

# Die Eisen- und Manganerze des Gonzen

Von der  
EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN HOCHSCHULE  
IN ZÜRICH

zur Erlangung der Würde eines Doktors  
der Naturwissenschaften

Genehmigte  
PROMOTIONSARBEIT

vorgelegt von  
WILLFRIED TH. EPPRECHT  
aus Zürich

Referent: Herr Prof. Dr. P. Niggli  
Korreferent: Herr Priv.-Doz. Dr. F. de Quervain

Zürich 1946

Aschmann & Scheller AG., Buchdruckerei zur Froschau, Zürich (Schweiz)

### 3. Eisen- und Manganhydroxyde.

#### a) Eisenhydroxyde.

Bei der Beschreibung des strahligen Hämatites (S. 15) wurde die Vermutung ausgesprochen, daß es sich um Pseudomorphosen nach Nadeleisenerz handeln könnte. In den Hämatit- und Magnetit-erzen sind nirgends Eisenhydroxyde vorhanden. Ganz ausnahmsweise kommen aber im Eisenerz innerhalb von kugeligen Karbonatsphärolithen strahlig angeordnete feinste Nadelchen und Schüppchen vor, die aus Eisenhydroxyden bestehen könnten. Die Figur 21 auf Seite 57 zeigt solche Sphärolithe. Alle größeren Partikelchen in den Sphärolithen sind erzmikroskopisch als Hämatit identifizierbar. Karbonat-Sphärolithe, welche nur Hämatit enthalten, sind bei schwachen Vergrößerungen rot gefärbt. Es gibt nun aber auch orangerot oder gelblich gefärbte Kügelchen, in welchen die dispergierten Partikelchen extrem feinkörnig sind. Da Hämatit auch bei feinsten Dispersion immer rote Farbtöne erzeugt, ist es möglich, daß hier Eisenhydroxyde vorliegen. Die Mikroanalyse zeigt, daß es sich um Eisenverbindungen handeln muß, keinesfalls um Manganverbindungen. Röntgenometrisch konnte kein Resultat erhalten werden, da nur die Karbonatlinien genügende Intensität haben.

Es ist auffallend, daß beim nadeligen Hämatit vermutlich ehemaliges Nadeleisenerz vorliegt, und daß auch bei diesen strahlig-sphärolithischen Gebilden wiederum auf die allfällige Anwesenheit von Eisenhydroxyden geschlossen werden kann. Immer dann, wenn strahlige Hämatitbildungen zugegen sind, treten also Anzeichen einer ehemaligen — z. T. auch noch heutigen — Hydroxydanwesenheit auf.

Limonit kommt überall vor, wo rezente Verwitterungsvorgänge stattfinden. Er findet sich aber im allgemeinen nur dort, wo Pyrit oder eisenhaltige Karbonate verwittern. Hämatit und Magnetit sind sehr wetterbeständig und auch an Ausbissen des Erzlagers oft vollständig frisch. Die bei den Verwitterungserscheinungen auftretenden Eisenhydroxyde bestimmte ich nicht genauer. Es muß aber nochmals betont werden, daß in frischen Erzen keine Eisenhydroxyde mit Sicherheit nachgewiesen werden konnten.

#### b) Manganhydroxyde.

##### *Pyrochroit, Mn(OH)<sub>2</sub>.*

In Klüften, welche die Manganerze, besonders die Hausmannitmassen, durchsetzen, kommen ziemlich häufig blätterige Pyrochroitaggregate vor, deren Blätter fast immer parallel zur Kluftwandung stehen. Die Kristalle können einen Durchmesser bis zu 1,5 cm erreichen und bis 2 mm dick sein. In frischem Zustande ist Pyrochroit farblos mit muskowitzartigem Glanz. Frische Kristalle sind im Lichte der Grubenlampen violett durchscheinend. An der Luft wird Pyrochroit in wenigen Wochen schwarz und undurchsichtig; die schwarz gewordenen Blätter verlieren nach ein bis zwei Jahren ihren Glanz.

Im Dünnschliff ist der frische Pyrochroit farblos und durchsichtig. Der optische Charakter (einachsige negativ) und die Brechungsindizes ( $\epsilon=1,681$ ,  $\omega=1,723$ ) stimmen mit den von J. ORCEL und ST. PAVLOVITCH [98] gefundenen Werten überein. Schwarzer Pyrochroit ist auch im Dünnschliff opak. Er verdrängt das farblose Mineral von Spaltrissen und von der Oberfläche her, wobei die Verdrängungszone oft deutlich geschichtet ist. Unter dem Erzmikroskop hat das frische Mineral ein geringes Reflexionsvermögen, ist schwach reflexpleochroitisch und weist bei gekreuzten Nicols schwache Anisotropie-Effekte auf. Das schwarze Mineral ist hingegen viel höher reflektierend und hat einen bräunlichen Reflexion. In der Luft ist ein schwacher Reflexpleochroismus erkennbar, der durch Öl merklich verstärkt wird. Bei  $\times N$  sind Anisotropie-Effekte vorhanden, die aber durch rote Innenreflexe stark überdeckt werden. Ganz ähnliche Beobachtungen hat ORCEL [98] gemacht.

Die Umwandlung des farblosen Pyrochroites in die schwarze Varietät wurde röntgenographisch verfolgt. Dabei zeigte es sich, daß farbloser und makroskopisch schon völlig schwarzer Pyrochroit (nach zwei Monate dauernder Oxydation an der Luft bei Zimmertemperatur) identische Pulverdiagramme

liefern. Das Gitter erfährt also zunächst keine nachweisbare Änderung. Erst nach neun Monaten treten die stärksten Linien von  $Mn_3O_4$  auf. Diese werden in der Folge immer intensiver. Schon A. SIMON [117] wies durch röntgenometrische Untersuchungen nach, daß  $Mn(OH)_2$  an der Luft oxydiert wird, wobei bei einem geringen O-Überschuß noch das Pyrochroitgitter vorhanden ist. Er stellte hingegen die  $Mn_3O_4$ -Bildung erst nach drei Jahren fest.

Die Schwärzung des Pyrochroites beruht also auf einer Hausmannitbildung, die sehr feindispers und in den Anfangsstadien auch röntgenographisch nicht nachweisbar ist. Gleichzeitig findet aber auch eine Ausweitung des Pyrochroitgitters statt, wahrscheinlich zufolge Sauerstoffaufnahme. Frischer, farbloser Pyrochroit vom Gonzen hat die Elementarkantenlänge  $a=3,28 \text{ \AA}$ ,  $c=4,65 \text{ \AA}$ . (Reines Manganhydroxyd  $a=3,34 \text{ \AA}$ ,  $c=4,65 \text{ \AA}$ .) Nach neun Monaten wurden am gleichen Material die Werte  $a=3,30 \text{ \AA}$  und  $c=4,72 \text{ \AA}$  gefunden. Die Hausmannitbildung bewirkt das Opakwerden, den höheren Reflexwert und die übrigen hausmannitartigen, erzmikroskopischen Eigenschaften des Pyrochroites. Die Vermutung von AMINOFF [2], daß die Schwärzung des Pyrochroites auf einer Manganitbildung beruhe, ist also zum mindesten beim Gonzenpyrochroit nicht zutreffend.

Auch beim Erhitzen an der Luft wandelt sich Pyrochroit in Hausmannit um. Die Gewichtsabnahme im Verlaufe einer sukzessiven Erhitzung wurde gravimetrisch verfolgt und gleichzeitig eine röntgenographische Untersuchung der auftretenden Umwandlungsprodukte durchgeführt. In Figur 9 a sind die Resultate festgehalten, und zwar sind die mit Pulveraufnahmen nachgewiesenen Kristallarten bei der betreffenden Temperatur eingeschrieben. Die Substanz wurde jeweils bis zur Gewichtskonstanz auf der betreffenden Temperatur gehalten (meist 3—6 Stunden). Pyrochroit wandelt sich beim Erhitzen zunächst in fehlgeordneten Hausmannit, dann in das zwischen  $500^\circ$  und  $600^\circ \text{ C}$  stabile  $\beta\text{-Mn}_2\text{O}_3$  um. Die Entwässerung ist erst bei  $500^\circ$  abgeschlossen. Zwischen  $600^\circ$  und  $650^\circ$  geht  $\beta\text{-Mn}_2\text{O}_3$  in Hausmannit über. Interessant ist, daß die Entwässerung des Pyrochroites über ein großes Temperaturintervall vor sich geht, wobei sich als Zwischenprodukte  $Mn_3O_4$  und  $\beta\text{-Mn}_2\text{O}_3$  bilden.

Von frischem, nur schwach bräunlichem Material wurde eine chemische Analyse hergestellt:

Tabelle 2.

Analyse Nr. 1. Frischer, schwach bräunlicher Pyrochroit vom Gonzen.

		Gewichtsprocente	Molekularwerte	
$Al_2O_3$		0,00	0,00	} 117,64
FeO		0,49	0,68	
MnO		78,49	110,66	
CaO		0,93	1,66	
MgO		1,87	4,64	
$H_2O$	+ $105^\circ$	18,14	100,69	} 103,97
$H_2O$	— $105^\circ$	0,59	3,28	
		100,51		

Analytiker: W. Epprecht.

Elementarzelle:  $a=3,28 \text{ \AA}$ ,  $c=4,65 \text{ \AA}$ .

Der gegenüber dem theoretischen Wert etwas zu geringe  $H_2O$ -Gehalt (für reines  $Mn(OH)_2=20,23\%$ ) und der etwas zu hohe Metalloxyd Gehalt lassen auf eine teilweise Oxydation bzw. Entwässerung schließen. Der Gehalt an MgO und CaO stimmt mit den von DOELTER [18] zusammengestellten Pyrochroitanalysen insofern überein, als auch dort immer MgO gegenüber CaO in der Vormacht ist.

Außer auf Klüften konnte Pyrochroit nicht gefunden werden. Im Erz sind keine strukturellen Anhaltspunkte vorhanden, die auf ein früheres Vorhandensein von Manganhydroxyd schließen lassen würden. Die Bildung von Hausmannit aus Pyrochroit ist ein rezenter Vorgang, der bei der Entstehung der großen Hausmannitmassen nicht im Spiele war.

*Wiserit.*

D. F. WISER [141] beschreibt als erster im Jahre 1842 das Vorkommen eines faserigen Mineralen, das auf Klüften in den Hausmanniterzen des Gonzen vorkommt. Die von ihm gesammelten und

beschriebenen Exemplare sind wahrscheinlich die einzigen, die vor unseren Untersuchungen in öffentliche Sammlungen gelangten. W. HAIDINGER [44] veröffentlichte anschließend einige Angaben über diese Exemplare und sagte, daß es sich um „ein wasserhaltiges, kohlen-saures Manganmineral“ handle. Schließlich gibt A. KENNGOTT [71 und 72] eine Beschreibung des von nun an Wiserit genannten Minerals und fügt bei: „Es liegt die Wahrscheinlichkeit nahe, daß der Wiserit sich zum Pyrochroit verhält, wie der faserige Brucit (Nemalith) zu dem blätterigen. Der Gehalt an Kohlensäure ist wie beim Brucit die Folge beginnender Umwandlung durch Aufnahme von Kohlensäure.“ Auf diesen Worten beruhen offensichtlich alle späteren Literaturangaben über Wiserit. Insbesondere übernahm C. HINTZE [55] diese Ansicht in seinem „Handbuch der Mineralogie“. Damit wurde der Wiserit nicht mehr als eigene Mineralspezies betrachtet, so daß man in der neueren Literatur nur noch den Hinweis findet, es handle sich um eine Abart von Pyrochroit. Das in den letzten Jahren neu gesammelte Material erlaubte es nun, eine eingehendere Untersuchung des Wiserites vorzunehmen, was um so notwendiger war, als seit KENNGOTT keine neuen Untersuchungen mehr an diesem Mineral ausgeführt wurden.

Wiserit bildet faserige, asbestartige Massen, die meistens nur als dünne Lagen in Klüften auf Hausmannit, Pyrochroit oder Rhodochrosit aufgewachsen sind. Stellenweise kommen aber bis 2 cm dicke Wiseritnester vor. Die einzelnen Fasern sind sehr dünn und elastisch biegsam. Sie sind seiden-glänzend, bräunlich bis hellrötlich oder fast weiß. An der Luft wird das Mineral nach einigen Jahren dunkler; es gibt aber auch Exemplare (von Wiser gesammelt), die seit hundert Jahren hell geblieben sind. Dicke Wiseritmassen sind meistens etwas gefältelt. Die Fasern sind optisch einachsigt, negativ;  $\epsilon = 1,66 - 1,67$ ,  $\omega$  um 1,74,  $\omega - \epsilon =$  etwa 0,07. Es ist ein schwacher Pleochroismus vorhanden:  $\epsilon =$  hellgelborange,  $\omega =$  farblos. Die Fasern von verschiedenen Fundpunkten sind nicht genau gleich hoch lichtbrechend.

Wiserit kommt sehr oft mit Pyrochroit zusammen vor, und zwar sind jeweils die Wiseritfasern parallel zur Basis der Pyrochroitblätter gelegt. In dieser Hinsicht verhält sich also Wiserit zum Pyrochroit wie der Nemalith zum Brucit (HINTZE [55], S. 2078). Er kann aber auch mit Rhodochrosit eng verwachsen sein, wobei jeweils um einen aus vielen Körnchen gebildeten stengeligen Rhodochrositkern eine Wiserithülle liegt. In einigen Klüften fanden sich derartige Bildungen, bei denen stellenweise der Wiserit herausgelöst war, so daß poröse, stengelige Rhodochrositaggregate gefunden wurden.

Zur Abklärung der chemischen Zusammensetzung des Wiserites wurde eine Analyse hergestellt. Sie lieferte die in Tabelle 3 enthaltenen Werte.

Tabelle 3.

Analyse Nr. 2.

Wiserit vom Gonzen.

	Gew.-%	Molekularwerte	
Unlöslich	0,11		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,08	
MgO	3,09	7,52	
CaO	0,00		
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	64,23	40,69	} 94,60 (alles Mn als Mn <sup>II</sup> )
MnO	9,38	13,22	
Na <sub>2</sub> O	0,00		} 102,28
K <sub>2</sub> O	0,00		
H <sub>2</sub> O + 120°	16,17	92,70	} 98,81
H <sub>2</sub> O - 120°	1,10	6,11	
CO <sub>2</sub>	5,26	11,96	11,96
Cl	0,00		
SO <sub>3</sub>	0,00		
	100,00		

Analytiker: J. Jakob.

Das Mineral ist in warmer, verdünnter Salzsäure leicht löslich unter Bildung einer dunkelbraunen Lösung, die sich nach Zugabe von etwas H<sub>2</sub>O entfärbt. Dies läßt darauf schließen, daß wesentliche Mengen von dreiwertigem Mangan vorhanden sind. Alles Mangan wurde als MnO bestimmt, hierauf

das Analysenmanko als Sauerstoff in Rechnung gestellt, wodurch sich der angegebene  $Mn_2O_3$ -Wert errechnen ließ. Die Molekularwerte zeigen, daß der analysierte Wiserit sich auf keine einfache Formel bringen läßt. Nimmt man willkürlich an, daß alles Mangan als  $Mn^{II}$  zugegen sei, so kommt man der Formel  $10MnO \cdot 9H_2O \cdot CO_2$  nahe. Man könnte aber unter andern Annahmen ebenfalls Näherungsformeln aufstellen. Magnesium scheint einen Teil des Mangans zu ersetzen. Es wurde nun zunächst vermutet, daß eine Art Hydroxykarbonat vorliege, ähnlich zusammengesetzt wie die Mineralien Pyroaurit, Stichtit usw. Der Vergleich der Pulveraufnahmen von Wiserit und Stichtit zeigte indessen, daß die Röntgenogramme so stark voneinander verschieden sind, daß keine engere Verwandtschaft in Frage kommen kann.

Auf die Analysenwerte 64,23%  $Mn_2O_3$  und 9,38%  $MnO$  darf nicht allzugroßes Gewicht gelegt werden, da lediglich sichergestellt ist, daß 51,97 Gew.-%  $Mn$  anwesend sind, die beispielsweise auf die genannten Oxyde verteilt, in der dargestellten Weise die Analysensumme 100,00% ergeben. Es könnte aber auch vierwertiges Mangan zugegen sein. Nimmt man an, daß das Analysenmanko wirklich nur aus Sauerstoff besteht, so erhält man eine mittlere Oxydzusammensetzung von  $MnO_{1,44}$ , die somit zwischen  $Mn_3O_4$  ( $MnO_{1,33}$ ) und  $Mn_2O_3$  ( $MnO_{1,50}$ ) liegt. Da die Analysensumme jedoch kaum genau 100,00% beträgt, kann die mittlere Oxydation des Mangans im Wiserit auch etwas anders sein. Es wurde versucht, einfache Verhältnisse  $Mn:O$  zu finden, die zu einer Analysensumme von ungefähr 100% führen. Das nächstliegende Verhältnis ist in  $Mn_2O_3$  verwirklicht, das einer Summe von 101,04 entspricht. Dieser Fall, bei dem also nur dreiwertiges Mangan vorhanden wäre, ist aber wegen seiner relativ großen Abweichung von 100% unwahrscheinlich. Man muß deshalb annehmen, daß kein sehr einfaches Verhältnis der verschiedenen Manganwertigkeitsstufen im Wiserit vorhanden ist.

Zur weiteren Abklärung der Konstitution des Wiserites wurde eine Reihe röntgenographischer Versuche ausgeführt: Zunächst wurden von drei verschiedenen Fasern Drehkristallaufnahmen hergestellt, und zwar unter Drehung der Fasern um die Faserachse. Alle drei Faserdiagramme zeigen Schichtlinien, die auf eine Identitätsperiode von 3,3 Å in der Faserachsenrichtung schließen lassen. Im übrigen sind aber die drei Faserdiagramme ziemlich stark verschieden, indem das eine deutliche Schichtlinien aufweist, die andern beiden dagegen nur eine undeutliche Aufspaltung der Schwärzungslinien zeigen. Die Interferenzpunkte auf der Äquatorlinie sind in allen drei Diagrammen ähnlich, wenn auch nicht genau gleich, und zwar sowohl in bezug auf die Lage als auf die Intensität der Reflexe. Der Versuch, die Interferenzlinien der Äquatorlinie zu indizieren, gelang bei keiner der drei Aufnahmen. Die Frage nach dem Aufbau der einzelnen Fasern, d. h. ob diese monokristallinen oder polykristallinen Charakter besitzen, ob im letzteren Fall die Einzelkristalle parallel verwachsen, gesetzmäßig orientiert oder statistisch wie die Elemente einer einfachen Faser angeordnet sind, ließ eine Goniometeraufnahme des Äquators des Faserdiagrammes entscheiden. Die darauf wahrnehmbaren, durchgehenden Interferenzlinien beweisen, daß die einzelne Faser vielkristallinen Aufbau nach Art der einfachen Faser besitzt. Da die Faser optisch einheitlich erscheint, können die Einzelkristalle nur submikroskopische Abmessungen erreichen.

Die Pulveraufnahme von Wiserit weist sehr viele Interferenzlinien von ihm ganzen mäßiger Intensität auf (siehe Fig. 9 c), deren Indizierung nicht sicher gelang. Das Aussehen des Diagrammes ließ eher vermuten, daß der Wiserit ein Gemisch verschiedener Mineralarten darstellt. Es wurde deshalb versucht, das Wiseritdiagramm als Überlagerung der Interferenzsysteme mehrerer in Frage kommender Mineralarten zu deuten, wobei indessen weder eindeutige Pyrochroitlinien noch Mangankarbonatlinien gefunden werden konnten. Ebensowenig gelang es, einzelne Interferenzlinien der Oxyde  $MnO$ ,  $Mn_3O_4$ ,  $Mn_2O_3$ ,  $MnO_2$  und von Psilomelan nachzuweisen. Auch die Linien von Manganit und der von FEITKNECHT [29] untersuchten Verbindungen  $\alpha$ - $MnOOH$ ,  $\beta$ - $MnOOH$ , Hydrohausmannit sind im Pulverdiagramm von Wiserit nicht nachzuweisen. Es kann also kein Gemisch einiger der erwähnten Verbindungen vorliegen. Daß auch keine Verwandtschaft zu den Hydroxykarbonaten (z. B. Stichtit) besteht, wurde bereits oben erwähnt. Vor allem zeigten die Untersuchungen eindeutig, daß Wiserit kein faseriger Pyrochroit ist, so daß die Literaturangaben, welche besagen, daß sich Wiserit zu Pyrochroit verhalte wie Nermalith zu Brucit, nicht zutreffen können. Ob aber Wiserit eine selbständige, in sich etwas variable Mineralart ist, oder ob es sich um ein Gemisch von mehreren Mineralarten handelt, konnte an Hand dieser Versuche noch nicht entschieden werden (Fig. 9 c).

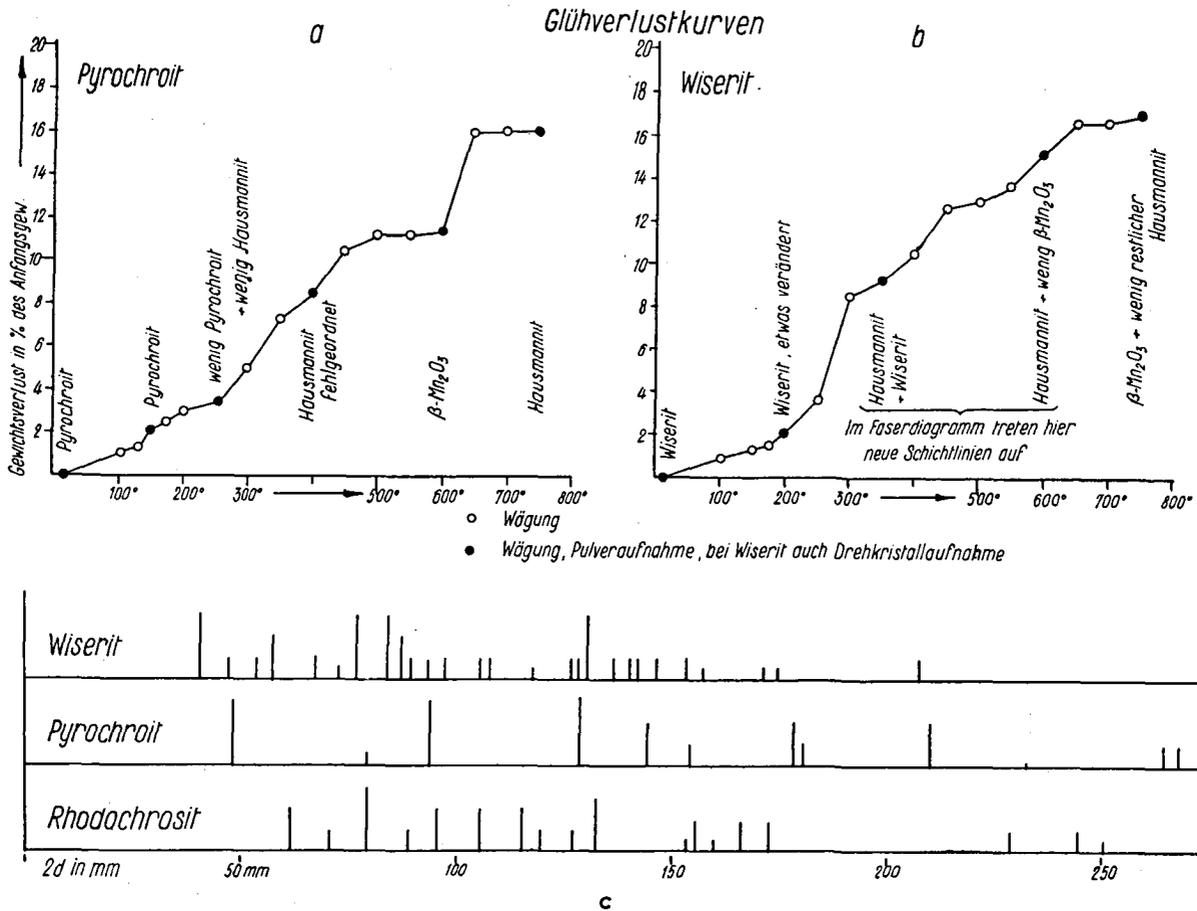


Fig. 9.

- a), b) Glühverlustkurven von Pyrochroit und Wiserit.  
 c) Pulverdiagramme von Wiserit, Pyrochroit und Rhodochrosit. Intensitäten geschätzt.  
 Kameradurchmesser 57,3 mm. Fe-K-Strahlung.

Die Entwässerung von Wiserit wurde analog zum Pyrochroit gravimetrisch und röntgenographisch verfolgt (Fig. 9b). Die dargestellte Kurve ist keine reine Entwässerungskurve, da bei der Erhitzung zugleich Oxydationsvorgänge mitspielen. Die Hauptentwässerung beginnt bei etwa 175° C und dauert bis gegen 650° an. Bei 300° und 450° sind zwei deutliche Verflachungen in der Kurve vorhanden, die wahrscheinlich durch eine Sauerstoffaufnahme bedingt werden, indem bei 300° Hausmannit auftritt, bei 450° dieser dann zum größten Teil in  $\beta$ -Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub> übergeht. Die Bildung von  $\beta$ -Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub> aus Hausmannit, besonders bei feinsten Verteilung, ist in diesem Temperaturbereiche schon lange bekannt (GMELIN-KRAUT [37]). Die Entwässerung muß im Wiserit einen tiefgreifenden Gitterumbau bewirken, denn bereits bei 200° sind die Interferenzbilder, sowohl des Pulvers als auch der Faser, stark verschieden von denjenigen, welche bei Zimmertemperatur erhalten werden. Das Wasser, das sich zwischen 200° und 300° verflüchtigt, spielt möglicherweise die Rolle von Kristallwasser, während das erst bei höherer Temperatur entweichende H<sub>2</sub>O stärker gebunden sein muß. Bei 350° und 600° ist im Faserdiagramm das Schichtlinienbild des Wiserites nur noch undeutlich zu erkennen. Dagegen treten neue Schichtlinien auf, deren Abstand einer Identitätsperiode von 6,5 Å in der Faserrichtung entspricht. Die Identitätsperiode stimmt nicht mit einer Kantenlänge der Elementarzellen der beiden neugebildeten Oxyde Mn<sub>3</sub>O<sub>4</sub> und Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub> überein, sie ist aber ziemlich genau doppelt so groß wie die entsprechende Größe beim normalen Wiserit. Es könnte sich daher um Interferenzen einer niedrigeren Hydratstufe von Wiserit handeln.

Im Laufe der schrittweisen Erhitzung blieb die helle Farbe der Fasern bis gegen 200° erhalten; hernach begannen sie sich langsam zu schwärzen. Die Hausmannitbildung ist also an der Verfärbung

zu erkennen. Bei 300° waren die Fasern schon völlig schwarz, im übrigen aber noch fest, wenn auch nicht mehr elastisch biegsam. Bei stärkerer Erhitzung wurden sie schließlich sehr spröde. Die bei 750° im Faserdiagramm auftretenden Interferenzringe zeigen, daß das entstandene  $Mn_2O_3$  innerhalb der Faser nicht geregelt ist.

Vergleicht man die Gewichtsverlustkurven von Pyrochroit und Wiserit, so zeigt es sich, daß bei beiden Mineralarten die Erhitzung zunächst zur Bildung von  $Mn_3O_4$  Anlaß gibt, das hernach wieder zerfällt und in  $\beta$ - $Mn_2O_3$  übergeht. Bei beiden Mineralien erstreckt sich ferner die Entwässerung über ein großes Temperaturintervall. Sie führt bei Pyrochroit schon bei 500° zu reinem  $\beta$ - $Mn_2O_3$ ; im Wiserit sind jedoch bei 600° immer noch geringe Spuren von Wasser zugegen, und auch bei 750° ist noch kein einheitliches Oxyd entstanden. Alle diese Umstände deuten darauf hin, daß Wiserit im Gitterbau wesentlich vom Pyrochroit abweicht.

#### 4. Quarz.

Quarz ist als Bestandteil der Eisenerze weit verbreitet, und zwar ist er häufiger in hochwertigen Eisenerzen als in solchem mit niedrigem Eisengehalt. In den Manganerzen ist er meistens nur spärlich vorhanden. In den das Erz querenden Klüften ist er eines der häufigsten Mineralien. In den Nebengesteinen des Erzkörpers, im unteren Quintnerkalk und im Plattenkalk, tritt er nur spärlich auf und zwar in kleinsten Körnchen.

Der am Aufbau der Erze beteiligte Quarz ist durchweg feinkörnig. Körnchen von 10–50  $\mu$  Durchmesser liegen einzeln oder gehäuft im Erz eingebettet, bauen aber auch oft Schlieren mit ziemlich gleichkörniger, mosaikartiger Struktur auf. Die Korngrenzen der Einzelkörnchen können in Anschliffen mit einer HF-Ätzung leicht sichtbar gemacht werden. Im Quarz der Eisenerze konnten nie Flüssigkeitseinschlüsse festgestellt werden. Dagegen sind feinste Eisenoxydpartikelchen, Chlorit-schüppchen oder Karbonateinschlüsse mit rundlichen oder auch rhomboedrischen Formen nicht selten zu finden. Es kommen bis 1 cm große Quarzschlieren und Knollen vor, die dicht von Hämatitschüppchen erfüllt sind. Da sie rot gefärbt sind, wurden sie in der Literatur als „Jaspis“ bezeichnet (OBERHOLZER [95]), obwohl sie keine faserige Kieselsäure enthalten. Die Knollen können aber auch grau oder grünlich sein, je nachdem, ob sie keine Einschlüsse oder Chlorit enthalten. Diese Schlieren und Knollen weisen sehr häufig gelartige Strukturen mit Schrumpfungsrissen auf, die bei der Erläuterung der Erzstrukturen (S. 55) eingehend behandelt werden, und zeigen, daß der im Erz enthaltene Quarz aus Kieselsäuregel entstanden sein muß. Vor der Quarzkristallisation konnten eisenhaltige Lösungen in die Kieselsäuregeltröpfchen eindringen und dort Eisenoxyde oder auch Silikate (Chlorite) ausscheiden. Die Ausfällung ging nach Art der Liesegangschen Phänomene rhythmisch vor sich. Ein schönes Beispiel dieser Art zeigt die Figur 10, auf welcher Hämatitringe in einem Quarzkorn zu sehen sind.

Häufig sind die Eisenoxydkriställchen regellos im Quarz verteilt, besonders dann, wenn es sich um größere Quarzaggregate handelt (Fig. 16, S. 49).

Es konnte kein Chalzedon festgestellt werden. Alles  $SiO_2$  liegt heute in Form von gewöhnlichem Quarz vor. Auch sind nirgends Strukturen vorhanden, die auf eine frühere Anwesenheit von faseriger Kieselsäure schließen lassen.

In den das Erz durchsetzenden Klüften ist Quarz meistens in idiomorphen Kristallen als eines der am frühesten auskristallisierten Mineralien vorhanden. Die c-Achsen der Kriställchen stehen meistens fast senkrecht zur Klüftwand. Die Kriställchen sind in der Regel gut idiomorph und kurz-

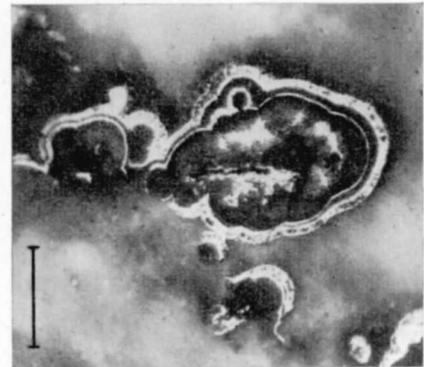


Fig. 10. Quarzkorn

mit randlichen Hämatitringen, welche die ehemalige Gelnatur des Quarzes sichtbar machen; zentral im Quarzkorn unregelmäßig eingestreute Hämatitschüppchen. In Kalzit eingebettet. Anschliff, 260fach vergrößert. Der Strich unten links entspricht 0,05 mm.

dieser beiden Mineralien vorhanden; es scheint also eine z. T. gleichzeitige Ausscheidung vor sich gegangen zu sein, z. T. wurde das Silikat aber nach dem Sulfid gebildet.

Der Ripidolith liegt in Klüften vielfach in grobkristallinem Kalzit eingeschlossen, ist also älter als Kalzit. Besteht jedoch das Nebengestein der Klüfte aus Kalk, so kann er stellenweise als Verdränger von  $\text{CaCO}_3$  auftreten. Nie aber ist Ripidolith so massenhaft im Kalk eingestreut, wie dies beim Stilpnomelan der Fall sein kann. Es sind meistens nur einige wenige Schüppchen in der unmittelbaren Nachbarschaft der Klüfte vorhanden. Das Verdrängungsvermögen ist geringer als dasjenige von Stilpnomelan.

Der isotrope Chlorit ist nie gut idiomorph ausgebildet. Er scheint etwa gleichzeitig mit dem umgebenden Aderkarbonat ausgeschieden worden zu sein. Als Verdrängungsmineral spielt er keine Rolle.

Albit ist innerhalb der Schlieren vielleicht vor dem Kalzit ausgeschieden worden, vielleicht ist er aber auch dort — wie im Nebengestein der Adern — als Verdränger aufgetreten.

Allen Silikaten, die im Gonzen vorkommen, ist somit ein Zug gemeinsam: in Karbonatadern sind sie vor oder gleichzeitig mit Karbonat ausgeschieden worden, im kalkigen Nebengestein dagegen treten sie als Verdrängungsmineralien auf. Man muß annehmen, daß zur gleichen Zeit, als in den Klüften eine Silikatausscheidung vor sich ging, außerhalb und neben den Klüften eine Verdrängung von Kalk durch Silikate erfolgte.

## 9. Fluorit, $\text{CaF}_2$ .

Der Fluorit ist nirgends Gemengteil der Erze, sondern tritt nur in Klüften auf, und zwar sowohl innerhalb des Erzkörpers wie auch in der unmittelbaren Nachbarschaft desselben. Er ist immer wasserklar und farblos. Meistens handelt es sich nur um mikroskopisch kleine xenomorphe Kriställchen. Da Fluorit die Zwickel zwischen idiomorphem Quarz, Rhodochrosit, Kalzit und Chlorit ausfüllt, muß er das letztangewachsene Mineral sein. Frei aufgewachsene Kriställchen sind selten, stets würfelförmig und höchstens 1 mm groß. Xenomorphe Körner können größer sein. So fand ich z. B. an der Grenze Eisenerz/Plattenkalk in einer kalzitreichen Ruschelzone über 1 cm große, kataklastisch zertrümmerte Fluoritkörner.

## 10. Graphit.

Im Erzlager sind oft schwarze, glänzende Tonhäutchen und Tonschiefer eingelagert. Sie sind im Dünnschliff opak. In einigen Fällen konnten darin sehr feine Flitterchen von Graphit nachgewiesen werden, und zwar an Hand des extrem starken Reflexionspleochroismus. Die Schüppchen sind kaum größer als  $2 \mu$ . Wahrscheinlich beruht die schwarze Farbe dieser Schiefer auf dem Graphitgehalt, wobei der größte Teil des Graphites unter der mikroskopischen Auflösungsgrenze zu liegen scheint.

## B. Die Verbreitung der Mineralien in der Erzschiefer und im Nebengestein.

Die Tabelle 6 soll einen Überblick über das mengenmäßige Auftreten der verschiedenen Mineralien geben, also die Intensität der Mineralhäufigkeit erläutern. Dabei ist es zweckmäßig, zwischen Eisenerzen, Manganerzen und Kalken (Nebengesteinen) zu unterscheiden, da sich diese drei Gesteinskategorien durch den quantitativen Anteil der verschiedenen Gemengteile stark voneinander unterscheiden. Innerhalb jeder dieser drei Kategorien treten Klüfte auf, die eine wesentlich andere Mineralvergesellschaftung enthalten können als das Nebengestein. Es ist aus diesem Grunde vorteil-

haft, innerhalb der drei Gruppen immer zwischen Mineralbestand des Gesteines (bzw. Erzes) und Mineralbestand der Klüfte und Adern zu unterscheiden. Eine eingehendere Besprechung der Zusammensetzung der Erze und Kluftparagenesen wird im folgenden Kapitel gegeben. Die Intensitätstabelle wurde auf Grund der von P. NIGGLI [91] aufgestellten fünf Intensitätsgrade quantitativ abgestuft.

Die Tabelle 6 spricht für sich selbst. Sie zeigt klar, wie stark die Trennung von Eisen- und Manganmineralien ist. Nie kommen die Oxyde von Eisen und Mangan zusammen vor. In oxydischer Form ist also die Trennung vollkommen. Weniger stark gediehen ist die Trennung der beiden Schwermetalle in karbonatischer Form. In den Karbonaten der Eisenerze kommt allerdings das Mangan nur in sehr geringer Menge vor, in den Mangankarbonaten hingegen kann ein ziemlich beträchtlicher Eisengehalt vorhanden sein.

Die Extensität der Mineralhäufigkeit ist von der Intensität nicht stark verschieden. Die mengenmäßig wichtigsten Mineralien der Lagerstätte sind also auch die verbreitetsten. Immerhin können bei der sorgfältigen Durchsicht der Extensitätstabelle (Tabelle 7) einige deutliche Verschiebungen gegenüber der Intensitätstabelle bemerkt werden. So ist z. B. Kupferkies immer nur in geringer Menge vorhanden, er kommt aber fast in jedem Erzstück vor. Auch in Tabelle 7 wurden wiederum die fünf von P. NIGGLI aufgestellten Extensitätsgrade unterschieden.

Tabelle 6.

Die Intensitätsverteilung der Mineralien.

Intensitätsgrad	Eisenerze		Manganerze		Nebengesteine (Kalke)	
	Erz	Klüfte	Erz	Klüfte	Kalk	Klüfte und unmittelbare Nachbarschaft
1. in großer Menge	Hämatit Magnetit Kalzit (mit etwas FeO)	Kalzit Pyrit Quarz Kalzit (mit etwas MgO) Grüner Stilpnomelan Ripidolith	Hausmannit Rhodochrosit (mit etwas FeO+CaO)	Rhodochrosit Kalzit	Kalzit	Kalzit
2. in Menge	Quarz		Kalzit (mit etwas MnO) Psilomelan	Isotroper Chlorit		
3. in deutlicher Menge	Pyrit Grüner Stilpnomelan	Siderit	Isotroper Chlorit Manganosit Baryt	Baryt Fluorit Pyrochroit Psilomelan		Quarz Ripidolith Pyrit Braungrüner Stilpnomelan Kalzit (mit etwas Mg)
4. in spärlicher Menge		Kupferkies Fluorit Magnetit Hämatit		Kupferkies Pyrit Wiserit	Quarz Ankerit	
5. in sehr geringer Menge oder isoliert	Kupferkies Glaukonit	Zinkblende	Quarz	Hämatit Aragonit Quarz		Albit Zinkblende Hämatit

Tabelle 7.

Die extensive Verbreitung der Einzelminerale.

Extensitätsgrad	Eisenerze		Manganerze		Nebengesteine	
	Erz	Klüfte	Erz	Klüfte	Kalk	Klüfte
1. in allen Proben	Hämatit Quarz Kalzit (mit etwas FeO)	Kalzit	Rhodochrosit (mit etwas FeO u. CaO)	Kalzit Rhodochrosit	Kalzit	Kalzit
2. verbreitet, in den meisten Proben	Magnetit Pyrit Kupferkies	Pyrit Kupferkies Quarz Grüner Stilpnomelan Ripidolith Kalzit (mit etwas MgO)	Hausmannit Psilomelan Baryt Kalzit (mit etwas MnO)			
3. zerstreut, hier und da vorhanden	Grüner Stilpnomelan	Siderit	Manganosit Isotroper Chlorit	Pyrit Pyrochroit Wiserit Fluorit Quarz Ripidolith Isotroper Chlorit		Ripidolith Pyrit Quarz Braungrüner Stilpnomelan Kupferkies Kalzit (mit etwas MgO)
4. selten		Zinkblende Fluorit Hämatit Magnetit			Quarz Ankerit	Albit
5. sehr selten	Glaukonit		Quarz	Aragonit Quarz		Zinkblende Hämatit

### C. Die Struktur und Textur der Erze.

Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigte es sich, daß sowohl die Eisenerze wie die Manganerze eine außerordentlich wechselvolle Struktur besitzen. Die Textur ist meist in kleinen Bereichen massig, in größeren aber schichtig bis schlierig, bei den kalkigen Eisenerzen und Manganerzen zum Teil auch knollig. Trotz der großen Mannigfaltigkeit lassen sich gewisse immer wieder auftretende Strukturtypen erkennen. Der Bereich, in dem strukturelle Homogenität herrscht, ist jedoch zumeist klein und besitzt in den Schläfen Dimensionen zwischen  $0,1 \times 0,1$  mm und maximal  $1 \times 1$  cm. Wohl können sehr häufig viel größere Erzpartien ein und denselben Strukturtypus besitzen, der aber von einem zweiten oder mehreren andern Typen durchsetzt ist. So ist beispielsweise häufig eine gleichmäßige, relativ feinkristalline „Grundmasse“ aus lepidoblastischem Hämatit und Quarz von einem zweiten Strukturtyp schlierig bis fleckig durchdrungen, der z. B. aus groblepidoidem Hämatit, Magnetit, Quarz und Kalzit besteht. Da auch bestimmte Kombinationen von zwei oder mehreren Strukturtypen

kalk treten schärfere Adergrenzen auf. Es finden sich aber auch im unteren Quintnerkalk, — und zwar besonders unter dem Lagerzentrum — schlierige Kalkzonen. Diese Phänomene können nach meiner Meinung nur dadurch erklärt werden, daß die Durchaderung ein zum Teil noch unverfestigtes Erz und einen fast schlammartigen Plattenkalk erfaßte. Die Schlierenbildung wird von unten nach oben immer stärker, was mit dem Zustand eines vor kurzem sedimentierten Gesteinskomplexes gut übereinstimmt. Die Aderbildung kann nicht lange nach dem Beginn der Plattenkalksedimentation erfolgt sein und erstreckte sich wahrscheinlich über eine gewisse Zeit hin, so daß die einen Adern in noch wenig verfestigtem, die anderen in schon besser verhärtetem Gestein entstanden. Da die Erzbildung gerade vor der Sedimentation des Plattenkalkes stattfand, bestehen möglicherweise Zusammenhänge zwischen der Erzbildung und der Entstehung dieser Adern. Daraufhin deutet auch der Chemismus des Aderinhaltes, der nicht lateralsekretionär erklärt werden kann (s. weiter unten). Es muß zur Bildung der Kluftfüllungen eine Stoffzufuhr angenommen werden, die ja auch im Zeitraum der Erzlagerbildung sicherlich stattgefunden hat. Dabei läßt sich über die Herkunft dieser Stoffe vorerst nichts aussagen.

## 2. Die Kluftparagenesen, ihre Beziehungen zum angrenzenden Erz und Nebengestein und ihre Entstehung.

### a) Verwerfungsklüfte und Zerrklüfte.

Die großen Verwerfungsspalten führen als mineralische Neubildung ausschließlich Kalzit, der entweder milchweiß oder bläulich getrübt, manchmal auch fast klar ist. Die Einzelkristalle sind immer ziemlich groß und können einen Durchmesser von bis 8 cm erreichen. Nach J. G. KOENIGSBERGER [93, S. 334] gehören diese Klüfte alle dem Paragenesetyp A. 2 der „Nichtmetamorphen Kalksedimente“ an. Sie sind ja auch, wie Koenigsberger treffend bemerkt, an vertikale Bruchspalten, besonders Querwerfungen, gebunden. Oft liegt reichlich Lehm in den Spalten.

Interessanter sind die Zerrkluftparagenesen. Da sie immer deutlich vom angrenzenden Gestein abhängig sind, teilt man sie am besten nach ihrem Vorkommen ein. Alle Zerrklüfte sind schön bilateral ausgebildet.

### a) Zerrkluftparagenesen im Eisenerz.

Es kommen folgende Kluftminerale vor: Kalzit, Siderit, grüner Stilpnomelan, Ripidolith, Quarz und Pyrit. Kalzit ist immer, von den übrigen Mineralien meist mindestens eines, nie aber sind alle gleichzeitig vorhanden.

**Paragenese I**, mit Quarz, Siderit, (Pyrit), Kalzit. Sie kommt nur in hochwertigen, relativ quarzreichen Erzen vor. Quarz muß zuerst ausgeschieden worden sein, da er immer in Form klarer idiomorpher Kriställchen auf der Kluftwandung sitzt. Die kaum 2 mm großen Kriställchen sind fast stets deutlich trigonal-rhomboedrisch ausgebildet, indem ein Rhomboeder viel größer entwickelt ist als das andere. Zwischen den meist nur sehr locker die Kluftwandung bedeckenden Quarzkriställchen sitzen linsenförmige Sideritkriställchen, die nur selten auf Quarz aufgewachsen sind. Manchmal kann man feststellen, daß Quarz auf quarzreicheren Erzpartien, Siderit auf karbonatreicheren Kluftwandstellen aufgewachsen ist, was deutlich zeigt, daß der Kluftinhalt in weitgehendem Maße vom angrenzenden Erz abhängig ist. Auf Quarz und Siderit, die kaum je eine mehr als 1—2 mm dicke Kruste auf der Kluftwand bilden, sind schließlich größere Kalzitkristalle aufgewachsen. Jede der drei Mineralarten kann fast ganz fehlen, zuweilen aber auch stark dominieren. Wenn nur Quarz und Siderit auftreten, so ist meistens ein zentraler Kluft-Hohlraum vorhanden. In seltenen Fällen ist auch Pyrit gefunden worden, der dann immer jünger als Siderit, aber älter als Kalzit ist. Es handelt sich jeweils um kleine, auf Siderit aufgewachsene Würfelchen.

Diese Paragenese wird von J. G. KOENIGSBERGER [93, S. 332] als Paragenese V. d angeführt, die in wenig oder gar nicht metamorphen Sedimentgesteinen vorkommen kann. Der hohe Gehalt an Fe unseres Kluffnebengesteines bewirkt das von anderen Orten nicht bekannte reichliche Sideritvorkommen.

**Paragenese 2**, mit grünem Stilpnomelan, (Quarz), Kalzit. Diese Paragenese kommt in quarzreichen Eisenerzen, besonders in kleinen, S-förmig geschweiften Klüftchen sehr häufig vor. Der tiefgrüne Stilpnomelan baut blätterige Aggregate auf, die immer senkrecht zur Kluffwandung stehen und oft die Kluff fast vollständig ausfüllen, so daß sich Kalzit nur als dünne Filme zwischen den Chloritblättern eingelagert findet. Häufig ist aber auch ein zentrales Kalzitband zu konstatieren. Sehr selten findet sich Quarz, der während der beginnenden Stilpnomelanbildung sein Ausscheidungsoptimum gehabt haben muß.

**Paragenese 3**, mit Ripidolith, (Quarz), Kalzit. In karbonatreichen Eisenerzen, besonders in Melierterzen, sind Ripidolith-führende Klüfte am verbreitetsten. Meistens kommt dieser Chlorit in kleinen wurmförmigen Aggregaten in Kalzit, seltener auch in Quarz eingewachsen vor.

Die drei genannten Paragenesen stimmen alle darin überein, daß Quarz und die Chlorite als Frühausscheidungen, die Karbonate, besonders Kalzit als Letztausscheidungen auftreten. Ferner überwiegt mengenmäßig fast immer der Kalzit. Ist eine Fortsetzung solcher Klüfte in das kalkige Nebengestein der Erzschiebt vorhanden, so besteht im Kalk die Kluffüllung praktisch nur aus Kalzit, in dem höchstens vereinzelt einige wenige Ripidolithschüppchen vorkommen.

#### *β) Zerrkluffparagenesen im Manganerz.*

Die auftretenden Mineralien sind: Rhodochrosit, Baryt, Kalzit. Silikate und Quarz fehlen, ebenso die Sulfide.

**Paragenese 4**, mit Rhodochrosit, (Baryt) und Kalzit. Sie tritt sowohl in oxydischen wie auch in karbonatischen Manganerzen auf. Rhodochrosit ist immer Frühausscheidung. Noch während seiner Ausfällung begann Baryt auszukristallisieren, der in den randständigen Kluffpartien xenomorph, im Zentralteil gut idiomorph ausgebildet ist. Kalzit wurde zuletzt ausgeschieden und erfüllt den zentralen Kluffraum meistens restlos.

#### *γ) Zerrklüfte im Kalk.*

**Paragenese 5**, mit Kalzit, (Quarz). Im gefalteten Quintnerkalk findet man häufig kleine Rißen, S-förmige Zerrklüfte und auch größere Adern, welche restlos mit milchweißem, spätigem Kalzit ausgefüllt sind. Ganz selten kommen auch kleine Quarzkriställchen darin vor. Es handelt sich hier um die überall aus den Kalkalpen bekannte Paragenese, welche sicherlich bei der Faltung entstand. In dem spröden unteren Quintnerkalk sind oft sehr viele kleine S-förmige Klüftchen leiterartig übereinander geordnet. Es muß sich dabei um besonders ausgezeichnete Zerrzonen handeln, die sich durch die faltungsbedingte mechanische Beanspruchung bildeten. Diese Paragenese muß zu der von KOENIGSBERGER [93, S. 334] als Paragenese A. 1. bezeichneten Gruppe gerechnet werden. Dieser Autor führt sie allerdings nur als offene Klüfte an, erwähnt aber die genetisch gleichwertigen und viel häufigeren, vollständig mit Kalzit ausgefüllten Adern nicht. Der selten auftretende Quarz zeigt, daß auch bei dem sehr geringen SiO<sub>2</sub>-Gehalt des Quintnerkalkes schon eine Quarzausscheidung aus zirkulierenden Lösungen stattfinden konnte.

#### *δ) Die Entstehung der Zerrkluffparagenesen.*

Da die vorliegenden fünf Paragenesen nur Mineralarten aufweisen, welche bei relativ niedriger Temperatur entstehen können, müssen sie als niedrigthermale Bildungen angesehen werden. Dabei wird mit P. NIGGLI [91, 94] unter „niedrigthermal“ ein Bildungsbereich unterhalb von 200° C verstanden. Da Rhodochrosit nur innerhalb von Manganerzen, Siderit, Pyrit und Stilpnomelan nur innerhalb von Eisenerzen in den Klüften auftreten, liegt es nahe, den Inhalt der Klüfte auf den

stofflichen Bestand der Nebengesteine (bzw. Erze) zurückzuführen. In der Tat gibt es keinen Grund, der gegen eine Entstehung dieser Kluftmineralien durch Lateralsekretion aus dem unmittelbaren Nachbargebiet der Klüfte spricht. In den Eisenerzen stand reichlich  $\text{Fe}^{\text{II}}$  und  $\text{SiO}_2$  zur Verfügung, um die Bildung von Quarz, Stilpnomelan und Siderit zu ermöglichen.  $\text{CaCO}_3$  kann durch Lösungen aus dem sehr nahe gelegenen Kalk zugeführt worden sein. Auch Pyrit kann durch den in allen Erzen in feinsten Dispersion vorhandenen Pyrit erklärt werden. Ebenso stand in den Manganerzen genügend  $\text{Mn}^{\text{II}}$  und  $\text{BaSO}_4$  zur Verfügung, um eine Rhodochrosit- und Barytausscheidung zu gewährleisten. Es ist geradezu kennzeichnend für die genannten Paragenesen, daß in den Kluftmineralien nur solche Stoffe vorkommen, die in den angrenzenden Erzen reichlich vorhanden waren, und es ist ferner typisch, daß unter den zur Verfügung stehenden Stoffen besonders die durch wässrige Lösungen leicht mobilisierbaren, wie  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{MnCO}_3$ , reichlich in der Kluft auftreten. Die weniger leicht löslichen Stoffe, wie  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeCO}_3$  und  $\text{FeS}_2$ , sind in weit geringerer Menge vorhanden. Da die schwer löslichen Mineralien immer zuerst ausgeschieden wurden, muß angenommen werden, daß schon von Anfang an alle in den Kluftmineralien vorhandenen Stoffe in den in die Klüfte einströmenden Lösungen vorhanden waren, und daß sich bei einer späteren Druckentlastung oder Temperatursenkung zunächst die schwerlöslichen, hernach die leichter löslichen Stoffe ausschieden. Nur  $\text{CaCO}_3$  scheint auch späterhin noch zugeführt worden zu sein. Die Zerrklüfte müssen sich mit durch die Erzporen hindurch diffundierenden Lösungen gefüllt haben, wodurch die im angrenzenden Erz besonders leicht löslichen Stoffe in die Klüfte gelangten.

Das Eisenerz ist in der Kluftnähe nie magnetitisiert, und auch Pyritisierungen fehlen. In den Manganerzen ist manchmal eine sehr schmale Karbonatisierungszone vorhanden.

Die Entstehung von Silikaten: Stilpnomelan und Ripidolith, darf weiter nicht verwundern, da die Ausscheidung von Chloriten aus niedrigthermalen, wässrigen Lösungen allbekannt ist. Ripidolith ist ja auch in alpinen Zerrklüften als späte, niedrigthermale Ausscheidung weit verbreitet. So wie die Entstehung von alpinen Emporwölbungszonen mit der Bildung von Kluftlagerstätten verbunden war (P. NIGGLI [93], S. 516), so kann auch innerhalb des Erzlagers durch Faltungsvorgänge die Entstehung von ähnlichen Paragenesen bewirkt worden sein. Da zur Faltungszeit eine ziemlich große Überdeckung herrschte, darf auch mit erhöhten Temperaturen gerechnet werden. Die überlagernden Jura- und Kreidgesteine waren etwa 2000 m mächtig. Dazu kam die schwer abzuschätzende, wahrscheinlich recht erhebliche Mächtigkeit der Tertiärschichten, und schließlich muß die Überlagerung durch die ostalpinen Decken mitberücksichtigt werden. Eine Überlagerung von 3 km kann aber sehr wohl vorhanden gewesen sein, wodurch schon eine Temperatur von über  $100^\circ \text{C}$  zustande gekommen wäre. Wahrscheinlich war die Überlagerung noch erheblich größer, also auch die Temperatur noch höher.

Der Klufttypus II ist gewissermaßen ein relativ niedrigthermales Analogon zu den zentralalpinen Kluftlagerstätten. In denjenigen Klüften, die sich im Kalk öffneten, wurde nur Kalzit ausgeschieden; in den Erzen mit ihrem relativ vielseitigen chemischen Bestand konnten sich jedoch verschiedene spezielle Paragenesen ausbilden. Zur Erklärung des Mineralbestandes dieser Klüfte muß keine magmatisch-hydrothermale Stoffzufuhr angenommen werden.

#### b) Die hydrothermalen Adern mit Stoffzufuhr.

Die Adern und Klüfte vom Typus III sind nur wenig jünger als das Erzlager selbst. Die Kluftparagenesen stimmen zwar manchmal weitgehend mit denjenigen der Zerrklüfte überein, es sind aber doch merkliche Unterschiede vorhanden. Vor allem ist Pyrit in so großen Mengen vorhanden, daß er nicht auf lateralsekretionärem Wege entstanden sein kann. Ferner kommen neben Kalzit, Rhodochrosit, Siderit, Ankerit, Pyrit, Baryt und Quarz auch Fluorit, Wiserit und Pyrochroit, ferner Kupferkies und Zinkblende sowie Stilpnomelan, Ripidolith und isotroper Chlorit vor. Die Abhängigkeit des Mineralbestandes vom angrenzenden Erz und Kalk ist hier lange nicht so ausgeprägt wie bei den Zerrklüften, immerhin kommen Rhodochrosit, Baryt, isotroper Chlorit, Wiserit und Pyrochroit nur in Adern innerhalb der Manganerze, ferner Siderit und grüner Stilpnomelan nur in den Eisenerzen vor. Kalzit, Ankerit, Pyrit, Quarz und Fluorit kommen sowohl in Klüften, welche das Eisenerz durchsetzen, wie in solchen, welche im Manganerz liegen, vor. Pyrit ist allerdings viel reichlicher im Eisen-

erz zu finden. Ein wesentlicher Unterschied zu den Zerrklüften besteht im Vorkommen von Eisenoxyden im dritten Typus. Ferner ist es typisch, daß von den Hauptklüften aus Adern, Schlieren und schlauchförmige Apophysen ins Erz hineinreichen, und daß zahlreiche Rekurrenzen innerhalb ein und derselben Kluft auftreten. Durch die Faltungs- und Verwerfungsvorgänge sind die Adern des vorliegenden Types oft sehr stark verruschet. Dies alles sind Kennzeichen, welche die Adern deutlich gegenüber den Zerrklüften unterscheiden, ganz abgesehen von der äußerst intensiven Chloritisierung des Quintnerkalkes, die in ihrem Bereiche auftreten kann.

*a) An Eisenerze gebundene Paragenesen.*

**Paragenese 6**, mit Hämatit, Magnetit, Quarz, (Kalzit). Bei der Besprechung der Erztypen **ZE4d a** und **β** wurde beschrieben (S. 56), daß blätteriger Hämatit oder nach Hämatit pseudomorpher Magnetit zusammen mit Quarz und seltener auch mit Kalzit aderförmige, schlauch- und sackartige Apophysen zusammensetzen kann. Alle diese Gebilde gehen von den schwarmartigen Klüften des Types III aus. Besonders die schlauch- und aderförmigen Aderfortsätze können sehr fein und oftmals unscharf gegen das umgebende Erz abgegrenzt sein. Immer ist der Hämatit das zuerst ausgeschiedene Mineral, das teilweise oder ganz in Magnetit umgewandelt sein kann. Magnetit scheint aber auch zum Teil als primär ausgeschiedene Körner vorzuliegen. Quarz ist stellenweise sehr spärlich, in gewissen Aderstrecken jedoch fast allein vorhanden. Kalzit tritt nur sporadisch auf. Diese Paragenese kommt nur in hochwertigen Eisenerzen vor.

**Paragenese 7**, mit Hämatit, Magnetit, (Pyrit, Stilpnomelan, Quarz, (Siderit), Kalzit. Auch diese Paragenese kommt nur in den unter **ZE4d** beschriebenen sackartigen Aderfortsätzen vor. Die Figur 20 (S. 56) veranschaulicht einen relativ pyritreichen Ausschnitt einer Ader mit dieser Paragenese. Die anfänglich ausgeschiedene Hämatitkruste muß in Magnetit übergeführt worden sein, und zwar offenbar kurz vor oder während der Pyritausscheidung. Nachher kristallisierte Quarz aus und schließlich noch Stilpnomelan, Siderit und Kalzit. Man hat es gewissermaßen mit einer erweiterten Paragenese 6 zu tun, indem jene mit der Quarzbildung ihren Abschluß fand, hier aber offenbar noch ein genügend großes Lumen und eine noch weiter andauernde Stoffzufuhr vorhanden war, so daß noch Chlorit und Karbonate entstehen konnten. Pyrit ist nicht immer vorhanden; wenn er fehlt, so besteht der Oxydkranz zumeist ausschließlich aus Hämatit. Auf Figur 20 fällt es übrigens auf, daß der Pyrit größtenteils auf der einen Seite des Aderauswuchses liegt, was mit Lösungsströmungen zusammenzuhängen scheint, welche während der Kristallisation des Pyrites stattfanden.

**Paragenese 8**, mit (Hämatit), Quarz, Stilpnomelan, (Fluorit), Kalzit. Diese Paragenese tritt in den größeren Adern auf. Quarz ist meist das zuerst ausgeschiedene Mineral, manchmal beginnt die Ausscheidungsfolge aber auch mit grünem Stilpnomelan oder mit Quarz und Stilpnomelan gleichzeitig. Kalzit ist zuletzt ausgeschieden worden. Fluorit ist nur selten vorhanden und ebenfalls Spätausscheidung. Fast immer sind Rekurrenzen vorhanden, indem nach Kalzit nochmals Stilpnomelan, Quarz oder gar beide Mineralien ausgeschieden wurden. Häufig fand abschließend noch eine dritte reichliche Quarzkristallisation statt, wobei dieser „Spätquarz“ meistens sehr feinkörnig ist, der früher ausgeschiedene hingegen grobkristallin. In Kalzit und Quarz liegen fast immer linienförmig angeordnete Einschlüsse, die fast stets unbestimmbar sind; nur im Quarz können sie manchmal als 2-Phasen-Einschlüsse (Libellen) erkannt werden. Bei der Ausscheidung muß ein starker Hiatus geherrscht haben, denn es sind schroffe Korngrößenwechsel, schlierige und unregelmäßig gebaute Aderstücke usw. vorhanden. Vielleicht wurden die Adern mehrmals wieder aufgerissen. In den zuerst ausgeschiedenen Quarz-, Stilpnomelan- und Kalzitkriställchen liegen oft feinschuppige Hämatiteinschlüsse.

Gegenüber den Zerrklüftfüllungen fällt sofort der sehr wechselvolle Bau der Aderfüllung auf. Dort kristallisierten die Mineralien aus stagnierenden Lösungen aus, hier scheint eher eine Ausfällung aus oft wechselnden, fließenden Lösungen stattgefunden zu haben, wobei das angrenzende Erz nicht selten intensiv von Stilpnomelan durchsetzt wurde. Häufig gehen von solchen Klüften aus sackförmige

oder schlauchartige Fortsätze, welche in den hauptadernahen Partien die Paragenese 7 aufweisen, weiter im Erz drinnen jedoch die Paragenese 6.

**Paragenese 9**, mit (Kupferkies), Pyrit, Stilpnomelan, (Siderit), Kalzit. Die Adern mit dieser Paragenese fallen im Erzlager am stärksten auf. Oft handelt es sich um gut ausgeprägte Klüfte, welche randlich auf dem Erz einige Millimeter oder Zentimeter dicke Pyritkrusten aufweisen und zentral mit Kalzit gefüllt sind. Die klüftinnersten Pyritkristalle sind idiomorph, unter ihnen folgt eine hypidiomorph struierte Pyritmasse, und schließlich liegen im Erz Schlieren, die z. T. aus reinen, hypidiomorphen Pyritaggregaten, z. T. auch aus Pyritkriställchen bestehen, die locker ins Erz eingesprengt sind. Die Pyritmassen enthalten als Zwickelfüllung stets grünen Stilpnomelan. Im Pyrit selbst sind manchmal kleine Kupferkieskörnchen eingelagert. In seltenen Fällen ist zwischen Pyrit und dem zentralen Kalzit eine braungelbe Sideritschicht gelagert.

Dieser Paragenese gehören indessen auch größere Pyritmassen an, die nicht selten viele Kubikmeter erfüllen. Es handelt sich dabei um sehr intensiv durchaderte Erzpartien, deren Erz fast vollständig durch Pyrit verdrängt wurde, so daß nur kleine Eisenerzrelikte zurückblieben. In Eisenmanganerzen (GEM) und Melierterzen (ZE6) ist die Pyritisierung nie so stark; immerhin ist in den Melierterzen in Adernähe aller Hämatit gänzlich verschwunden, wobei an seine Stelle Pyritwürfelchen treten (vgl. S. 36). Dies zeigt, daß der Pyritgehalt vom ehemaligen Eisenoxydgehalt des Erzes abhängig ist, und zwar ist immer nur etwa soviel Pyrit enthalten, wie im angrenzenden, unveränderten Erz Eisenoxyde auftreten. Das zur Pyritbildung notwendige Eisen muß zum größten Teil aus dem verdrängten Erz selbst stammen. Die ehemals in den Adern zirkulierenden Lösungen haben somit mit dem Erz unter Pyritbildung reagiert, so daß die Annahme, es habe sich um  $H_2S$ -haltige Lösungen gehandelt, auf der Hand liegt. Der im Erz dispers verteilte Kupferkies genügt ohne weiteres, um die Anwesenheit von kleinsten Kupferkieskörnchen in den Pyritisierungszonen zu erklären. Zur gleichzeitigen Bildung des Stilpnomelans muß der im Erz enthaltene Quarz Anlaß gegeben haben, denn in pyritiserten Erzen ist Quarz fast vollständig verschwunden, obwohl er in angrenzenden, unveränderten Schichten oft reichlich zugegen ist. Wie schon früher erwähnt, deutet ja auch der hohe Gehalt an zweiwertigem Eisen darauf hin, daß Stilpnomelan aus stark reduzierenden Lösungen ausgeschieden worden ist. In der Nähe der Pyritisierungszonen ist der Hämatit meistens weitgehend in Magnetit umgewandelt.

**Paragenese 10**, mit (Zinkblende), Kupferkies, Pyrit, Kalzit. Relativ selten trifft man feine, mikroskopisch dünne Äderchen an, die fast nur aus den genannten Sulfiden bestehen und Kupferkies als Hauptmineral aufweisen. Manchmal tritt noch Pyrit hinzu oder, was nur einmal festgestellt werden konnte, auch Zinkblende. Da Kupferkies in den Adern manchmal sehr reichlich vorhanden ist, ist es sehr fraglich, ob hier Cu und Zn aus dem durchsetzten Erz stammen.

### *β) An Manganerze gebundene Paragenesen.*

**Paragenese 11**, mit Wiserit, Pyrochroit, Baryt. Diese Paragenese kommt sowohl in oxydischen wie auch in karbonatischen Manganerzen vor. Je nach der angrenzenden Erzart dominiert Pyrochroit (in Hausmanniterzen) oder Wiserit (in vorwiegend karbonatischen Erzen). Die Pyrochroitblätter sind in der Regel parallel zur Klüftwand gelagert und erfüllen häufig fast die ganze Ader, oft begleitet von ziemlich großen Barytkristallen. Die Wiseritfasern stehen parallel zu den Pyrochroitblättchen, und zwar vorzugsweise senkrecht zur Lagerschichtung. Da diese Mineralien nur innerhalb der Manganerzkörper auftreten, muß angenommen werden, daß das in ihnen vorhandene Mangan aus dem angrenzenden Erz stammt. Pyrochroit und Wiserit sind in schwach sauren Lösungen leicht löslich, weshalb sie offenbar aus alkalischen Lösungen ausgeschieden wurden.

Die Mineralien dieser Paragenese wurden bei den Faltungsvorgängen vielfach verbogen und verruschelt, da sie weniger widerstandsfähig waren als das kompakte Erz.

**Paragenese 12**, mit (Hämatit), Wiserit, Rhodchrosit und Fluorit. In den Mangan-karbonaterzen ist diese Paragenese eher häufiger als die vorangehend genannte. Wiserit ist hier nicht mit Pyrochroit vergesellschaftet, sondern mit dem Hauptmineral Rhodochrosit, das rein rosarot gefärbt

ist. Wiserit ist meistens nur spärlich vorhanden und als dünne Schlieren irgendwo im Rhodochrosit parallel zur Kluftwand eingelagert und oft mit Fluorit vergesellschaftet. Zur Seltenheit ist Wiserit häufiger und umhüllt langgestreckte Rhodochrositgebilde (vgl. S. 26). Fluorit ist xenomorph und scheint etwa gleichzeitig wie Wiserit ausgeschieden worden zu sein. Auch bei dieser Paragenese stammt das Mangan der Kluftminerale offensichtlich aus dem angrenzenden Erz. Ob aber das Fluor des Flußspates den gleichen Ursprung hat, ist unsicher, da im eigentlichen Erz nie Fluorit gefunden werden konnte. Ferner kann immer wieder festgestellt werden, daß Kluftstücke, welche aus solchen Adern stammen, einen charakteristischen Chlorgeruch haben. Die meisten Prüfungen auf Chlor fielen allerdings negativ aus, so daß über die Herkunft des Geruches nichts Näheres ausgesagt werden kann. Ganz selten kommt auch früh ausgeschiedener Hämatit vor; so stammen z. B. die auf Figur 7 abgebildeten Hämatitkristalle aus einer solchen Kluft.

**Paragenese 13**, mit isotropem Chlorit, Baryt, (Kupferkies), ankeritischem Rhodochrosit und Psilomelan. So wie in die Eisenerze von den Hauptadern aus Fortsätze mit den Paragenesen 6 und 7 gehen, reichen schlierige Adern und Apophysen in die Manganerze hinein, welche die Paragenese 13 aufweisen und die Manganerze äußerst stark phlebitisieren. Der vorliegende Adertypus wurde bei der Beschreibung des Erztypes **ZM 3** besprochen. Neben einer Verdrängung von Hausmannit durch Psilomelan und Karbonat muß auch eine gewisse  $\text{SiO}_2$ -Zufuhr stattgefunden haben, denn nur so kann die reichliche Chloritbildung erklärt werden. Der Quarz- und Chloritgehalt der unbeeinflussten Erze genügte bei weitem nicht, um eine intensive Chloritbildung zu ermöglichen. Manchmal ist ein deutlicher Kupferkiesgehalt festzustellen. Die Schlieren und Adern sind stets außerordentlich wechselvoll und unruhig gebaut.

Betrachtet man an Aderkreuzen die Beziehungen zwischen Klüften der Paragenesen 11 und 12 und denen vom Paragenesentyp 13, so kann man erkennen, daß zuerst die intensive chloritisch-karbonatische Durchaderung vor sich gegangen ist und erst nachher die Mineralausscheidung der andern Paragenesen, falls nicht die drei Typen so stark ineinander übergehen, daß unentwirrbare Vermengungen auftreten.

*γ) In Eisen- und Manganerzen sowie in den Kalken auftretende Paragenesen.*

**Paragenese 14**, mit Kalzit, Ripidolith. In der Nähe von Pyritisierungszonen sind manchmal kleinere Kalzitklüfte vorhanden, welche massenhaft hellgrünen Ripidolith enthalten. Auch das angrenzende Erz ist meistens stark chloritisiert. Hier muß zur Erklärung der reichlichen Ripidolithbildung eine Magnesium- und  $\text{SiO}_2$ -Zufuhr angenommen werden. Auch sind die Melierterze, in denen Ripidolith besonders gerne aufzutreten pflegt, ziemlich Mg-reich und haben deshalb die Chloritbildung gefördert.

**Paragenese 15**, mit Ankerit und Kalzit. Sowohl im unteren Quintnerkalk, im Schiltkalk wie auch im Erzlager kann man manchmal ziemlich dichte Aderschwärme mit dieser Paragenese finden. Im Plattenkalk sind sie nur noch selten anzutreffen, und sie verschwinden darin bald vollständig. Im Erz und im Liegenden handelt es sich meistens um relativ gut abgegrenzte Klüfte, die aber auch dort stark verschwommene Ränder aufweisen können. Sie bestehen fast ausschließlich aus Ankerit (Mischkarbonattypus  $\beta$ , S. 32). Bei dieser Paragenese fällt auf, daß sie weitgehend vom Nebengestein unabhängig und chemisch durch einen relativ hohen Mg-Gehalt ausgezeichnet ist. Der Eisengehalt ist dort, wo die Klüfte im Kalk liegen, nur gering, steigt aber auch im Eisenerz nicht stark an. Die Beziehungen zwischen Kluftinhalt und Nebengestein gehen am besten aus der Gegenüberstellung von zwei Analysen in Tabelle 8 hervor. Das Nebengestein besteht in diesem speziellen Falle aus dem untersten Teil des unteren Quintnerkalkes (Analyse 5), der Kluftinhalt aus Ankerit (Analyse 4). Die Analysensubstanz des Nebengesteines stammt aus einer Entfernung von 1 m von der Ader.

Die Analysen zeigen deutlich, daß der Fe- und Mg-Gehalt in der Ader erheblich größer ist als im Nebengestein, auch der Mangangehalt ist, bei absolut kleinem Betrag, etwas größer. Der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt der Kluft ist durch Quarz bedingt, währenddem im Gestein kein Quarz erkennbar ist. Auffallend hoch ist der Natriumgehalt des Nebengesteines. Die in der Kluft zirkulierenden Lösungen

müssen Mg und Fe zugeführt haben, wobei letzteres, nicht aber das Magnesium eventuell von dem 100 m darüber liegenden Erzlager ableitbar wäre. Die Klüfte haben eine sehr unruhig gelagerte Füllung, was auf lebhafte und unregelmäßige Lösungszirkulation schließen läßt.

Tabelle 8.

Analyse Nr. 4. Ankeritkluft		Analyse Nr. 5. Unterer Quintnerkalk Nebengestein der Kluff von Analyse 4		Nr. 4	Nr. 5
a) Gewichtsprozente		b) Niggliwerte			
SiO <sub>2</sub>	1,47	0,95	si	2,4	1,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,30	al	0,0	0,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	fm	34,9	1,0
FeO	3,27	0,46	c	64,3	96,1
MnO	0,23	0,13	alk	0,8	2,6
MgO	12,18	0,08			
CaO	38,28	53,05	k	0,26	0,14
Na <sub>2</sub> O	0,36	1,37	mg	0,86	0,20
K <sub>2</sub> O	0,19	0,27	mn <sup>1)</sup>	0,01	0,18
H <sub>2</sub> O	1,93	Sp.	fe <sup>1)</sup>	0,13	0,62
CO <sub>2</sub>	44,20	43,27			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sp.	Sp.	p	—	—
	100,11	99,88	h	10,7	—
			co <sub>2</sub>	100,0	99,9
			$\frac{c}{fm}$	1,84	96,1

Analytiker: W. Epprecht.

δ) Paragenesen, welche nur im Nebengestein des Erzlagers vorkommen.

**Paragenese 16**, mit Quarz, Pyrit, Kalzit. Die Klüfte, welche im Erz Quarz, Pyrit und andere Mineralien führen (z. B. Paragenesen 7 und 8), kann man oft ins Hangende und Liegende hinein verfolgen. Der Kluffinhalt besteht fast nur aus Kalzit, in welchem fast immer staubförmige Kalkpartikelchen reihenartig parallel zur Kluffgrenze eingelagert sind. Da und dort liegen in dieser Kalzitmasse Pyritschlieren, wobei Pyrit meistens idiomorpher als der Kalzit ist; indessen kann man aber auch gelegentlich eine erste Kalzitgeneration erkennen, welche aus schön idiomorphen Rhomboedern besteht und von Pyrit überkrustet ist. Der restliche, zentrale Aderraum wird von einer zweiten Kalzitgeneration ausgefüllt. Auch Quarzschlieren kann man zuweilen antreffen. Die Kluffüllung ist immer sehr unregelmäßig, was besonders dadurch zustande kommt, daß grobkristalline Kalzitzeilen- und -schlieren mit feinkristallinen abwechseln.

Das Nebengestein enthält in Kluffnähe häufig Quarzporphyroblasten, die besonders in der unmittelbaren Nachbarschaft der Ader groß und gut ausgebildet, aber schon einige Zentimeter weiter außen nur noch klein und unregelmäßig sind.

Interessant ist die Veränderung des Kluffbildes beim Übergang des tieferen Quintnerkalkes in die höheren Schichten und in den Plattenkalk. Die ziemlich scharf gegen das Nebengestein abgegrenzten Klüfte gehen manchmal einige Meter unter dem Erzlager, immer aber im Plattenkalk, in merkwürdig schlierige Kalkzonen über, die nicht mehr den Namen „Adern“ verdienen. Es sind vielmehr sehr unruhige Kalkzonen, die deutlich quer zur Schichtung verlaufen und durch feines Pyritpigment viel dunkler als der umgebende Kalk gefärbt sind. In diesem Kalk liegen bis mehrere Zentimeter große, sehr scharf begrenzte Kalzitporphyroblasten. Die Tonhäutchen des Plattenkalkes sind in solchen Zonen unterbrochen. Spätestens einige Meter über der Erzgrenze setzt die unruhige Zone aus, und noch weiter oben ist der Plattenkalk normal ausgebildet. Diese Aderart zeigt am deutlichsten, daß die Durchaderung einen oben noch unverfestigten Kalkschlamm erfaßt haben muß.

<sup>1)</sup> Die Verhältniszahlen fe und mn sind auf Seite 91 erläutert.

**Paragenese 17**, mit braungrünem Stilpnomelan, (Pyrit), Kalzit. Im Erz liegende Klüfte der Paragenesen 8, 9 und 13, welche größere Mengen Chlorit enthalten, gehen besonders im Plattenkalk in Adern mit der Paragenese 17 über. Diese bestehen zum größten Teil aus ziemlich stark durch Einschlüsse getrübttem Kalzit, wenig Pyrit und Stilpnomelan. Das Nebengestein ist außerordentlich stark chloritisiert. Braungrüner Stilpnomelan erfüllt 1—10 cm breite Zonen des Kalkes vollständig, wobei nur ganz wenige Kalkzwickel übrigbleiben. Weiter außen liegen nur noch locker zerstreute braungrüne Stilpnomelanbüschel, und schließlich setzt der Stilpnomelan ganz aus. Der Kalk selbst ist bis dicht an die scharf begrenzten Stilpnomelanblättchen vom gewöhnlichen, unveränderten Kalk nicht unterscheidbar.

Eine derart intensive Chloritisierung von Kalk kann nur durch hydrothermale Lösungen zustande gekommen sein. Die Chloritisierung von Kalk ist nie in der Nähe von Zerrklüften gefunden worden, und zwar in den ganzen nördlichen Kalkalpen nicht. Es müssen erheblich aggressivere Lösungen im Spiele gewesen sein als diejenigen, welche die bei der Faltung entstandenen Klüfte erfüllten. Das heute im Stilpnomelan vorhandene Eisen kann trotzdem aus dem benachbarten Erz stammen, vielleicht auch das  $\text{SiO}_2$  oder wenigstens ein Teil desselben.

**Paragenese 18**, mit Quarz, Ripidolith, Kalzit. Die Adern mit der Paragenese 14 setzen sich vom Erz aus sehr oft fast unverändert ins Nebengestein fort. Ripidolith ist häufig porphyroblastisch im Kalk eingelagert, so wie in Paragenese 17 der Stilpnomelan. Ripidolith ist in den Adern selbst häufiger als im Kalk und setzt schlierige, im Kalzit liegende Einschlußreihen zusammen. Hier treten noch kleine Quarzporphyroblasten im Kalk auf, die besonders in Adernähe sehr schön ausgebildet sind. Die Adern mit der vorliegenden Paragenese können im allgemeinen tiefer in den unteren Quintnerkalk hinab verfolgt werden als diejenigen der Paragenese 17. Sie enden aber im Plattenkalk früher als jene.

**Paragenese 19**, mit (Zinkblende), Quarz, Kalzit, (Albit). Im unteren Quintnerkalk liegen da und dort schlierige Gängchen, welche hauptsächlich aus Kalzit bestehen und häufig Quarz aufweisen. An gewissen Stellen trifft man darin auch Schlieren an, die ziemlich viel idiomorphen Albit enthalten. Albit findet sich jedoch auch in der Nähe der Adern als Porphyroblasten im Kalk. Fast immer kann man in diesem Falle feine Haarrisse feststellen, in denen vielleicht während des Albitwachstums Lösungen zirkulierten. Ferner konnten einmal sehr kleine Zinkblendekörnchen festgestellt werden. Die Altersstellung dieser Adern ist unklar, da sie auch fast zuoberst im Plattenkalk angetroffen werden, und somit jünger als diejenigen mit den Paragenesen 6 bis 18 sind. Sie unterscheiden sich aber von den Zerr- und Verwerfungsklüften dadurch, daß sie einen unregelmäßigen Verlauf und sehr stark schlierige Aderfüllungen besitzen. Kalzit ist häufig in mehreren „Generationen“ vertreten, die sich durch verschieden starke Pigmentierung, extrem verschiedene Korngröße usw. unterscheiden und oft durch ganglettenartige Tonhäutchen voneinander getrennt sind. Dies alles sind Eigenschaften, welche mit den hydrothermalen Adern übereinstimmen, nicht aber mit den schön bilateral ausgebildeten Zerrklüften.

#### ε) Die Entstehung der Adern vom Typus III.

Wie oben gezeigt wurde, hängt der Mineralbestand dieser Adern und Gänge weitgehend vom angrenzenden Erz bzw. Kalk ab. So kann z. B. ein und dieselbe Ader im Kalk Quarz, Pyrit und Kalzit enthalten (Paragenese 16), im Eisenerz sehr viel Pyrit und Stilpnomelan (Paragenese 9) aufweisen und schließlich im Plattenkalk als Kalzitader mit starker Nebengesteinschloritisierung auftreten (Paragenese 17). Man muß annehmen, daß die gleichen Lösungen in den verschiedenen Umwelten verschiedene Paragenesen erzeugten. Je nach der Art des Nebengesteines reagierten die Lösungen auch verschieden. In Tabelle 9 sind die verschiedenen Paragenesen so zusammengestellt, daß man sieht, welche Paragenesen in ein und derselben Ader in den verschiedenen Umwelten vorkommen können. Diejenigen Paragenesen, welche nicht sicher im Zusammenhang mit anderen Paragenesen gefunden wurden, sind dabei weggelassen worden.

Tabelle 9.

Die Lage der verschiedenen Ader-Paragenesen im Erzkörper und Nebengestein.

	Typus A.	Typus B.	Typus C. Hauptader → Apophysen	Typus D.
Plattenkalk	(Pyrit) viel Stilpnomelan im Kalk Kalzit <b>Paragenese 17</b>	Quarz im Kalk Ripidolith Kalzit <b>Paragenese 18</b>	Kalzit (meistens schon im Erz schlierig endend) ↑	Ankerit  <b>Paragenese 15</b>
Manganerz	viel isotroper Chlorit wenig Baryt viel Rhodochrosit wenig Psilomelan <b>Paragenese 13</b>	Kalzit Ripidolith <b>Paragenese 14</b>	viel Rhodochrosit } Pyrochroit } → { isotroper Chlorit Wiserit, Fluorit } Baryt Psilomelan } Rhodochrosit Psilomelan } <b>Paragenesen 11, 12</b> <b>Paragenese 13</b>	Ankerit  <b>Paragenese 15</b>
Roteisenerz	viel Pyrit viel Stilpnomelan Kalzit <b>Paragenesen 9, (8)</b>	Kalzit Ripidolith ev. Quarz <b>Paragenese 14</b>	viel Quarz } Stilpnomelan } → { Quarz, Hämatit (Hämatit) } Magnetit Stilpnomelan } <b>Paragenese 8</b> <b>Paragenesen 6, 7</b>	Ankerit  <b>Paragenese 15</b>
Meliezerz	etwas Pyrit viel Stilpnomelan wenig Quarz viel Kalzit <b>Paragenesen 8, 9</b>	Kalzit viel Ripidolith <b>Paragenese 14</b>	Kalzit Quarz Stilpnomelan <b>Paragenese 8</b>	Ankerit  <b>Paragenese 15</b>
Unterer Quintnerkalk	wenig Pyrit Quarz im Kalk viel Kalzit <b>Paragenese 16</b>	viel Kalzit wenig Ripidolith Quarz <b>Paragenese 18</b>	wenig Pyrit } viel Kalzit } → Quarz im Kalk <b>Paragenese 16</b>	Ankerit  <b>Paragenese 15</b>

Die Tabelle zeigt, wie stark der Kluffmineralbestand vom Nebengestein abhängig ist. Die gesperrt gesetzten Mineralnamen sollen darauf hinweisen, daß gewisse Leitminerale vorkommen. Beim Adertypus A sind dies Chlorite und (außer in den Manganerzen) Pyrit, im Typus B der Ripidolith, bei D Ankerit. Der Typus C soll besonders die Zusammenhänge zeigen, welche dann vorhanden sind, wenn eine intensive Phlebitisierung des Erzes stattgefunden hat. In den Eisenerzen finden wir in diesem Falle in relativ weit von der Hauptader entfernten Äderchen besonders die Paragenesen 6 und 7, wobei auffallenderweise vor allem Eisenoxyde auftreten. In den Manganerzen ist in diesem Falle eine Durchaderung vorhanden, welche besonders eine intensive Chlorit-Karbonat-Schlierenbildung zur Folge hat (Paragenese 13, ZM3-Bildung).

Trägt man den Hauptmineralbestand der Erze (bzw. Nebengesteine) und der Adern nebeneinander in ein Schema und setzt dazwischen die wirkende Lösung schematisch ein, so kann man sich über den Stofftransport und die einstige Stoffzufuhr ein Bild machen. Es besteht kein Zweifel, daß die Aderminerale aus wässrigen Lösungen ausgeschieden wurden. Die Figur 28 veranschaulicht den Fall A der Tabelle 9. Die wichtigeren Stoffwanderungen sind mit kräftigeren Strichen und zugehörigen Pfeilspitzen angegeben. Es zeigt sich vorerst, daß vor allem Stoffwanderungen stattgefunden haben, welche vom Nebengestein in die Ader verliefen und dort zur Ausscheidung der Kluffminerale

fürten. Daneben muß aber auch eine vertikal gerichtete  $\text{Ca}^{++}$  und  $\text{CO}_3^{--}$ -Wanderung innerhalb der Adern stattgefunden haben, welche die Ausscheidung von Ca-haltigen Karbonaten in den Erzen bewirken konnte. Es ist wahrscheinlich, daß dieses  $\text{Ca}^{++}$  und  $\text{CO}_3^{--}$  aus dem kalkigen Nebengestein in die Lösungen gelangte. Ferner stammt das für die im Plattenkalk erfolgte Stilpnomelanbildung notwendige Eisen offensichtlich aus dem darunterliegenden Erz. Es ist also auch etwas  $\text{Fe}^{++}$  in vertikaler Richtung gewandert. Noch deutlicher wird dies bei  $\text{SiO}_2$ , das in allen Aderabschnitten reichlich vorkommt. Nur in den Roteisensteinen ist der primäre  $\text{SiO}_2$ -Gehalt so groß, daß der Quarzgehalt in den Klüften aus ihm hergeleitet werden könnte; an allen andern Orten muß eine  $\text{SiO}_2$ -Zufuhr angenommen werden. Auch die große Pyritmenge, welche stellenweise vorhanden ist, läßt keinen Zweifel zu, daß eine Fremdstoffzufuhr stattgefunden hat. Auf Grund der Pyritbildung und der gleichzeitigen Reduktion von Hämatit zu Magnetit muß angenommen werden, daß vor allem  $\text{H}_2\text{S}$  in der Lösung vorhanden war.

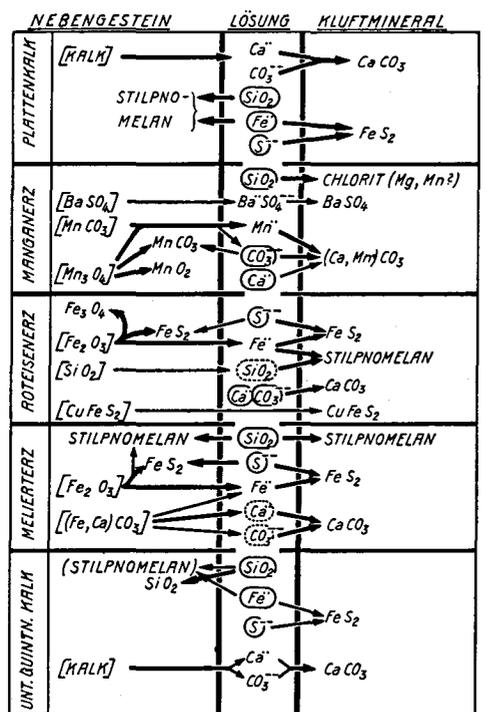


Fig. 28. Schema der Stoffwanderungen im Adertypus A von Tabelle 9.

Untersucht man den Adertypus B (Tab. 9) auf die gleiche Art und Weise, so ergibt sich wiederum, daß in der Lösung eine gewisse Wanderung von Kalzium und  $\text{CO}_3^{--}$  (wahrscheinlich als  $\text{Ca}[\text{HCO}_3]_2$ ) vom Nebengestein in den im Erz liegenden Kluftabschnitt stattfand. Ebenso gingen Eisenlösungen durch die Klüfte aus dem Erz in die Nebengesteine vor sich. In diesem Falle sind keine Anzeichen einer  $\text{H}_2\text{S}$ -haltigen Lösung vorhanden. Dagegen fand neben den hauptsächlich vor sich gehenden Stoffwanderungen vom Erz in die angrenzende Ader (Kluftmineralbildung) eine deutliche  $\text{SiO}_2$ -Zirkulation statt; ferner müssen merkliche Mengen Magnesium vorhanden gewesen sein, die vielleicht in Bikarbonatform teilweise aus den Melierterzen stammten, da in ihrer Nähe die Ripidolithbildung besonders stark ausgeprägt ist.

Der Typus C ist mit dem Typus A nahe verwandt, nur war bei C der Schwefelwasserstoff sicherlich nur in geringer Menge vorhanden, denn die Pyritisierung tritt ganz zurück. Dagegen muß die  $\text{SiO}_2$ -Zufuhr ausgeprägter gewesen sein, da viel Quarz und Silikate auftreten können. Von wesentlichem Interesse sind die bei diesem Typus zahlreich auftretenden Schlieren und Aderfortsätze, die in das Erz hineinreichen. Die Schlieren müssen zuerst mineralisiert worden sein, da ihre Mineralien deutlich vor denjenigen der Hauptadern ausgeschieden worden sind, was an Hand von Aderkreuzen festgestellt werden kann. Da die Aderfortsätze chlorit- und quarzreicher sind als die Hauptadern, waren offenbar die Lösungen anfänglich  $\text{SiO}_2$ -reicher als später. Ob das Eisen, das zur Eisenoxydbildung notwendig war, aus dem unmittelbar benachbarten Erz stammt oder durch die Lösung von weiter her zugeführt wurde, ist nicht entscheidbar. Vielleicht war im Erz noch ein Teil der ursprünglichen, erzbildenden Lösungen vorhanden, die sich nun in den feinen Äderchen ansammelten und dort noch zu einer letzten Eisenoxydkristallisation Anlaß gaben. Die Paragenese 7 zeigt auf alle Fälle deutlich, daß die Eisenoxyde vor Quarz und Pyrit entstanden.

Beim Typus D (Tab. 9) herrscht durchweg Ankerit vor. Hier muß  $\text{Mg}^{++}$  von entfernten Orten durch die Adern zugeführt worden sein, da keines der naheliegenden Gesteine einen großen Magnesiumgehalt besitzt.

Obschon die vier Adertypen mit den Paragenesen 6 bis 18 alle kurz nach der Erzlagerbildung entstanden sein müssen, kann man doch eine gewisse Sukzession erkennen. Schon der zeitliche Fazieswechsel innerhalb der einzelnen Paragenesentypen zeigt allgemein an, daß im wesentlichen

zuerst ein  $\text{SiO}_2$ -Reichtum der Lösungen vorhanden war, der Quarz- und Stilpnomelan-Kristallisationen zur Folge hatte. Bei langsam abklingendem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt muß in einem Teil der Adern (nicht in allen) in steigendem Maße  $\text{H}_2\text{S}$  aufgetreten sein, der Pyritbildungen und die teilweise Reduktion von Hämatit bewirkte. Dann scheint eine reichliche  $\text{CO}_2$ -Zufuhr (wahrscheinlich z. T. als Bikarbonat, z. T. als freies  $\text{CO}_2$ -Gas) stattgefunden zu haben, wobei gleichzeitig noch etwas  $\text{SiO}_2$  und ziemlich viel  $\text{Mg}^{++}$  in den Lösungen gewesen sein muß, da nun Ripidolith und Ankerit ausgeschieden wurden. Häufig fand die Mineralbildung mit einer Kalzitausscheidung ihren Abschluß. Dieser Verlauf war durch einige Rekurrenzen etwas gestört.

Der durch den temporalen Fazieswechsel vorgezeichnete Ablauf ergibt sich auch aus den Altersbeziehungen der verschiedenen Klüfte. Die gegenseitige Durchkreuzung der Adern lehrt uns, daß sehr häufig die Adern vom Typus C die ältesten sind. Sie weisen übrigens die meisten Anzeichen dafür auf, daß bei ihrer Entstehung das Erz sehr unvollkommen verfestigt war, und zeichnen sich durch einen in Quarz und Chloriten enthaltenen  $\text{SiO}_2$ -Reichtum aus. Etwa zur Zeit der Pyrit-Stilpnomelanbildung entstanden neue Spalten, welche dem Typus A angehören, und die sich durch Pyritreichtum auszeichnen. Diese Pyritadern müssen zum Teil fast explosionsartig entstanden sein, da sie häufig eine wirre Durchbewegung der Erzschiefer bewirkten. Auch die im Grundriß gesehen rundliche Form der Pyritisierungszonen spricht für eine vielleicht plötzlich erfolgte Durchbrechung der Erzschiefer. — Schon in den Pyritadern kann Ripidolith als jüngste Mineralart auftreten. Er ist aber vor allem in noch etwas jüngeren Adern häufig, und zwar in solchen, welche mit den jüngsten Ankeritklüften in Zusammenhang stehen. Man kann also zusammenfassend auch hier einen temporalen Wechsel der Lösungszusammensetzung feststellen, der von  $\text{SiO}_2$ -reichen zu  $\text{H}_2\text{S}$ -haltigen und schließlich zu Magnesiumbikarbonatwässern führte. Die Adern gehören im großen dem gleichen Bildungsprozeß an; sie sind aber doch gegeneinander verschieden alt. Häufig gehen ihre Paragenesen ineinander über, was dadurch zustande kam, daß bei den einen Adern die Mineralisation schon begonnen hatte, als sich neue Adern öffneten.

Wie Tabelle 8 zeigt, ist der an eine Ankeritklüfte angrenzende untere Quintnerkalk ziemlich reich an Alkalien. Der im Quintnerkalk normalerweise zwischen 0,1 und 0,2 % schwankende  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt beträgt fast 0,3 %, und der  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalt ist sogar fast 1,4 % gegenüber einem Normalwert von 0,3 – 0,45 %. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, daß die in der Ader zirkulierenden Lösungen den Kalk etwas alkalisiert haben. Dieser Umstand hilft mit, etwas mehr Licht auf die Albitbildung zu werfen. Die Paragenese 19, die sicher jünger ist als alle anderen Paragenesen (6 bis 18), kann vielleicht als letzte Phase der hydrothermalen Mineralisationsperiode aufgefaßt werden. Geringe Mengen  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Na}^+$  haben in Klüften und klüftbenachbarten Kalken zur Albitbildung geführt.

Schließlich bleibt noch die Frage nach der Herkunft der einst in den beschriebenen Adern und Klüften zirkulierenden Lösungen zu beantworten. Die vorangegangenen Beschreibungen und Erläuterungen geben eine Fülle von Details, die alle dafür sprechen, daß es sich um relativ heiße Lösungen gehandelt haben muß, denn besonders eine Chloritisierung von Kalk in der Nachbarschaft von oberflächennahen Adern kann nicht durch deszendente Lösungen bewirkt worden sein. Die vorkommenden Einzelminerale und Paragenesen stimmen mit denjenigen von hydrothermalen Adern überein. Auch die Stoffwanderungen vom Nebengestein in die Lösungen und umgekehrt stimmen mit den von hydrothermalen Bildungen bekannten Verhältnissen überein. Die Zusammensetzung der Lösungen entspricht gleichfalls derjenigen von hydrothermalen Lösungen, wobei besonders die als „zugeführt“ bezeichneten Stoffe  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{CO}_2$ , Alkalien und Fluor (Fluorit!) in ihnen häufig vorkommen. Vielleicht stammt auch ein Teil dieser Stoffe aus dem nicht allzuweit darüber gelagerten Meerwasser, da es sich ja um eine oberflächennahe Bildung handelt. Im ganzen gesehen aber haben die Mineralvergesellschaftung, die Umwandlung des Nebengesteines und der Aderbau alle typischen Merkmale von hydrothermalen, erzfreien Klüften. Die aufsteigenden Lösungen führten offenbar in der Nähe der Oberfläche infolge von Stauungen oder Druckentlastung zu explosionsartigen Gasabgaben (z. B. beim Schwefelwasserstoff). Aber auch kleinere Gasblasen können das überlagernde, noch unverfestigte Plattenkalkgestein durchbewegt haben.

Die Schlußfolgerung lautet somit: die schwarmartig das Lager durchsetzenden Klüfte, welche im Plattenkalk schlierig enden, sind oberflächennahe, hydrothermale Adern und Gänge,

die bald nach dem Beginn der Plattenkalksedimentation entstanden. Die dabei wirkenden Lösungen müssen namentlich  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{CO}_2$ , untergeordnet auch Alkalien zugeführt haben. Die Lösungen reagierten mit dem Kalk und Erz unter Ausscheidung zahlreicher Mineralien.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß während der hydrothermalen Tätigkeit z. T. eine starke Hitze- wirkung auf die durchaderten Gesteine ausgeübt wurde. Die beginnende Rekristallisation von krypto- kristallinem ankeritischem Rhodochrositerz (vgl. S. 61) ist vielfach in aderreichen Erzschiehtteilen gut ausgeprägt. Sehr wahrscheinlich hat auch die Manganositbildung die gleiche Ursache. Soweit es möglich war, den Manganosit im Anstehenden zu finden, konnte festgestellt werden, daß er in besonders stark durchaderten Erzen reichlich auftritt. Manganosit wäre in diesem Falle bei den hydrothermalen Vorgängen aus Rhodochrositerz entstanden, wobei Hitze und vielleicht auch noch reduzierende Lösungen die Hauptbildungsursache gewesen sein mögen. Wärme ist dabei wahrscheinlich zum Teil durch die Lösungen zugeführt, möglicherweise aber auch örtlich durch exotherme chemische Vorgänge verstärkt worden.

## F. Die chemische Zusammensetzung der Erze und Nebengesteine.

### 1. Die Nebengesteine.

Um einen Überblick über die Zusammensetzung des Quintnerkalkes zu erhalten, wurden drei Pauschalanalysen hergestellt. Dabei handelte es sich nicht nur darum, den Gehalt an den Haupt- komponenten festzustellen, sondern auch die in weniger großer Menge enthaltenen Elemente nachzu- weisen. Die gefundenen Daten können leider nur ungenügend mit anderen Analysen von helvetischem Malmkalk verglichen werden, da nur wenige und unvollständige Analysen (z. B. von der Zementfabrik Wallenstadt) publiziert worden sind [92]. Die in Tabelle 10 zusammengestellten Analysen 5, 6 und 7 sind nach ihrer stratigraphischen Reihenfolge (von unten nach oben) geordnet.

Tabelle Nr. 10.

#### Analysen von Quintnerkalk (Gonzen).

	Analyse Nr. 5	Analyse Nr. 6	Analyse Nr. 7		Nr. 5	Nr. 6	Nr. 7
	a) Gewichtsprocente				b) Niggli-Werte		
$\text{SiO}_2$	0,95	1,02	2,01	si	1,6	1,8	3,5
$\text{TiO}_2$	n. b.	0,00	0,00	al	0,6	1,0	0,3
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,30	0,48	0,16	fm	1,0	2,7	8,4
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,00	0,00	0,00	c	95,9	95,4	90,7
$\text{FeO}$	0,46	0,94	0,36	alk	2,5	0,9	0,6
$\text{MnO}$	0,13	0,44	2,54				
$\text{MgO}$	0,08	0,31	1,62	k	0,14	0,21	0,23
$\text{CaO}$	53,05	52,80	49,05	mg	0,20	0,28	0,50
$\text{BaO}$	n. b.	0,00	0,00	mn	0,18	0,23	0,44
$\text{Na}_2\text{O}$	1,37	0,44	0,29	fe	0,62	0,49	0,06
$\text{K}_2\text{O}$	0,27	0,18	0,13				
$\text{H}_2\text{O}$	Spur	0,34	0,38	p	—	0,4	0,4
$\text{CO}_2$	43,27	42,33	43,01	h	—	1,9	2,2
S	n. b.	0,28	0,10	$\text{CO}_2$	99,7	97,5	101,3
$\text{P}_2\text{O}_5$	Spur	0,25	0,33	s	—	0,9	0,3
	99,88	99,81	99,98				
$\text{S}_2=0$		0,09	0,03	$\frac{c}{fm}$	95,9	35,3	10,8
		99,72	99,95				

Analytiker: W. Epprecht.

In vielen initialen Eruptivprovinzen entstanden auch manganreiche Lösungen (z. B. im Thüringer Wald während der devonischen Metallisation, in Bulgarien zur Zeit der mesozoischen alpin-initialen Magmentätigkeit und ebenso beim westalpinen Manganlager von Praborna [V. di S. Marcel], das mit penninischen Ophiolithen verknüpft ist). Auch ein großer  $\text{SiO}_2$ -Gehalt, die Anwesenheit größerer Natriummengen sowie von  $\text{CO}_2$  weisen Analogien zu ausländischen ähnlichen Provinzen auf.

Man sieht also, daß das Gonzenlager sehr wahrscheinlich ein nördlichster Ausläufer der von H. F. HUTTENLOCHER [64] als „Zone der medianen Grünschiefer-Metallisation“ genannten alpin-orogenen Provinz darstellt, obgleich keine direkt sichtbare Verbindung zu den Eruptivgesteinen besteht.

Während der hydrothermalen Endphase fand im Gonzengebiet eine intensive Pyritisierung gewisser Erzlagerteile statt. In der medianen Grünschieferzone befinden sich nun ziemlich viele kleinere Kieslagerstätten. Das ergibt nicht nur Beziehungen zur Fe-Mn-Metallisation, sondern auch zur S-Mineralisation der genannten Zone. Auch HUTTENLOCHER [63] führt die Kieslagerbildung auf submarine Exhalationen, die mit ophiolithischen Magmen zusammenhängen, zurück. Neben den Fe-Mn- $\text{SiO}_2$ -Na-reichen Lösungen entstanden demzufolge während der Differentiation der ophiolithischen Magmen auch noch schwefelreiche Lösungen, die in penninischen Kieslagern zur Bildung von Pyrit, Kupferkies und Zinkblende führten, womit die Anwesenheit der letzteren beiden Mineralien im Gonzen erklärt werden kann.

Das Gonzenlager stellt in der Lagerstättenkunde ein in seiner Art besonders wertvolles Beispiel dar. Die darin angereicherten Metalle sind magmatischen Ursprunges; weil indessen kein Zusammenhang mit Eruptivgesteinen sichtbar ist, handelt es sich um eine telemagmatische Lagerstätte. Da ferner in bezug auf die sedimentäre Bildung kein Zweifel bestehen kann, ist es möglich, gerade am Beispiel dieser Lagerstätte zu sehen, was für Erze entstehen, wenn sich hydrothermale Lösungen in ein Meer ergießen. Der direkte Einfluß von Eruptivgesteinen auf die Erzbildung, der andernorts (z. B. im Lahn-Dill-Bezirk) störend einwirkt, fehlt hier, so daß auf Grund der am Gonzen gemachten Erfahrungen jene heute in genetischer Hinsicht umstrittene Lagerstättengruppe neu beleuchtet werden kann. E. LEHMANN [79] nimmt für die Lahnerze an, daß sowohl die in Eruptivgesteinszwickeln vorhandenen Erze als auch das schichtförmige, zuoberst liegende „Grenzlager“ und die unregelmäßigen Erzkörper am Kontakt der Eruptivgesteine mit dem Massenkalk intrakrustal, subvulkanisch entstanden seien. Demgegenüber wird vor allem durch SCHNEIDERHÖHN [115] die Theorie der submarin-exhalativen Entstehung verfochten. Da nach unseren Befunden die Ausscheidung analoger Roteisensteine wirklich sedimentär sein kann, ist es durchaus wahrscheinlich, daß das horizontbeständige „Grenzlager“ des Lahngbietes eine exhalativ-sedimentäre Bildung darstellt. Die in den Eruptivgesteinszwickeln und zwischen den einzelnen Weilburgitwülsten liegenden Erze sind aber offenbar intrakrustal, subvulkanisch entstanden; die an der Grenze gegen den Massenkalk liegenden Lager sind wahrscheinlich intrakrustale Verdrängungslagerstätten. Man müßte also zweierlei Entstehungsorte unterscheiden: einen intrakrustalen (oherflächennahen) und einen submarinen. Dabei scheint der Erzbildungsprozeß in der erdoberflächennahen Kruste und am Meeresgrunde ganz ähnliche Produkte erzeugt zu haben, was auch für unser Gebiet zutrifft, falls die Erzfunde von St. Martin Erzgängen entsprechen.

## H. Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit wurden die Gonzenerze erstmalig einer eingehenden petrographischen Untersuchung unterzogen. Dabei sind folgende Mineralien festgestellt worden: in den Eisenerzen die Hauptgemengteile Hämatit, Magnetit, Ferrokalzit, Kalzit, Quarz, die Nebengemengteile: Stilpnomelan und Pyrit, ferner die Akzessorien Kupferkies und Glaukonit. In den Manganerzen treten die Hauptgemengteile Hausmannit, ankeritischer Rhodochrosit und Kalzit, die Nebengemengteile Manganosit, Psilomelan, Chlorit und Quarz auf, ferner akzessorischer Kupferkies und Pyrit. In hydrothermalen Adern und Zerrklüften finden sich Kalzit, Rhodochrosit, Siderit, Pyrit, Kupferkies, Zinkblende, Quarz, Hämatit, Magnetit, Psilomelan, Stilpnomelan, Ripidolith und andere Chlorite, ferner Baryt, Wiserit,

116. SCHNEIDERHÖHN H.: Erzlagerstätten, Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. Jena 1944.
117. SIMON A.: Über das System Manganoxyd-Wasser. Z. anorg. allg. Chemie (1937) 269–381.
118. SMITH B.: Hematites of West Cumberland, Lancashire and the Lake District. Mem. geol. Surv. London. 1924.
119. SMITHERINGALE W. V.: Mineral association at the George goldcoppermine, Stewart B. C. Econ. Geol. 23 (1928) 193–208.
120. SPENCER EDM.: Albite and other authigenic minerals in limestone from Bengal. The mineral. Mag. 20 (1925) 366–381.
121. SPIROFF KIRIL: Magnetite crystals from meteoric solutions. Econ. Geol. 33 (1938) 818–828.
122. STAUB R.: Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge, 52. Lief., (1924).
123. — Geol. Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. Denkschr. der Schweiz. natf. Ges. 72 (1937.)
124. — Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. Eclog. geol. helv. 31 (1938) 345–353.
125. STAUFFACHER J.: Chamosit-Eisenglanz-Pisolith in der oberen Kreide (Seewerkalk) an der Dents du Midi (Wallis). Z. prakt. Geol. 25 (1917) 87–90.
126. STIRNEMANN ERNST: Über die Bildungsverhältnisse der Eisenerzlagerstätten im System Eisenchlorid-Wasser. N. Jb. Min. etc. BB 53 A (1926) 59–94.
127. STRASSEN H. ZUR: Neuere Forschungen über Mehrstoffsysteme mit Eisenoxyden. Fortschr. Min. etc. (1936) 239–289.
128. STRUNZ H.: Beitrag zum Pyrolusitproblem. Die Naturwissenschaften 31 (1943) 89–91.
129. STÜTZEL HELMUT: Die Erze der Grube Theodor bei Aumenau und ihr Verhältnis zum Nebengestein. N. Jb. Min. etc. BB 67 A (1933) 155–195.
130. TERCIER J.: Dépôts marins actuels et series géologiques. Ecl. geol. helv. 32 (1939) 47–100.
131. THIEL GEO A.: The Manganese Minerals, their identification and paragenesis. Econ. Geol. 19 (1924) 107–145.
132. TRENGOVE S. A.: The hydrothermal oxydation of manganese minerals. Econ. Geol. 31 (1936) 29–47.
133. TWENHOFEL LILLIAN H.: Changes in the oxydation of iron in Magnetites. Econ. Geol. 22 (1927) 180–188.
134. TWENHOFEL W. H.: Treatise on sedimentation. 2. edition 1932, Baltimore.
135. VINCENNE HENRI: Sur des pisolithes de fer magnétique provenant du Mexique. Bull. Soc. Franç. Minéral. 64 (1941) 139–159.
136. VOGT I. H. L.: Die regional-metamorphosierten Eisenerzlager im nördlichen Norwegen. Z. prakt. Geol. 11 (1903) 24–28, 59–65.
137. — Über Manganwiesenerz und über das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan in den See- und Wiesen-erzen. Z. prakt. Geol. 13 (1906) 217–233.
138. WEBER E.: Eisenerzvorkommen im Verrukano westlich St. Martin bei Mels. Eclog. geol. helv. 33 (1940) 185–188.
139. WILHELM O.: Die Eisen-Manganerzlager im unteren Averstal. Z. Prakt. Geol. 30 (1922) 149–164.
140. WINCHELL ALEX. N.: Elements of optical mineralogy, 2. Band, dritte Auflage 1933.
141. WISER D. F.: Beschreibung von Wiserit u. a. Mineralien, in N. Jb. Min. etc. (1842). 510.
142. WOOLNOUGH W. C.: Origin of banded iron ores, a suggestion. Econ. Geol. 36 (1941) 465–489.
143. ZACHARIASEN W. H.: Untersuchungen über die Kristallstruktur von Sesquioxiden und Verbindungen  $ABO_3$ . Skrifter utgitt av det Norske Videnskaps Akademi i Oslo, 1928.
144. ZÜST O.: Über granitische und diabasische Gesteine in der Gegend von Ardez, Diss. Zürich 1906.

---

Ein Verzeichnis aller (auch der unveröffentlichten) Arbeiten über die Gonzenlagerstätte findet sich bei OBERHOLZER [95]. Im vorliegenden Verzeichnis wurden nur die wichtigsten und neueren Arbeiten angeführt. Nicht erwähnt sind ferner die seit 1925 ausgearbeiteten Gutachten.