

Einsatzmöglichkeiten der Strontium-Methode in der Lagerstättengeologie am Beispiel der Barytlagerstätte Kogel/Brixlegg (Tirol)

Von HARTWIG FRIMMEL*)

Mit 10 Abbildungen und 6 Tabellen

*Tirol
Ostalpen
Baryt-Lagerstätten
Isotopen-Geochemie
Strontium-Methode
Genese
Prospektion*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 120

Inhalt

Zusammenfassung	127
Abstract	128
1. Einleitung	128
2. Isotopengeochemie des Sr und die Bildung hydrothermalen Mineralisationen	128
3. Methodik	131
4. Geologischer Überblick	131
4.1. Altpaläozoische Gesteinsabfolge	131
4.2. Postvariszische Transgressionsserie	131
5. Metamorphose	132
6. Tektonischer Überblick	133
7. Schwazer Dolomit	133
8. Vererzungstypen	134
9. Mineralisationen	136
9.1. Sulfidische Erzminerale	136
9.2. Oxidische sekundäre Kupferminerale	136
9.3. Baryt	136
9.4. Andere oxidische Mineralisationen	138
10. Sr-Isotopenmeßergebnisse	139
11. Genetische Deutung	141
12. Praktische Bedeutung der Sr-Isotopen für zukünftige Aufschließungsarbeiten	144
Dank	145
Literatur	145

Zusammenfassung

Anhand einer systematischen Untersuchung der Strontium-Isotopenverteilung im Bereich der Barytlagerstätte Kogel/Brixlegg (Tirol, Österreich) werden Aussagekraft und Einsatzmöglichkeiten der Strontium-Methode in der angewandten Lagerstättengeologie aufgezeigt.

Die Sr-Isotopendaten bekräftigen für die Baryt-Vererzungen im Schwazer Dolomit ein epigenetisches Modell mit mineralisierenden Hydrothermallösungen, die auf die variszische Metamorphose zurückgeführt werden können. Das Barium wird aus tieferliegenden Schichtfolgen, etwa aus Teilen der Wildschönauer Schiefer bezogen. Die Barytbildung wird durch Ba-Metasomatose von Anhydritlagen innerhalb des Schwazer Dolomits erklärt. Konzentration von Deformation in den barytvererzten Dolomitbereichen infolge späterer Bruchtektonik er-

zeugte die für die Lagerstätte typischen Breccienerzkörper. Die alpine Orogenese bewirkte nur mehr mengenmäßig geringfügige Remobilisationen.

Die Ba-liefernden metamorphogenen Lösungen führten im dolomitischen Nebengestein zu weitreichenden Umkristallisationen und Mobilisationen (über etliche 10er bis 100 m). Damit geht eine Veränderung der ursprünglichen, dem devonischen Meerwasser entsprechenden Isotopenzusammensetzung einher. Das Rb/Sr-Verhältnis ist über den gesamten Dolomitkomplex etwa gleich niedrig, sodaß das heute meßbare $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis ein direktes Maß für die Beeinflussung durch die mineralisierenden Lösungen darstellt. Nachdem lithologische Merkmale nach bisheriger Kenntnis zur Erkennung solcherart veränderter Dolomite nicht ausreichen, ist es nun möglich, mit Hilfe der Sr-Methode die von den erzbringenden Lösungen durchfluteten und folglich erzhöflichen Nebengesteinsbereiche zu erfassen. Umgekehrt können jene Bereiche ausgeschieden werden, die von diesen Lösungen unbeeinflusst blieben und somit auch nicht als Erzträger in Frage kommen können. Die Sr-Methode ermöglicht damit eine bedeutende Erleichterung bei der Planung weiterer Aufschlußarbeiten.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HARTWIG FRIMMEL, Department of Mineralogy and Geology, University of Cape Town, Rondebosch 7700, Republic of South Africa.

Abstract

The significance of the Sr-method in applied geology. A case study on the barite deposit Kogel/Brixlegg (Austria).

An investigation of strontium isotope distribution within the barite deposits of Kogel/Brixlegg (Tyrol, Austria) demonstrates the significance of Sr isotopes in applied geology, both as meaningful argument in discussing genetic problems and as indicator of host rocks that are affected by mineralizing solutions.

Isotope data obtained on barite mineralizations and their host, the Lower Devonian Schwaz dolomite (Western Graywacke zone, Upper Austroalpine unit), support an epigenetic model implying hydrothermal Ba-rich solutions released by Hercynian metamorphism. The formation of barite is attributed to the interaction of ascending Ba-bearing solutions with sulfate-bearing evaporitic rocks. Characteristic bodies of "ore breccia" are explained by strain concentrating during late orogenic Hercynian tectonics, specifically in areas of dolomites that have been mineralized by barite. Influence of Alpine metamorphism is reflected only by minor remobilisations into young fractures.

The dolomite became recrystallized and remobilized, and altered with respect to its primary isotopic composition, which should correspond to Devonian seawater, by the Ba-rich metamorphogenic solutions over distances of several tens of meters around the ore zones. The entire dolomite complex is characterized by extremely low Rb/Sr ratios; thus the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios determined are a good measure of the degree of alteration by the mineralizing fluids. Up to now, lithological features were not sufficient for the unequivocal identification of such altered dolomite. Discrimination between host rocks affected by mineralizing solutions and those unaffected has become possible using the Sr-method, significantly facilitating exploration planning for further ore bodies.

1. Einleitung

Jegliche Prospektion auf Erzlagerstätten beruht auf der Kenntnis allgemeiner Prozesse der Lagerstättenbildung, der Kenntnis hierfür notwendiger geologischer Rahmenbedingungen und schließlich auf dem Erkennen für den vererzten Bereich spezifischer Veränderungen des Nebengesteins. Das Verständnis von Herkunft und Entwicklung mineralisierender Hydrothermal-Systeme ist dabei von grundlegender Bedeutung in der angewandten Geologie, sowohl in der Beurteilung bekannter Erzvorkommen als auch in der Aufsuchung neuer Erzkörper.

Eine Reihe von Untersuchungen der Sr-Isotopenverteilung in verschiedenen Gang- und Erzmineralen demonstrierte die Möglichkeit, Sr als Indikator für den Stoffaustausch zwischen Lösung und Gestein bei der Bildung hydrothormaler Barytlagerstätten zu verwenden (z.B. BARBIERI et al., 1982, 1984; KESSEN et al., 1981, LANGE et al., 1983). Sr-Isotopenuntersuchungen an ostalpinen Fe- und Mg-Karbonaten zeigten, daß vor allem bei karbonatgebundenen Vererzungen der Vergleich der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im Erz und im Nebengestein eine Unterscheidung zwischen syn- bzw. frühdiagenetischen und epigenetischen Mineralisationen ermöglichen kann (FRIMMEL, 1988). In karbonatischen Gesteinen ist das Rb/Sr-Verhältnis mitunter so niedrig, daß das initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis im Lauf der Zeit unverändert bleibt und folglich in den allermeisten Fällen in den engen Verhältnissen des Meerwassers schwankt. Mineralisationen aus anderen Lösungen können sich daher in entsprechend anderen Sr-Isotopenverhältnissen verraten, je nach Art und Herkunft der mineralisierenden Lösungen.

Bei der Untersuchung von Siderit- und Ankerit-Vererzungen in der östlichen Grauwackenzone konnte eine deutliche Veränderung der initialen Sr-Isotopenverhältnisse innerhalb des karbonatischen Nebengesteins in Erznähe festgestellt werden (FRIMMEL, 1988); d.h. das Nebengestein wurde in seiner isotopischen Zusammensetzung an jene des Erzes angepaßt.

Ziel dieser Untersuchung war, am Beispiel der an den Schwazer Dolomit gebundenen Baryt-Lagerstätte Kogel/Brixlegg (Abb. 1) mit Hilfe der Sr-Methode einerseits zur Klärung offener genetischer Fragen beizutragen, andererseits zu testen, inwieweit isotopische Veränderungen des Nebengesteins als Indikator für naheliegende Vererzungen, also als Prospektionshilfe herangezogen werden können.

2. Isotopengeochemie des Sr und die Bildung hydrothormaler Mineralisationen

Allgemein bedarf es dreier Voraussetzungen für die Bildung hydrothormaler Erzmineralisationen:

- a) Eine die Metalle (Kationen) liefernde Quelle.
- b) Ein wäßriges Medium, das die Metalle auslaugt und transportiert.
- c) Geologische Fallen in Kombination mit geochemischen Barrieren.

Als Quelle für die verschiedenen Metalle kann ein Magma, können bestimmte Gesteine oder gar eine ältere Erzlagerstätte fungieren. Der Prozess der Auslaugung wird primär durch chemische und physikalische Parameter (pH, Eh, p, T) kontrolliert. Der Gas- und/oder Salzgehalt (hauptsächlich NaCl) sind hierbei von großer Bedeutung. Im Zuge einer Metamorphose kann es zu einer mehr oder minder vollständigen Durchflutung einer Gesteinsserie kommen. Im nicht metamorphen Bereich bedarf es im allgemeinen tektonischer Ereignisse, die tiefreichende Störungen hinterlassen, um Geothermalsysteme zu ermöglichen.

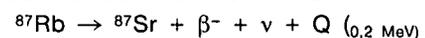
Grundsätzlich können die folgenden verschiedenen Arten von Wässern an hydrothormalen, Erz-transportierenden Lösungen beteiligt sein (WHITE, 1974):

- Meteorische Wässer.
- Meerwasser.
- „Fossile“ Wässer.
- Magmatische Wässer.
- Juvenile Wässer.
- Metamorphe Wässer.

Jeder dieser Typen kann in neue chemische und physikalische Environments migrieren und sich dabei, bedingt durch Mischung mit anderen Typen oder durch Reaktionen mit den durchfluteten Gesteinen, chemisch aber auch hinsichtlich seiner isotopischen Zusammensetzung weiterentwickeln.

Bezüglich der isotopischen Zusammensetzung lassen sich die angeführten Typen durch bestimmte, z. T. deutlich unterschiedliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse charakterisieren.

Die unterschiedlichen Isotopenverhältnisse im Sr sind auf den radioaktiven Zerfall von



zurückzuführen. Neben ^{87}Sr kommen in natürlichen Systemen noch drei weitere Isotope, ^{88}Sr , ^{86}Sr und ^{84}Sr

vor. Rubidium ist als ^{87}Rb und ^{85}Rb vorwiegend an K-führende Minerale gebunden. Bleibt ein geologisches System (Mineral oder Gestein) seit seiner Bildung bezüglich Rb und Sr geschlossen, so läßt sich die seit der Bildung verstrichene Zeit aus der Gleichung

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$$

errechnen, wobei $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ und $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ den heutigen Isotopenverhältnissen der Proben entsprechen; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ ist das Isotopenverhältnis zum Zeitpunkt der Bildung und ist abhängig vom geochemischen Bildungsmilieu; λ ist die Zerfallskonstante von

$$^{87}\text{Rb} (1,42 \cdot 10^{-11}\text{a}^{-1})$$

und t ist die seit der Bildung des untersuchten Systems vergangene Zeit. Besonders in Gesteinen und Mineralen mit hohen Rb/Sr-Verhältnissen wurde diese Gleichung seit langem erfolgreich zur Kalkulation von Modellaltern benutzt, d.h. für die Zeitspanne seit der letzten Isotopenhomogenisation im jeweils betrachteten Volumen (siehe FAURE, 1986).

In Mineralen mit nur sehr niedrigen Rb-Konzentrationen (<1 ppm) und hohen Gehalten an gewöhnlichem Sr entspricht jedoch das heute gemessene $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis weitgehend der isotopischen Zusammensetzung der mineralisierenden Lösung. Solche Minerale sind Strontianit und Cölestin sowie die Minerale der Systeme $\text{CaCO}_3 - \text{FeCO}_3 - \text{MgCO}_3$, $\text{CaSO}_4 - \text{BaSO}_4 - \text{SrSO}_4$, $\text{CaCO}_3 - \text{BaCO}_3 - \text{SrCO}_3$, Fluorit oder Apatit. Das $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ -Verhältnis ist dabei im wesentlichen vom Reservoir abhängig, aus dem die mineralisierenden Lösungen ihr Sr bezogen. Im Falle von Erzmineralisationen kommt diesem Wert somit besondere Bedeutung zu, da er, im Vergleich mit dem Nebengestein, Hinweise auf die Erzgenese liefern kann.

Hinweise auf die Variabilität der Sr-Isotopenverhältnisse zwischen den verschiedenen Typen von Wässern gewinnen wir aus Messungen einerseits an Mineralisationen, deren Genese bekannt ist, andererseits an Sr, welches in rezenten Wässern gelöst ist. Meerwasser weist weltweit eine relativ einheitliche isotopische Zusammensetzung auf (heute um 0,709); nur im Mündungsbereich von Flüssen kommt es zu einer Mischung mit meteorischem Wasser und in der Folge zu einer Erhöhung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse. Im Laufe der Erdgeschichte unterlag dieses Isotopenverhältnis im Meerwasser jedoch Schwankungen, die während des Phanerozoikums etwa den Bereich zwischen 0,7067 und 0,7091 umfassen (BURKE et al., 1982; HOLSER, 1984). Marine sedimentäre Abscheidungen besitzen folglich eine dem Meerwasser des jeweiligen Zeitabschnittes entsprechende primäre isotopische Zusammensetzung.

Direkte Auskunft über die Sr-Isotopenzusammensetzung hydrothermaler Wässer ermöglichen Untersuchungen rezenter Geothermalsysteme. Von den heißen mineralisierenden Lösungen im Roten Meer, beispielsweise, wurden seit FAURE & JONES (1969) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse bekannt, die durch Mischung von Meerwasser (0,7092) mit primärem Sr aus tieferliegenden Magmaherden (0,704) erklärt werden können. In ähnlicher Weise lassen sich die Sr-Isotopenverhältnisse von Hydrothermallösungen an der Ostpazifischen Schwelle am 21. nördlichen Breitengrad auf Mischung von Meerwasser mit Basalt zurückführen (ALBAREDE et al., 1981). Sehr niedrige $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0,7033–0,7056 wurden an salzreichen Thermalquellen (80–90°C) von Pauzhetka (Kamchatka, UDSSR) durch PAMPURA et al. (1980) bestimmt. Diese Werte lassen sich gut mit den

vulkanischen Gesteinen der Umgebung ($\text{Sr-Initial} = 0,7023\text{--}0,7055$) in Beziehung bringen.

Höhere Werte um 0,7110–0,7115 wurden an Thermallösungen aus dem Gebiet Salton Sea (Kalifornien) von DOE et al. (1966) gemessen. Dort wird die Herkunft des gelösten Sr aus den durchfluteten Sedimenten angenommen. Noch höhere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0,7113–0,7341 werden aus Wässern von den Ölfeldern von Colorado und Kansas von CHAUDHURI (1978) beschrieben und durch Reaktionen mit Rb-reichen Schichten erklärt.

Der enge Zusammenhang zwischen Isotopenzusammensetzung und der geologischen Umgebung, die vor dem Austritt der Wässer durchflossen wurde, kommt auch in der Untersuchung von NaCl-Solen westdeutscher Thermalquellen durch HOFMANN & BAUMANN (1986) zum Ausdruck ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7082\text{--}0,7162$).

Mineralisationen aus Lösungen, die stark durch meteorische Wässer beeinflusst werden (Süßwasserablagerungen, küstennahe Bildungen usw.), besitzen, je nach Art des Hinterlandes, höhere primäre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse. In Mineralisationen, deren Stoffherkunft auf einen basischen bis ultrabasischen Magmatismus zurückgeführt werden kann, sind hingegen Sr-Isotopenverhältnisse zwischen 0,703 und 0,706 zu erwarten. In den Fällen, in denen aber eine stoffliche Beziehung zu saurem Magmatismus besteht, liegen die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse höher, meistens über 0,708, je nach Magma (je höher die Kontamination mit kontinentaler Kruste, desto höher ist das zu erwartende Isotopenverhältnis).

Eine Reihe von Faktoren, von denen die wichtigsten nachfolgend genannt seien, können die primären Isotopenverhältnisse sekundär verändern:

- A) der Rb-Gehalt (Zerfall von ^{87}Rb),
- B) das Alter, in Abhängigkeit von (A),
- C) das Rb/Sr-Verhältnis, in Abhängigkeit von (A) und (B).

Diese Faktoren bewirken alle eine Erhöhung des ursprünglichen Sr-Isotopenverhältnisses. Positive als auch negative Veränderungen des initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses auslösende Faktoren sind:

- D) Verwitterung, Auslaugung,
- E) Rekristallisation und -mobilisation, je nach Zusammensetzung der begleitenden Fluids.

Der Einfluß der Faktoren (A) bis (C) kann analytisch bestimmt werden, jener von Faktor (D) ist durch geeignete Probenauswahl zu minimieren. Faktor (E) muß durch regionalgeologische Studien (z.B. Regionalmetamorphose), Geländebeobachtungen, mikroskopische Untersuchungen u.dgl. abgeschätzt werden.

Bei Regionalmetamorphose freigesetzte Fluids sind meist angereichert an radiogenem ^{87}Sr . Eine Erhöhung des primären Sr-Isotopenverhältnisses während regionalmetamorpher Rekristallisationsprozesse ist daher die Folge (FRIMMEL, 1988). Das Ausmaß dieser Erhöhung kann jedoch sehr unterschiedlich sein und ist abhängig vom Angebot an radiogenem Sr bzw. von der isotopischen Zusammensetzung des metamorphisierten und durchfluteten Gesteins. Weiters besteht eine Abhängigkeit zum Sr-Gehalt der remobilisierten Substanz und schließlich auch noch eine zur beteiligten Fluidmenge.

3. Methodik

Für die Isotopenuntersuchungen wurden nur möglichst unverwitterte, frische Gesteinsproben sowie einzelne Bohrkern-Abschnitte herangezogen. Von Dolomit- und Anhydritproben wurden weitgehendst homogene und silikatfreie Bereiche in 2,5 N HCl aufgelöst und die Lösung durch Zentrifugieren von eventuellen Rückständen befreit. Manche Karbonatproben wurden zusätzlich als Gesamtgestein analysenfein gemahlen. Nach Zugabe eines an ^{84}Sr und ^{87}Rb hoch angereicherten Mischspikes wurden ca. 0,1–0,2 g des Gesteinspulvers in konz. HNO_3 und 40 % HF aufgeschlossen und nach Zugabe von 6 N HCl eingedampft. Der Rückstand wurde in 2,5 N HCl aufgenommen und zentrifugiert.

Da bei den gegenständlichen Baryten am paragenetischen Verband von Baryt mit eventuellen, mit ihm verwachsenen und selektiv gelösten Sr-Phasen kein Zweifel besteht, wurde auf einen vollständigen Aufschluß (Schmelzaufschluß mit NaCO_3 - KCO_3 -Gemisch) verzichtet. Die Baryte wurden derselben Behandlung wie obige Gesamtgesteinsproben unterzogen. Da sich dabei nur ein geringer Teil des Baryts löst, wurde der gesamte Aufschlußvorgang grundsätzlich wiederholt, um eine höhere Ausbeute an Sr aus dem Baryt zu erzielen. Hierbei konnte eine deutliche Abhängigkeit von gelöster Menge und Korngröße der Barytpartikel festgestellt werden.

Von Bohrkernen wurden jeweils 0,5 m-Abschnitte analysenfein gemahlen, das Pulver in 2,5 N HCl gelöst und anschließend durch Dekantieren und Zentrifugieren vom Rückstand befreit.

Sr (und z.T. Rb) wurde aus den einzelnen Lösungen über DOWEX-AG 50X8-(bzw. ZrPO_4 -)Ionenaustauscherkolonnen gewonnen. Für sämtliche naßchemische Arbeitsschritte wurden nur suprapure Substanzen, dreifach destilliertes H_2O bzw. bidestillierte Säuren verwendet.

Rb und Sr wurden mit 0,01 % H_3PO_4 auf Tantal-Filamente geladen. Die Bestimmung der Isotopenverhältnisse erfolgte mit einem VG MM30 Festkörpermassenspektrometer. Sämtliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnisse sind auf ein $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0,11940 normalisiert. Die angegebenen Meßergebnisse beruhen auf jeweils 160–280 Einzelmessungen der jeweiligen Massen. Die angeführten Fehler entsprechen 2σ (mean standard deviation). Das durchschnittliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 35 während dieser Untersuchung durchgeführter Standardmessungen am NBS 987 beträgt 0,70996 ($\pm 0,00008$). Die Isotopenverhältnisse der analysierten Proben wurden auf ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0,71014 für diesen Standard korrigiert.

4. Geologischer Überblick

Die südwestlich von Brixlegg, nahe St. Gertraudi (Tirol) liegenden Fahlerz-Baryt-Lagerstätten des Klein- und Großkogels sind an den der westlichen Grauwackenzone (Oberostalpin) zugehörigen Schwazer Dolomit gebunden. Die geologischen Verhältnisse in diesem Raum sind in einer für alle späteren Bearbeiter grundlegenden Arbeit von PIRKL (1961) beschrieben (s. Abb. 1 und 2).

4.1. Altpaläozoische Gesteinsabfolge

Der erzführende Dolomitkomplex wird im S von den stratigraphisch tieferen Wildschönauer Schiefern unterlagert. Sie lassen sich nach MOSTLER (1967) in die „Tiefere (ordovizische) Serie“ und die bis ins Obersilur reichende „Höhere Serie“ unterteilen, wobei sich letztere durch eine dunkelgraue bis schwärzliche Farbe bei geringer Mächtigkeit (200 m) von der sehr mächtigen, helleren, mehr sandig ausgebildeten tieferen Serie unterscheidet. Lokal treten in diesen phyllitischen Serien Einschaltungen von Porphyroiden und Metabasiten auf.

Über den Metapeliten und -psammiten folgt im N der Schwazer Dolomit. Als Einlagerung zwischen Phyllit und Dolomit finden sich helle, gut gebankte Quarzite mit Serizitbestegen auf den Schichtflächen. Von PIRKL (1961: 6) wird dieses nur sehr geringmächtige Gestein (maximal 10 m) von mehreren Lokalitäten am S-Rand des Schwazer Dolomits erwähnt und in Anbetracht seiner Horizontbeständigkeit als basaler Quarzit des Schwazer Dolomits gedeutet.

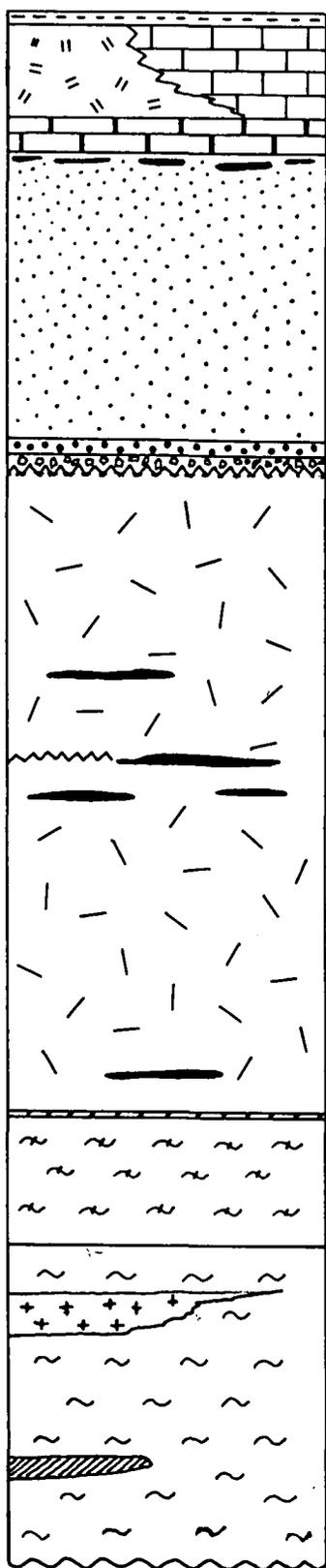
Der Schwazer Dolomit selbst repräsentiert eine Karbonatplattform, die in ihrem mittleren und höheren Bereich im flachsten Wasser gebildet wurde, zeitweilig aber auch Trockenlegungen unterworfen war. Das Alter der tieferen Abschnitte konnte erstmals von PIRKL (1961: 59–64) mittels Korallen und Echinodermenresten sowie von HADITSCH & MOSTLER (1969: 173) mittels Conodonten als unterdevonisch (Ems) festgelegt werden.

Jüngsten Untersuchungen von HEINISCH et al. (1987) in der Kitzbühler Grauwackenzone zufolge stellen die metaklastische Serie der Wildschönauer Schiefer samt Metavulkanit-Einschaltungen und die devonischen Plattformkarbonate zwei verschiedene fazielle Entwicklungen gleichen Alters dar. Aus einer Karbonatlage innerhalb der Metabasit-Abfolge isolierte Conodonten belegen für den basischen Vulkanismus ein hohes Unterdevon-Alter. Die karbonatische Folge und die metaklastisch-metavulkanitische Folge repräsentieren nach HEINISCH et al. zwei Faziesdecken, wobei jedoch die ursprüngliche Position der beiden Ablagerungsräume zueinander noch unklar bleibt. Die Faziesdifferenzierung ist ab dem stratigraphisch an die Wende Caradoc/Ashgill einzustufenden Leithorizont des Porphyroides nachgewiesen. Inwieweit diese Neuergebnisse aus dem Saalachtal auf andere Gebiete der westlichen Grauwackenzone, insbesondere auf den Raum Schwaz – Brixlegg übertragen werden können, muß erst überprüft werden.

4.2. Postvariszische Transgressionsserie

Auf dem Schwazer Dolomit transgredieren die Unteren Hochfilzener Schichten: Breccien mit cm-großen Komponenten aus Schwazer Dolomit und, weiter im E, stellenweise auch aus Phyllit, eingebettet in einer meist roten dolomitischen bis sandig-tonigen Grundmasse.

Über den Oberen Hochfilzener Schichten, welche durch reichliche Quarzgeröllführung gekennzeichnet sind, folgt bis zu 500 m mächtiger, meist jedoch tektonisch stark reduzierter Buntsandstein. Aufgeschlossen ist er einerseits im NE von St. Gertraudi, andererseits in den ersten 70 m des Georgi-Unterbaustollens sowie in geringmächtigen Resten entlang dem Südfallenden Blatt (z.B. Kleinkogel-Unterbaustollen zwischen Stollenmeter 77 und 119).



- Partnach Schichten (Ladin - Karn)
- Serie des alpinen Muschelkalkes
(Anis - Ladin)
- Reichenhaller Schichten (Oberskyth - Anis)
- Gipslinsen in Werfener Schichten (Skyth)

- alpiner Buntsandstein
(Skyth)

- Obere Hochfilzener Schichten (Perm)
- Untere

- Schwazer Dolomit
(Unterdevon)
- mit
Evaporit-Einschaltungen

- Basalquarzit

- Höhere Wildschönauer Schiefer (Silur)

- Porphyroid (Wende Ordoviz/Silur)

- Tiefere Wildschönauer Schiefer
(Ordoviz - Untersilur)
- Metabasit-Einschaltungen

Abb. 2.
Idealisiertes Profil durch die Gesteinsserien
in der näheren Umgebung der Barytlager-
stätte Kogel/Brixlegg.

Weiter gegen N im Bereich des Brandwaldes treten unter Moränenbedeckung neben violettrottem und schwarzem Sandstein gelblicher Kalksandstein (Reichenhaller Rauhwacke) und dunkle anisische Dolomite auf. Etliche Pingens zwischen Brand und Reith sind auf die Auslaugung von Gips zurückzuführen, welcher in westlicher Streichrichtung beim Gehöft Brand in einem einstigen Tagebau noch ansteht.

5. Metamorphose

Die westliche Grauwackenzone ist schwach metamorph geprägt, wobei Illit-Kristallinitätsmessungen zufolge die Grenze anchi/epimetamorph ($IK < 0,25^\circ 2\Theta$) überschritten wurde (KRALIK et al., 1987; LENGAUER, 1988). Während generell der Metamorphosegrad gegen das Hangende bzw. nach N abnimmt, reicht im Gebiet

von Schwaz der epimetamorphe Bereich bis in die untertriadischen Serien der Nördlichen Kalkalpen. Für den paläozoischen Anteil lassen sich den genannten Autoren zufolge p-T-Bedingungen von etwa 5 kb und 300°C ermitteln. Die Metamorphose in der postvariszischen Transgressionsserie ist frühalpideisch (KRALIK et al., 1987). Der altpaläozoische Anteil hingegen ist polymetamorph (epimetamorphe variszische und frühalpideische Überprägung; LENGAUER, 1988).

6. Tektonischer Überblick

Die Strukturen im Lagerstättenbereich werden durch eine großmaßstäbliche Streichrichtung um ENE–WSW bei steilem N-Einfallen beherrscht. Der Kontakt Schwazer Dolomit/Wildschönauer Schiefer ist großteils ein tektonischer, wobei die Phyllite dem Dolomit NW-vergent aufgeschoben wurden. Ältere Falten mit steil nach S bis SW eintauchenden Achsen wurden dabei überprägt (PIRKL, 1961: 100). Eine (?) entsprechende Deformation ist in den gebänderten Dolomiten als isoklinale Verfaltung der ss-Flächen im dm-Bereich verankert. Neben diesen älteren Falten finden sich offene Biegefallen im Mikro- bis Zehnermeterbereich mit einem von LUKAS (1971) festgestellten β -Maximum bei 90/60–70 W und einer zweiten untergeordneten Häufung mit β 30/40 NE.

Bedeutendere Verstellungen sind auf eine bruchhafte Verformung zurückzuführen, die sich in der Zerlegung des Schwazer Dolomits in mehrere Schollen ausdrückt. Die Scholle Heidstein – Kleinkogel ist von der Scholle Reitherkogel – Großkogel durch die Grünwies-Störung getrennt. Sie fällt steil nach NW ein. Südlich der Scholle Heidstein – Kleinkogel liegen mehrere kleine abgetrennte und von tektonischen Flächen begrenzte Schollen (Klausenköpfl, Saurüssel, Zillerbrucker und Spitzer Köpfl). Die Scholle Reitherkogel – Großkogel östlich der Grünwies-Störung ist in sich durch mehrere WNW–ESE-streichende Querstörungen sowie NE–SW-streichende Störungen (z.B. Nikolaus-Störung) zerlegt. Auf der N-Seite von Klein- und Großkogel zieht eine steil S-fallende Störung entlang, das Südfallende Blatt. Die Südscholle erscheint gegenüber der Nordscholle um ca. 200 m abgesunken. Weitere tektonisch isolierte

Schollen sind jene des Kropfsberges, im Ort St. Gertraudi und am Hügel nordöstlich von St. Gertraudi bei P 602 m.

Im Bergbau Großkogel lassen sich eine Reihe weiterer, nahezu saiger verlaufender Störungen (Blätter) verfolgen; zum einen solche mit einer Streichrichtung um ENE–WSW (von N nach S: Schwerspat-Schlußblatt, Schwerspat-Hauptblatt, Erzauptblatt, Südliches Hauptblatt), zum anderen NW–SE-streichende (Querblatt I und II). Da letztere die ersteren abschneiden, dürfen sie als die relativ jüngeren angesehen werden.

7. Schwazer Dolomit

Im Bergbaurevier Kogel sind die Fahlerz-Baryt-Mineralisationen ausschließlich an den Schwazer Dolomit gebunden. Der gelblichgrau anwitternde Dolomit kommt in verschiedensten Ausbildungsarten vor. In der Hauptmasse handelt es sich um einen im frischen Anbruch hellgrauen, massigen Dolomit. Gebankte Typen führen den Schichtflächen folgende Serizitbestege. Tonig-schiefrige Zwischenlagen erreichen nach PIRKL (1961) Mächtigkeiten von etlichen dm. Meist sind es jedoch nur tonige Häutchen, die zwischen den Dolomitbänken eingelagert sind. Häufig kommen kleine Styolithen vor.

Neben hellgrauen Typen treten in stark variierenden Verhältnissen weiße, rote und schwarze Typen auf. Alle möglichen Farbübergänge dazwischen können beobachtet werden. Wechsellagerungen von helleren und dunkleren Schichten (cm- bis dm-Bereich) entsprechen fast immer dem sedimentären Gefüge.

Grau-weiß laminierte Dolomite repräsentieren typische Flachstwassersedimente. Zum Teil können hiefür auch supratidale Bildungsverhältnisse angenommen werden.

Wechsellagerung von dünnen sandigen Lagen (Quarzkörner, Muskowitschüppchen) mit dolomitischen wird von PIRKL (1961) sowohl aus den basalen Anteilen (als Weiterentwicklung der basalen Quarzite) als auch aus stratigraphisch höheren Anteilen beschrieben. Somit ist für mehrere Horizonte des Schwazer Dolomits eine küstennahe Flachwasserfazies wahrscheinlich. Sedimentäre monomikte Breccien, in denen Schwazer

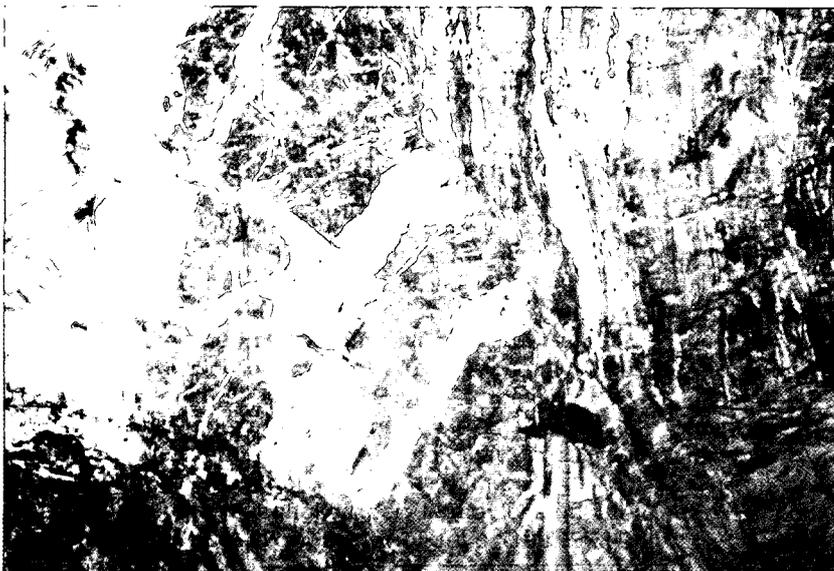


Abb 3.
Fortschreitende Verdrängung von dunklem, gebändertem Dolomit I durch hellen, grobspätigen Dolomit II (rechts).
Georgi-Unterbaustollen, W-Schlag.

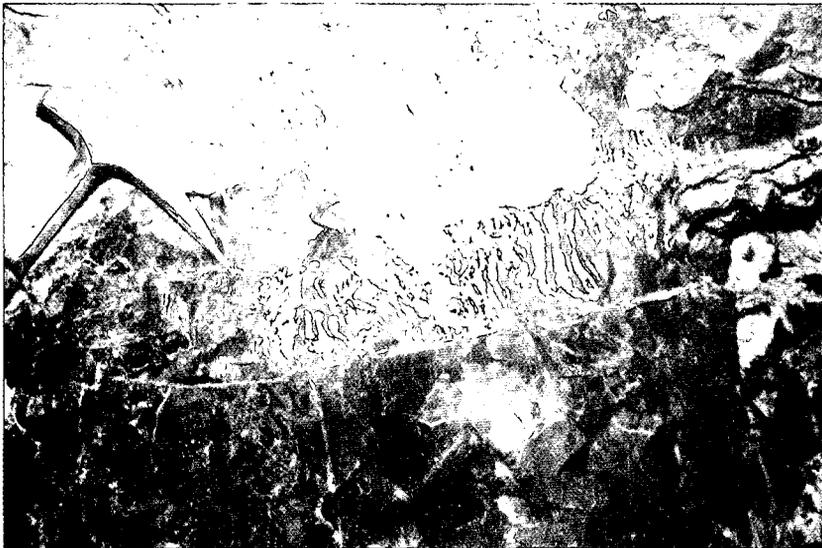


Abb. 4.
„Zebra“-Strukturen in dunkelgrauem Dolomit.
Georgi-Unterbaustollen, SE-Schlag, Pkt. 425.

Dolomit zu Schutt mit Korngrößen von wenigen mm bis cm aufgearbeitet und in rötlicher Matrix eingebettet erscheint, belegen eine zeitweilige Heraushebung und Trockenlegung von Teilen der Karbonatplattform.

Die rot-weiß laminierten Dolomite, die besonders im Revier Kogel verbreitet sind, könnten ein Fe-reiches Äquivalent zu den grau-weiß laminierten Flachstwasserbildungen darstellen. Aus der Fahlerzlagerstätte Schwaz beschreibt GSTREIN (1979) „Rotlaminite“, die als geringmächtige Lagen einen Leithorizont im Vererzungsbereich bilden. Sie weisen eine gute Gradierung auf und werden als Bildungen eines ruhigen Beckens geringer Wassertiefe gedeutet.

Wenngleich auch noch an etlichen Stellen primärsedimentäre Strukturen erkennbar sind, so darf dies nicht darüber hinwegtäuschen, daß der Schwazer Dolomit im Bereich Kogel/St. Gertraudi (im Gegensatz zum Bereich Schwaz) in seiner Hauptmasse von sekundären Lösungsumsätzen, Umkristallisationen und Mobilisationen erfaßt wurde. Durchaderung verschieden färbiger, \pm gebankter Dolomite mit weißem grobkörnigem Dolomit II kann sich über richtungslose, dm-mächtige, querschlägige, sich kreuzende Gänge zur völligen Auflösung des primären Schichtverbandes steigern (siehe Abb. 3). Dies resultiert in Lösungsbrecien mit grauen oder rötlichen, meist feinerkörnigen Dolomitschollen in einer Matrix aus weißem gröberspätigem Dolomit.

Generell liegt das Paläosom als feinstkörniger Marmor vor. In den laminierten Typen liegen innerhalb des cm-Bereiches feinstkörnige, meist dunklere (dunkelgraue oder rote) Lagen neben hellen, deutlich gröberkörnigen Dolomitlagen, die durch ein bipolares Gefüge ausgezeichnet sind und mitunter in der Mitte ss-parallele Hohlräume aufweisen. Letztere wurden später großteils wieder verfüllt, teils mit Dolomit, Anhydrit, Baryt, Calcit oder Tonmineralen. U.d.M. erscheinen die Grenzen zwischen den durch Korngrößen von $<0,02$ mm gekennzeichneten, im Handstück dunkleren Lagen zu den weißen Lagen mit Korngrößen um $0,2-0,3$ mm nicht als klare Linien, sondern diffus. Dieser Lagenbau wurde von der ersten erkennbaren Verformung, einem Isoklinalfaltenbau, bereits erfaßt. Die Bildung des bipolaren Gefüges ist als frühdiagenetisch einzustufen. Neben Quarz-Mobilisaten im Neosom finden sich z.T. feinstkörnig rekristallisierte Quarzklasten

lagenweise im Paläosom eingestreut. Aus dem Revier Schwaz erwähnt GSTREIN (1986) auch feinste Anhydritkörnchen im Dolomitgestein. Im Revier Kogel beißt im SE-Schlag des Georgi-Unterbaustollens ein noch erkennbarer Evaporithorizont innerhalb rot-grau-weiß laminierten Dolomite aus. Der hellblaue Anhydrit scheint primär lagenweise dem ss zu folgen, wurde aber später großteils remobilisiert zu cm- bis dm-dicken Schlieren (siehe unten).

Zebraartige Strukturen (Abb. 4), wie sie vor allem in den grau-laminierten Dolomiten mitunter beobachtet werden können, sind nicht sedimentärer Natur, sondern Produkte einer Dehnungstektonik (verheilte Reißfugen). Sie verlaufen \pm normal zum vorherrschenden s (Bankung) und begrenzen gerne nach s orientierte Hohlräume.

8. Vererzungstypen

Bei den an den Schwazer Dolomit gebundenen Fahlerz- und Baryt-Mineralisationen können verschiedene Vererzungstypen mit verschiedenen Erzmitteln unterschieden werden. Die Unterscheidung in die beiden Haupttypen der Vererzung findet sich schon bei SCHMIDEGG (1953):

- a) „Barytkörper in unregelmäßigen Körpern als Hohlräumfüllungen der Dolomitbreccien“.
- b) „Mehr gangförmige, zum überwiegenden Teil Barytkörper, untergeordnet aber auch Fahlerzkörper von mehreren cm bis dm Stärke“.

ad a)

Vor allem im Großkogel kommen mehrere 10er m mächtige Breccienerzkörper als schlauchförmige, steilstehende, über 150 m Länge erreichende Gebilde mit teils nach N, teils nach S abtauchenden Achsen vor. Grob betrachtet erscheint die Breccie als monomikt. Die einzelnen Komponenten, die cm- bis mehrere m-Größe aufweisen, bestehen ausschließlich aus Schwazer Dolomit. Bei genauerer Betrachtung finden sich jedoch die unterschiedlichsten Dolomittypen als Komponenten nebeneinander: massiger, hellgrauer, dunkelgrauer, rot-weiß und dunkelgrau-weiß laminiertes Dolomit als auch rötliche Dolomitbreccie (grauer Dolomitschutt in roter dolomitischer Matrix). Als Bindemittel

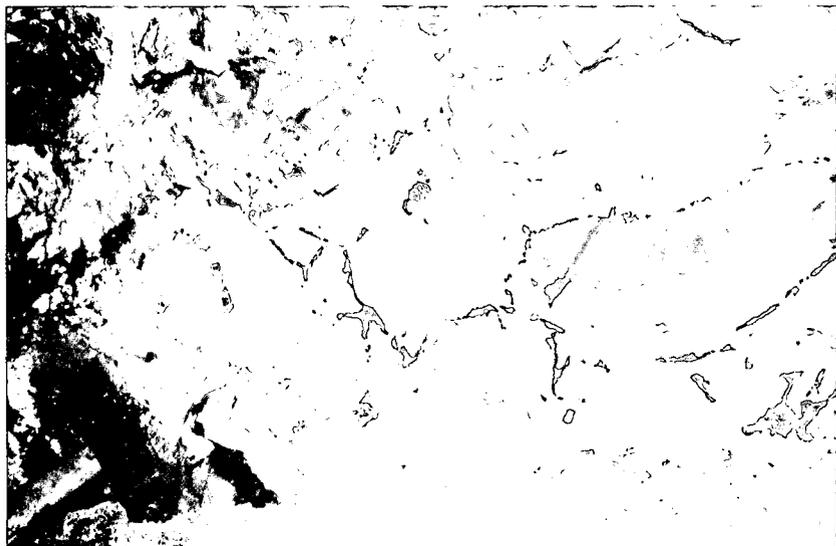


Abb. 5.
Breccienkörper mit verschiedenen, einseitig mit Fahlerz umrandeten Dolomitschollen, die in einer Matrix aus grobspätigem weißem Baryt „schwimmen“. Georgi-Unterbaustollen, Schwespat-Zeche.

fungiert in den vererzten Breccien Baryt; die Dolomitkomponenten „schwimmen“, meist ohne Kornkontakt, in einer Matrix aus grobspätigem Baryt. Die rosettenförmig angeordneten, mehrere cm langen Barytkristalle in der Matrix sind transparent und farblos bis schwach violett gefärbt.

Die Fahlerz-Mineralisation in den Breccienkörpern ist eindeutig älter als die Baryt-Ausscheidung; Fahlerz tritt stets entlang der Oberfläche der Dolomitkomponenten auf. Bemerkenswert ist dabei, daß das Fahlerz nie an allen Seiten der einzelnen Komponenten zu finden ist. Jeweils nur eine Hälfte der Dolomitkomponenten ist mit einem Saum teils schön idiomorpher Fahlerzkristalle umrandet (siehe Abb. 5). Generell läßt sich eine Kristallisationsabfolge

Dolomit → Quarz + Fahlerz → Baryt

feststellen.

Gegen den Rand zu werden die Breccienkörper zunehmend cavernös, das Restlumen zwischen den Komponenten ist nicht mehr vollständig (mit Baryt) gefüllt. Hohlräume von wenigen cm bis mehreren dm Durchmesser sind häufig mit Kristallrasen aus Quarz und/oder Dolomit bzw. Calcit ausgekleidet, mit denen einzelne Fahlerzkristalle vergesellschaftet sein können. Der Matrixanteil wird geringer, die Dolomitkomponenten stehen mehr und mehr in Kornkontakt, korrespondierende Komponentengrenzen überwiegen gegenüber den rotierten und ±verfrachteten Bruchstücken im Kernbereich der Breccienkörper.

Der extrem schlechte Rundungsgrad, der oberflächliche Fahlerzsaum, eine unterschiedlich starke Rotation der einzelnen Dolomitkomponenten und das Nebeneinander verschiedener Dolomittypen stehen im Gegensatz zu den Lösungsbreccien, die auch im unvererzten Schwazer Dolomit immer wieder anzutreffen sind und in denen das Paläosom von weißem grobspätigem Dolomit in Form von wirr verlaufenden Adern und Gängen verdrängt und schließlich aufgelöst wird.

ad b)

Bei den mehr gangförmigen Vererzungen kann nach dem Mineralbestand zwischen reinen Fahlerzgängen, reinen Barytgängen und Fahlerz-Baryt-Gängen unterschieden werden.

In der näheren, aber auch fernerer Umgebung der Breccienkörper treten gangförmige Gebilde mit denselben Merkmalen wie in den Breccienkörpern auf.

In den dm-mächtigen „Gängen“ können einzelne ±rotierte Dolomitkomponenten in grobspätigem Baryt eingebettet sein. Sie fallen in den meisten Fällen steil nach NW oder SE ein.

Reine Fahlerzklüfte bzw. solche mit Spuren von Baryt treten häufiger im Revier Kleinkogel auf, aber auch im Großkogel im Bereich der Kieszeche. Sie streichen durchwegs N-S und fallen mittelsteil (20–45°) nach E ein (siehe LUKAS, 1971).

Für die genetische Deutung von besonderem Interesse ist eine weitgehend abgebaute barytfreie (!) Fahlerz-Mineralisation im NE-SW streichenden, nahezu saigeren sogenannten „Unbenannten Gang“ im Ostabschnitt des Georgi-Unterbaustollens. Wie schon SCHULZ (1972) betont, mag die Bezeichnung „Gang“ irreführend sein, da die Vererzung dort schichtparallel erscheint. Die noch anstehenden Erzreste deuten auf eine wenige dm mächtige Fahlerz-Mineralisation mit einer im Vergleich zur übrigen Lagerstätte relativ reichlichen Pyritführung und auffallend viel Quarz als Gangart. In südwestlicher Fortsetzung des „Unbenannten Ganges“, jedoch durch die Nikolaus-Störung von diesem getrennt, findet sich im SE-Schlag des Georgi-Unterbaustollens nahe P. 422 eine weitere bemerkenswerte barytfreie Fahlerz-Mineralisation. Innerhalb eines rot-dunkelgrau-weiß gebänderten Dolomits, welcher bei annähernder Saigerstellung etwa in NW-SE-Richtung streicht, liegt eine wenige m mächtige Zone, in der das Paläosom großteils von weißem Dolomit verdrängt wurde und z.T. als Komponenten einer Lösungsbreccie, z.T. nur mehr in Form einzelner Schollen im Neosom vorliegt. Nahe und innerhalb des rot-dunkelgrau-hellgrau laminierten Dolomits finden sich lagige und fleckig-quergreifende Anhydritmobilisate, wobei der Anhydrit die Restlumina füllt. Als Kristallisationsabfolge ergibt sich:

Dolomit I → Dolomit II → Quarz + Fahlerz → Anhydrit.

Die hier mit II bezeichnete weiße Dolomitgeneration als Anwachsraum um das meist rötliche Paläosom (Dolomit I) besitzt ein deutlich bipolares Gefüge. Eventuelles Restlumen in der Mitte des bipolar ausgerichteten dolomitischen Neosoms wurde vorerst mit z.T. schön idiomorphen Fahlerzkristallen randlich besetzt und schließlich mit Anhydrit gefüllt. Gleichzeitig mit einer bruchhaften Verformung des mineralisierten Gesteinsverbandes kam es zu einer Remobilisierung des Stoffbestandes, vor allem von Anhydrit, Fahlerz und Dolo-

mit, welche in die Bruchflächen eindringen. Der Anhydrit wurde später z.T. wieder gelöst und hinterließ mehrere dm große Hohlräume.

Von den gangförmigen Baryt-Vorkommen mit Merkmalen der Breccienerzkörper sind jene klar zu unterscheiden, in denen Baryt (und z.T. auch Fahlerz) als Kluffüllung das ältere Gefüge schneidet. Solche Gänge erreichen nur wenige cm Mächtigkeit. Baryt daraus ist nie transparent, sondern porzellanartig weiß bis leicht rosa gefärbt und feinkörniger als in den Breccienerzkörpern.

Schließlich sind noch unregelmäßig verteilte Barytnerster zu erwähnen. Sie sind meist fehlerzfrei. Ihr Auftreten scheint an Bereiche gebunden zu sein, in denen das Paläosom von hellem, massigem Dolomit verdrängt worden ist.

9. Mineralisationen

9.1. Sulfidische Erzminerale

(siehe Tab. 1)

Fahlerz tritt entweder imprägniert im Dolomit oder in Form bis zu cm-großer, z.T. schön idiomorpher Kristalle zwischen Dolomit und jüngerem Baryt sowie frei aufgewachsen in Hohlräumen auf. Zur Mineralogie der Fahlerze ist zu bemerken, daß es sich hierbei um einen Ag- und besonders Hg-führenden Tetraedrit (Var. Schwazit) handelt, der aber mit einem nicht unbedeutenden As-Gehalt schon in Richtung Tennantit tendiert (GSTREIN, 1983). Auch der Zn-Gehalt ist erheblich (ähnlich der As-Konzentration). Beobachtungen von GSTREIN zufolge ändert sich der Chemismus der Fahlerze nicht nur im m-Bereich, sondern auch schon von Korn zu Korn.

Tabelle 1.
Primäre und sekundäre sulfidische Erzminerale im Schwazer Dolomit im Bereich Brixlegg.

Antimonit	Sb_2S_3
Bornit	Cu_5FeS_4
Chalkopyrit	$CuFeS_2$
Chalkosin	Cu_2S
Chalkostibit	$CuSbS_2$
Covellin	CuS
Enargit	Cu_3AsS_4
Fahlerz (Var. Schwazit)	$(Cu,Hg,Zn)_{12}(Sb,As)_4S_{13}$
Luzonit	Cu_3AsS_4
Pyrit	FeS_2
Sphalerit	ZnS
Stibiolumonit	Cu_3SbS

Neben Pyrit, welcher lokal, etwa im Bereich der Kieszeche, größere Verbreitung finden kann, sind nur u.d.M. noch Antimonit, Bornit, Chalkopyrit, Chalkosin, Covellin und Enargit sowie im Bereich der Gratspitze Luzonit/Stibiolumonit mit Sphalerit-Einschlüssen erkannt worden (GSTREIN, 1979; E. MÜLLER, 1979). Durch DIRSCHERL (1986) wurden nadelig-schwertförmige Chalkostibit-Kriställchen als nachträgliche Bildungen durch Umsetzung von Fahlerz vom Revier Kogel bekannt.

9.2. Oxidische sekundäre Kupferminerale

(s. Tab. 2)

Malachit bildet konzentrisch bis strahlig strukturierte, mm-dünne Überzüge oder Verwitterungsränder um Fahlerz herum.

Tabelle 2.
Oxidische sekundäre Kupferminerale aus dem Raum Brixlegg.

Azurit	$Cu_3[(OH)CO_3]_2$
Cuprit	Cu_2O
Devillin	$CaCu_4[(OH)_6(SO_4)_2] \cdot 3H_2O$
Langit	$Cu_3[(OH)_4SO_4] \cdot H_2O$
Malachit	$Cu_2[(OH)CO_3]$
Olivenit	$Cu_2[(OH)AsO_4]$
Posnjakit	$Cu_4[(OH)_6SO_4] \cdot H_2O$
Tenorit	CuO
Tirolit	$Ca_2Cu_3[(OH)_{10}(AsO_4)_4] \cdot 10H_2O$

Azurit kommt meist zusammen mit dem häufigeren Malachit, ebenfalls in dünnen, feinkristallinen Überzügen, seltener strahlig-kugelig vor.

Tirolit bildet grüne bis bläuliche, schuppige, seidig glänzende Aggregate oder radiär-strahlige „Sonnen“.

Devillin findet sich selten in bis zu 2 mm großen Täfelchen, zu blaugrünen divergentblättrigen Grüppchen vereint, auf Fahlerz und ist stets jünger als die gemeinsam auftretenden Minerale Posnjakit und Langit (PAAR, 1973).

E. MÜLLER (1979) erwähnt Olivenit (dünne, olivgrüne, erdige Überzüge) von der Gratspitze.

Cuprit und Tenorit wurden nur u.d.M. gefunden (GSTREIN, 1979).

9.3. Baryt

Baryt tritt entweder in Form von Rosetten cm-langer durchscheinender farbloser bis blaß violetter Kristalle auf oder als feinkörniger weiß bis schwach rosa gefärbter Spat. Im Falle einer gewissen Transparenz geht diese an Tageslicht zugunsten eines weißen, porzellanartigen Aussehens verloren. Aber auch untertags können grobspätige, transparente, meist schwach violett gefärbte Baryt-Aggregate (Baryt I) von einem mm-dünnen weißen, porzellanartigen Saum umgeben sein (Baryt II). Baryt I kommt bei weitem häufiger vor, Baryt II nur als schmaler Saum um Baryt I oder als Remobilisat entlang junger Klüfte und Störungen.

Im Makrobereich erscheint Baryt ausgesprochen homogen, was ihm eine besondere wirtschaftliche Bedeutung verleiht. Auch im Kleinbereich soll die Zusammensetzung sehr einheitlich sein (GSTREIN, pers. Mitt.). Diese ist gekennzeichnet durch einen außergewöhnlich hohen Sr-Gehalt, was gerne zur Bezeichnung Baryt-cölestin oder Cölestobaryt führte (siehe HINTZE, 1931). MEIXNER (1967) schlug stattdessen den Begriff Strontianobaryt (mit >15 Gew.-% $SrSO_4$) vor. Bereits TUFAR (1964) ermittelte an Barytproben vom Kogel $SrSO_4$ -Gehalte zwischen 5 und 10 Gew.-% (2,4–4,8 Gew.-% Sr).

Die Untersuchung der Sr-Gehalte der beiden Barytgenerationen mittels EDAX zeigt, daß sich Baryt I und Baryt II nicht nur in ihrem Aussehen, sondern auch in ihren Sr-Konzentrationen unterscheiden: Baryt I ist mit bis zu 4 % Sr-reicher, Baryt II mit <1 % entsprechend Sr-ärmer.

In Anbetracht dieser teils sehr hohen Sr-Gehalte stellt sich die Frage, wie denn das Sr im Baryt vorliegt – eingebaut in das Barytgitter oder als eigene Sr-Phase. LEEDER et al. (1983) weisen etwa darauf hin, daß in Sr-reichen hydrothermalen Gangbaryten die Verteilung des Sr bis in den Handstückbereich und darunter sehr inhomogen sein kann und die verschiedenen Sr-Gehalte auf dichte Verwachsungen von Baryt und Cölestin zurückzuführen sind. Auch die hier untersuchten Baryte

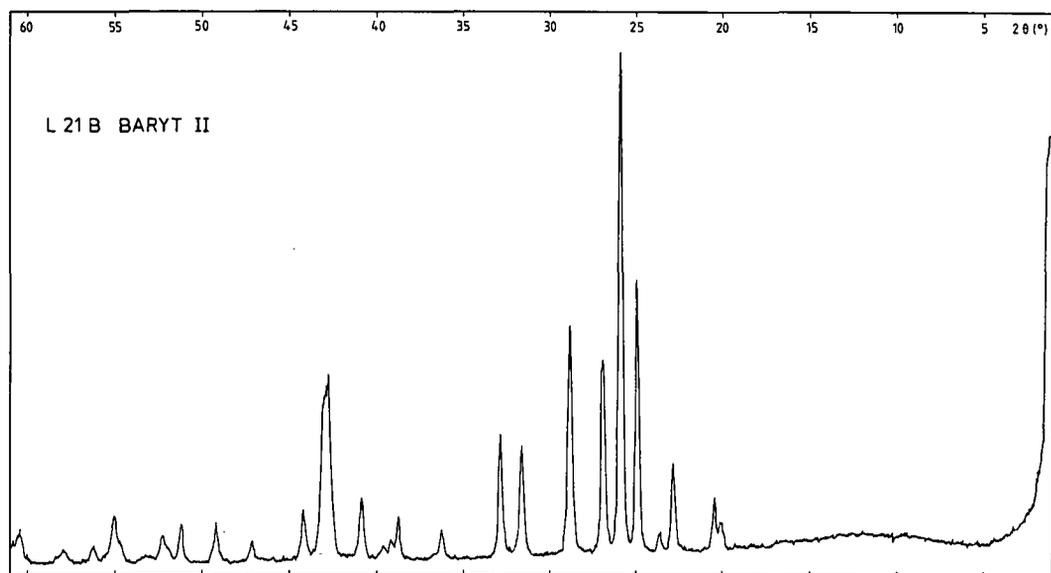
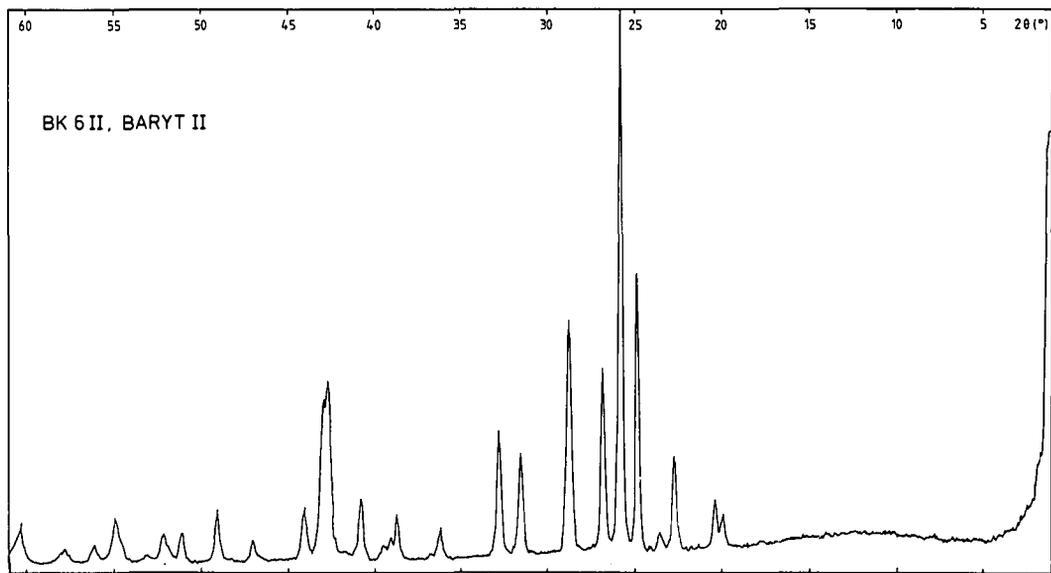
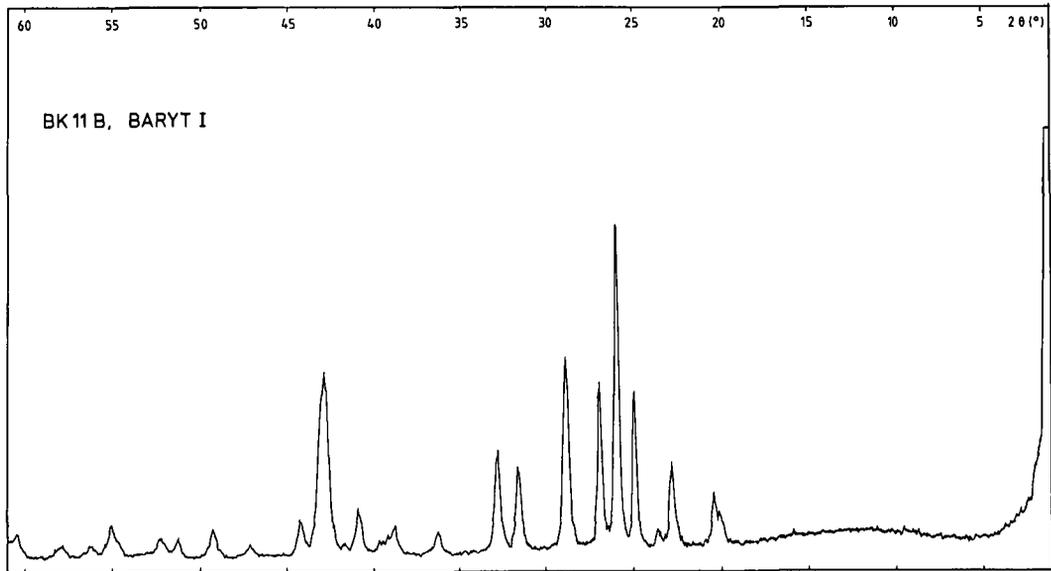


Abb. 6. Röntgendiffraktogramme von Baryten aus dem Bergbau Kogel/Brixlegg.

weisen im Mikrobereich eine inhomogene Sr-Verteilung auf: EMS-Messungen zufolge schwanken die Sr-Gehalte innerhalb eines Abstandes von 5 μm um bis zu 1 %.

Röntgendiffraktogramme von Baryt I und Baryt II zeigen keine wesentlichen Unterschiede (siehe Abb. 6). Sie ergeben keinerlei Hinweis auf die Existenz der naheliegendsten Einschlußphase – Cölestin. Da auch mit Hilfe der EMS keinerlei Sr-Salze als feste Mineraleinschlüsse erkannt werden konnten, wird angenommen, daß Sr in das Kristallgitter von Baryt eingebaut wurde und/oder gelöst in Flüssigkeitseinschlüssen vorkommt.

In diesem Zusammenhang ist eine weitere Eigenschaft dieser Baryte festzuhalten. Trockener Baryt wird beim Mahlen schmierig. Im Trockenschrank zerbröseln die Barytkristalle bereits bei 80–90°C. Diese beiden Phänomene und schließlich auch das Ausbleichen in Sonnenlicht deuten auf die Existenz größerer Mengen von Flüssigkeitseinschlüssen. Tatsächlich finden sich u.d.M. zahlreiche winzige Flüssigkeitseinschlüsse relativ regelmäßig über die groben Barytkristallstengel verteilt. Neben einer sehr niedrigen Dekreпитationstemperatur deutet dieses Verhalten auch auf eine niedrige Homogenisierungstemperatur.

Während im Baryt im allgemeinen neben Sr keine weiteren Fremdionen eingebaut sind, ist im Randbereich zum Dolomit unter der EMS eine schwache Zonierung mit 0,1 % Fe und 0,1 % Ca im Baryt festzustellen.

9.4. Andere oxidische Mineralisationen

(s. Tab. 3)

Witherit

Dieses Ba-Mineral soll nach GSTREIN (pers. Mitt.) als Einschluß im unvererzten Dolomitgestein (vermutlich Dolomit II) vorkommen.

Strontianit

bildet mm-große strahlige weiße Büschel, meist auf Dolomit als jüngste Abscheidung in Hohlräumen, seltener auch auf Baryt. Kugelige Kristallaggregate auf grobspätigem Baryt im Naturhistorischen Museum in Wien sind als Kalziostromianit ausgewiesen. Eine nähere Bestimmung dieses Fundes (Kramstollen) aus dem vorigen Jahrhundert steht noch aus.

Cölestin

Mineraliensammlern zufolge sollen auch Cölestin-kristalle als Hohlraumbelag gefunden worden sein. Vom benachbarten Revier Schwaz ist Cölestin gesichert (GSTREIN, 1986).

Anhydrit

kommt in Form winziger Körnchen innerhalb des Dolomits vor, erscheint selten auch zu hellblauen massigen

Tabelle 3.

Oxidische Nicht-Kupferminerale im Schwazer Dolomit im Bereich Brixlegg.

Anhydrit	CaSO ₄
Aragonit	CaCO ₃
Baryt	BaSO ₄
Calcit	CaCO ₃
Cölestin	SrSO ₄
Dolomit	(Ca,Mg)CO ₃
Quarz	SiO ₂
Strontianit	SrCO ₃
Witherit	BaCO ₃
Mn-Oxide (Psilomelan ?)	
Limonit	

DOLOMITE

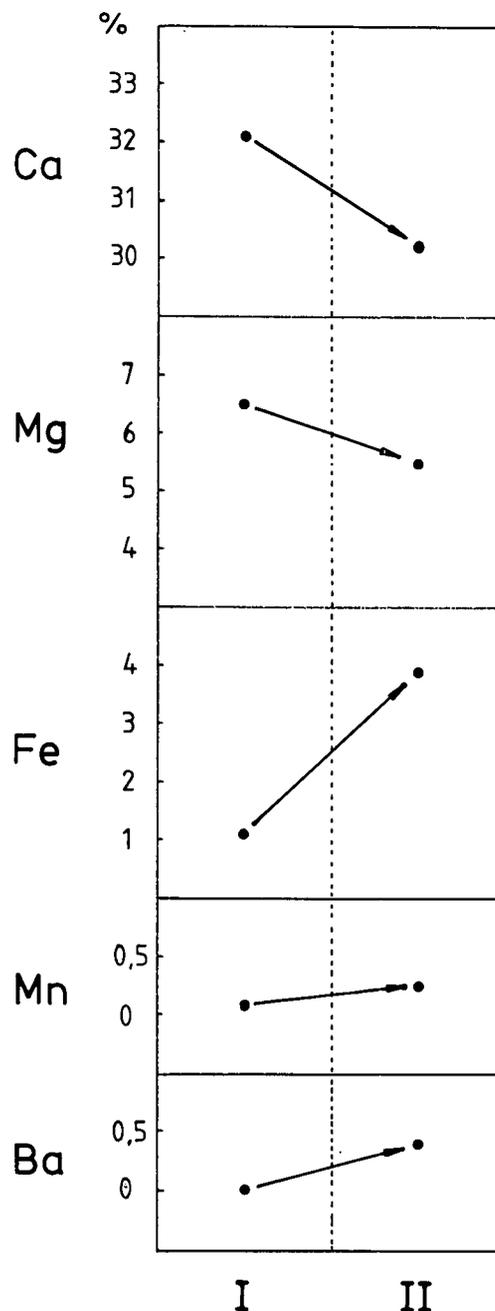


Abb. 7.

Chemismus des Schwazer Dolomits (Generation I und II), basierend auf EMS-Messungen.

strahligen Linsen und Schlieren im rot-weiß laminierten Dolomit I (vielfach von weißem Dolomit II verdrängt) remobilisiert. Cm-große Anhydritstücke werden auch aus der Dolomit-Basalbreccie beschrieben (GSTREIN, 1986).

Calcit

bildet Kristallrasen (farblose Skalenoeder oder milchig weiße Rhomboeder) in Hohlräumen innerhalb des Dolomitgesteins, z.T. auch als schneeweiße grobkörnige Restlumenfüllung am Rande der Breccienerkörper.

Dolomit

Mindestens drei Generationen sind unterscheidbar: Dolomit I als fein- bis grobkörnig rekristallisierte gesteinsbildende Komponente, Dolomit II in Form grobspätiger, teils idiomorpher Mobilisate als älteste Hohl-

raumausscheidung, noch vor Fahlerz + Quarz und Baryt; und Dolomit III als jüngste mm-große, rhomboedrische Kristalle in Hohlräumen des Dolomitgesteins. Zwischen Dolomit I und Dolomit II ist eine leichte, in Abb. 7 dargestellte Veränderung im Chemismus in Richtung eines leicht erhöhten Fe-, Mn-, aber auch Ba-Gehaltes gegeben.

Aragonit

(„Iglöit“) bildet grüne bis blaugrüne, nadelige Kristallbüschel oder kugelige Aggregate.

Quarz

Abgesehen von eingestreuten Klasten in sandigen Dolomitlagen und Mobilisaten (Zwickelfüllung im Dolomit) finden sich wenige mm große, idiomorphe farblose bis graue Kristalle auf Dolomit in Hohlräumen aufsitzend. Sie sind häufig zusammen mit Fahlerz und stets älter als Baryt oder Anhydrit.

10. Sr-Isotopenmeßergebnisse

Von 13 Baryt-, 76 Dolomit- und 2 Anhydritproben sowie von einer Gips-, einer Strontianit- und einer Calcitprobe wurden $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse bestimmt und in Tab. 4 zusammengefaßt.

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der untersuchten Baryte schwanken in einem relativ engen Bereich zwischen 0,7117 und 0,7133. Wie das Beispiel der Probe BK 6 mit zwei gut voneinander unterscheidbaren Barytgenerationen zeigt, ist diese Streuung z. T. auf die leicht voneinander abweichende Sr-Isotopenzusammen-

Tabelle 4.
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von Baryt-, Anhydrit-, Gips- und Strontianitproben vom Berbaurevier St. Gertraudi/Kogel.
n.b. = nicht bestimmt.

Mineral	Probennr.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr [%]
Baryt I	BK 6 I	0,71303	2,40
Baryt I	BK 10	0,71313	0,95
Baryt I	BK 15	0,71280	0,43
Baryt I	BK 16	0,71281	n.b.
Baryt I	BK 52	0,71325	0,94
Baryt I	BK 99 b	0,71307	n.b.
Baryt I	BK 111	0,71333	n.b.
Baryt I	BK 114	0,71284	0,68
Baryt II	L 20	0,71194	0,95
Baryt II	L 21	0,71214	2,10
Baryt II	BK 6 II	0,71173	1,15
Baryt II	BK 96	0,71228	n.b.
Baryt II	BK 103	0,71215	0,43
Anhydrit	BK 73	0,71080	0,19
Anhydrit	BK 72	0,71065	n.b.
Gips	BK 107	0,70910	n.b.

Tabelle 5.
 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von Dolomitproben vom Berbaurevier St. Gertraudi/Kogel.
Typ A = rötlich bis rot oder dunkelgrau, feinkörnig;
Typ B = hellgrau, feinkörnig; Typ C = hellgrau, grobkörnig.

Probennr.	Typ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2 \sigma_m$
L 20	C	0,71187	.20
L 21	C	0,71091	.34
L 23	B	0,71093	.16
BK 1	A	0,70934	.10
BK 2	A	0,71113	.10
BK 3 I	A	0,70945	.05

Tabelle 5 (Fortsetzung).

BK 3 II	C	0,71218	.10
BK 4	C	0,71119	.06
BK 7	B	0,70824	.08
BK 17	C	0,71247	.10
BK 21	C	0,71127	.18
BK 24	A	0,71194	.07
BK 25	B	0,71111	.15
BK 26	C	0,71206	.16
BK 29	C	0,70805	.16
BK 30	A	0,71097	.13
BK 31	C	0,70833	.13
BK 38	C	0,71291	.12
BK 39	B	0,71065	.12
BK 40	A	0,71086	.42
BK 41	B	0,70842	.07
BK 42	B	0,71145	.08
BK 43	A	0,70910	.11
BK 44	B	0,71071	.17
BK 45	B	0,71207	.16
BK 46	B	0,71176	.15
BK 47	A	0,71043	.13
BK 50	B	0,70865	.13
BK 52	C	0,70846	.14
BK 53	C	0,71212	.18
BK 54	C	0,71179	.21
BK 56	A	0,71166	.13
BK 57	A	0,71331	.87
BK 58	C	0,71087	.17
BK 59	C	0,71192	.05
BK 60	B	0,70839	.06
BK 61	B	0,70835	.07
BK 62	B	0,70821	.07
BK 63	B	0,70850	.08
BK 64	B	0,71271	.06
BK 65	B	0,70860	.06
BK 66	C	0,71289	.35
BK 67	C	0,70999	.14
BK 68	B	0,71144	.28
BK 69	B	0,71134	.22
BK 70	C	0,71244	.43
BK 71	C	0,71207	.23
BK 73 I	A	0,71222	.18
BK 73 II	C	0,71253	.17
BK 79	C	0,71158	.22
BK 80	C	0,71108	.49
BK 81	C	0,71005	.15
BK 82	C	0,71248	.21
BK 83	C	0,71125	.29
BK 84	C	0,71054	.07
BK 85	C	0,71191	.21
BK 86	A	0,70989	.27
BK 87	C	0,71145	.17
BK 88	C	0,71230	.15
BK 89	C	0,71072	.07
BK 91	B	0,70763	.09
BK 92	C	0,70810	.07
BK 93	C	0,71184	.11
BK 94	C	0,71213	.50
BK 95	B	0,70821	.10
BK 96	C	0,70879	.06
BK 99 b	C	0,71241	.15
BK 102	C	0,71262	.18
BK 109	A	0,71080	.14
BK 110	C	0,70800	.09
BK 120	A	0,71175	.11
BK 121	A	0,71041	.12
BK 123	B	0,71217	.07
BK 124	C	0,71010	.13
BK 125	B	0,70816	.15

setzung der beiden Generationen zurückzuführen. Die ältere, im allgemeinen Sr-reichere Generation läßt sich mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen um 0,713, die jüngere, Sr-ärmere, mit solchen um 0,712 charakterisieren.

Innerhalb des Schwazer Dolomits auftretender Anhydrit lieferte an zwei verschiedenen Proben ähnliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0,7108 bzw. 0,7107. An einem Gips aus den Werfener Schichten der überlagernden Schwazer Trias wurde zum Vergleich ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0,7091 bestimmt.

Den Schwerpunkt der Untersuchung bildete das dolomitische Nebengestein der Baryt-Vererzungen. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der verschiedenen Schwazer Dolomitproben streuen bei Sr-Gehalten von 15–40 ppm zwischen 0,7076 und 0,7133 (vgl. Tab. 5). Die Werte weisen eine bimodale Verteilung auf (siehe Abb. 8), wobei die Maxima bei 0,708 und 0,712 liegen. Die Unterschiede in der isotopischen Zusammensetzung sind im allgemeinen nicht mit unterschiedlichen lithologischen Merkmalen des Schwazer Dolomits korrelierbar. Zieht man jedoch einen Detailausschnitt (großes Handstück) in Betracht, so sind generell die jüngeren Dolomitekristallite (grobkörnig rekristallisierter Dolomit, Dolomitadern oder -gänge, Matrix dolomitischer Lösungsbreccien) durch die höheren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse gekennzeichnet.

Die niedrigsten Werte bzw. das Häufigkeitsmaximum um 0,708 entsprechen annähernd den Meerwasserverhältnissen zur Zeit des Unterdevons (HOLSER, 1984).

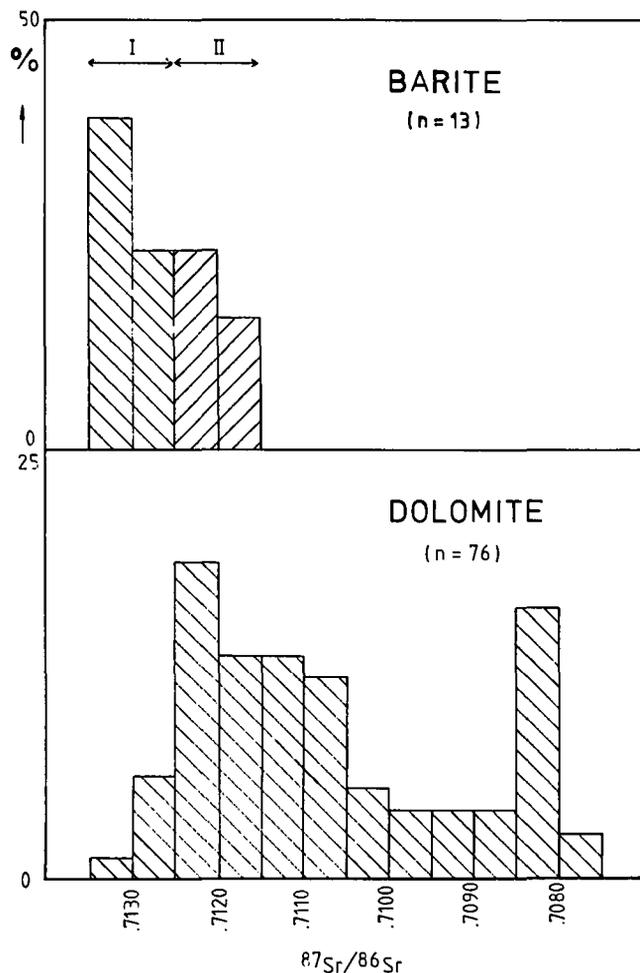


Abb. 8. Häufigkeitsverteilung von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen in Baryt (Generation I und II) und Dolomit.

Solche Dolomite blieben also, trotz z.T. feststellbarer Rekristallisation, in ihrer isotopischen Zusammensetzung unverändert. Die höchsten Werte korrelieren sehr gut mit den Isotopenverhältnissen von Baryt, insbesondere Baryt I (Höchstwert: 0,7133). Wo durch entsprechende Aufschlüsse nachvollziehbar, finden sich derartig veränderte Dolomite in der näheren Umgebung von Vererzungen, der Höchstwert wurde im Bereich des Fahlerz-„Lagers“ im Unbenannten Gang (Georgi-Unterbau, E-Schlag) festgestellt.

Allgemein erweist sich, daß vererzte Bereiche von einem Hof isotopisch stark veränderten Dolomits mit dem Baryt entsprechenden $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen umgeben sind. Um diesen kann sich lokal eine Übergangszone mit geringer erhöhten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen anschließen, die letztlich in weiterer Entfernung in isotopisch unverändertem Dolomit ausklingt. Größe und Form solcher „Höfe“ können sehr unterschiedlich sein. Die Entfernung zwischen Baryt und unverändertem Dolomit kann wenige dm bis etliche 10er m betragen. Die isotopische Veränderung kann sich auf enge Adern oder Gänge von mobilisiertem Dolomit beschränken oder aber hinter einer geochemischen Front das gesamte Gestein erfassen.

Die isotopische Zusammensetzung von jüngsten, auf Baryt I aufsitzenden Strontianit-Kriställchen (0,7126) entspricht der von Baryt. Das Sr im Strontianit entstammt offensichtlich der unmittelbaren Umgebung.

In keinerlei isotopischem Gleichgewicht mit ihrer Umgebung steht eine jüngste Calcitbildung als ± vollständige Restlumenfüllung im cavernösen Randbereich der Breccienerzkörper. Mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7173$ weicht solcher Calcit (BK 77) markant von seiner dolomitischen Umgebung (0,7123) ab.

Zusätzlich zu diesen auf ausgewählten Einzelproben basierenden Messungen wurden verschiedene Bohrkern-Abschnitte (0,5 bis 2 m) der Bohrung B 1, Querblatt-Auslängung im Georgi-Unterbau analysiert.

Tabelle 6. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von gelaugtem Karbonatanteil verschiedener Bohrkern-Abschnitte. Bohrung B 1, Querblatt-Auslängung; Georgi-Unterbau (siehe Abb. 16).

Bohrmeter	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2 σ mean)	Baryt
1,0 - 3,0	0,71132 (.13)	-
3,0 - 3,5	0,71258 (.05)	x
3,5 - 4,5	0,71233 (.11)	x
4,5 - 5,0	0,71286 (.12)	x
5,0 - 7,0	0,71258 (.07)	x
9,5 - 10,5	0,71082 (.13)	-
10,5 - 11,0	0,71219 (.11)	x
11,0 - 11,5	0,71193 (.20)	x
11,5 - 13,0	0,70914 (.44)	-
13,0 - 13,5	0,71118 (.08)	x
13,5 - 14,0	0,71011 (.52)	-
14,0 - 14,5	0,71158 (.16)	x
14,5 - 15,5	0,71168 (.11)	x
15,5 - 16,0	0,71148 (.19)	x
16,0 - 16,5	0,71086 (.54)	x
16,5 - 17,0	0,71196 (.13)	x
17,0 - 17,5	0,71141 (.09)	x
32,5 - 34,0	0,71109 (.12)	-
34,0 - 35,5	0,71176 (.09)	-
35,5 - 36,0	0,71148 (.04)	x
36,0 - 36,5	0,71174 (.12)	x
36,5 - 37,0	0,71100 (.13)	x

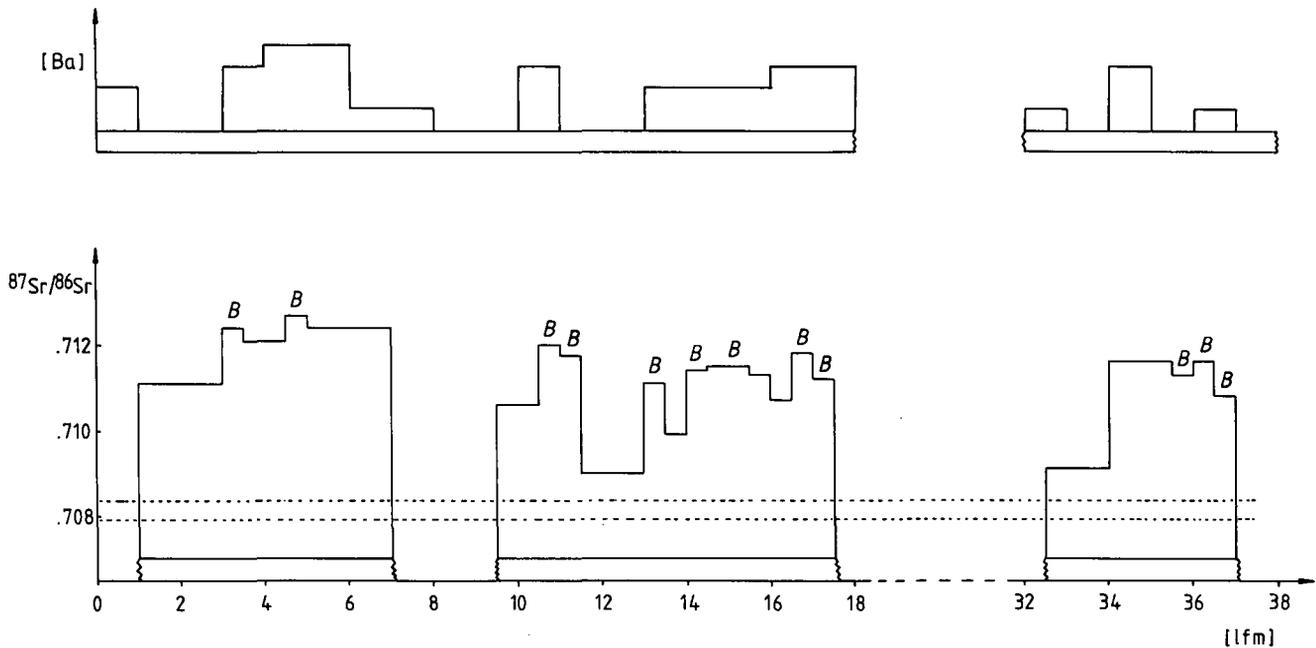


Abb. 9.
Korrelation zwischen geschätztem Barytgehalt und gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen der jeweiligen Bohrkern-Abschnitte von Bohrung 1.
Querblatt-Auslängung, Georgi-Unterbauniveau.

Die Ergebnisse sind in Tab. 6 zusammengefaßt. Von den pulverisierten Gesamtgesteinen wurde der Karbonatanteil gelöst und zur Isotopenbestimmung weiterverwendet. Die festgestellten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse liegen trotz eines gewissen Silikatanteils in den Bohrkernen im selben Größenbereich wie bei den säuberlich separierten, reinen Karbonaten (Tab. 5). In keinem der untersuchten Bohrkern-Abschnitte konnten noch unveränderte, dem Meerwasser entsprechende Isotopenverhältnisse festgestellt werden. Wie in Abb. 9 zu erkennen, besteht eine gute Korrelation zwischen Ausmaß an Erhöhung des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses und geschätztem Baryt-Gehalt des jeweiligen Abschnittes.

11. Genetische Deutung

Die bisherigen Deutungsversuche der Genese der Barytlagerstätte Kogel/Brixlegg lieferten unterschiedlichste Modelle, die sich z.T. grundlegend widersprechen und von denen letztlich keines allen beobachtbaren Phänomenen bzw. analytischen Daten gerecht wird. Epigenetisch-hydrothermalen Modellen (TUFAR, 1979; VOHRZYKA, 1968) stehen syngenetisch-sedimentäre s.l. gegenüber (SCHULZ, 1972, SCHROLL, 1979). MOSTLER (1984) bringt die Fahlerz- und Barytmineralisationen schließlich mit jungpaläozoischer Verkarstung in Zusammenhang. Besonderen Stellenwert bei all den genetischen Überlegungen nahmen stets die auffallenden Breccienerzkörper ein. Die Deutungen dieser schlauch- bis gangförmigen Strukturen reichen von synorogenen Deformationsbreccien (SHMIDEGG, 1953) über submarine Zerrüttungszonen (SCHULZ, 1972) bis zu Kollapsbreccien eines permokarbonen Karstsystems (MOSTLER, 1984).

Für die Fahlerzvorkommen im Revier Schwaz konnte GSTREIN (1979) ein gut belegtes genetisches Modell wahrscheinlich machen, welches von einer syngenetischen s.l. Vererzung, bedingt durch aszendente metall-

haltige Lösungen während unterdevonischer Krusten-
dehnung, ausgeht. Die dabei entstandenen teils schichtkonkordanten, teils diskordanten, teils disseminiert vorliegenden Erze wurden in der Folge während zweier metamorpher Überprägungen z.T. remobilisiert (GSTREIN, 1983). Ein ähnliches Modell mag auch für die Fahlerze im Revier Kogel zutreffen. Baryt spielt aber im Revier Schwaz im Gegensatz zum Revier Kogel eine nur äußerst untergeordnete Rolle. Es gibt weder da noch dort Hinweise, daß die Barytbildung in einem ursächlichen Zusammenhang mit der ersten Fahlerzanreicherung steht. Wo Baryt und Fahlerz zusammen auftreten, ist Baryt stets die relativ jüngere Bildung.

Das für Baryt I charakteristische und über weite Bereiche konstante $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von etwa 0,713 (welches in Anbetracht eines vernachlässigbar niedrigen Rb-Gehaltes dem primären Isotopenverhältnis entspricht) schließt eine synsedimentäre Bildung aus. Es steht in krassem Gegensatz zu den an Baryten aus etwa gleich alten Schichtfolgen des Grazer Paläozoikums bestimmten Verhältnissen von 0,7079 (FRIMMEL, 1985). Dort ist die Isotopenzusammensetzung im Baryt nicht nur in Übereinstimmung mit der des entsprechenden Meerwassers zur Zeit des höheren Unterdevons, sondern auch mit dem Sr-Initial eines benachbarten Grünschiefers, was die sedimentär-vulkanogene Natur der Pb-Zn-Ba-Mineralisationen im Grazer Paläozoikum unterstreicht. Die Barytbildung im Schwazer Dolomit erfolgte jedoch in Anbetracht der Sr-Isotopenverhältnisse in keinem Milieu, das einen substanziellen Stoffaustausch zwischen Sediment und Meerwasser ermöglicht.

Der Dolomit, der im Revier Kogel (ebenfalls im Gegensatz zum Revier Schwaz) durchwegs deutlich rekristallisiert erscheint, unterlag auch großvolumiger Mobilisation, was zur Bildung der erwähnten Lösungsbreccien führte. Baryt-Mineralisationen sind gehäuft im Bereich mobilisierten Dolomits anzutreffen. Da die Isotopenverhältnisse im rekristallisierten bzw. mobilisierten Dolomit sich an die Barytwerte annähern, kann auf

einen ursächlichen Zusammenhang zwischen Ba-Anlieferung und Dolomit-Rekristallisation geschlossen werden. Baryt I wurde also aus denselben Lösungen ausgefällt, die die verbreitete Konvergröberung und Mobilisation des Schwazer Dolomits im Bereich St. Gertraudi/Kogel hervorriefen.

Ein für diese Lösungen offensichtlich charakteristisches $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von ca. 0,713 stünde in Einklang sowohl mit einer magmatischen als auch mit einer metamorphen Herkunft, ließe sich aber auch durch meteorische Wässer erklären. Magmatisch als auch meteorisch beeinflusste Lösungen sollten Lösungsumsätze bzw. Rekristallisationen nur entlang diskreter Zonen erwarten lassen. Die Verteilung von Ba im Dolomitmörper konzentriert sich aber keineswegs auf eng begrenzte Zonen, Gänge o.ä., sondern ist letztlich unregelmäßig und nur großmaßstäblichen Richtungstrends folgend. Die von der Remobilisierung betroffenen Volumina im Dolomit liegen in der Größenordnung von etlichen tausend m^3 . Ein solch großvolumiger Stoffaustausch läßt sich am wahrscheinlichsten durch die Wirksamkeit metamorpher Fluids erklären. Weiters scheint die Kornvergrößerung im Dolomit gleichzeitig mit einer ersten duktilen Verformung (Isoklinalfaltung) passiert zu sein.

Die hiebei beteiligten Mindest-Fluidmengen lassen sich aus einer einfachen Massenbilanz

$$F \cdot c_F \cdot \sigma_R = - R \cdot c_R \cdot \sigma_R$$

abschätzen (BLATTNER, 1985), wobei F der Masse des kumulativen Fluiddurchsatzes, R der Masse des durchfluteten Gesteins, c_F und c_R der Sr-Konzentration in der fluiden Phase bzw. im Gestein und σ_F bzw. σ_R der isotopischen Veränderung in der fluiden Phase bzw. im Gestein (während vollständiger Reaktion zwischen beiden) entspricht. Bei Annahme eines Sr-Gehaltes von 200 mg/l in der mineralisierenden Lösung (unter Berücksichtigung von Metamorphosebedingungen von ca. 2 kbar und ca. 300°C; LENGAUER, 1988) läßt sich ein F/R-Verhältnis von 2,4 errechnen, was einem Volumsverhältnis $V_F : V_R$ von 6 : 1 entspricht. Unter Berücksichtigung der relativ großen Unsicherheit in c_F kann für das V_F/V_R -Verhältnis ein Wert zwischen 2 und 12 angenommen werden. Da solche Fluidmengen am ehesten während der ersten, den Sedimentstapel erfassenden Metamorphose freigesetzt werden können, wird alleine schon aus diesem Grund die variszische Metamorphose als entscheidend für diese Stoffumsätze und somit auch für die Barytanreicherung angesehen.

Einen weiteren Hinweis auf ein variszisches und nicht alpines Alter der Dolomit-Rekristallisation geben die Isotopendaten von Probe L 23. Aus der Beziehung der Isotopendaten von gelöstem, reinem Karbonatanteil ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71093$) zu denen des Gesamtgesteins (inkl. Tonanteil: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0,0836$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71126$, $[\text{Rb}] = 1,02$ ppm, $[\text{Sr}] = 35,5$ ppm) läßt sich zwar keine exakte Altersdatierung des Isotopenaustausches zwischen Schichtsilikaten und Dolomit vornehmen, aber doch ein variszisches Alter dafür abschätzen.

Eine magmatische Herkunft des Ba (und Sr) ist aufgrund obiger Überlegungen unwahrscheinlich. Ein basischer Vulkanismus bedingt durch Krustendehnung zur Zeit der Sedimentation der unterdevonischen Plattform-Karbonate wäre zwar vorstellbar und wurde ja auch für die Fahlerzbildung verantwortlich gemacht (GSTREIN, 1979). Wäre auch der Baryt daraus entstan-

den, so sollte er aber $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse unter 0,708 aufweisen.

Deszendente Lösungen sollten Sr enthalten, das verschiedensten Quellen entstammt mit entsprechend unterschiedlichen Isotopenverhältnissen. Ausscheidungen aus solchen Lösungen sollten folglich durch eine breite Streuung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse gekennzeichnet sein. Die Baryte weisen hingegen eine über den gesamten Lagerstättenbereich einheitliche isotopische Zusammensetzung auf.

Evaporite der überlagernden Nördlichen Kalkalpen stehen zwar in nächster Umgebung des Schwazer Dolomits im Bereich des Brandwaldes nordöstlich von St. Gertraudi an. Deren isotopische Zusammensetzung disqualifiziert sie jedoch als mögliche Sr-Lieferanten für das Sr in den Baryten: ein Gips aus den Werfener Schichten lieferte ein $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0,7090.

Als mögliche Quellen für das Ba und Sr in diesen Lösungen kämen noch folgende in Frage:

- Metamorph überprägte Evaporite innerhalb der devonischen Plattform-Karbonate (Schwazer Dolomit).
- Der Schwazer Dolomit selbst.
- Die unterlagernden Wildschönauer Schiefer.

Reste von Evaporiten innerhalb des Schwazer Dolomits sind noch in Form großteils remobilisierten Anhydrits zu finden. Da der Schwazer Dolomit in der Hauptmasse Flach- bis Flachstwasserbildungen repräsentiert, die lokal auch Trockenlegungen unterlagen (resedimentierte Dolomitreccien), und die lagenweise Einstreueung von Quarz und Glimmer eine zeitweilige Küstennähe dokumentiert, ist ein Evaporitbildung unterstützendes Environment vorstellbar. Dies wird nicht zuletzt auch durch die Existenz feiner Anhydritkörnchen innerhalb des Dolomitgesteins (GSTREIN, 1986) bekräftigt. Wenn heute nur mehr sporadisch Anhydrit und auch keine anderen Evaporitminerale gefunden werden, so ist dies durch die metamorphe Überprägung leicht zu erklären. Eine vielleicht Sabkha-ähnliche Situation würde durchaus eine synsedimentäre Ba- und Sr-Anreicherung erlauben und S-Isotopenmeßergebnisse wurden auch als Argument für eine solche synsedimentäre Barytbildung herangezogen. Die von SCHROLL & PAK (1980) an Baryten festgestellten $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von +23,9 bzw. +23,1 ‰ (CTD) entsprechen gut devonischen Meerwasserhältnissen. Die Sr-Isotopenzusammensetzung der Baryte schließt aber eine Herkunft des Sr aus solch einem flachmarinen, evaporitischen Bereich aus.

Zieht man ein von SCHROLL (1971) festgestelltes vergleichsweise hohes K/Ba-Verhältnis im Schwazer Dolomit in Betracht, so wäre auch eine theoretische Herleitung des Ba, nicht aber des Sr, aus dem Schwazer Dolomit selbst denkbar. Aszendente Sr-reiche, sehr saure Lösungen würden in solch einem Modell Ba^{2+} unter reduzierenden Bedingungen aus dem Schwazer Dolomit lösen und andernorts unter oxidierenden Bedingungen als Sr-reichen Baryt wieder ausfällen. Da Ba, wie SCHROLL (1971) nachweisen konnte, in Karbonatgesteinen an den Tonanteil gebunden ist, und der Schwazer Dolomit insgesamt ausgesprochen arm an Schichtsilikaten ist (keine nennenswerte Beeinflussung der primären $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse durch Zerfall von ^{87}Rb !), erscheint dieses Modell in Anbetracht der immerhin lagerstättenbildenden Barytmengen aufgrund einer einfachen Volumenbilanz Schichtsilikate : Baryt eher unwahrscheinlich.

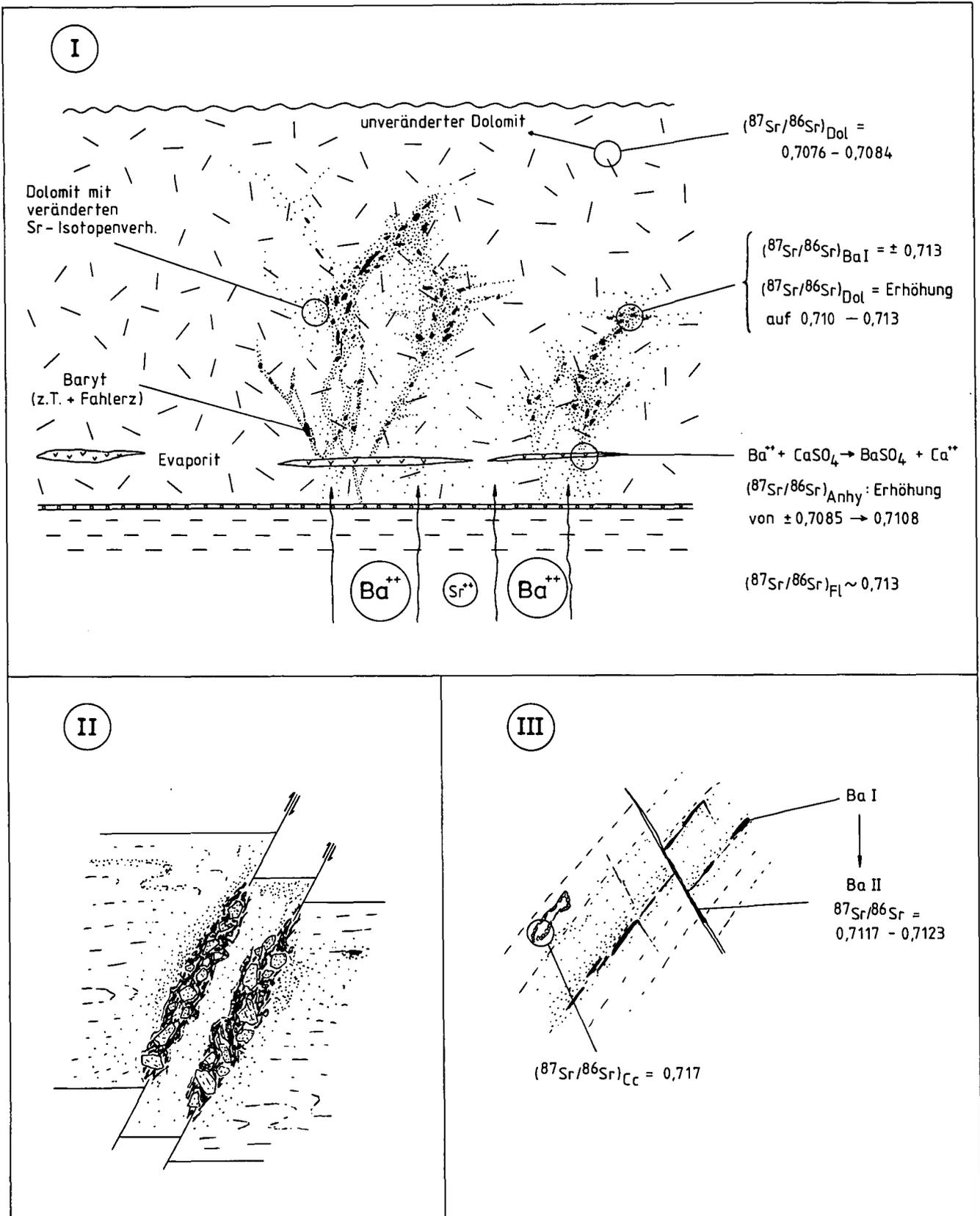


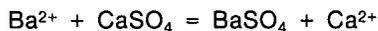
Abb. 10.

Genetisches Modell für die Barytlagerstätte Kogel/Brixlegg und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der wichtigsten beteiligten Phasen.

- Stufe I: ascendente Ba^{2+} - und Sr^{2+} -reiche metamorphogene Lösungen aus den tiefer liegenden phyllitischen Serien (parallel strichliert) des Ordoviz und Silurs dringen in den Schwazer Dolomitkomplex (regellos strichliert) ein (..... = Basisquarzit). Evaporit-Horizonte (v v v v) liefern die für die Barytbildung notwendigen Sulfat-Anionen. Der Dolomitkomplex wird über etliche tausend m^3 von diesen Lösungen durchsetzt, was zu Rekristallisation und Mobilisation desselben führt. In der Folge kommt es zur Mobilisierung von Fahlerz und bei sinkender Temperatur bzw. Erhöhung des pH-Wertes zur Ausfällung von Sr-reichem Baryt (dickere, dunkle Linsen).
- Stufe II: Konzentration von Baryt in barytreichen Zonen führt zur Bildung von dolomitischen Deformationsbreccien mit Baryt als Grundmasse.
- Stufe III: Remobilisierung von Baryt in junge Klüfte und Störungen (Baryt II) während der alpinen Orogenese.

Die wahrscheinlichste Ba- und Sr-Quelle dürfte in den Gesteinen im Liegenden des Schwazer Dolomits zu suchen sein, wobei sich die phyllitischen Wildschönauer Schiefer hierfür anbieten. Neben einem gewissen Ba-Gehalt in Feldspäten kann eine Erklärung für primären Baryt in diesen quarzreichen Metapsammiten und -peliten im Vergleich mit rezenter Barytbildung im Atlantik gefunden werden. In einer jüngsten Studie konnte BISHOP (1988) zeigen, daß die Barytausscheidung im Meer vor allem unterhalb der euphotischen Zone in Mikroenvironments erfolgt, die durch Sulfatanreicherung aus zerfallender organischer Substanz und durch Opalreichtum gekennzeichnet sind. Organismen mit kieseligem Gerüst scheinen die Bildung von Baryt zu begünstigen. Solche Baryte (0,5–5 µm große Partikel) können geringe Mengen an Sr beinhalten. Eine weitere Sr-Quelle könnten aber auch Evaporite innerhalb der Phyllite sein. Nach GSTREIN (1986) enthalten die Phyllite stellenweise bis zu 5 % Gips.

Zusammenfassend erscheint folgender Ablauf am wahrscheinlichsten: Die variszische Metamorphose bewirkte die Freisetzung großer Fluidmengen aus den altpaläozoischen Sedimenten und die Lösung von Ba und Sr aus den ordovizisch-silurischen Schiefen. Synmetamorphe duktile Deformation (Isoklinalfaltung) wurde im Schwazer Dolomit von kornvergrößernder Rekristallisation und Mobilisation begleitet. Dabei kam es zu einer, je nach Verhältnis Gesteinsvolumen : Lösungs menge, unterschiedlichen Erhöhung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im Dolomit. Die azendenten metamorphen, an Ba und Sr angereicherten Lösungen reagierten mit Evaporiten innerhalb des Schwazer Dolomitkomplexes, wobei es zu der für die Barytanreicherung entscheidenden Reaktion



kam (Phase I in Abb. 10). Während der gleichzeitig rekristallisierte Dolomit (zu Dolomit II) aufgrund seines niedrigen Sr-Gehaltes nahezu vollständig an die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte der Lösung (und auch des Baryts) von etwa 0,713 angeglichen wurde, fiel diese Veränderung im Sr-reichen Anhydrit wesentlich schwächer aus (0,7107). Mit dieser Reaktion wären die vielleicht widersprüchlich anmutenden Sr- und S-Isotopendaten, d.h. das metamorpogene Sr im Baryt einerseits und das marine Sulfat andererseits, erklärt.

Während der Durchfluß hydrothermalen Lösungen entlang von Bruchzonen bzw. diskreten, vorgegebenen Schwäche zonen hohe Durchflußgeschwindigkeiten impliziert, ist die intergranulare Migration als Porenlösung so langsam, daß die thermische Entwicklung einer derart transportierten Lösung durch einen beträchtlichen Temperaturverlust geprägt sein muß. Die Anlieferung der mineralisierenden Lösungen aus der tieferen Kruste wird zwar ersterem Transport-Mechanismus unterlegen haben (vertikaler Transport durch turbulenten Durchfluß entlang Schwäche zonen, Störungen, Klüfte etc.), beim Eintritt in den Dolomitkomplex scheint jedoch die Fließgeschwindigkeit durch die weitgehende Verlagerung des Lösungs transportes in den Intergranularbereich stark herabgesetzt worden zu sein. Dies bewirkte ein sukzessives Temperaturgefälle, was in der Ausscheidungsfolge

Dolomit II → Fahlerz + Quarz → Baryt

zum Ausdruck kommt. Der sinkenden Löslichkeit bei abnehmender Temperatur folgend mußte die eigentliche Platznahme des Baryts erst unter sehr kühlen Be-

dingungen erfolgt sein (der gleichzeitig mit Fahlerz ausgefällte Quarz wurde nicht mehr angelöst).

Baryt und Anhydrit konnten nicht in paragenetischem Verband beobachtet werden. Entweder das eine oder das andere Sulfat bildet die Restlumenfüllung. Charakteristisch für den Randbereich der Breccienkörper sind besonders cavernöse Dolomite. Es erscheint naheliegend, in diesen unregelmäßigen Hohlräumen Bereiche zu sehen, die ursprünglich von Anhydrit mobilisiert waren und diese in der Folge gelöst wurden.

Während spätvariszischer (oder frühalpiner ?) Bruchtektonik konzentrierte sich die Deformation auf die mit Baryt vererzten Dolomitmehereiche, da Baryt eine deutlich geringere Scherfestigkeit als Dolomit besitzt. Dies mag die Entstehung der typischen Breccienkörper erklären (Phase II in Abb. 10).

Die alpine Orogenese bewirkte im Schwazer Dolomit nur spröde Deformationen: offene Stauchfalten mit serizitbesetzten s-Flächen als Gleitebenen und vor allem bruchtektonische Zerstückelung in zahlreiche Dolomitschollen. Damit sind mengenmäßig unbedeutende Remobilisationen von Fahlerz, Baryt und lokal auch noch von verbliebenem Anhydrit verbunden (Phase III in Abb. 10). Der Stoffumsatz war bei dieser zweiten Metamorphose deutlich eingeschränkter als bei der ersten. Erfaßte der Stoffaustausch während der ersten Metamorphose noch etliche tausend m³, so fand ein solcher bei der alpinen Metamorphose nur mehr im mm- bis dm-Bereich statt. Dieser hinterließ eine zweite Barytgeneration als Saum um Baryt I oder entlang junger Klüfte oder Störungen. Die Sr-Isotopenzusammensetzung von Baryt II spiegelt den beschränkten Stoffumsatz wider: das eingebaute Sr entstammt der unmittelbaren Umgebung, also Dolomit und Baryt I. Das entsprechende $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis in Baryt II ist daher etwas niedriger als in Baryt I (0,712). Gleiches gilt für Strontianit. Jüngste Calcitbildungen als alpine Hohlraumfüllungen weisen kein isotopisches Gleichgewicht mit ihrer Umgebung auf.

Hinsichtlich der Fahlerzgenese im Revier Kogel sei ergänzend bemerkt, daß hier, im Gegensatz zum Revier Schwaz (siehe GSTREIN, 1979) keine Hinweise auf syngenetische Fahlerzbildung gefunden werden konnten. Gerade in dem von SCHULZ (1972) als Beweis für eine syngenetische Vererzung erwähnten „schichtparallelen Erzkörper“ im „Unbenannten Gang“ im SE-Schlag des Georgi-Unterbaustollens wurde das am stärksten erhöhte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis im Dolomit festgestellt. Diese auffallende barytfreie Fahlerz-Quarz-Mineralisation scheint somit eher einen, dem sehr steilgestellten ss folgenden, Zufuhrkanal der metamorphogenen erzbringenden Hydrothermen darzustellen.

12. Praktische Bedeutung der Sr-Isotopen für zukünftige Aufschlußarbeiten

Wie die Ergebnisse der Untersuchung der Baryt-Lagerstätte Kogel/Brixlegg zeigen, können Sr-Isotopen in zweierlei Weise für den Bergbau von Bedeutung sein.

Zum einen tragen sie zu einem verbesserten Verständnis für die Genese, insbesondere für die Herkunft der erzbringenden Lösungen und die damit unmittelbar verbundenen Stoffumsätze bei. Ein solches Verständnis ist grundlegend für die Beurteilung, inwieweit die

gesuchten Vererzungen an bestimmte Gesteinstypen, stratigraphische Niveaus, tektonische Strukturen usw. gebunden sind. Im gegenständlichen Beispiel ist diese Kenntnis im Hinblick auf weitere Prospektion jedoch nur von nachrangiger Bedeutung, nachdem durch den jahrhundertlang währenden Bergbau die regionale Verbreitung von Baryt im Raum Schwaz – Brixlegg relativ gut bekannt ist; d.h. der Schwazer Dolomit ist das einzig, bedeutsame Wirtsgestein für wirtschaftlich interessante Barytanreicherungen.

Von entschieden größerer, unmittelbar umsetzbarer Bedeutung für den Bergbau ist hingegen die Erkenntnis, daß das dolomitische Nebengestein in der Umgebung von Vererzungen in seiner isotopischen Zusammensetzung signifikante Änderungen aufweist und diese Veränderungen auf die Wirkung der Ba-liefernden Lösungen zurückgeführt werden können. Besser als mit allen bisher bekannten lithologischen Merkmalen können nun vererzungsbedingt veränderte Nebengesteinsbereiche erkannt werden, können die Bereiche, welche von den mineralisierenden Lösungen durchströmt wurden, von solchen getrennt werden, welche davon nur wenig oder gar nicht beeinflusst wurden. Dies bedeutet die Möglichkeit der Ausscheidung erzhöflicher von nicht erzhöflichen Bereichen. Nachdem solche Veränderungen im Nebengestein nicht nur im Kleinbereich, sondern über etliche dm bis 10er m (und vermutlich noch weiter) von der Vererzung weg festgestellt werden können, ist damit eine wirtschaftlich interessante Prospektionshilfe gegeben.

Als nicht erzhöflich sind all jene Dolomitbereiche einzustufen, welche durch $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse um 0,708 gekennzeichnet sind. Als erzhöflich hingegen können all jene Dolomitbereiche gelten, deren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse jenen der Baryte entsprechen, also um 0,712 bis 0,713 liegen.

Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß die Tatsache eines erhöhten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses im Dolomit noch keine Garantie für eine unmittelbar in der Nähe liegende Vererzung ist, sondern die Bestätigung, daß eine wesentliche Voraussetzung für eine mögliche Vererzung gegeben ist. Umgekehrt können aber isotopische unveränderte Dolomitbereiche getrost von weiterer Aufschliebung ausgeklammert werden.

Die testweise Untersuchung von Bohrkernabschnitten bestätigte eine erfolgreiche Einsatzmöglichkeit auch in dieser Hinsicht. Das Rb/Sr-Verhältnis scheint im Schwazer Dolomit durchwegs so gering zu sein, daß nicht nur säuberlich separierte reine Karbonate, sondern auch pulverisiertes Gesteinsmehl aussagekräftige Ergebnisse ermöglicht. Die Methode scheint daher auch geeignet, systematisch Bohrkern zu untersuchen und dadurch zusätzliche Information über die durchbohrten Nebengesteinsbereiche zu bekommen.

Dank

Diese Untersuchung wurde am Geochronologischen Labor (BVFA Arsenal) durchgeführt. Dem Leiter desselben, Herrn Prof. W. FRANK, danke ich für seine Unterstützung und sein Interesse an dieser Arbeit.

Eine erfolgreiche Durchführung dieses vom Ministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten finanzierten Projektes (Projekt ÜLG 22/87) wäre ohne gute Zusammenarbeit mit den Montanwerken Brixlegg unmöglich gewesen. Hiefür sowie für die bereitwillige Unterstützung bei der Probenahme und für die Überlassung von Bohrkernen sei den Herren Dr. WÖBKING und Dr. GSTREIN herzlichst gedankt.

Herr Dr. PHOLIADIS führte die EDAX-Messungen durch, Herr Dr. PAPESCH (beide BVFA Arsenal, Wien) erste C- und O-Isotopenmessungen und Herr Dr. BRANDSTÄTTER (NHM Wien) ermöglichte die EMS-Daten. Ihnen allen gebührt mein herzlichster Dank.

Literatur

- ALBAREDE, F., MICHARD, A., MINSTER, J.F. & MICHARD, G.: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in hydrothermal waters and deposits from the East Pacific Rise at 21°N. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, 229–236, 1981.
- BARBIERI, M., MASI, U. & TOLOMEO, L.: The strontium geochemistry in the epithermal barite deposits from the Apuan Alps (Northern Tuscany, Italy). – *Chem. Geol.*, **35**, 351–356, 1982.
- BARBIERI, M., MASI, U. & TOLOMEO, L.: Strontium geochemical evidence for the origin of the barite deposits from Sardinia, Italy. – *Econ. Geol.*, **79**, 1360–1365, 1984.
- BISHOP, J.K.B.: The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. – *Nature*, **332**, 341–343, 1988.
- BLATTNER, P.: Isotope shift data and the natural evolution of geothermal systems. – *Chem. Geol.*, **49**, 187–203, 1985.
- BURKE, W.H., DENISON, R.E., HETHERINGTON, E.A., KOEPNICK, R.B., NELSON, H.F. & OTTO, J.B.: Variation of seawater Sr87/Sr86 throughout Phanerozoic time. – *Geology*, **10**, 516–519, 1982.
- CHAUDHURI, S.: Strontium isotopic composition of several oil field brines from Kansas and Colorado. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 329–331, 1978.
- DIRSCHERL, R.: Chalkostibit von St. Gertraudi bei Brixlegg, Tirol. – *Lapis*, **11**(10), 28–29, 1986.
- DOE, B.R., HEDGE, C.E. & WHITE, D.E.: Preliminary investigation of the source of lead and strontium in deep geothermal brines underlying the Salton Sea geothermal area. – *Econ. Geol.*, **61**, 462–483, 1966.
- FAURE, G.: *Principles of Isotope Geology*. – 2nd ed., 589 S., New York (J. Wiley & Sons) 1986.
- FAURE, G. & JONES, L.M.: Anomalous strontium in the Red Sea brines. – In: DEGENS, E.T. & ROSS, D.A.: *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*, 243–250, New York (Springer) 1969.
- FRIMMEL, H.: Isotopengeologische Untersuchungen ausgewählter ostalpiner Lagerstätten. – Unveröff. Ber. Österr. Akad. Wiss., 22 S., Wien 1985.
- FRIMMEL, H.: Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps. – *Mineral. Deposita*, **23**, 268–275, 1988.
- GSTREIN, P.: Neuerkenntnisse über die Genese der Fahlerzlagerstätte Schwaz (Tirol). – *Mineral. Deposita*, **14**, 185–194, 1979.
- GSTREIN, P.: Über mögliche Umlagerungen von Fahlerzen im devonischen Schwazer Dolomit wie auch in der angrenzenden Schwazer Trias. – *Schriftenreihe Erdwiss. Kommission*, **6**, 65–73, 1983.
- GSTREIN, P.: *Geologie – Lagerstätten – Bergbautechnik*. – In: EGG, E. (Hrsg.): *Stadtbuch Schwaz. Natur – Bergbau – Geschichte*, 9–77, Schwaz (Stadtgemeinde Schwaz) 1986.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H.: Die Fahlerzlagerstätte auf der Gratlspitze (Thierberg bei Brixlegg). – *Archiv f. Lagerstättenforsch. i.d. Ostalpen*, **9**, 169–194, Leoben 1969.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K.: Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbühler Grauwackenzone (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **130**(2), 163–173, 1987.
- HOFFMANN, R. & BAUMANN, A.: Sr isotopic composition of brines from West German thermal springs. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1986**(10), 591–598, 1986.

- HOLSER, W.T.: Gradual and abrupt shifts in ocean chemistry. – In: HOLLAND, H.D. & TRENDALL, A.F. (eds.): Patterns of change in earth evolution, 123–143, Berlin etc. (Springer) 1984.
- KESSEN, K.M., WOODRUFF, M.S. & GRANT, N.K.: Gangue mineral $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and the origin of Mississippi Valley type mineralizations. – *Econ. Geol.*, **76**, 913–920, 1981.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M.: Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite-Crystallinity Data and Isotopic Ages. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 164–178, Wien (Deuticke) 1987.
- LANGE, S., CHAUDHURI, S. & CLAUER, N.: Strontium isotopic evidence for the origin of barites and sulfides from the Mississippi Valley-type ore deposits in Southeast Missouri. – *Econ. Geol.*, **78**, 1255–1261, 1983.
- LEEDER, O., BAUM, H. & HUNGER, H.-J.: Heterogener Strontiumeinbau in Baryt. – *Z. geol. Wiss.*, **11**(9), 1137–1140, 1983.
- LENGAUER, C.L.: Zur Metamorphose der westlichen Grauwackenzone (Salzburg). – *Abstr. Jahrestagung Österr. Geol. Ges.*, 15–16, Salzburg 1988.
- LUKAS, W.: Eine tektonisch-genetische Untersuchung der Lagerstätten des Groß- und Kleinkogels/Brixlegg. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971**, 208–223, 1971.
- MEIXNER, H.: Die Geomineralogie des Strontiums in österreichischen Vorkommen. – *Miner. Mitt. Landesmus. Joanneum*, **1967**(1/2), 57–65, 1967.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **18**, 89–150, 1967.
- MOSTLER, H.: An jungpaläozoischen Karst gebundene Vererzungen mit einem Beitrag zur Genese der Siderite des Steirischen Erzberges. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **13**, 97–111, 1984.
- MÜLLER, E.: Primäre und sekundäre Kupferminerale am Gratlspitz bei Brixlegg (Tirol). – *Der Karinthin*, **80**, 99–104, 1979.
- PAAR, W.: Neue Devillin-Vorkommen Österreichs und Posnjakit von Brixlegg, Tirol (ein Nachtrag). – *Der Karinthin*, **69**, 54–57, 1973.
- PAMPURA, V.D., PLYUSNIN, G.S. & SANDIMIROVA, G.P.: Geochemical and isotopic composition of strontium in mineral forming solutions of the Puzhetka hydrothermal system (southern Kamchatka). – *Geochem. Intern.*, **17**, 57–70, 1980.
- PIRKL, H.: Geologie des Triasstreifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inns zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol) – *Jb. Geol. B.-A.*, **104**, 1–150, 1961.
- SCHMIDEGG, O.: Die Erzlagerstätten am Reiter Kopf und Reiter Kogel. – *Schlern-Schriften*, **101**, 17–25, 1953.
- SCHROLL, E.: Beitrag zur Geochemie des Bariums in Carbonatgesteinen und klastischen Sedimenten der ostalpinen Trias. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **15**, 258–278, 1971.
- SCHROLL, E.: Beitrag der Geochemie zur Kenntnis der Lagerstätten der Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1978**(3), 461–470, 1979.
- SCHROLL, E. & PAK, E.: Schwefelisotopenzusammensetzung von Baryten aus den Ost- und Südalpen. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **27**, 79–91, 1980.
- SCHULZ, O.: Unterdevonische Baryt-Fahlerz-Mineralisation und ihre steilachsige Verformung im Großkogel bei Brixlegg (Tirol). – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **18**, 114–128, 1972.
- TUFAR, W.: Geochemische Untersuchungen an österreichischen Baryten. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **9**, 242–251, 1964.
- TUFAR, W.: Mikroskopisch-lagerstättenkundliche Charakteristik ausgewählter Erzparagenesen aus dem Altkristallin, Paläozoikum und Mesozoikum der Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1978**(3), 499–528, 1979.
- VOHRYZKA, K.: Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. – *Jb. Geol. B.-A.*, **11**, 3–88, 1968.
- WHITE, D.E.: Diverse origins of hydrothermal ore fluids. – *Econ. Geol.*, **69**, 954–973, 1974.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 17. Dezember 1988.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1989

Band/Volume: [11](#)

Autor(en)/Author(s): Frimmel Hartwig E.

Artikel/Article: [Einsatzmöglichkeiten der Strontium-Methode in der Lagerstättengeologie am Beispiel der Barytlagerstätte Kogel/Brixlegg \(Tirol\) 127-146](#)