder — mit nahezu gleicher Korngröße wie Fall 1 — in Präparaten von alpinem Hauptdolomit, Ramsaudolomit, etwas gröber im Dolomit von St. Pankraz (Steyerlingtal, Oberösterreich), aber man kann noch

100x TAFEL 1

100x



1. Dolomit, Radenthein



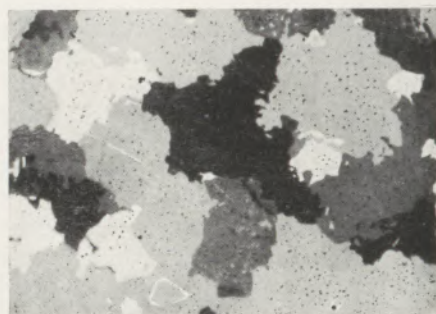
2. Dolomit, Radenthein

100x

100x



3. Dolomit, Tux, E 9 a



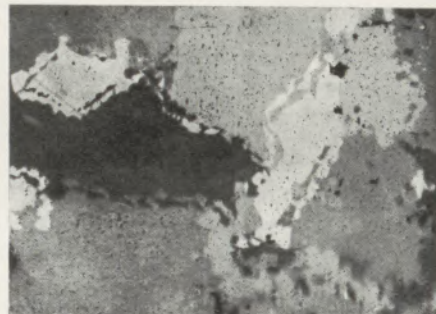
4. Dolomit, Tux, Martha II

100x

100x



5. Dolomit, Tux, Martha II



6. Dolomit, Tux, E 7

2,2x

2,2x



7. Pinolien in Dolomit, Tux, E 7



8. Pinolit-Magnetit, Tux, Neunerstollen



ferner liegende Dolomite vergleichen: Rupprechtshagen in der fränkischen Schweiz, Eichstätt (Bayern), Scharzfeld (SW-Harzfuß), Wülfrat (Westfalen). Nicht daß diese Dolomite nicht auch eine Metasomatose durchgemacht hätten; auch sie dürften Kalksteine gewesen sein. Aber ihre Metasomatose erfolgte noch im Zusammenhang mit einem sedimentären Zyklus, und die Verbreitung ihres Gefügebaues nach Art wie in den Abb. 1 und 2 in Regionen, die fernab von Magnesiummetasomatose liegt, die zur Spatmagnetitbildung führt, bezeugt, daß es sich um eine für Dolomitierung im sedimentären Zyklus charakteristische Körnungsweise oder Struktur handelt. — Es ist somit nachzusehen, ob die von der metamorphen Spatmagnetit-Metasomatose betroffenen Kalksteine oder Dolomite etwa andere Strukturen entwickeln. In dem von uns bearbeiteten Material haben wir vergeblich nach Kalkspatrelikten (von Kalksteinen herrührend) in Magnesiten und Dolomiten gesucht, wir haben auch keine Kontakte von Kalksteinresten in solchen Dolomiten, die nicht im sedimentären Zyklus, sondern in dem der Spatmetasomatose dolomitisiert wurden. Nun begegnen wir aber in den Lagerstättenbereichen Dolomiten mit ganz auffällig anders geformten Körnern.

3. Dolomit Tux E 9 a, genauer: Tux, Magnesitlager „Wiese“, jetzt Werkslager, Etage 9 a des Tagbaues. Hier treten schwarze, meist ton- und graphitreiche, von graphitischen Tonschiefern und Pinolitmagnesiten begleitete Dolomite auf, die Angel mit magnesitführenden Karbonkalken des Ostens parallelisiert. Die Dolomitkörner treten in „Amöbenform“ auf; ein zentraler Kern hat nach allen Raumrichtungen mögliche, dick zapfenförmige Fortsätze, die sich gegen das Ende zu verzüngen oder keulig verdicken. In die Räume zwischen den Zapfen des einen Kornes greifen die der Nachbarkörner ein. Das gibt Schnitte wie in Abb. 3. Die Umrißlinien der Zapfen erscheinen wechselnd stumpf oder scharf gebuckelt oder gezähnt. Das Pigment zieht sich an den Kornrändern zusammen und bildet da eine schwarze Schmiere. Erst bei  $2000\times$  Vergrößerung löst sich diese in ein feinstschuppiges, graphitisches Aggregat auf, mit Individuen kleiner als 0,001 mm. Es sind einige Rutilkörnchen zu sehen, ferner kleine, zahnige Quarze, Chlorit (Leuchtenbergit), Serizit, bestimmt mittels Lichtbrechung im Pulver, und Pyritkörnchen, die aber größtenteils Goethittrinden tragen, innerhalb welcher der Pyrit nur kleine, benagte Restchen ausmacht. Selten sitzt der Pyrit im Innern der Dolomitmetablasten, häufiger in den Kornfugen. Er ist wohl aus einer vordolomitischen Phase übernommen und erst mit der Dolomitierung goethitisiert. Dies würde einen gewissen Sauerstoffgehalt der dolomitisierenden Lösung erfordern. Die Dolomitierung hat sich — dem oben angedeuteten Vergleich nach — an einem karbonischen Kalk abgespielt, wurde durch Zufuhr einer Mg-reichen Lösung bewirkt, die auch den Pyrit des Kalkes goethitisierte. Und dieser, von uns in den Zyklus der Spatmagnetit-Metasomatose eingeordnete Vorgang brachte die eigentümliche Korn- und Strukturform, der man in Abwandlungen noch weiterhin begegnet.

4. Dolomit, Tux Martha II, Querschlag 141 N. Ein hell blauweißer Dolomit feinen Kornes, mit grobkristallin gefüllten Dolomitklüften. Auch hier sieht man die amöboid gestalteten Dolomitkörner ( $n_0 = 1,679$ , also sehr rein) und Zapfenquerschnitte tiefer liegender oder weggeschliffener höher liegender Dolomitmetablasten. Die blättrigen Gemengteile (etwas Chlorit mit  $+2V$  etwa  $10^0$ ,  $n_m =$  unter 1,586) sind selten, Pigment sehr wenig, ebenso Pyrit mit Goethittrinden.

5. Aus demselben Präparat; eine kontrastreichere Aufnahme war nicht zu erreichen. Aber hier sieht sich besonders ausgeprägt das Verschränken der amöboiden Formen. Die Größe der Zapfenquerschnitte harmonisiert mit den Längsschnitten. Ein lichtrotfleckiger, von weißen Adern durchflochtener Dolomit von E 8 dieses Tagbaues (Dolomitkörner  $n_0 = 1,677$ ), mit Leuchtenbergit auf Kornfugen, zeigt polygonales Pflaster nur in den größer körnigen Adern, im übrigen ebenfalls amöboide, aber kleinere Körnung. Dasselbe aus der Brust E 7/8, hellblauer, feinstster Dolomit.

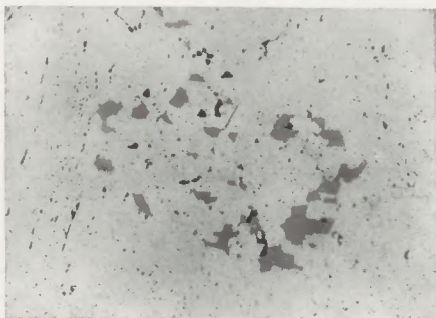
6. Dolomit, Tux, E 7, ein tiefgrauschwarzer, leicht graupeliger Dolomit (nach Karbonkalk) zeigt von Silikatblättchen umflossene Sammelbereiche. Die wahre Korngröße gibt das Bild. Im Blätterfilznetz reichlich graphitischer Staub (Korn unter 1 Mikron), beschickt mit Pyrit-Goethitkörnchen. Die Dolomitkörnung besitzt „Atoll-Lagunentypus“. Um die weniger ausgeprägt amöboiden Hauptpartien verläuft ein — wie das Bild klar zeigt — mit ihm nicht allein gleich orientiertes, sondern auch brückenhaft verbundenes Ringriff, welches für die Nachbarn die Lagune ist und umgekehrt. Man sieht, welcher Lagunenteil zu einem der Kornnachbarn gehört. Im selben Präparat kann man — gar nicht vereinzelt, und auch in anderen Proben —, amöboiden und Atoll-Lagunentypus nebeneinander und miteinander kombiniert beobachten. Also sind das zwei zusammengehörige Gestaltungserscheinungen.

7. Pinolien in Dolomit, Tux E 7. Ebenfalls ein dem Magnesitkarbon zugehöriges, schwarzblaues Muster. Die Pinolien stellen einen Höhepunkt im Zyklus der Magnesitierung dar. Die Metasomatose erzeugt nun nicht mehr Dolomit, wie in den Fällen vorher, sondern sie läßt Magnesit aufsprössen.

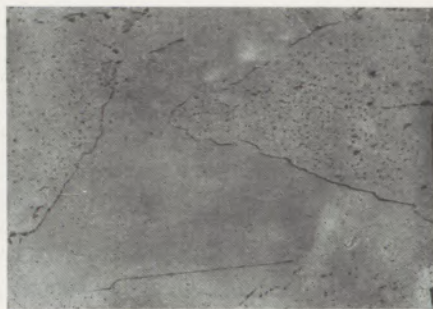
8. Pinolitmagnetit, Tux, Werkslager, Neunerstollen. Zeigt Abb. 7 erst den Beginn der Einsprossung in den Dolomit, so Muster 8 ein vollendetes Stadium; dichtgedrängte kleine Pinolien werden nur mehr durch dürrtliche schwarze Zwischenmasse isoliert. Beachte gleichen Maßstab der Bilder. Die Zwischenmasse besteht aus einer ursprünglich feinstkörnigen Magnesitgrundmasse, die dicht durchschwärmt wird von Leuchtenbergitschuppchenfilzen und imprägniert ist von graphitischem Staub, dessen Teilchen bei  $2000\times$  Vergrößerung starke Anisotropie nach Graphitart zeigen. So wie diese Präparate jetzt vorliegen, ist jedoch der Höhepunkt der Magnesitierung bereits überschritten. Wir greifen in der Entwicklungsgeschichte etwas vor: Schon freiäugig beobachtet man, daß die Pinolien zwar in der Hauptmasse gelblich aussehen — das ist Magnesit —, daß sie aber auch zum Teil bläulichweiße Enden, Flecken,

100x TAFEL 2

100x



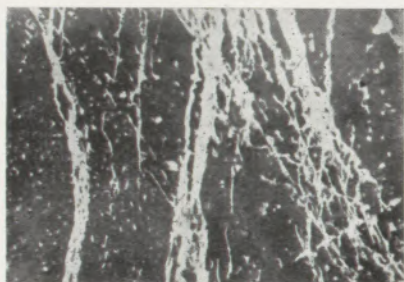
9. Dolomitreste in Magnesit, Tux, Neunerstollen



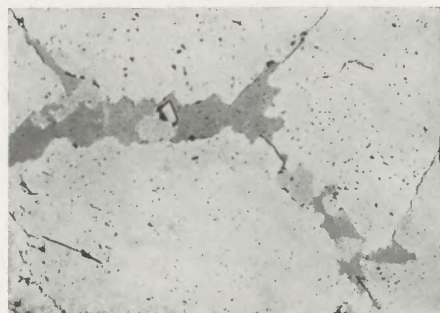
10. Zweierlei Magnesit, Tux, Wangl

75x

100x



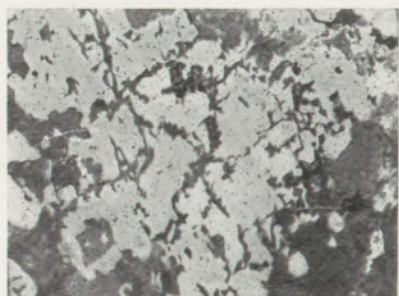
11. Dolomit verdrängt Magnesit, Jassing Magnesit, geätzt (dunkel)



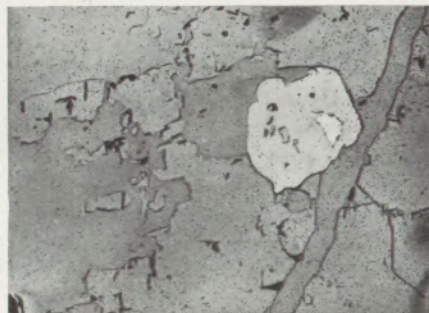
12. Dolomit, quarzbegleitet, verdrängt Magnesit, Tux, Neunerstollen

100x

100x



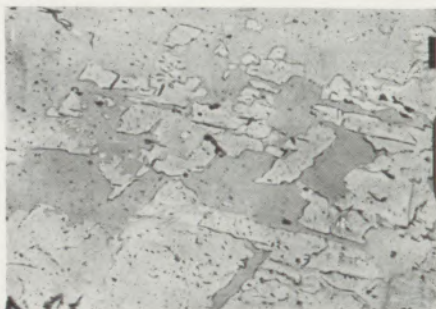
13. Dolomitische Verdrängung nimmt zu, Radenthein Dolomit, geätzt (dunkel)



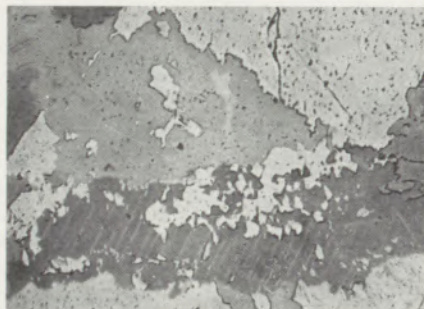
14. Dolomit verdrängt Magnesit — Pyrit — Goethit, Tux, E 7

100x

100x



15. Magnesitreste in Dolomit, Tux, E 7



16 Magnesitreste in Dolomit, Tux, Wangl

Äderchen aufweisen — das ist bereits Dolomit, der sich anschickt, sie zu verdrängen. — Diesen Sachverhalt bestätigt die mikroskopische Anschliffuntersuchung. Die Spitze der großen, wohlgestalteten Pinolie von Abb. 7 ist schon Dolomit . . . Analoges ist im Fall 8 zu berichten; dort sind auch die Magnetitkörnchen in den schwarzen Zwickeln zum Teil dolomitisiert: Redolomitisierung. Nicht selten sieht man in solchen jungen Dolomitkörnchen korrodierte Einschlußreste des Magnesits, der ihnen vorausging.

Das Präparat zeigt in Abb. 8 auch einen gröber körnigen Dolomitgang. Er schließt unmittelbar an die Redolomitisierung an, aber von ihm gehen keine Apophysen mehr aus, die die redolomitisierende Lösung dem schwarzen Filz zugeführt hätten. Die Lösung muß ohne sichtbare Kanäle eindiffundiert sein. Daß sie dies bis zu einem gewissen Bereich in einem solchen ursprünglich tonigen Filz wohl kann, zeigen die nach graphitischen Tonschiefern metasomatischen Lagerstätten-Talke und Leuchtenbergitschiefer, die mit den magnetitbeherbergenden Dolomiten im Kontakt stehen.

#### Tafel II

9. Magnetit mit Dolomitresten, Tux, Neunerstollen. Am Beginn der langen Querstrecke des Neunerstollens steht in beiden Ulmen ein sehr merkwürdiger Magnetit an: Man sieht auf viele Quadratmeter Ulm dichtgedrängt und, durch schwarzes Pigment an den Korngrenzen isoliert, lauter nahezu quadratische Querschnitte von Magnesitsprossen, aus welchen man — gegensätzlich zur Pinolienform — auf Magnetitwürfel schließen möchte. Sie haben — bei Durchmessern von 1 bis 7 cm — eine wenige mm dicke weiße Rinde, die sich nach außen etwas uneben höckerig abhebt und einem mehr gradlinig-quadratisch begrenzten, graphitisch pigmentierten Kern. Ein Anschliff zeigte im Kern Dolomitrestchen wie in Abb. 9. Diese sind gleich orientiert (bildgünstig schräg gekreuzte Nikols), der Gesamtumriß des Restchenaggregates zeigt Amöbenkontur. Aber das ist nicht der einzige Fall, daß Magnetitkerne, unter anderen von Pinolien, solche Grüppchen von Einschlüssen aufweisen. Gelegentlich ist zu sehen, daß orientierungsverschiedene Grüppchen als Einschlüsse vorkommen. Wir schließen daraus, daß der Magnetit im Höhepunkt der Metasomatose metasomatischen Dolomit des Magnetit-Zyklus verdrängt. Der Dolomit wird gelöst und unter Zufuhr von Mg (mit  $\text{CO}_2$ ) Magnetit auskristallisiert. Es ist bezeichnend, daß der Magnetit eine andere Orientierung hat, als die verdrängten Dolomitkörner. Wir sind damit in die Kulmination des Vorganges zurückgekehrt.

10. Zweierlei Magnesite, Tux, Wangl. Über dem Karlstollen-Mundloch. Das Gestein ist grobkristallin, die weißen, etwas pinolienähnlichen Kristalle haben graue Kornränder. Der Anschliff zeigt zwei poröse Magnetitkörner ( $n_D = 1,699$ , also chemisch rein) und ein porenfreies ( $n_D = 1,709$ , das ist 5 Mol.-%  $\text{FeCO}_3$ ). Abb. 20 zeigt den eisenärmeren, porigen Magnetit im Pulver bei  $400\times$  Vergrößerung (Durchlicht). Die Porenzüge folgen ungefähr der Spaltung und scheinen Flüssigkeit einzuschließen. Daß der Eisengehalt der Körner in demselben Stück Magnetit etwas schwankt — wenn das mittels Lichtbrechung

erhoben wird —, wurde öfters gefunden. An sich ist der Schwankungsbetrag hier nicht hoch, aber die Erfahrung reicht noch nicht aus für eine Erklärung.

11. Dolomit verdrängt Magnetit, Jassing, Steiermark. Damit beginnt eine Bilderreihe, welche die Entwicklungsfolge der Redolomitisierung in Stadien vorführt. Der Magnetit hat bei etwa 87 %  $\text{MgO}$  und 4 %  $\text{SiO}_2$ , 5,94 %  $\text{CaO}$ , letzteres in Dolomit gebunden. Zur Sichtbarmachung dieses Dolomits wurde mit beachtenswertem Erfolg Temperaturätzung ( $600^\circ$ ) angewandt. Der Dolomit erscheint als ungeätztes weißes, den Magnesitspaltungen folgendes, netziges Geäder (beachte Bildmaßstab!); die kleinen weißen Pünktchen zeigen — vergrößert — oft deutlich rhombischen Querschnitt und bedeuten nicht Einschlüsse, sondern Kanalquerschnitte. Der Magnetit hat durch einen entsäuerten Film Interferenzfarbe erhalten und scheint im Bild dunkel. Das ist eines der Anfangsstadien des absteigenden Astes der Magnetit-Metasomatose.

12. Dolomit (dunkel) mit etwas Quarz, verdrängt Magnetit, Tux, Werkslager, Neunerstollen. Ebenfalls ein dürftiges Anfangsstadium der Redolomitisierung. Man sieht den Dolomit längs Kornfugen vordringen, der Magnetit wird nach der Spaltung zackig korrodiert.

13. Dolomitische Verdrängung nimmt zu, Radenthein. Reichliche Magnetitkörner zeigen sich durch schwach abweichende Orientierung noch als Stämmlinge eines größeren Korns, das kataklastisch zerlegt worden ist. Auf den Fugen dringt Dolomit vor. Der Magnetit hat  $n_D = 1,702$ , d. i. 2 Mol.-%  $\text{FeCO}_3$ . Magnesite dieses Probenbereichs haben im Durchschnitt weniger als 1 %  $\text{CaO}$ . Die Schliffstelle ist ausgesucht reicher an Dolomit.

14. Dolomit verdrängt Magnetit, Tux, Werkslager, E 7. Der Anschliff zeigt, welche Magnetit-Restformen der von links andringende Dolomit, den geschlossenen Magnetitrand korrodierend, erzeugt. Eine jüngste Dolomitader sprengt rechtsseitig den Magnetit mit scharfen Rändern (Gegensatz zur Auflösungsform der Metasomatose. Weiß: Ein Goethitkorn mit Pyritrest).

15. Magnetitreste in Dolomit, Tux, Werkslager, E 7. Ein vorgeschritteneres Stadium der Magnesitauflösung in Dolomit. Beachte die Funktion der — durch Pressung geöffneten — Spaltrisse des Magnesits für das Vordringen der Dolomitisierung. Härteres Relief: Magnetit.

16. Magnetitreste in Dolomit, Wangl. Über dem Karlstollen. Scharf reliefierte Häufchen von Magnetitrestchen von Dolomit umschlossen. Beachte den verwilligten Dolomitkristall in der unteren Bildhälfte. Wieder sind Einschluß und Wirt verschieden orientiert. Man sieht, was von den Restchen zu einem ehemaligen Magnetitkorn gehörte.

#### Tafel III

17. Magnetitreste in Dolomit, Wangl (Tux). Über dem Mundloch des Karlstollens. Auch in dieser guten Magnetitwand gibt es Stellen in Anschliffen, wie in Abb. 17 wiedergegeben. Der größte Teil des Bildes zeigt einen einheitlichen Dolomitkristall, der eine

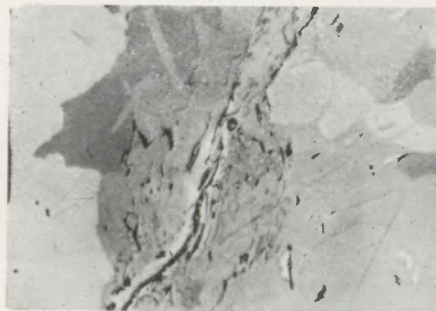
TAFEL 3

100x

300x



17. Magnetitreste in Dolomit, Tux, Wangl



18. Letzte Magnetitreste in Dolomit, Tux, E 7

1x

400x



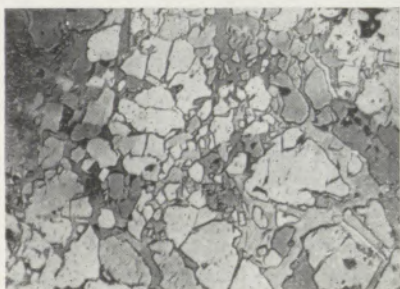
19. Pinolien in Dolomit, völlig dolomitisiert, Tux, Martha I



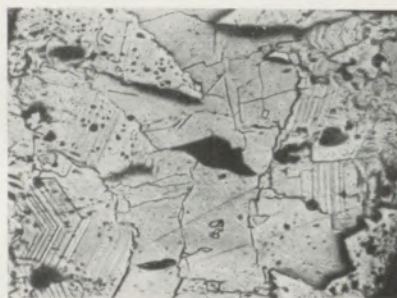
20. Poren im Magnetitkorn

100x

100x



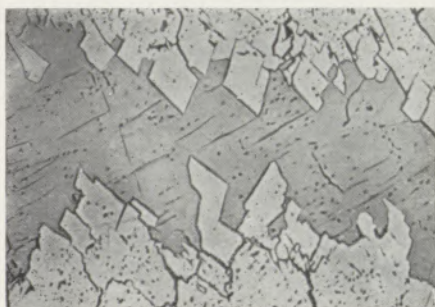
21. Magnetitmylonit wird dolomitisiert. Rettenwandalpe



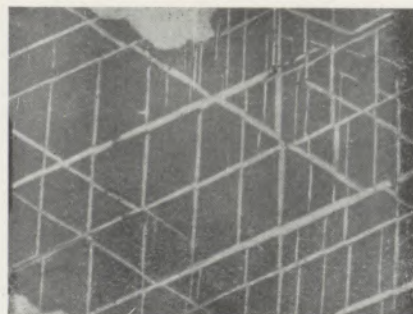
22. Zonarer Magnetit, von Dolomit korrodiert. Temperatur-Ätzung — Pfannegkopf

100x

100x



23. Roßzahn-Dolomit in Magnetit. Wangl-Hochalm



24. Roßzahn-Dolomitkorn, typische Verzwilligung. Wangl-Hochalm

Menge kleinster Magnesiteinschlüsse birgt. Sie halten untereinander gleiche Orientierung, aber diese ist nicht dieselbe, wie jene des Dolomitkorns, das übrigens nach links und oben über den Bildrand hinausreicht. Man bemerkt bei den größeren Magnetitresten noch angedeutet Spaltform, bei den kleineren ist sie verloren und durch Rundungen ersetzt, die sich gar nicht mehr erinnern, daß sie zu einem „vollkommen spaltbaren“ Mineral gehören. Dieser Magnetit enthielt übrigens neben Pyritkleinstkörnern auch noch Blattsilikate (Chlorit, Talk) sowohl auf Kornfugen wie im Korninnern intakter Magnetitkörner. Wie so häufig kommen in diesem in nichts sonst einem Karbonkalk genetisch zuzuordnenden Magnetit die intakten Körner in Pinolien-Ausbildung vor, ohne daß schwarzer Pigmentrand dies unterstriche, und daher zunächst unauffällig. Auch solche Pinolien wurden gefunden, die vollständig redolomitisert sind.

18. Einen Übergang dazu zeigt ein schwarzblauer Dolomit, Tux, Werkslager, E 7, in welchem prächtige Pinoliennester eingesproßt sind. Abb. 18 zeigt jedoch auch im Dolomit der Nestumgebung Flecken mit letzten, spärlichen und kleinen Magnetitrestchen: vgl. Dolomitkorngewebe im rechten Bildteil.  $n_D$  (Dolomit) = 1,678, reiner Mg-Dolomit. Durch die Bildmitte schräg nach unten zieht noch eine chloritalkig besetzte Fuge, die den Rand des ehemaligen Magnetitkorns markiert. Das pinolitische Einkorn wurde sichtlich mehrkörnig durch den Jungdolomit ersetzt.

19. Pinolien, dolomitisert, Martha I, Tux, Gesenckstrecke. Tiefblauer Dolomit ist von einem Netzwerk von Dolomitadern durchschwärmt, die Mikroverwerfer zeigen; ferner enthält das gezeigte Stück eine nach der Gestaltung als Pinoliennest erscheinende Häufung (Nat. Größe!); auch sie wird von Dolomitgängen durchrissen. Der Anschliff ließ erkennen, daß die Pinolien zur Gänze durch Dolomit (mehrkörnig) ersetzt worden sind. Hier ist also das Endstadium des rückläufigen, absteigenden Astes der Magnetitmetasomatose zu sehen.

21. Dolomitisierung nach Mylonitierung am Magnetit der Rettenwandalpe. Bisher war zwar auch von kataklastischen Zerbrechungen der Magnetitkörner vor der Redolomitierung die Rede, aber das ließ sich in einem geschlossenen Ablauf unterbringen. Im Falle Rettenwand scheint aber das Phänomen als völlige Mylonitierung des Magnetites, wie Abb. 21 klar aufzeigt. Sie ist prüfbar: Die Körnchen des Magnetites haben Splitterordnung und sind verschieden orientiert. In die Fugen des Mylonites dringt Dolomit vor und ersetzt ihn. Der Vorgang der Umformung verläuft hier einschneidender und tumultuarischer und gehört zu einem dadurch innerhalb der erörterten Magnesite besonderen Ereignis tektonischer Natur.

22. Eine besonders instruktive Leistung bietet das Bild des von Dolomit korrodierten, zonaren Magnetites vom Pfanneggkopf (Dientener Berge). Hier wurde optisch ein Magnetit bis zu 20 Mol %  $\text{FeCO}_3$  (also typisch Breunnerit) festgestellt, ebenso eine Art Roßzahndolomit (reiner Mg-Dolomit!). Temperaturätzung ( $600^\circ$ ) brachte einen Zonenbau der Breunne-

ritkristalle zum Vorschein, der folgende Feinrhythmus eisenärmerer und eisenreicherer Schichten besitzt: Auf 3 mm Zentralsdistanz liegen 3 scharfer abgesetzte erhabene Mg-reiche Schichten (4 bis 6 Mikron dick) und 2 stärker abgetragene scharfe Fe-reiche Schichten, je 4 Mikron dick. Diese wechseln mit weniger scharf differenzierten, dünneren Schichten mittlerer FeMg-Beteiligung und zeigen nach außen zu allmähliche Fe-Anreicherung, z. B. auf 0,5 mm Distanz, dann eine 0,05-mm-Schale, die homogen ausgeglichen ist, und schließlich eine Außenschicht mit 10 Wechsellagen von im Fe-Gehalt schwach unterschiedenen Anwachs-schichten. Auffallend zeigt sich, daß jede der markant eisenreichen Schichten durch je 2 Mg-reiche Ringe flankiert wird; in der Kernregion selbst fällt dies nicht mehr auf. Eine allgemeine Regel innen Mg-reich, außen Fe-reich, ist aber nicht zu konstatieren. Desungeachtet ist es möglich, daß solche Zonarität in manchen Fällen Anlaß gibt, daß im Pulverpräparat ein Schwanken der Lichtbrechung des Magnetits zu verzeichnen ist. — Es sei erwähnt, daß der Temperaturätzungsversuch bei einem andern eisenreichen Magnetit (Wangl-Hochalm) keine Zonarität nachzuweisen vermochte. Diese so schön sichtbare Zonarität ist also nicht allgemein verbreitet.

Indes zeigt Abb. 22 auch, wie sich der Roßzahndolomit, in welchen Zapfen des Magnetites hineinragen, in der Paragenese stellt. Man sieht am Abbrechen der Wachstumszonung überzeugend, daß der Magnetit korrodiert wird und der Magnetit ihn ersetzt. Aber er übernimmt von ihm kein Eisen. Die Magnetitsubstanz wird also völlig abgebaut, der Dolomit neu aufgebaut. Magnetitkörner und Dolomit sind ja wieder anders orientiert.

23. Roßzahndolomit in Magnetit der Wangl-Hochalm. Das Bild ist sehr interessant. Man sieht eisenreichen, hier auch porigen Magnetit, der mit einer kleinhomboedrischen, klaren Rinde in einen zeitweiligen Hohlraum wächst. Diese rhomboedrische Rinde ist eisenreicher als der Hintergrund. Dann kam nach dieser zweiten Magnetitgeneration der Roßzahndolomit und begann zu korrodieren.

24. Aus demselben Präparat: Dolomitgroßkorn mit Verzwilligung. Das Korn reicht über die Bildgrenzen vielfach hinaus. Die Zwillingebenen — Spuren // der kurzen Diagonale zeigen ein System aus breiteren, streckenweis gleichabständigen Lamellen, begleitet von zahlreichen Schmallebenen feinsten Formates, sehr deutlich. // zu beiden anderen Scharen laufen ebenfalls Feinstlamellen, aber weniger zahlreich und minder deutlich erkennbar.

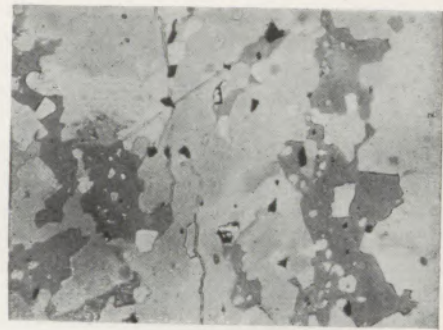
#### Tafel IV

25. Magnetit verdrängt Quarz. Tux, Wangl-Hochalm. Es handelt sich um Abbildung eines breunneritischen Magnetites ( $n_D = 1,724 = 14 \text{ Mol\% FeCO}_3$ , Breunnerit; es kommen aber auch eisenärmere Körner vor mit  $n_D = 1,714 = 8 \text{ Mol\% FeCO}_3$ , also schon unter Breunnerit). Man sieht den Magnetit in einer Weise mit einem Talk-Chloritstrang verzahnt gewachsen, die als gleichzeitiges Wachstum angesehen werden darf. Die vielen dunklen Einschlüßtröpfchen der Magnesite sind Quarzverdrängungsreste. In den Blattsilikatmassen tritt Pyrit — mit dünnen Goethit-

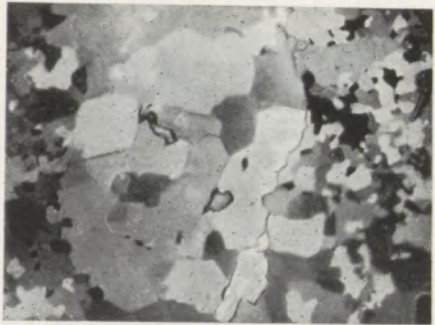
## 100x TAFEL 4



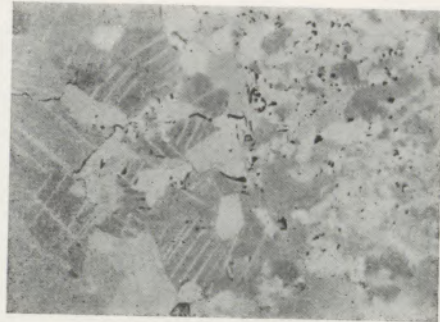
25. Magnetit verdrängt Quarz. Wangl-Hochalm  
100x



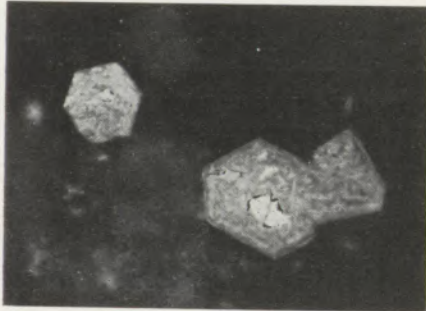
26. Dolomit verdrängt Quarz, Tux, Martha II  
100x



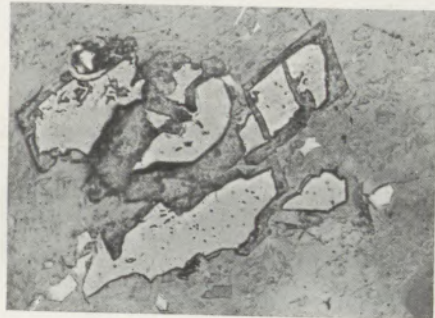
27. Dolomit II, Sammelkristallisation. Tux, E 7  
100x



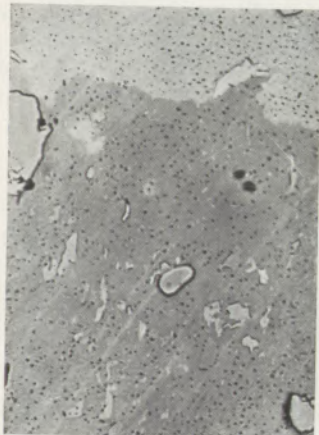
28. Dolomit II, Sammelkristallisation. Wangl  
100x



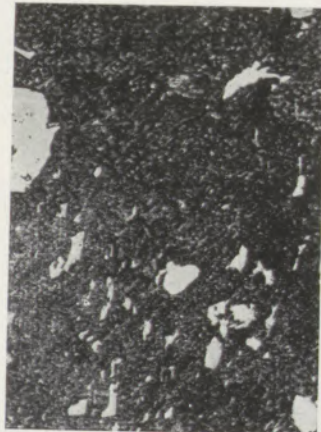
29. Pyrit — Goethit, aus Dolomit, Tux, E 8  
Ölimmersion  
100x



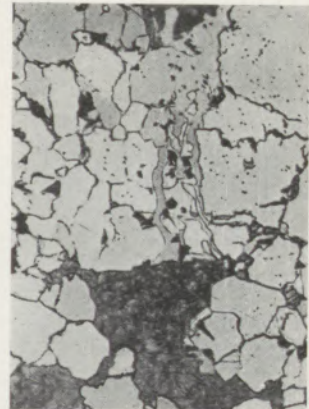
30. Supergener Magnetitabbau. Tux, E 8/9  
100x



31. Kalkspat verdrängt Quarz und Dolomit.  
Radenthein, E 21 1/2



32. Dasselbe, geätzt



33. Magnetit — Dolomit — Kalkspat  
Rettenwandalpe  
Kalkspat, dunkel

rinden — sehr feinkörnig auf, ebenso Rutil. Talk und Chlorit sind im Anschliff wegen der verschiedenen Schleifhärten gut unterscheidbar und wurden optisch bestimmt. Von Dolomit ist in diesem Stück sehr wenig zu sehen (sonst Roßzahndolomit, der Magnetit randlich verdrängt).

26. Heller Dolomit aus Martha II, Tux, Querschlag 141 N. Das Bild zeigt (dunkelgrau) zwei größere Quarzkornbezirke nach einem „s“ // der kurzen Bildkante, welche — zum Unterschied vom Falle 25 — hier von Dolomit verdrängt werden. Das ist beim linksseitigen Quarzkornbezirk deutlicher sichtbar als beim rechten, wo die hellsten Dolomitmörner sich wie Einschlüsse abheben, und sich der richtige Zusammenhang erst in Kombination aus mehreren Anschliffstellen ergibt.

27. Sammelkristallisation des Dolomites Tux, E 7. Im blauen, aus karbonem Kalk zu Dolomit metasomatiertem Dolomit sieht man prägnant ein amöboides wenn auch sehr feinkörniges Dolomitgewebe. Darin treten — außer schon erwähnten Magnetitpinolien-Büscheln und deren teilweiser Redolomitierung — noch Kornbezirke auf, wie Abb. 27 sie in der Mitte wiedergibt. Sie sind freien Auges nicht sehr auffällig, 0,3 mm z. B. im Durchmesser, bilden hellere Fleckchen, die unauffällig durch hellere Kanälchen verbunden sind, so daß ein grobmaschiges, verschwommenes Netzwerk gebildet wird, mit dem amöboiden Kleindolomit in den Maschen-Innenräumen. Die Grobkornbezirke sind gegen die amöboiden nicht scharfwandig abgegrenzt, und es macht den Eindruck, als ob sie durch Sammelkristallisation unter Verbrauch der amöboiden Kornformen zu einem Grobkornpflaster heranwüchsen. Der Vorgang dürfte die Endphase der Redolomitierung begleiten und durch „leere Thermalwässer“, die CO<sub>2</sub> mitbringen, angeregt sein. Dieser Dolomit gehört also auch zum nachmagnetitischen Dolomit, zur Dolomitphase des absteigenden Astes.

28. Sammelkristallisation des Dolomites, Tux, Wangl. Es handelt sich um den Hangend-Dolomit der Magnetitlagerstätte am Wangl, und zwar vom großen Felszahn. Auch dieser Dolomit zeigt feinamöboid-metasomatische Struktur und — im linken Bildteil — sichtlich Sammelkristallisation grobverwilligter Dolomitmörner zu Ballen, Schlieren, Wolken. Darin schwimmen noch Reste jener amöboiden Gewebekörner, in verschiedenen Stadien des Aufgezehrtwerdens. Kalkspat wurde nicht gefunden; hingegen im Pulverpräparat Quarz in örtlich etwas konzentrierter Menge (im Anschliff nichts davon). Pyritrestchen mit Goethitriden heften sich an dünne Lamellenzüge aus Chlorit. Daran kann man auch schwache Kataklase wahrnehmen ( $n_0$ -Dolomit = 1,682, also mit sehr geringer Ankeritbeimischung). Die Stellung dieser Grobkornentwicklung von Dolomit ist so zu beurteilen, wie im Falle 27.

29. Pyrit-Goethitpseudomorphose aus Tux, Werkslager, E 8. In einem lichtrot und gelbbänderigen Dolomit mit hellerer und dunklerer Bänderung ( $n_0$ -Dolomit = 1,680, fast reiner Mg-Dolomit) in Rhythmen 1—5—2—1—5 mm usf. und kleinfaltiger Serizit-Chlorithaut an der Basis stärkerer Bänder siedeln kleine Pyrite bzw. deren Pseudomorpho-

sen aus Goethit, bei bester pentagondodekaedrischer Formerhaltung. Graphit fehlt, die Färbung wird nur durch ferritische Feinstoffe bewirkt. Die ehemals tonigen Lamellen und tonreichen Bänder enthalten Glimmer-Chloritfilze, häufig von radialstrahliger Anordnung. Auch Stränge mit Serizitstellung senkrecht „s“ kommen vor, und durchhörern das Dolomitgewebe. Die blättrigen Kornsorten sind 3 bis 5 Mikron dick und 10 bis 12 Mikron lang. Die Dolomite selbst bilden ein lagenweis — besonders in den tonigen Lagen — sehr feines Gewebe typisch amöboider Formen. Die Pyrite sitzen, schütter verteilt entweder direkt in den Glimmerhäuten, oder in Kurzzeilenform auch in den dolomitreicheren Bändern. Nach der Goethitumsetzung ist nicht mehr deformiert worden. Die Abbildung vertritt hunderte von den eingesehenen Fällen gleichartigen Auftretens in unserem Material. Erwähnt sei, daß größere Dolomitmörner der metasomatischen Generation der Spaltung auch imstande sind, Gewebe mit Zwickeln zu bilden, also ein „lückiges Gewebe“ im Sinne Stinys. Interessant, daß die Pseudomorphose der Pyrite deren zonares Wachstum nachbildete.

30. Supergener Magnetitabbau, Tux E 8/9. Das Muttergestein zu diesem Bild ist ein graphitischer Leuchtenbergitschiefer. Das Stück zeigte im tiefgrauen, graphitgeschwärzten Grundgewebe zahlreiche, 1 bis 2 cm lange poröse Flecken mit ebenfalls grauer Färbung, die wie zerfressen aussahen. Im Anschliff zeigten sich die Porenfelder aus reichen Korrosionsresten großer Magnetitporphyroblasten aufgebaut; so groß, daß das Bild bloß einen Teil eines Kornes erfaßt. Man sieht nur — in scharfer Auszeichnung — das Negativ des unversehrten Kristalls. In seiner Umgebung sind Pyritreste in Verwitterung begriffen, und im einschließenden Leuchtenbergitfilz zahlreiche, winzige Dolomitmörnerchen, die nicht in der Weise korrodiert sind, wie der Magnetit. Es handelt sich um die Auswirkung normaler Verwitterung an der Atmosphäre; der betreffende Schieferbuckel ist schon lange der Atmosphäre ausgesetzt. Hier produzieren Pyritreste Schwefelsäure, und es kommt zu Lösungserscheinungen an den großen, spaltigen, dem Tag dargebotenen Magnetitporphyroblasten. Die kleinen Dolomitrestchen sind in den Leuchtenbergitfilz so gut eingewickelt, daß ihnen weniger passieren kann.

31, 32. Kalkspat verdrängt Quarz und Dolomit. Radenthein, E 21½. Nahe am Steinbruch von blauem Dolomit auf der Abraumetage findet man bräunlich anwitternde Stücke vom Kontakt kristalliner Kalkstein-Dolomit. Der Anschliff zeigt 3 Kornsorten: Kalkspat in Großkörnern, darin Dolomitrestchen scharenweis gleicher Orientierung, Quarzkörner mit korrosiver Umrißgebung. Zur Nachweisung und Verdeutlichung wird der Ätzerfolg mit Al(NO<sub>3</sub>)<sub>3</sub> ebenfalls gezeigt. Die Größe des Kalkspatkorns gegenüber dem verdrängten Dolomitkorngewebe zeigt sich im Verlauf der Zwillingslamellen. Es ist diesfalls nicht zu sagen, ob der verdrängte Dolomit Pflasterform hatte oder die amöboide usw.

33. Der Zusammenhang wird aber klar erkennbar in einem Beispiel von der Rettenwand-Alpe. Hier sieht man den Magnetitmylonit, in welchen mit schlanken Adern (im Bild dunkler als Magnetit,

Bildmitte, waagrecht) metasomatisch Dolomit vordringt, und daneben der durch Ätzung deutlich gemachte Kalkspat, der sowohl am Dolomit, wie am Magnesit scharf abschneidet, aber nichts mehr umsetzt. So reiht sich an die Dolomitierung im absteigenden Ast schließlich eine kalkabsetzende Phase, die nicht mehr aktiv angreift, und auch nicht überall nachzuweisen ist. Den Schluß machen in solchen Gegenden drusenbesetzte Hohlräume mit Kalziten, gelegentlich auch Aragoniten.

## VI. Ergänzungen

Zum Punkt Dolomitrelikte in Magnesitkörnern und Redolomitierung. — Im Tuxer Werkslager, E 7, wurden besonders schöne Magnesitpinolien mit blauem Kern und weißer Rinde beobachtet ( $n_D = 1,700$ , reiner Magnesit). Im Kern gab es Dolomitrelikte, die knopfähnlich-umrissene gleich orientierte Dolomitrestchengruppen formen, welche voneinander isoliert im Magnesitkorn schweben, aber die Knöpfe sind gegeneinander und zum Magnesitkristall verschieden orientiert. Man entnimmt daraus, daß ein Mehrkorngewebe von Dolomit von einem Magnesitgrobkorn ersetzt wurde. Die größeren Relikt-körnchen haben noch wenigstens einseitig Spaltflächenbegrenzung, die kleineren sind schon ohne eine solche Andeutung unregelmäßig gerundete Lösungskörperchen. Randedolomitierung der Pinolien ist hier äußerst spärlich zu sehen. — Auf der Schwarzegg-Alpe wurde eine Probe von gelblichem, kleinspätigen Magnesit beobachtet, die weder Dolomitrelikte, noch randliche Redolomitierung aufweist. Der Magnesit hat 5 Mol%  $\text{FeCO}_3$ . Metasomatiert wurde ein primär-toniger Flaserkalk. Es ist bemerkenswert, daß im Wege der Metasomatose die tonig-glimmerigen Fläsern in blättrigen Talk verwandelt wurden, welcher in die Magnesitkörner einspießt oder durchspießt. — Eine Probe aus dem Berghamerwald zeigte Pinolien ohne Dolomitrelikt-Einschlüsse, dagegen randliche Korrosion der Pinolien und Redolomitierung. Man kann also jeden Übergang der Dolomitverdrängung durch Magnesit und auch das Umgekehrte finden.

2. Zum Punkt Zweiphasigkeit des Magnesites. Ein schöner Beleg stammt von der Schwarzegg-Alpe (Dientener Berge). Man beobachtet im Anschliff zwei Magnesitgenerationen. Generation I, eisenarm,  $n_D = 1,715$ , sp. G. = 3,105, 8 Mol%  $\text{FeCO}_3$ . Diese unterliegt einer Kataklyse und Auflösung sowie Verdrängung durch Generation II, eisenreicher,  $n_D = 1,727$ , sp. G. = 3,12, 15 Mol%  $\text{FeCO}_3$ , grobkörnig, mechanisch unversehrt.

3. Zum Punkte Zweiphasigkeit des Pyrites. Hiezu liefert die Radentheiner Lagerstätte folgenden Beleg. Im nicht redolomitierten Magnesit kommen Pyritkleinkörner von folgendem Bau vor: Innen ein Pyritkern, umschlossen von einer schmalen Goethitrinde, die sich pseudomorph dem Pyrit anschmiegt. Darüber neuerlich eine homoax angewachsene Pyritrinde mit guter Kristallform (Pentagondodekaeder). Diese Pyrite liegen also nicht in Dolomit, sondern in Magnesit. Erklärung: Der Pyrit stammt aus einem Kalkstein, der in der aufsteigenden Magnesit-Metasomatose goethitisiert wurde; so übernahm ihn der

Magnesit, der aber Sulfid mitbrachte und dieses setzte sich, über der Pseudomorphose, als Pyrit an. — In diesem Magnesit gibt es auch pyriterfüllte Äderchen, die stellenweise bis zu 2 cm mächtig werden.

4. Zum Punkte Natur der metasomatisierenden Dolomite. Es wurde wiederholt vorgelegt, daß die Dolomite sowohl der ersten, als der zweiten (also der vor- und der nachmagnetischen) Phase bis zu den Robzähnen sehr reinen Dolomiten (Mg-Dolomiten) zugehören. Aber es gibt Abweichungen davon. In einem rötlichgelben Flaserdolomit vom Tuxer Werkslager, E 3, mit typischer amöboider Form der Dolomitkörner wurde daran konstatiert  $n_D = 1,680$  (2 Mol% „Ferrodolomit“) und  $n_D = 1,683$  (3% Ferrodolomit). Die Muskowitblättchenzüge dieses Dolomits sind zum Teil vertalkt. Die Dolomitkörnchen sehen zum Teil porös aus, und ferritische Substanz tritt dabei färbend auf. Es ist — wie auch bei den Magnesitkörnern — einmal durchzuprüfen, inwieweit Oxydation bei der Erhöhung der Lichtbrechung eine Rolle spielen kann, wenn man auch nur fallweise darauf wird zurückgreifen können. — Beim Bänderdolomit Tux, Werkslager E 7, sieht man eine Rhythmik von 2—3—4—6 mm, mit dunklen Trennlagen von 0,2—0,4 mm Dicke, in diesen bei 2000× Vergrößerung reichlich graphitische Schüppchen von 2 bis 3 Mikron Länge und 0,5 Mikron Dicke, sowie kleinste Pyrite (goethitisiert), aber keine Blattsilikate. Die Dolomitkörnchen haben typisch amöboide Form, ihre Zusammensetzung ist gegeben durch  $n_D = 1,685 = 7$  bis 8 Mol% Ferrodolomit, geht aber mit Übergängen bis auf 0% Ferrodolomit herunter. Ferritischer Einfluß schaltet hier aus. Ein Ätzversuch auf Zonung verlief negativ. Die größeren Dolomitkörner sind eisenärmer, die Größenunterschiede sind aber gering. Die s-Bänderung bildet keine sedimentäre Textur ab, denn erstens zeigen die hellen Lagen zwischen den dunklen keinen Rhythmus der Kornfeinheit, eher kann man von Egalisierung sprechen, zweitens sieht man an der Probe ein Pigmentband in kleinen aber langen Spitzfalten in das Dolomitgewebe sich einlagern, und drittens spricht die Kornform klar den metasomatischen Gewebscharakter aus. Die Unterschiede im Dolomit-Eisengehalt sind also — wie oben gezeigt — reell. Ein Muster vom Berghamerwald enthielt einen Magnesit mit  $n_D = 1,710 = 5$  Mol%  $\text{FeCO}_3$ , und der nachmagnetische Dolomit der Probe hatte ein  $n_D = 1,688 = 8$  Mol% Ferrodolomit.

5. Magnesiametasomatose an Tonschiefern, welche die Magnesite begleiten. In meist bescheidenem Umfang treten Magnesialösungen auch in die schwarzen, graphitreichen Tonschiefer und graphitischen Sandsteine über und machen dort zweierlei: a) Sie setzen Magnesiakarbonate ab; b) sie metasomatisieren die Tonschiefer. Das geht Hand in Hand. Im Neunerstollen (Tux, Werkslager) sind solche schwarze Schiefer vom Kontakt mit Pinolitmagnesit weg in abnehmendem Maß von Magnesit-Injektionen durchzogen und das Gewebe mit Magnesit in Pinolienform dicht gespickt. Redlich hatte bereits an anderen Orten ähnliches gesehen und verglich die Erscheinungsform mit Migmatiten. Von einer Gangform dieses Magnesits ist keine Rede. Die Lösungen durchtränken ganze Schieferbereiche, die zwar die graphitische Substanz



in Massen behalten, aber völlig in Leuchtenbergitschiefer umgewandelt werden, worin auch viel Pyrit-Goethit zu finden ist. Die Magnetitkristalle zeigen hier wohl keine Dolomiteinschlüsse, aber wiederum die Dolomitierung, wenn auch in sehr verschiedenen Beträgen. Wo dieser Pinolit erhalten ist, hat er wieder graphitreiche Kerne; wo die Redolomitierung eintritt, wird ausgiebig oxydiert, der Pyrit goethitisiert und das Pinolienpigment gebleicht. Von anderen Stellen wurden aber auch Dolomitrelikte im Pinolit der Schiefer erkannt. Das heißt, sowohl die Magnetit-absetzende Lösung, als auch die Dolomit-absetzende finden Eingang in die Schiefer. — Im Schieferbuckel auf E 9, Tux, Werkslager, ebenfalls im engsten, graphitschieferigen Bereich der Lagerstätte, beobachtet man Lagen reinen Leuchtenbergitschiefers, aber auch solche, in welchen Dolomitporphyroblasten angereichert sind. — Dasselbst gibt es ganz nahe am Magnetit aber auch Lagen mit reinweißem, feinstschuppigem Talkfilz, der mit Dolomit ( $n_D = 1,679$ ) und Magnetit ( $n_D = 1,699$ ), also beide sehr rein, in knotig-rhomboedrischer Form gespickt ist. Das genetische Verhältnis dieser beiden wurde noch nicht geklärt. — An einer anderen Stelle des Buckels sieht man im Leuchtenbergitschiefer, dessen „s“ folgend, dünne weiße Talklagen, gespickt mit grauen, krummflächigen Magnetit-rhomboedern (3—4 mm Korn). Es ist sehr häufig, daß der Leuchtenbergit das graphitische Pigment behält, ja anreichert, während der Talk es ausstößt. Dasselbe z. B. im Hauptlager Radenthein. — Im Tuxer Tonschieferkomplex gibt es auch graphitreiche Tonsandsteine bis Sandsteine, schwarz, mit mehreren cm großen, einspiegelnden aber lückig-reflektierenden Magnetitkörnern, so reich, daß die Stücke 50 % Magnetit enthalten. Im Dünnschliff sieht man, daß die Magnetitprossen jeweils nur einen kleinen reinen Kern haben, mit schwachen Verdrängungsresten von Quarz, daß sie aber von hier aus, die Quarze korrodierend, längs der Kornfugen weit in das Gewebe eindringen, und auch größere Quarze einschließen. Ihre Formentwicklung ist belterblastisch.

6. Der Eisengehalt der Magnesite. — Es wurde auch für Magnetit eine Anzahl Daten gegeben, welche registrieren, daß im selben Präparat, also in einer räumlich eng beschränkt entnommenen Pulverprobe für die Lichtbrechungsmessung mit feinsten Körnung verschiedene Eisenbeteiligung zu messen ist. Das ist etwas überraschend. Es mag sich zum Teil um Steigerung der Lichtbrechung durch feinste ferritische Substanzen handeln, die Magnetitkörper quantitativ verschieden durchdringen; in anderen Fällen mag Zonung der Körner die Ursache sein, da bald die eine, bald die andere Wachstumsschicht angetroffen und gemessen wird. Es bleibt aber ein dadurch nicht klärbarer Rest, für den man derzeit annehmen muß, daß auf engem Bereich von Korn zu Korn verschiedene  $\text{FeCO}_3$ -Gehalte in mäßigen Grenzen bestehen.

7. Eine Erfahrung über die isomorphe Vertretung von Mg, Fe durch Ca in den Späten. Es erliegt bei einem von uns, Trojer, ein schon überaus reiches Material, welches die Frage zu erörtern gestattet, ob diese angedeutete Mischbarkeit nicht doch, wenn auch bloß in sehr geringem Ausmaß, zu beobachten

sei. Es liegt aber folgende Erfahrung vor: Wenn der analytisch nachgewiesene Gehalt an CaO in einem Magnetitkristall oder -Aggregat optisch kontrolliert wird, so findet man die entsprechende Menge Dolomit entweder als völlig sicher konstaterbare Verwachsung mit dem Magnetitkorn vom Rand her, oder — und das betrifft immer noch viel kleinere Mengen —, als Resorptionsrest von Dolomit im Magnetitkorn; überdies aber erweist sich der im selben Präparat nach Lichtbrechung bestimmte Magnetit als chemisch rein (und dies in Fällen, wo Fe nicht substituiert). Aus unserem Material kann man demnach nur schließen, daß unter den Bedingungen der Magnetitlagerstätten die fragliche Mischbarkeit überhaupt nicht in Erscheinung tritt.

8. Strebtiefenzone der Antigoritisierung in der Ausgangsstation der Magnetit-Metasomatose. Der p-t-Raum, den wir lange Zeit nur theoretisch fassen konnten, wurde nun durch die Untersuchungen von Bowen-Tuttle (12) auch praktisch, experimentell geklärt: Nach diesen Autoren spielt „Serpentin“- und Talkbildung (auch Anthophyllit) in einem Intervall von  $800^\circ$  abwärts, das Serpentinisierungsgebiet ist aber nur dann über  $500^\circ$  gelegen, wenn  $\text{CO}_2$  verfügbar ist; ohne solches geht sie nur bis  $500^\circ$ . Die eingesetzten Drucke lagen um  $1100 \text{ kg/cm}^2$ . Damit sind wir tatsächlich im Bereich der II. Streßzonenstufe, und zwar, wie es in der Gleinalm z. B. auch der Lage nach stimmt, in ihren Bereichen schon mehr gegen die I. Streßzonenstufe zu. Aber Serpentinisierungen können auch — wie dieselben Autoren erprobten — im Bereich der I. Streßzonenstufe ablaufen. Serpentin hat zweierlei Bedeutung als Mineral: Faserserpentin und Blätterserpentin, Chrysotil also und Antigorit. Es ist wahrscheinlich, daß beide Blattstruktur besitzen, diese aber beim Chrysotil Röllchen bildet (vgl. Halloisit). Aus dieser nahen Verwandtschaft ist der Schluß erlaubt, daß die experimentellen Erfahrungen am Chrysotil, den Bowen-Tuttle synthetisierten, im erforderlichen Ausmaß auch für Antigorit gelten. — Ferner ist durch diese Versuche gezeigt, daß Antigoritisierung und damit vielleicht auch Spatbildung schon in der I. Streßzonenstufe vor sich gehen kann. Angel hatte ja auch schon derartiges (Feinantigoritbildung) vom Kalser Antigorit berichtet. Allerdings waren dort dabei gebildete Magnetitkörner nicht nachweisbar.

9. Oxydationsfragen. Gesetzt den Fall, daß Metamorphose der II. Streßzonenstufe jenen Stoß erfährt, der auch den zu antigoritisierenden Peridotit enthält, so werden wie betont, dort Ferrosilikate (Almandin, Staurolith, Chloritoid) aus Sedimentstoffen gebildet, die das Eisen in Ferriform enthalten. Es spielt sich also durch die Silikatbildung eine Reduktion ab und Sauerstoff wird frei. Er kann sich dem allgemeinen Stoffwechsel auch nicht entziehen und könnte jenen Oxydationsbetrag liefern, denen die Pyrite mit den Goethittrinden in der Dolomitierungsphase brauchen. Diese Erklärung ist eine der — allerdings wenigen — möglichen.

10. Spektrochemische Erfahrungen. Soweit es sich um Radenthein und Tux handelt, wurden wir durch bezügliche Auskünfte von Frau H. Haas (Labor. F. Kahler, Radenthein) unterstützt. Wenn die

Magnetitmassen aus Antigoriten auswandern, ist zu erwarten, daß sie Spurenelemente aus ihrem Milieu mitnehmen. Die Peridotite weisen gemäß den Daten, die beispielsweise von Coteloneiva (Portugal) (18), Fenoglio (19), R. Müller und W. Van Tongeren (45) geliefert wurden, Metallgehalte aus, von welchen hier Ni, Co, ferner Cr, Ti unmittelbar interessieren würden. Die Angabe Fenoglios über Piemonteser Peridotite: NiO Gew. % von 0,22, 0,05 und 0,01 in Olivin, respektive Pyroxen und Picotit (im Magnetitstaub der Serpentinisierung keine Spuren davon!), auch Angaben Coteloneivas (Ni und Co in Olivin) bedürften noch einer erzmikroskopischen Bestätigung, daß diese Stoffe dort silikatisch gebunden und nicht etwa sulfidische Einschlüsse darin sind, was z. B. H. Meixner (28) (29) im Hirter Serpentin nachgewiesen hat, wo allerdings schon Antigorit vorliegt. Das macht das Problem etwas undurchsichtig, und auch die schönen reichen Daten von Van Tongeren, die an weit über 100 Gesteinen verschiedener Gesteinsgruppen aus Insulinde aufzeigen, daß Gneis, Granit, Porphyry und viele andere Nichtbasite spektrographisch keine Spuren von Ni und Co erkennen

ließen, ausgerechnet aber Gabbros und Ultrabasite, auch „Serpentine“, immer, und fast in den meisten Fällen 10mal mehr NiO als CoO enthalten, ändert noch nichts daran, daß die Zusammenhänge in diesen Paragenesen noch nicht schlüssig interpretiert werden können. Selten ist mehr Co als Ni, aber unsehr Co gleich Ni. Wenn wir in den Magnetit-absetzenden Lösungen Co und Ni als Spurenelemente antreffen, so ist das nun zwar kein Beweis gegen Herleitung des Magnetits aus den Ultrabasiten, aber auch kein für sich allein hinreichender Beweis dafür. In den Lagerstätten Tux und Radenthein sind u. a. auch Mineralarten qualitativ spektroskopiert worden, die nichtkarbonatische Magnetitbegleiter darstellen, wie der blaue Cyanit von Radenthein, an einer Probe direkt aus dem Magnetit der E 17, und so mit ihm verwachsen, daß man nicht ganz genau sagen kann, ob die Spurenelemente dem Disthen allein, oder ihm samt dem Magnetit zukommen. — In der Tuxer Lagerstätte sind beim Kristaller in Magnetit kleine Nester von Sulfiden gefunden worden, die ebenfalls Spurenelementteilnahmen zeigten, und konnte vorläufig nur ein grober Magnetitkristall untersucht werden.

		Menge abnehmend						
Cyanit, Radenthein, E 17:	V Ti B	Bi	—	Sn Ag	Zn Cu	Co	Cr	
Magnetit, Tux, Neuner				Sn Ag		Cu Co Ni		
Bleiglanz, Tux	B As Sb			Sn AgCdZn	Cu			
Antimonglanz, Kristaller	As			Ag	Cu		Fe	
Antimonglanz, Kristaller	Ti As			Sn AgCdZn	Cu		Fe	

Cr und Ti würden auch zum ultrabasitischen Ursprung der Magnetit-absetzenden Lösungen passen. Die Ergebnisse sind interessant und regen zu weiteren Untersuchungen an. Ausgenutzt können sie nur werden, wenn das Material reicher wird. Es treten Sulfide in unseren Serpentin auf und in den Magne-

siten. Da ist die Lage noch nicht eindeutig genug, um ihre Bedeutung und Beziehungen zu erkennen.

11. Stoffliche Verschiebungen im metasomatischen Komplex. Die zeitliche und räumliche Stoffverschiebung gibt folgendes Schema wieder:

Episode	Zufuhr in Lösung	Gesteinsvorlage	Verdrängt, gelöst, und nur unvollständig ausgewandert
1.	$Mg^{+2}$ $CO_3^{-2}$	→ Kalkstein	→ $Ca^{+2}$ $CO_3^{-2}$
2.	Dasselbe	→ Dolomit I	→ dasselbe
3.	$Ca^{+2}$ $CO_3^{-2}$	→ Magnetit	→ $Mg^{+2}$ $CO_3^{-2}$
4.	Dasselbe	→ Dolomit II	Drusendolomit, III.
5.	Dasselbe	Verdrängungs-Kalkspat der Endphase	Drusenalkspat und Aragonit

Bei 3 und 4 ist ein Teil des verdrängten Kalkes in Lösung, der im metasomatierten Komplex zurückgehalten wurde. Die Dolomitmenge, die während der Redolomitierung (Episode 3) aus Magnetit erzeugt wird, ist im allgemeinen sehr klein gegenüber Magnetit und Dolomit I. Aber immerhin gibt das eine Rest-

lösung mit Ca- und Mg-Ionen, und aus ihr scheidet sich anscheinend der Drusendolomit ab, der ja auf Magnetitlagerstätten verbreitet ist. Die Restlösungen verlieren dieses Mg also und halten noch immer Ca-Ionen und  $CO_3$ -Ionen. Daraus kann sich dann der Drusenalkspat (oder Drusenaragonit) abscheiden.

12. Weshalb Anschliffe? — Mit Ausnahme von Abb. 20 sind nur Anschliffabbildungen in den Tafeln enthalten und Anschliffe studiert. Sie haben viele Vorteile gegenüber Dünnschliffen, insbesondere bei Untersuchung von Karbonspäten sind sie sehr überlegen: Große Fläche, bessere Beobachtungsmöglichkeit für feinste Details, Verdrängungen und Kornbeziehungen, sichere Wahrnehmung kleinster Relikte und leichte Anwendbarkeit weiterer diagnostischer Mittel, wie auch Ätzung, besonders Temperaturätzung (Zonenbaukontrolle), Ausnutzbarkeit der verschiedenen Polierhärte zur Deutlichmachung des Gewebeaufbaues, gleichzeitige Bestimmungsmöglichkeit für die opaken Kornsorten. Splitterprüfungen im Durchlicht lieferten die darüber hinaus nötigen optischen Daten.

13. Zur Vermeidung von Mißverständnissen: Die unter Station I angeführten Vorkommen von Peridotit- bis Serpentin- und Antigoritkörper sind nicht gleichwertig in bezug auf die Spatmagnetit-metasomatose, und manche davon sind nur genannt, um ein Bild der Ultrabasitmasse zu geben; es soll nicht entnommen werden, daß z. B. Reckner- oder Ochsner-Rotkopf eine Spatmagnetitlagerstätte geliefert haben und daß sie beide Antigorite seien.

#### Zusammenfassung

Zu den großen gebirgsbildenden und umwandelnden Vorgängen in erster, zweiter und dritter Streifenzonenstufe der Ostalpen werden bestimmte wirtschaftlich wichtige Stoffwechsel koordiniert, welche Siderit-, Spatmagnetit- und Disthenlagerstätten bringen. Die Spatmagnetit-Metasomatose hat damit ihren grundsätzlichen Rahmen.

Ihr Mg kann sie aus jenen Olivingesteinen und Verwandten beziehen, die in Antigorite (Blätterserpentine) umgewandelt wurden. Es fallen dabei nämlich  $\text{CO}_3$ - und Mg-Ionen-reiche Lösungen an, die an die Peripherie des reagierenden Gebirges geleitet werden. Die Antigorite sind Station I.

Die Station II empfängt mit ihren Kalken die herandrängenden Mg-Lösungen wie eine chemisch wirksame „Vorlage“; Kalk wird metasomatisch verdrängt in Lösung ausgeführt und nur zum Teil im Vorlageraum zurückgehalten. Hier wird in Episodenfolge der Kalk zu Dolomit I, dieser durch Mg-Zufuhr und Kalkabgabe an Lösung zu Magnesit, auf dessen Kosten der Restlösungskalk redolomitiert (Dolomit II), allerdings nur in kleinen Beträgen, worauf in den letzten Phasen aus der Restlösung sowohl Drusendolomit (III), wie auch Drusenalkspat usw. abgeschieden werden, und Kalklösung auch Dolomit I und II ein wenig angreifen kann. Schließlich wird auch die Beziehung eisenarmer und eisenreicher Magnesite aufgesucht und mit vielen Detailfragen diskutiert.

Die Verfasser legen das Schwergewicht ihrer Untersuchung auf die Erkennung der Phasenbeziehungen und mineralchemischen Umsetzungen. Nur soweit als unmittelbar gegeben, werden auch geologische Zusammenhänge gestreift.

#### Summary

In the extensive process of the formation and metamorphosis of the Eastern Alps under the con-

ditions of the first, second and third grade of regional metamorphosis, certain processes resulting in the formation of deposits of minerals of economic importance, such as siderite, magnesite spar and disthene were coordinated.

The metasomatosis of the magnesite spar has its definite place in this process. Olivine and related rocks, that were converted into antigorites (lamellar serpentine) yield the Mg for this metasomatosis.

In this process solutions rich in  $\text{CO}_3$  and Mg-ions are formed which migrate to the periphery of the reacting country rocks. These solutions in making contact with the limestone remove CaO replacing it with MgO. The limestone is now, in successive stages altered into dolomite I. This is, by a renewed MgO attack and by giving off CaO to the solution, altered into magnesite. The residual solution which is rich in CaO attacks the magnesite redolomiting it partially. From the dolomite II thus resulting, druse dolomite (dolomite III) as well as druse calcite are segregated in the last phases. This solution may also slightly attack dolomite I.

In conclusion the relation between iron-rich and iron-poor magnesites is investigated and discussed together with other details. The authors attach in these investigations great importance to elucidating the relations between the phases and the mineralochemical processes. The geological aspects are dealt with only in so far as they have an immediate bearing on the subject.

#### Résumé

Dans le processus extensif de la formation et de la métamorphose des Alpes orientales par suite du premier, second et troisième degré de la métamorphose régionale, des processus de la formation de gisements d'intérêt économique, comme p.e. du siderite, de la magnésie spathique et disthène ont été coordonnés.

La métasomatose de la magnésie spathique joue un rôle défini dans ce processus. L-olibine et des roches similaires transformés en antigorites (des serpentines lamellées) fournissaient le Mg pour cette métasomatose. — Dans ce processus des solutions riches en  $\text{CO}_3$  et ions de Mg se formèrent qui sont transportées dans la périphérie des régions réagissantes. Mises en contact avec la chaux ces solutions en éliminent le CaO qui est remplacé par MgO. Dans des époques successives cette chaux est transformée en dolomie I. Celle-ci, par une attaque renouvelée de MgO et en cédant du CaO à la solution, est transformée en magnésie. Le résidu de la solution riche en CaO attaque la magnésie et la redolomise partiellement. De cette dolomie II qui en résulte de la dolomie druse (dursillaire) et de la druse — spath calcaire sont séparées dans la dernière phase.

Les auteurs examinent et discutent les relations entre la magnésie riche en fer et la magnésie pauvre en fer. Ils attachent une grande importance à ces recherches pour éclaircir les relations entre les phases et les processus chimico — minéralogiques.

## Literaturverzeichnis

- (1) Angel, F., Das Gleinalpengebiet als metamorphe Einheit. N. Jb. f. Min. etc. Beil. B. **51** (1924), 213—239.
- (2) Angel, F., u. G. Martiny, Die Serpentine der Gleinalpe. *TMPM.* **38** (1925), 353—357.
- (3) Angel, F., Unser Erzberg. *Natw. Ver. Steierm.* 1937. 75. 227—321.
- (4) Angel, F., Der Kraubather Olivinfels — bis Serpentin-körper etc. *Fortschr. Min.* **23** (1939), 90—104.
- (5) Angel, F., Mineralfazien und Mineralzonen in den Ost-alpen. *Jb. Univ. Graz* 1940, 251—304.
- (6) Angel, F., u. Awerzger, Die Magnesitlagerstätte auf der Millstätter Alpe etc., *Radex-Rundschau* 1948, S. 91—95 (Radenthein).
- (7) Becke, F., Exkursionen im westlichen und mittleren Ab-schnitt der Hohen Tauern. VIII. Wiener Internat. Geologen-kongreß 1903, 1—41.
- (8) Beck-Managetta, P., Die wurzellose venitische Metamor- phose des Koralpenkristallins. *Akt. Wiss. Wien* 1949. *Anzeiger.* 10—12.
- (9) Beck-Managetta, P., Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten, *Jb. Geol. BA. Wien* **94** (1949—51), 127—157.
- (10) Barth, T., *Theoret. Petrology.* N. Y. 1952. 1—387.
- (11) Barth, T., Correns C. W., Eskola P., Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
- (12) Bowen, N., Tuttle, System  $MgO-SiO_2-H_2O$ . *Bull. Geol. Soc. Am.* **60**, 1—422.
- (13) Clar, E., Tarntaler Brekzie. *Sitzberg. Wiener Ak.* 1940, 71—84.
- (14) Clar, E., Ostalpine Vererzung und Metamorphose. *Vh. Geol. BA. Wien* 1943, 29—37.
- (15) Clar, E., u. O. Friedrich, Über einige Zusammenhänge zwi- schen Vererzung und Metamorphose in den Zentralalpen. *Ztschr. f. prakt. Geologie* **41** (1937), 283—286.
- (16) Correns, C. W., Einführung in die Mineralogie, 1949, 1—414.
- (17) Czermak, F., Neue Funde von Paramorphosen etc., Kor- alpe. *Zbl. Min. A.* 1938, 47—58.
- (18) Coteló-Neiva, *Geol. u. Min. von Braganca-Vinhais, Portu- gal.* Porto 1948, 1—251.
- (19) Fenoglio, M., Nickel in piemontes. peridotitischen Serpen- tinmassen. *Rendiconti* 1952.
- (20) Friedrich, O., Die Ostalpine Hauptvererzung etc. *Bg. Hm. Jb.* **85** (1937), 283—286.
- (21) Friedrich, O., Zur Genese ostalpiner Spatmagnetit- und Talklagerstätten. *Radex-Rundschau* 1951, Radenthein 281—298.
- (22) Kieslinger, A., *Geol. d. Koralpe I, VIII. Sitzb. Ak. Wiss. Wien* 1926/28.
- (23) Koark, H. J., Die Serpentine des Ochsners (Zillertal) und Reckners (Tarntal). *Ber. Med.-Nat. Verein Innsbruck*, 1949, 1—2.
- (24) Leitmeier, H., Die Magnesitvorkommen Österreichs und ihre Entstehung. *Montanzeitung Wien* 1951 **67** 133—137 und 146—152.
- (25) Llarena, J. G., Die Lagerstätten d. sediment. Magnesits im Paläozoikum d. Westpyrenäen. *Bg. Hm. MH.* **96** (1951), 221—227.
- (26) Llarena, J. G., Über d. sedim. Entstehung des ostalpinen Magnesits. Typus Veitsch. *Montanzeitung Wien* 1953, H. 4, 55—62.
- (27) Matz, K., Die Magnesit-Talklagerstätte im Obertal b. Ober- dorf etc. *Fortschr. Min. etc.* **23** (1939), 76—79.
- (28) Meixner, H., (Mehrere Artikel im Karinthin (Klagenfurt) 1950, 256—268; 1951, V, 26, 27, 28 über Serpentin- mineralien und Magnesit. Begleitmineralien).
- (29) Meixner, H., Über Cabrerit. *Monatshefte d. N. Jb. f. Min. A.* 1950, Seite 169—174.
- (30) Metz, K., Eisen- und Magnesitlagerstätten in den Ost- alpen. *Geol. För. Föhr.* **70** (1948) 362—370.
- (31) Petrascheck, W., Die alpine Metallogenese. *Jb. Geol. BA. Wien* 1945, 130—149.
- (32) Petrascheck, W., Die Magnesite u. Siderite d. Ostalpen. *Ak. Wiss. Sitzb.* **141** (1932), 195—242.
- (33) Redlich, K. A., Über einige wenig bekannte kristalline Magnesitlagerstätten Österreichs. *Jb. Geol. BA. Wien* **85** (1935), 101—133.
- (34) Rohn, R., Zur Frage der Entstehung des kristallinen Magnesites. *Montanzeitg. Wien* 1950, 7/8, 1—5.
- (35) Sander, B., Einführung in die Gefügekunde der geologi- schen Körper, II., 1950, 1—409.
- (36) Sander, B., *Geolog. Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Jb. Geol. BA. Wien* 1920, 271—296.
- (37) Sander, B., Tuxer und Prätigauer Serien. *Geol. RA. Wien* 1911.
- (38) Sander, B., Gesteinsgruppen des Tauern-Westendes. *Jb. Geol. RA. Wien* 1912.
- (39) Sander, Nr. *Geol. Studien am Westende etc. Denkschr. Ak. Wiss. Wien.* 1914. **82**.
- (40) Sander, N., Über Flächen und Achsengefüge. Westende d. Hohen Tauern, III. *RA. f. Bodenforschung Wien.* 1942. 1—93.
- (41) Schneiderhöhn H., Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. *N. Jb. f. Min. Mn.* 1952. 47—89.
- (42) Raupach, F. v., Die rezente Sedimentation im Schwarzen Meer, im Kaspi und Aral und ihre Gesetzmäßigkeiten. *Geologie. Ztschr. f. d. Gesamtgebiet der Geol. etc., Berlin* 1952. **1**, Nr. 1—2.
- (43) Schwinner, R., Die Lagerstätten kristallinen Magnesites etc. *Leobner Bergmannstag* 1939, 206—215.
- (44) Schwinner, R., Gebirgsbildung, magmatische Zyklen und Erzlagerstätten in den Ostalpen. *Bg. u. Hm. Monatshefte.* 1949, 135—144.
- (45) Van Tongeren, W., On the occurrence of rarer elements in the netherlands East Indies. *Amsterdam* 1938. 122—18.
- (46) Winchell, A. u. H., *Elements of optical mineralogy.* 4. Aufl. II. N. Y. 1951, 1—414.