

**Abhandlungen
der Bayerischen Akademie der Wissenschaften
Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse**

Neue Folge. Heft 66

1954

**Die sedimentäre Bildung von Flußspat
im Oberen Wettersteinkalk
der nördlichen Kalkalpen**

Aus dem Institut für allgemeine und angewandte Geologie
und Mineralogie der Universität München

von

Hans Jochen Schneider

Vorgelegt von Herrn Albert Maucher am 4. Juni 1954

Mit 17 Abbildungen

München 1954

Verlag der Bayerischen Akademie der Wissenschaften

in Kommission bei der C. H. Beck'schen Verlagsbuchhandlung München

Druck der C. H. Beck'schen Buchdruckerei Nördlingen
Printed in Germany

HERRN PROF. DR. B. SANDER, INNSBRUCK
ZU SEINEM 70. GEBURTSTAG
IN VEREHRUNG GEWIDMET

VORWORT

In den letzten Jahren erfuhren die Blei-Zinkerzlagertstätten der bayerischen Kalkalpen und der angrenzenden nordtiroler Gebiete eine umfassende Neubearbeitung, da von dieser Lagerstättenprovinz bisher nur einige kleinere, in der älteren Literatur verstreute Arbeiten über Einzelvorkommen existieren. Die Anregung zu diesem Forschungsvorhaben ging vom Lagerstättenausschuß der GESELLSCHAFT DEUTSCHER METALLHÜTTEN- UND BERGLEUTE e.V., Clausthal, aus, dem auch an dieser Stelle für seine großzügige Förderung aufrichtig gedankt sei.

Die Vermittlung dieser Aufgabe, sowie zahlreiche Anregungen zu ihrer Durchführung verdanke ich Herrn Professor Dr. P. SCHMIDT-THOMÉ, München. Über die Ergebnisse dieser Arbeiten wird im Rahmen der „Monographien der Deutschen Blei-Zink-Erzlagertstätten“ zusammenfassend und ausführlich berichtet.¹

Noch während der Untersuchungen einzelner Lagerstätten im Felde zeigte sich, daß wesentliche Hinweise zur Genese der Erzlagertstätten durch eine ausführliche Bearbeitung des Nebengesteins und seiner faziellen Ausbildung gewonnen werden konnten. Von besonderem Interesse war dabei die Entstehung und Verbreitung der, z. T. im Verband mit Erzen auftretenden, schichtigen Flußspatvorkommen. Die hierzu notwendigen weiteren Untersuchungen wurden durch eine finanzielle Unterstützung von seiten der „FRAUNHOFER-GESELLSCHAFT zur Förderung der angewandten Forschung e.V., München“ ermöglicht. Die folgenden Ausführungen beschränken sich im wesentlichen auf die Beschreibung der Flußspatgefüge und die sich daraus ergebenden Folgerungen zur Genese des Flußspates im oberladinischen Sedimentkomplex. Weitere Folgerungen zur Genese der kalkalpinen Blei-Zinklagertstätten können in diesem Zusammenhang nur kurz gestreift werden.

Schon die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zwingen dazu, von den bisher geltenden Lehrmeinungen der allgemeinen und speziellen Lagerstättenlehre einen gewissen Abstand zu gewinnen. Die hierzu notwendigen Anregungen verdanke ich in erster Linie meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER, der mich einer sachlichen und kritischen Erfassung lagertstättenkundlicher Probleme näherbrachte und meine Arbeiten durch zahlreiche Anregungen und jede mögliche Unterstützung förderte.

Die Direktion der BLEIBERGER BERGWERKS-UNION, Klagenfurt, insbesondere Herr Dir. Dr.-Ing. E. TSCHERNIG, ermöglichten eine Durchsicht der Unterlagen über die Tiroler Grubenfelder und gestatteten ausführliche Befahrungen ihrer Kärntner und nordtiroler Bergbaubetriebe. Auch das BAYERISCHE OBERBERGAMT und das BAYERISCHE GEOLOGISCHE LANDESAMT, München, förderten die Arbeiten durch bereitwillig gewährte Hilfe.

Das relativ große Untersuchungsgebiet zwischen den Lechtaler-Allgäuer-Alpen im Westen und der Salzach im Osten wurde in zwei Arbeitsgebiete aufgeteilt. Herr Dr.-Ing. K. C. TAUPITZ, Clausthal, übernahm den Westteil der Lagerstättenprovinz (TAUPITZ 1954), während der vom Wettersteingebirge nach Osten anschließende Teil von mir

¹ Monographie 16, Lieferung 2: „Die Vorkommen der bayerischen Alpen“, erscheint voraussichtlich 1954/55.

bearbeitet wurde (SCHNEIDER 1953a). Ich möchte an dieser Stelle Herrn Kollegen TAUPITZ für den freimütigen und anregenden Gedankenaustausch danken, der unseren beiden Arbeiten sehr förderlich war.

Zur Abrundung eines Überblickes über die nordalpinen Flußspatvorkommen wurden, einer freundlichen Anregung von Herrn TAUPITZ folgend, auch die Vorkommen seines Arbeitsgebietes mit in die Übersichtskarte und tabellarische Zusammenstellung aufgenommen. Die folgenden Ausführungen beziehen sich im wesentlichen auf den Ostteil des bearbeiteten Kalkalpenraumes (Arbeitsgebiet SCHNEIDER, 1953a); sie stimmen weitgehend mit den Beobachtungen und Folgerungen von TAUPITZ (1954) überein.

INHALT

Einleitung. (Ältere Arbeiten und genetische Deutungen, Problemstellung)	9
I. Die Sonderfazies des Oberen Wettersteinkalkes	12
1. Lagerungsverband und fazielle Kennzeichen	12
2. Allgemeine petrographische Merkmale	13
3. Ausbildung und Verbreitung der Sonderfazies	14
II. Die Flußspatvorkommen im Oberladin der nördlichen Kalkalpen	16
1. Ausbildung und Mineralisationsphasen des Flußspates	16
2. Tabellarische Zusammenstellung der Einzelvorkommen	19
3. Gesteine mit sedimentären Anlagerungsgefügen von Flußspat	21
III. Genetische Folgerungen	25
1. Bisher bekannte Vorkommen von Flußspat in Sedimenten	25
2. Die sedimentäre Anreicherung von Flußspat im Verband der Sonderfazies	26
3. Zur Geochemie des Fluor und genetische Hinweise	27
4. Paläogeographie und Faziesentwicklung. (Beziehungen zur Bildung der Erzlagerstätten)	30
Zusammenfassung	32
Angeführte Schriften	35

EINLEITUNG

Aus den nördlichen Kalkalpen ist Flußspat als Begleitmineral zahlreicher, in den anisichen und ladinischen Kalkserien auftretender Blei-Zinkerzlagertstätten bekannt und bisher als typischer Begleiter der „hydrothermal-metasomatischen Vererzung“ angesehen worden (GÜMBEL 1861, LAUBMANN 1924, CLAR 1929, HIESSLEITNER 1934 u. a.). Analoge Lagerstätten treten auch in den triassischen Kalkserien der südlichen Kalkalpen auf.

An primären Erzmineralien führen diese Lagerstätten fast nur Zinkblende und Bleiglanz, untergeordnet auch Pyrit, bzw. Markasit. Als sekundäre Bildungen treten vor allem Cerussit, Hemimorphit, Hydrozinkit und Limonit, daneben auch Smithsonit, Wulfenit, Descloizit und Vanadinit auf. Die wichtigsten Begleitminerale („Gangarten“) sind: Kalkspat, Dolomit, Flußspat, Baryt, Quarz und Anhydrit.

In den abbauwürdigen Einzellagerstätten herrschen nester-, linsen- oder schlauchförmige Vererzungen mit typischen Verdrängungsbildern („Kokardenerze, Netzerze“) vor. Daneben wurde die extensivere Schichtvererzung („Sprenkelerze“) meist weniger beachtet, da sie in der Regel erzärmer ist. Im Extremfall ist ihr Erzgehalt nur mikroskopisch wahrnehmbar.

Neben diesen an die Blei-Zinkerzlagertstätten gebundenen Vorkommen tritt Flußspat gelegentlich als Fossilisationsmittel in anisichen Kalken, vor allem aber als charakteristischer akzessorischer Bestandteil und als junge Kluftfüllung in den Gutensteiner Kalken auf (SCHRÖTTER 1896, REDLICH 1898, HAAS 1912).

Eine fast lückenlose Zusammenstellung aller bekannter, auch der mineralogisch interessierenden, Flußspatvorkommen und -Fundpunkte der österreichischen Alpen bringt MATZ (1953). Er faßt die kalkalpinen Vorkommen zu zwei Gruppen zusammen: 1. „Flußspat als Gangart auf Pb-Zn-Lagerstätten der Mitteltrias“ und 2. „Flußspatvorkommen der anisichen Stufe in Nachbarschaft salinarer Untertrias“ (MATZ 1953, S. 209 ff.). Mit dieser Aufstellung ist bereits die stratigraphisch-fazielle Stellung der kalkalpinen Flußspatvorkommen umrissen, wenn auch MATZ eine hydrothermale Epigenese des Flußspates vertritt.

Auch die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen, daß sich die Vorkommen von Flußspat im betrachteten Bereich der nördlichen Kalkalpen ausschließlich auf den aniso-ladinischen Sedimentkomplex in Muschelkalk-, Gutensteiner Kalk- und Wettersteinkalk-Facies beschränken. So ist z. B. aus den ladinischen Dolomitserien der „Berchtesgadener Fazies“ („Ramsaudolomit“) bisher noch kein Flußspatfund bekannt geworden!

Die Horizonte und Lokalitäten der ladinischen Kalke, in denen sich Flußspat findet, sind jedoch die gleichen, in denen auch die sulfidischen Primärerze in vorwiegend schichtigen Lagerstätten auftreten. Dadurch deuten sich genetische Zusammenhänge mit den kalkalpinen Blei-Zinkerzlagertstätten an (SCHNEIDER 1953c).

In seiner „Erzlagertstättenkarte der Ostalpen“ führt FRIEDRICH (1953) fast lückenlos alle bekannten kalkalpinen Blei-Zinklagertstätten an und stellt sie genetisch, entsprechend den Anschauungen an TORNQVIST (1927, 1929, 1930), PETRASCHECK (1932, 1945) und SCHNEIDERBÖHN (1941), zu den telethermal-metasomatischen „Ausläufern der alpidischen Vererzung“ (FRIEDRICH 1953, S. 402). Diese „alpine Metallogenese“ (PETRASCHECK 1932, 1945) sei als ein einheitlicher, etwa mitteltertiärer Vererzungsvorgang aufzufassen, auf den der größte Teil der ostalpinen Erzlagertstätten zurückzuführen wäre. Demnach soll auch der „Zonenbau“, München Ak. Abh. 1954 (Schneider) 2

den z. B. die regionale Verbreitung der kalkalpinen Blei-Zinkerze, der Kies- und Fe-Karbonaterze (in Grauwackenzone und Schieferhüllen) und der Goldquarzgänge (im Tauernkristallin) zeigt, den p-t-Bildungsbedingungen der Erzparagenesen entsprechend, diesen einheitlichen Vererzungsvorgang beweisen. Dazu betont PETRASCHECK (1932, S. 199), . . . „daß es die Tiefenlage (während der Vererzungsphase, d. Verf.) und nicht das stratigraphische Niveau ist, was die zonare Anordnung bedingt.“ PETRASCHECK (1945) verzichtet auch, entgegen der älteren Ansicht TORNQUISTS (1927, 1929, 1930), auf einen dieser Vererzungsphase entsprechenden sichtbaren, jungen Vulkanismus und nimmt ein „profundes und ausgebreitetes Pluton“ unter den gesamten Ostalpen als Erzbringer an.

SCHWINNER (1942, 1946) erhob gegen diese „unitarische“ Annahme einer einheitlichen Metallogenese der Ostalpen schwerwiegende Einwände, die eine rege Diskussion zu diesem Thema auslösten. Im einzelnen bauten verschiedene Autoren die TORNQUISTSchen Gedankengänge weiter aus oder wandelten sie ab (u. a. CLAR 1945, PETRASCHECK 1945, SCHNEIDERHÖHN 1952), im Prinzip betonten sie jedoch wiederum eine epigenetische Stoffzufuhr, auch für die kalkalpinen Blei-Zink-Erzlagerstätten.

Mit der vorliegenden Arbeit soll nur die Genese des Flußspates ausführlicher erörtert werden. So möge dieser kurze Hinweis auf die übergeordneten genetischen Zusammenhänge genügen, da zu diesem Thema bereits eingehender Stellung genommen wurde (SCHNEIDER 1953a und 1953b, TAUPITZ 1954). Demnach bestehen die Einwände SCHWINNERS zu Recht!

So deutet auch HEGEMANN (1948, 1949) auf Grund geochemischer Untersuchungen an, daß die schichtig in den triassischen Kalken auftretenden Blei-Zinkerze und ihre Begleitminerale (Fluorit, Baryt, Quarz usw.) als syngenetische Bildungen, im Gefolge submariner vulkanischer Stoffzufuhr, anzusehen wären. Leider veröffentlichte HEGEMANN noch keine weiteren Untersuchungsergebnisse, die seine Annahmen ausführlicher bekräftigen.

Nach einer eingehenden mineralogischen und geochemischen Bearbeitung der Blei-Zinkerzlagerstätten Bleiberg-Kreuth/Kärnten erwägt SCHROLL (1953) ebenfalls einen syngenetischen Stoffbestand der Lagerstätte, ohne sich jedoch für diese Möglichkeit zu entscheiden. „Auch das Fluor muß nicht als strenger Beweis für die hydrothermale Abkunft der Mineralisation gelten, seitdem bekannt ist, daß kalkige Sedimentgesteine, insbesondere solche aus der Trias, dieses Element angereichert enthalten können.“ (SCHROLL 1953, S. 54).

Die Überlegungen SCHROLLS sind wohl auch durch die Untersuchungsergebnisse DI COLBERTALDOS (1952) angeregt, der die Blei-Zinkerze in der anisischen Stufe der Dolomiten um Auronzo als syngenetische Anlage im Gefolge des submarinen Triasvulkanismus für möglich hält. Auch in der Umgebung der Raibler Lagerstätte erwähnt DI COLBERTALDO (1948) ladinische und postladinische Porphyre und Tuffe, führt jedoch die Vererzung hier auf den peri-adriatischen, also tertiären Magmatismus zurück. SCHROLL (1953, S. 52) wendet dagegen ein, . . . „daß die geochemische Analyse so eindeutig die Verwandtschaft zu den Pb-Zn-Vererzungen im Ladin und Karn beweist, daß die gemeinsame Herkunft der Metallisation in irgendeinem genetischen Zusammenhang stehen muß. Es ist daher unzulässig, diese Vererzung vom peri-adriatischen synorogenen Plutonismus und die im Anis vom initialen Triasvulkanismus abzuleiten . . .“.

Damit sind die umstrittenen genetischen Beziehungen der kalkalpinen Blei-Zinklagerstätten zur „alpinen Metallogenese“ kurz dargelegt. Für den in diesen Lagerstätten oder in ihrem Nebengesteinsverband auftretenden Flußspat ergibt sich demnach die gleiche Frage wie für die Erze selbst: syngenetisch-sedimentärer Stoffbestand oder epigenetisch-hydrothermale Stoffzufuhr!

Durch eine ausführliche mikroskopische Bearbeitung derjenigen Nebengesteinspartien, die bisher als (makroskopisch!) erzfreie oder erzarme Lagerstättenteile meist wenig beachtet wurden, konnten wichtige Hinweise auf die sedimentäre Entstehung der Lagerstätten gewonnen werden. In der vorliegenden Arbeit ist zunächst nur ein Teil der Beobachtungen, nämlich das Auftreten von Flußspat in sedimentären Verbänden, eingehender behandelt. Dazu wurde angestrebt, aus der Fülle des neugewonnenen Beobachtungsmaterials einen möglichst objektiven Querschnitt zu bieten, um dem Leser selbst ein eigenes Urteil über die sich aufdrängenden Folgerungen zur Genese zu ermöglichen.

Die geochemische Bilanz des Fluors war in den letzten Jahren mehrmals Gegenstand ausführlicher Erörterungen (SHEPHERD 1940, BARTH 1947, BORCHERT 1951, KORITNIG 1951 u. a.), nachdem sich durch umfangreichere Probenahmen und verfeinerte Analysemethoden erwiesen hatte, daß das Fluor ein weit häufigeres Element ist, als bisher angenommen wurde. Demnach tritt bei der Stoffbilanz des Meereswassers (im Vergleich zum Chlor) und in vielen marinen Sedimenten ein Defizit in Erscheinung, das bisher noch nicht befriedigend erklärt werden konnte. Zu diesem Fragenkomplex wird in den folgenden Ausführungen ein Beitrag von geologischer Seite geliefert, der dazu anregen möge, bei einer petrographischen Durcharbeitung von Sedimentgesteinen auch die übergeordneten genetischen Zusammenhänge und ihre geochemischen Bedingungen zu beachten. Dazu ist es notwendig, den geologischen Rahmen der geochemischen Prozesse mit in die Betrachtungen einzubeziehen.

Als Grundlage für eine kritische Bewertung der sedimentären Anreicherungsprozesse und ihre Abbildung in verschiedenen Flußspat-Erz-Karbonat-Gefügen dienen die Arbeiten SANDERS (1936) und SCHWARZACHERS (1947) über Anlagerungsgefüge in alpinen Triaskalken und -Dolomiten. Auf die Erkenntnisse SANDERS wird in den folgenden Ausführungen wiederholt zurückgegriffen, da sie eine Fortsetzung seiner Untersuchungen an einer weiteren, SANDER noch unbekannten Faziesentwicklung der alpinen Triaskalke darstellen.

I. DIE SONDERFAZIES DES OBEREN WETTERSTEINKALKES

1. LAGERUNGSVERBAND UND FAZIELLE KENNZEICHEN

Der Wettersteinkalk zählt mit seiner meist über tausend Meter mächtigen, scheinbar gleichmäßig-eintönigen Ausbildung zu den charakteristischsten Vertretern der kalkalpinen Trias. In der Regel beschränkt man sich bei seiner weiteren Untergliederung darauf, eine vorwiegend dolomitische untere und eine, nur gebietsweise vertretene, wohlgebankte oberste Abteilung festzustellen.

In den nördlichen Kalkalpen zeigt der obere Wettersteinkalk jedoch eine ungewöhnliche Faziesdifferenzierung, die in diesem Raum noch kaum beachtet wurde. Ihre Verbreitung konnte von den Lechtaler Alpen im Westen bis in die Chiemgauer Kalkvorpalen im Osten auf über 200 km streichender Entfernung in zahlreichen Einzelaufschlüssen festgestellt werden und scheint ganz allgemein für den oberladinischen Sedimentkomplex in Wettersteinkalk-Fazies leitend zu sein. So beschrieb sie HOLLER (1936) als erster aus den Revieren der Blei-Zinkerzbergbaue Bleiberg-Kreuth (als bergmännisch wichtige Leithorizonte) aus dem oberen Wettersteinkalk der Kärntner Trias.

Die Gesteinspartien mit derart markanten lithologischen Merkmalen treten selten in größerer vertikaler und horizontaler Verbreitung auf, sondern beschränken sich meist, in unruhiger Wechsellagerung, auf $\pm$ schichtbeständige Linsen und weit auskeilende, dem normalen Bankungsrhythmus des oberen Wettersteinkalkes zwischengeschaltete Einlagerungen. Dadurch wird eine mehrmalige, kurzzeitig wirksame Unterbrechung der Sedimentationsbedingungen im kalkigen Milieu des oberladinischen Meerestrogos erkennbar. Ihre Ursachen und ihre Bedeutung, besonders für lagerstättenkundliche Probleme, wurden bisher wenig beachtet und deshalb auch weit unterschätzt.

Da diese fazielle Sonderentwicklung des Oberen Wettersteinkalkes nicht nur in der Kärntner Trias, sondern auch in den nördlichen Kalkalpen das Niveau der schichtigen Vererzungen anzeigt (HOLLER 1936, bezeichnet sie bergmännisch als „Edle Flächen“), muß ein genetischer Zusammenhang zwischen dem (vertikalen und horizontalen!) Wechsel in der Sedimentfazies und dem Auftreten der Vererzung bestehen. Eines der Kennzeichen für diese Faziesentwicklung ist auch der Flußspat. Gerade in den Schichtgliedern, in denen die feine Verteilung der Erze („Sprenkelerze“) oft bis an die Grenze mikroskopischer Wahrnehmbarkeit heranreicht, tritt der Flußspat in besonders typischen Gefügebildern auf. Deshalb wird eine eingehendere Befassung mit den petrographischen Merkmalen dieser Gesteinspartien und den daraus ableitbaren genetischen Hinweisen notwendig.

Die „Sonderfazies“ des im allgemeinen massig bis bankig, gleichmäßig fein- bis grobkörnig ausgebildeten Kalkkomplexes wird angezeigt durch

1. Einschaltung dolomitischer und bituminöser Schichtglieder und Resedimenten davon,
2. grünlichgraue Mergellagen und sedimentäre Breccie aus dunklen, oft schwarzen, mergeligen Fragmenten („Schwarze Breccie“),
3. Auftreten von Flußspat und feinverteilten sulfidischen Erzen, z. T. auch resedimentierte gröbere Fragmente von Sulfiderzgelen,
4. Entwicklung einer „Oolithfazies“ i. w. S. (s. S. 13 Absatz e), gebietsweise aus karbonatischen („Ankeritoolithe“) oder sulfidischen („Kiesoolithe“) Eisenerzen.

Den Lagerungsverband kennzeichnen sedimentäre Diskordanzen und Schichtlücken (HEIM 1924: „Omissions-Schichtung“).

Soweit die fazielle Sonderentwicklung an reinen Kalk-Dolomit-Gesteinen erkennbar ist, wurde sie bereits von SANDER (1936) aus den nordtiroler Kalkalpen ausführlich beschrieben. Er fasste diese Sonderfazies, die sich einem übergeordneten Rhythmus mächtigerer Kalkbänke mit geringmächtigen, vorwiegend dolomitischen Partien einschiebt, als „Zwischenschichten“ zusammen.

SANDERS Beobachtungen über die Anlagerungsgefüge alpiner „Camgite“ (= Ca-Mg-Anlagerungsgesteine, SANDER 1950) verdanken wir eine Reihe besonders wichtiger, allgemein gültiger Erkenntnisse, die das Gefüge dieser Gesteine analytisch-lithologisch und genetisch kennzeichnen. Ihre Anwendbarkeit für genetische Untersuchungen an alpinen Kalk-Dolomit-Anlagerungsgesteinen wurde u. a. auch durch die Arbeiten SCHWARZACHERS (1946, 1947) weiter bestätigt.

2. ALLGEMEINE PETROGRAPHISCHE MERKMALE

Als Kennzeichen für primär sedimentäre Anlagerung führt SANDER (1936) eine Reihe scharf definierter Gefügemerkmale (in mm- bis cm-Dimension) von alpinen Kalk-Dolomit-Gesteinen an, die in gleicher Ausbildung auch in zahlreichen Gefügebildern mit Anteilen von Flußspat oder sulfidischen Primärerzen auftreten. Solche Gefügemerkmale, die sowohl in reinen Karbonatgesteinen (den „Zwischenschichten“ SANDERS) als auch in Gesteinen mit Flußspat- und Erzgehalten (der „Sonderfazies“ i. w. S.) auftreten, sind:

a) Feinschichtung und rhythmische Wechsellagerung („Rhythmite“), durch polare Änderung der Korngröße oder des angelagerten Materials ausgeprägt.

b) „Geopetales Gefüge“, d. s. Raumdaten des Gefüges, die „unten und oben“ während der Sedimentation (durch Einwirkung des Schwerfeldes der Erde) erkennen lassen, so z. B. eine polare Belegung sedimentärer Grenzflächen.

c) Kräuselung und Wellung von Feinschichten mit externen Abtragflächen, Abstauerscheinungen usw.; mit scharfer Diskordanz folgt darüber dann die nächste Schicht.

d) Texturen, die mechanische Bewegung „noch plastischer Breie“ nach Art der subaquatischen Rutschungen erkennen lassen (Kräuselung, „paradiagenetische“ Faltung und Zerbrechung, die zu sog. „Inhomogenitätsbreccien“ führt); meist mit Merkmalen nach Absatz b und c verknüpft.

e) Resedimente, entstanden durch Wiederaufarbeitung (Abtragung) und Umlagerung des teilweise schon verfestigten Sediments („Sedimentäre Breccie“), oft als mehrfach wiederholter Prozeß erkennbar (z. B. ältere, sedimentäre Breccie nochmals in größeren Fragmenten umgelagert). Die umgelagerten Teile schwimmen in nichtsyngenetischem Sediment! – Hierbei treten Übergänge zur Facies der Oolithe auf: Rundliche oder schollenartige Fragmente werden von mehreren Schalengenerationen aus Kalzit oder Dolomit umkrustet.

Merkmale von intensiven Umlagerungsprozessen sind für den größten Teil der „Sonderfazies“ bezeichnend!

f) Biogene Gesteinskomponenten: Mechanisch angelagerter figurierter Organodetritus, käsige kavernöse Krusten und verzweigte bodenständige Skelette.

Allgemein kann eine Anlagerung entweder an der freien Oberfläche des Sedimentes („externe Anlagerung“) oder in Hohlräumen („Kleinhöhlen“) des bereits verfestigten Sedimentes („interne Anlagerung“) erfolgen.

Die Art der Anlagerung kann unterschieden werden (SANDER 1936, S. 31):

„1. als mechanische Anlagerung von Teilen, welche schon vor der Anlagerung bereits irgendwie entstanden (Detritus, Kristalle, Oolithkörner u. dgl.),

2. als chemische Anlagerung entweder frei (wandständige spätierte Kristalle; Kristallrasen; Glaskopfgefüge; Gele?) oder nicht frei (also innerhalb des Korngefüges: Metasomatose oder Umkristallisation),

3. als biogene Anlagerung . . .“

Ergänzend zu der Bemerkung SANDERS, daß im Wettersteinkalk das „geopetale Resediment“ fast immer fehle (SANDER 1936, S. 123), sei besonders darauf hingewiesen, daß Gesteinspartien mit diesen Gefügemerkmalen wohl ausschließlich im Oberen Wettersteinkalk in unmittelbarer Nachbarschaft und im Verband mit den schichtigen Erzvorkommen als ein Kennzeichen der „Sonderfazies“ sehr verbreitet sind. Durch diese Tatsache gewinnen die allgemeingültigen Erkenntnisse und speziellen genetischen Folgerungen SANDERS (für alpine Kalk-Dolomit-Gesteine) auch für lagerstättenkundliche Erörterungen an Bedeutung.

3. AUSBILDUNG UND VERBREITUNG DER SONDERFAZIES

Durch das Auftreten der Sonderfazies, die sich als unregelmäßige Bankfolge im Profil des Oberen Wettersteinkalkes einschiebt, wird eine vertikale (stratigraphische) und horizontale (paläographische) Gliederung des Sedimentkomplexes in großen Zügen erfaßbar. Es zeigt sich, daß die Kombination bestimmter „Fazies-Komponenten“ (vgl. S. 12, Punkt 1–4), z. T. auch das Auftreten einer einzelnen Komponente, bezeichnend für ein bestimmtes stratigraphisches Niveau oder eine bestimmte Lage im ehemaligen Sedimentationsraum werden kann.

So nimmt auch Anzahl und fazielle Differenzierung der Schichtglieder von Norden nach Süden deutlich zu, gleichwie die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes vom Nordrand der Kalkalpen von durchschnittlich 100 bis 200 m auf über 1000 m in den Kalkhochalpen anschwillt. Die optimale Entwicklung der Sonderfazies, und damit auch die größte Mächtigkeit des durch ihre Verbreitung gekennzeichneten Oberen Wettersteinkalkes, ist auf die Kalkhochalpen (Lechtaler Alpen, Mieminger-, Wetterstein-, und Karwendelgebirge) beschränkt.

Es liegt nahe, nunmehr eine „Stratigraphie“ des Oberen Wettersteinkalkes auf petrographischer Grundlage zu versuchen, zumal eine paläontologische Untergliederung, bei der allgemein bekannten Fossilarmut dieser Gesteinsserie, bisher unmöglich war. Der Terminologie HOLLERS (1936) folgend, wurde zunächst die Raibler-Transgressionsfläche ebenfalls als Bezugsebene ($\pm$ Null-Meter-Horizont) zur absoluten Meter-Gliederung der Vertikalprofile angenommen und darauf die „Tiefenlage“ einzelner fazieller Leithorizonte bezogen. Dazu ist jedoch eine konkordante „Bank-für-Bank-Lagerung“ im gesamten Sedimentationsraum Voraussetzung. Diese Bedingung war für den Bereich der bayerisch-nordtiroler Kalkalpen, ganz im Gegensatz zu den Beobachtungen HOLLERS (1936) im Oberladin Kärntens, nicht einheitlich erfüllt.

Zunächst schufen schon intra-oberladinische Bodenbewegungen und biologische Faktoren (riffbildende Korallen, Kalkalgengesellschaften u. a.) ein submarines Relief (LEUCHS 1928, 1932, 1948). Dazu kamen die mit der „präkarnischen Regression“ (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931 u. a.) verbundenen Abtragungsprozesse, welche in einzelnen Gebieten zu sekundären Mächtigkeitsschwankungen des obersten Wettersteinkalkes führten. Bei Beachtung dieser Faktoren wird verständlich, daß die Raibler-Transgression, auf einen relativ großen Kalkalpenraum bezogen, keinen einheitlichen Bezugshorizont darstellen kann.

Weitere Schwierigkeiten einer feinstratigraphischen Korrelation im oberladinischen Sedimentkomplex bieten die z. T. unbekannten Verschiebungsbeträge, die im Gefolge der alpinen Gebirgsbildung den Verband der Sedimente zerrissen und durch beträchtliche Vertikal- und Horizontalbewegungen versetzten.

Trotzdem prägt sich in der Ausbildung der Sonderfazies eine paläogeographische Gliederung des ehemaligen Sedimentationsraumes in drei große Faziesprovinzen aus. Auch die schichtigen Erzlagerstätten fügen sich in Mineralführung und Verbreitung dieser provinzialen Ordnung ein; sie verstärken damit das Bild einer paläogeographischen Gliederung des Sedimentkomplexes.

Die Verbreitung einer Nordfazies (= Nordprovinz) entspricht der nordrandnahen Ausbildung der ladinischen Sedimente. Die Sonderfazies ist in den meist massigen Kalken nur lokal und unregelmäßig in geringmächtigen Profilen entwickelt. In der Regel überwiegen Resedimente (Oolithe und sedimentäre Breccien) von Kalk-Dolomit-Pelit sowie karbonatische Eisenerze in derben Massen und als Oolithe (Ankerit-Ferrodolomit-Mischungsreihe). Ein besonderes Kennzeichen stellen die in den hangendsten Teilen des Wettersteinkalkes verbreiteten oxydischen und sulfidischen Eisenerzvorkommen dar.

Die Primärerze sind Pyrit und Markasit im Verband mit dunklen bis schwärzlichen, oft bituminösen Kalken. Die Herkunft der Primärerze wurde entweder auf eine „intra-oberladinische“ (KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, MÜLLER-DEILE 1937) oder jüngere (LEUCHS & MOSEBACH 1936) Epigenese zurückgeführt. Nach Lagerungsverband und Gefügemerkmalen gehören jedoch die Kieserze der Nordprovinz ebenso zur Ausbildung der Sonderfazies, wie die schichtigen Blei-Zinkvorkommen in der Südprovinz.

Zwischen die Nordfazies und die optimale Ausbildung der Südfazies schiebt sich eine Übergangszone (= Mittelprovinz) ein, die sich ungefähr mit der mächtigsten Entwicklung der ladinischen Mergelsedimentation (Partnach-Schichten) deckt. Sofern Oberer Wettersteinkalk vorhanden ist, erscheint die Sonderfazies in Kümmerform mit Anklängen an die Südprovinz, wobei tonig-mergelige Komponenten überwiegen (z. B. „schwarze Breccie!“). An Erzmineralien herrschen noch Pyrit/Markasit vor, daneben erscheint Zinkblende. Gelegentlich tritt Flußspat akzessorisch in pyritführenden, schwarzgrauen Kalken auf (s. S. 21, Hammersbacher-Alpe und Arzmoos-Alm).

In der Südprovinz erreicht der Obere Wettersteinkalk mit der Bankfolge der Sonderfazies seine optimale Ausbildung (über 120 m); dabei zeigen sich zahlreiche fazielle Analogien zu den von HOLLER (1936) aus dem Oberen Wettersteinkalk Kärntens beschriebenen Profilen. In der Erzführung überwiegen Zinkblende und Bleiglanz um ein Vielfaches gegenüber Pyrit bzw. Markasit.

Kalk-Dolomit-Gesteine nach Art der von SANDER (1936) beschriebenen „Zwischenschichten“ sind weitverbreitet. Ihnen sind, vor allem in Nachbarschaft der Erzlagerstätten, Mergellagen, Bänke und Linsen (oft als sackförmige Vertiefungen ins Liegende) von „schwarzer Breccie“ und feinschichtigen, stark bituminösen Kalken eingeschaltet. In den mergeligen und bituminösen Schichtgliedern tritt Flußspat in sedimentären Gefügen hervor.

Diese in großen Zügen erkennbare Abgrenzung der drei Faziesprovinzen weist, trotz größerer Aufschlußlücken, auf einige auch geologisch bedeutsame Tatsachen hin:

Die Grenzen zwischen den drei Faziesprovinzen verlaufen, unbeschadet aller späteren tektonischen Verschiebungen, generell von WSW nach ENE. Diese Richtung, die die Verbreitung und Faziesdifferenzierung der triassischen Sedimentation vorzeichnete, stellte OSSWALD (1928) auch im Wendelsteingebiet fest. Die einzelnen Faziesprovinzen bleiben im allgemeinen auf bestimmte („Decken“-) Bereiche beschränkt und stützen damit einige großtektonische Vorstellungen (RICHTER 1930, SPENGLER 1953 u. a.). Kontemporäre Faziesänderungen greifen jedoch mit einer gewissen Kontinuität gleichsinnig über die „Deckengrenzen“ des bayerisch-nordtiroler Kalkalpenraumes hinweg. Die einzelnen großtektonischen Bewegungseinheiten liegen somit in großen Zügen noch in dem Verband, den sie schon im Sedimentationsraum innehatten. Weiträumige „Deckenüberschiebungen“ (etwa „Klippendecken“) müßten durch größere Faziessprünge erkennbar sein, wie dies in geringem Ausmaß im Wendelsteingebiet (OSSWALD 1928) auch tatsächlich der Fall ist.

Ein größerer Faziessprung zeigt sich nur ostwärts des Inns im weiteren Umkreis der juvavischen Schubmassen („Berchtesgadener Decke“ i. w. S.). Die allgemein bekannten faziellen und tektonischen Verhältnisse dieses Raumes geben dafür eine ausreichende Erklärung.

Die Verbreitung der Sonderfazies hält auch nach Westen (TAUPITZ 1954) in typischer Ausbildung soweit an, wie der oberladinische Sedimentkomplex in Wettersteinkalkfazies

entwickelt ist. Doch selbst in den oberladinischen Arlbergsschichten („Arlbergkalke“) erscheinen Merkmale der Sonderfazies, wenn auch untergeordnet und in kümmerhafter Ausbildung.

Besondere Bildungsumstände, vielleicht auch sedimentärer, vorwiegend jedoch diagenetischer Art, führten zur Ausbildung des „Oberen Wettersteindolomites“ in der Umgebung von Imst/Tirol („Tschirgant-Fazies“). Kennzeichnend ist das Vorherrschen bituminöser, zuckerkörniger „metasomatischer“ Dolomite und dunkler Kalke mit hohlraumfüllenden Faserkalzit-Sintern (sog. „Großoolithe“). Sedimentäre Gefüge wurden durch die metasomatische Dolomitisierung meist verwischt; dagegen sind sedimentäre Verbände in m-Dimensionen noch oft zu erkennen. Quarz tritt hier (oft idiomorph!) als typische Gesteinskomponente hervor.

Abschließend seien nochmals die lithologischen Merkmale der Faziesdifferenzierung zusammengefaßt, sofern sie für den oberladinischen Sedimentkomplex besondere Bildungsumstände anzeigen:

Synsedimentäre Dolomitbildung in den „Zwischenschichten“ (SANDER 1936) setzt schwachreduzierendes Milieu in Anwesenheit von Amoniak voraus (LINK 1938). In dieser Fazies ist die „mikrobiologische Kalkfällung“ (BAVENDAMM 1932) nach petrographischen Kennzeichen nachweisbar („Kalk-Gyttja“ i. w. S.). Damit leitet die synsedimentäre Dolomitbildung genetisch zu einer Art „Schwarzmeer-Fazies“ in karbonatischem Milieu über. Ihre extremsten Vertreter im oberladinischen Sedimentkomplex sind schwarzgraue, bituminöse Kalke mit extensivem Gehalt feinverteilter Fe-, Pb- und Zn-Sulfiderze, lokal übergehend in feinschichtige, fast schwarze Kalk-Dolomitgesteine mit besonders hohem Gehalt an Bitumen und tonigen Komponenten. In diesen Gesteinspartien tritt auch der Flußspat in sedimentären Anlagerungsgefügen auf. Daneben spielen die relativ geringmächtigen Bänke grüngrauer, mit Pyrit diffus durchstäubter Mergel eine untergeordnete Rolle.

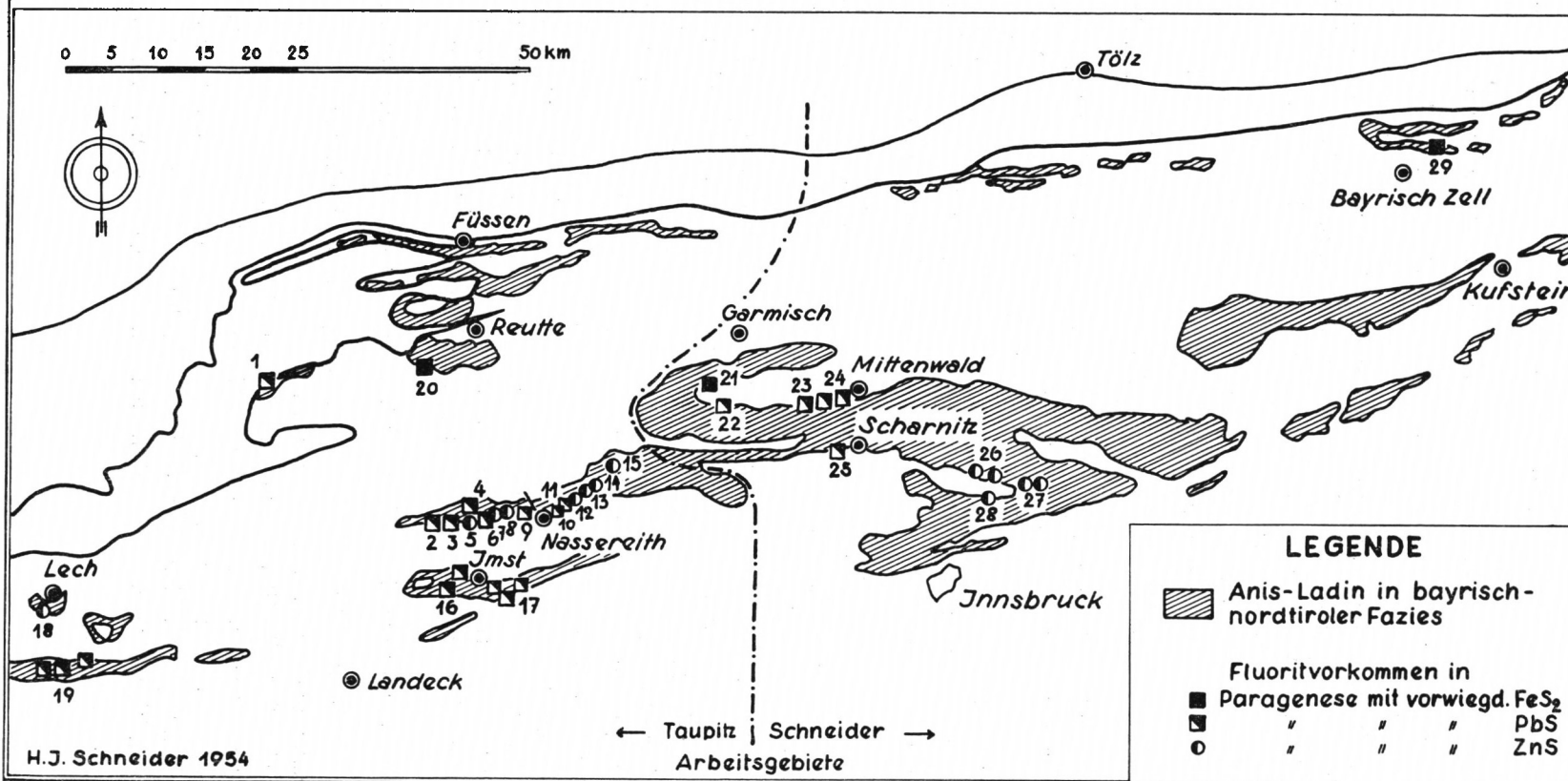
Ein weiteres lithologisch-genetisches Merkmal für die Bildungsbedingungen der Sonderfazies sind Abtragungs- und Umlagerungsprozesse, die die Faziesdifferenzierung einleiteten und ihre Ausbildung kennzeichnen. Verbandsbilder sedimentärer Breccien, Texturen durchbewegter, noch plastischer Breie („submarine Rutschungen“) und sedimentäre Diskordanzen herrschen vor, vom Meterprofil im Aufschluß bis in mikroskopische Größenordnungen. Dadurch ist eine mehrmalige, kurzperiodische Unterbrechung der normalen Sedimentationsverhältnisse im Raum des oberladinischen Meerestages abgebildet.

II. DIE FLUSS-SPATVORKOMMEN IM OBERLADIN DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

1. AUSBILDUNG UND MINERALISATIONSPHASEN DES FLUSS-SPATES

Sofern Flußspat makroskopisch in größeren Aggregaten, meist im Verband mit Bleiglanz und Zinkblende, erscheint, war er aus zahlreichen alten Bergbauen und Schurfpunkten seit altersher bekannt (z. B. GÜMBEL 1861). Dagegen blieb seine extensive Verbreitung in Gefügen von mikroskopischer Größenordnung in den Gesteinen der Sonderfazies bisher unbeachtet.

Die Flußspatvorkommen im Oberladin der Nördlichen Kalkalpen



a) Generation I (= sedimentäre Phase)

In Dünnschliffen dieser Gesteine tritt der Fluorit kryptokristallin, in unregelmäßig begrenzten Körnern (Größenordnung etwa 1–100 μ) diffus verteilt oder in Gestalt kleiner Würfel (mit Kantenlängen bis zu 2 mm) auf, die als ausgeprägte Einzelindividuen schichtweise in sedimentären Gefügen angereichert sind (s. S. 26). Dabei erscheint er selten klar und farblos, vorwiegend schmutzig trüb oder bräunlich gefärbt. Diese Färbung beruht fallweise auf einer charakteristischen Pigmentierung durch feinste Karbonatkristallite (um 5 μ), unbestimmbare Tonminerale, Bitumen oder Erzpartikel. Das Pigment ist diffus verteilt oder zonar angeordnet (Fig. 5).

b) Generation II (= diagenetische Phase i. w. S.)

Meist farblose bis bräunliche, relativ pigmentarme Fluoritaggregate kennzeichnen Gefüge der para- und postdiagenetischen Sammelkristallisation („Reinigungskristallisation“!). Gegen mikroskopische Lösungshohlräume wächst er unter Ausbildung einzelner scharfer Kanten (und Flächen) zu größeren, teildiomorphen Individuen an. Resthohlräume werden durch gröbere Karbonatgefüge ausgefüllt, die der „Spatisationsphase“ SANDER's (1936) in großen Zügen entsprechen dürften (Fig. 7).

Meist überschneiden sich schon die Phasen Flußspat-II und Karbonat-II untereinander (und erst recht in Paragenese mit Erzen!) derart augenfällig, daß es bereits im Bereich einer Einzellagerstätte schwierig würde, aus einzelnen Verdrängungsgefügen auf eine Generationenfolge im Sinne einer hydrothermalen Stoffzufuhr schließen zu wollen.

Als extremste Entwicklung dieser Phase erscheinen makroskopisch dichte bis grobkörnige, meist bräunlich wolkig oder schwarzbraun feinstreifig gezeichnete Gesteine, deren relativ hoher Flußspatgehalt (bis 33 % F! s. S. 24) auch im Handstück nicht ohne weiteres erkennbar ist (Fig. 9). Im Dünnschliff überwiegen hypidiomorph-körnige Gefüge (oft regelrechte „Pflastergefüge“) mit Karbonaten, untergeordnet auch Erz und Quarz, neben typisch sedimentären Relikten (Fig. 10).

Frühdiagenetische Um- und Sammelkristallisation, mit formalen Anteilen echter Metasomatose, und Abbildungen späterer Umlagerungsvorgänge, mit vorherrschender Beteiligung echter Verdrängungsprozesse in allen möglichen Teilstadien, können nur in Einzelfällen noch sicher unterschieden werden. Gefüge dieser Art leiten über zu Phase III.

c) Generation III (= Phase hydatogener Umlagerungen)¹

Diese Generation ist durch ihre makroskopisch wahrnehmbare Ausbildung grobkörniger Massen und (seltener) idiomorpher Drusenfüllungen schon immer bekannt. Auf sie beziehen sich fast alle älteren Angaben von Fundpunkten.

Ein besonderes Kennzeichen dieser Generation scheint ihre Färbung zu sein. Neben wasserklaren oder trüb gelblichen, treten lokal auch schwach violett und grünlich gefärbte Fluorite auf, gelegentlich auch grobkörnige, durch Bitumenpigment braunstreifige derbe Massen („Stinkspäte“). Vereinzelt finden sich kleine, offene Drusen mit wohlausgebildeten

¹ Nach W. MAUCHER (1914)

Würfelchen (bis zu 6 mm Kantenlänge). Als jüngste Generation folgt ihnen meist nur noch ein milchweißer, grobkörniger Kalkspat.

In Aggregaten dieser Generation tritt Zonarbau, wohl durch Bitumen oder Karbonatkristalle verursacht, auffallend zurück.

Im Lagerungsverband herrschen typische Verdrängungsbilder vor. An den Umlagerungsprozessen waren vor allem Bleiglanz und Zinkblende beteiligt, die nunmehr in grobkörnigen, derben Massen erscheinen. Dabei ist stets zu bemerken, daß der Fluorit, so aktiv er sonst als Kristallisationspartner erscheinen mag, nur bis zu einer maximalen Entfernung (etwa zwischen 20 und 40 m) von seiner primären sedimentären Lagerstätte auftritt. Wahrscheinlich sind die Ursachen dazu in den besonders komplizierten chemisch-physikalischen Bedingungen zu suchen, unter denen die hydatogenen Umlagerungen in den reaktionsfreudigeren Karbonatgesteinen stattfanden (SCHNEIDER, 1953 a, TAUPITZ, 1954).

So ist bezeichnend, daß in den nördlichen Kalkalpen der Flußspat in allen Lagerstätten und Lagerstättenteilen fehlt, die durch das Auftreten von Mo- und V-Mineralen (z. B. Wulfenit, Descloizit u. a.) eine Phase intensiver, deszendenter Anreicherungen anzeigen.¹ Dadurch wird die Verbreitung des Flußspates in den kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten zu einem Kennzeichen für einen eigenen Lagerstättentyp (SCHNEIDER 1953 b).

Anzeichen von Radioaktivität konnten bei keinem Flußspatvorkommen festgestellt werden.

Die Untersuchungen wurden an Handstücken mit einem modernen, hochempfindlichen Geiger-Zählrohr-Gerät im Laboratorium des Institutes für angewandte Geophysik der Universität München durchgeführt. Herrn Prof. H. REICH sei an dieser Stelle für seine freundlich gewährte Hilfe gedankt.

2. TABELLARISCHE ZUSAMMENSTELLUNG DER EINZELVORKOMMEN

Die fortlaufende Nummerierung bezieht sich auf die Übersichtskarte (Tafel 1).

Die Mehrzahl der Vorkommen wurde nach historischen Unterlagen (z. B. alten Grubenakten) wieder aufgefunden. Da es sich hierbei um z. T. seit Jahrhunderten aufgelassene Bergbaue und Schurfpunkte handelt, konnten oft nicht mehr sämtliche Untertagebaue befahren werden, so daß keine orientierten Proben aus dem Anstehenden zu gewinnen waren. Daraus ergibt sich die Auswahl der Einzelaufschlüsse (S. 20), die für eine kritische Bewertung der sedimentären Anlagerungsgefüge in Frage kamen. Die nachfolgenden Beispiele von Einzelaufschlüssen, Handstück- und Dünnschliffuntersuchungen und die genetischen Folgerungen beziehen sich hauptsächlich auf die bayerischen Kalkalpen und angrenzenden Tiroler Gebiete (Arbeitsgebiet SCHNEIDER), sie stimmen weitgehend mit den Beobachtungen von TAUPITZ (1954) überein.

Nur bei wenigen Flußspatvorkommen mußten wir uns mit Haldenlesezstücken begnügen. In einigen Fällen konnte der historisch belegte Fundpunkt nicht mehr aufgefunden werden, in der Legende ist dies als „historisch belegter Fdp.“ gekennzeichnet.

Sofern von einem Vorkommen nur eine „vorherrschende Mineralisationsphase“ vermerkt ist, besagt dies zunächst nur, daß in den vorliegenden Aufschlüssen diese Phase auftritt. Die gleiche Einschränkung gilt auch für die Anmerkung über die Paragenesen.

Auf die Angabe einer Größenordnung der Vorkommen wurde in Ermangelung geeigneter Aufschlüsse verzichtet, die Bezeichnung „Fundpunkt“ oder „Abbau“ bezieht sich auf die frühere wirtschaftliche Bedeutung der Fe-, Pb- und Zn-Erzvorkommen.

¹ Die übliche Ausnahme zu dieser Regel stellen die Lagerstätten Tschirgant und Dirstentritt dar. Hier herrschten jedoch besondere Bildungsbedingungen vor (vgl. S. 16 und S. 20).

Legende

Abb. = alte Abbaue, Schf. = alter Schurfbetrieb, Fdp. = Fundpunkt
 h ? = historisch belegte Vorkommen
 × = Vorkommen im Verband mit der Sonderfazies

Paragenesen:

Pb = vorwiegend Bleiglanz
 Zn = vorwiegend Zinkblende
 Fe = vorwiegend Pyrit

Mineralisationsphasen des Flußspates (vgl. Kap. II 1 S.: 16):

I = Sedimentäre Phase (Generation I)
 II = Diagenetische Phase (Generation II)
 III = Phase hydatogener Umlagerungen (Generation III)

Tabelle 1. Die Flußspatvorkommen im Oberladin der nördlichen Kalkalpen

Nr.	Lokalität	Sonderfazies	Paragenese	Vorherrschende Mineralisationsphase	Bemerkungen
	(Arbeitsgebiet TAUPITZ)				
1	Roßkopf/Abb.	(×)	Zn	I (II, III)	
2	Hochmaldon/Abb.	×	Pb	I/III	
3	Kratzerjoch/Abb. Schf. . . .	×	Pb	I/III	
4	Tarrenzer Scharte/Abb. . . .	×	Pb	I/III	
5	Alpeil/Abb.	×	Zn	I/III	s. Fig. 1 u. 2
6	Pleisen/Abb.	×	Pb	I/III	
7	Heiterwand/Abb./Schf./Fdp. .	×	Zn	I/III	viele kleine Vorkommen
8	Reißenschuh/Abb.	×	Zn	I/III	
9	Dirstentritt				
	a) „Mutterlagerstätte“	(×)	(Pb/Zn)	?	unsicher
	b) Gafleinfeld	×	Pb/Zn	I/III	
	c) Gangzug.	—	Pb	III	deszend. oxyd. Anreicherung mit Wulfenit!
10	Tieftal-Mathias/Abb.	×	Pb	I/III	
11	Laurenzi-Zeche/Abb. (h ?) . .	?	?	?	Typ Gaflein ?
12	Feigenstein/Abb.	(×)	Pb/Zn	(I) III	
13	Wassergrube/Abb.	×	Zn	I/II/III	
14	Mariaberg	(×)	Zn	I/III	
15	Biberwierer Scharte				
	„Schartenbaue“/Abb.	×	Zn	I (III)	Revier Silberleiten sonst ± frei von Flsp.
16	Revier Imst-W/Abb./Schf. . .	×	Pb/Zn	(I) II/III	„Typ Tschirgant“ mit Quarz!
	(„Blaue Grotte“ u. a.). Viele Einzelaufschl.				
17	Revier Tschirgant (zahlreiche reiche Abb.)	×	Zn/Pb	(I) II/III	Im oberen Wetterstein-Dolomit! Mit Wulfenit u. Quarz!
18	Knappenböden b. Lech (Abbauversuche)	(×)	Zn/Fe		
		(×)	(Pb)	(I) II/III	In oberen Arlbergschichten
19	Revier Flexenpaß (h ?) . . .	?	(Pb) ?	?	Wohl Typ (18)
	(zahlreiche Schf. u. Fdp.)				
20	Paß Gacht/Abbauversuche . .	×	Fe (Zn)	I/II/III	

Nr.	Lokalität	Sonderfazies	Paragenese	Vorherrschende Mineralisationsphase	Bemerkungen
	(Arbeitsgebiet SCHNEIDER)				
21	Hammersbacher Alm/Abb. . . .	(×)	Fe (Pb)	III	
22	Gassenalpe/Schf.	(×)	Pb	(I) III	
23	Ferchensee-Wand/Fdp. . . .	×	Pb	II/III	zahlreiche Fdp.
24	Gute-Hoffnungs-Zeche/Schf. . .	×	Pb	I/II/III	
25	Arnspitze-S-Seite/Fdp. . . .	(×)	Pb (Zn)	II/III	
26	Lafatsch				
	a) „Silberner Hansl“/Abb. . . .	×	Zn (Pb)	(I) II/III	zahlreiche Abb.
	b) Reys-Baue	×	Zn (Pb/ Fe)	I/II/III	zahlreiche Abb. + Quarz mikroskop.
27	Revier Vomp/Schf. u. Abb. . .	(×)	Zn (Pb)	(I) II/III	zahlreiche Schf. u. Abb.
28	Kl. Lafatscher-N-Fuß/Schf. . .	×	Zn (Pb)	II/III	
29	Wendelstein/Arzmoosalm/Abb.	×	Fe	(I) II/III	

3. GESTEINE MIT SEDIMENTÄREN ANLAGERUNGSGEFÜGEN VON FLUSS-SPAT

Besondere Beachtung soll hier nur den Gesteinen geschenkt werden, die Gefügemerkmale sedimentärer Flußspatbildung aufweisen, da sie die Grundlage für alle weiteren Ausführungen zur Genese des Flußspates darstellen. Einleitend wurde schon darauf hingewiesen, daß auch Verbände sulfidischer Primärerze mit gleichen oder verwandten Merkmalen sedimentärer Bildung auftreten. Diese Paragenesen sollen, sofern sie nicht unmittelbar zur Klärung der angeschnittenen Fragen beitragen, erst im Rahmen der erwähnten Erzmonographie ausführlicher behandelt werden.

Gefüge und makroskopische Verbandsbilder der hydatogenen Umlagerungs- und Anreicherungsprozesse, die in den Abbauorten der Bergbauaufschlüsse meist vorherrschen, sind ebenfalls von untergeordneter Bedeutung, da sie ausschließlich sekundäre Bildungen darstellen.

Gefügemerkmale sedimentärer Flußspatbildung treten nur in wenigen Gesteinstypen der Sonderfazies auf, die in allen Aufschlüssen in gleicher oder ähnlicher Ausbildung wiederkehren. Ihre Beschreibung kann somit auf einige Beispiele beschränkt werden.

Äußeres Kennzeichen ist ihre schmutzig-trübe, grünliche, hellbraune bis schwarzbraune Farbe, wodurch ein ungewöhnlich hoher Tonerde- oder Bitumengehalt angezeigt ist. Die extensive Erzführung – fallweise Pyrit, Zinkblende oder Bleiglanz – tritt meist erst bei mikroskopischer Betrachtung in Erscheinung.

Allgemein herrschen Gesteinstypen mit Feinschichtung, vereinzelt unter Ausbildung echter „Rhythmite“ vor.

a) In den Vorkommen der Lechtaler Alpen (TAUPITZ 1954) sind anscheinend nur Feinschichtgesteine mit chemischer Externanlagerung verbreitet: Bodenständige Kristallrasen von Fluorit mit geopetal angelagertem Dolomitpelit. Dadurch kommt es zur Ausbildung echter Erz-Flußspat-Karbonat-Rhythmite. Beispiele hierzu geben Fig. 1 und 2 wieder.

Im Wetterstein- und Karwendelgebirge treten in Feinschichtgesteinen dieser Art neben den üblichen Merkmalen sedimentärer Rhythmik auch synsedimentär gewachsene Fluoritwürfelchen auf. Durch sie können alle Übergänge von chemischer Externanlagerung

(Kristallwachstum an der jeweils bestehenden Sedimentoberfläche) zu mechanischer Anlagerung („schwebend gewachsener“ Fluoritwürfelchen) beobachtet werden. Einige Beispiele dazu seien ausführlicher behandelt:

b) In der vorwiegend mergelig-tonigen Faziesentwicklung (vgl. S. 30) tritt im Profil der „Guten-Hoffnungs-Zeche“ (24)¹ eine dunkelgraue, etwa 10–15 cm mächtige Bank auf („Lager I“, Taf. 8), die im Anschliff (Fig. 3) den von SANDER (1936) und SCHWARZACHER (1947) beschriebenen, rhythmisch angelagerten Kalk-Dolomit-Psamiten gleicht, nur daß im vorliegenden Fall auch Flußspat neben Bleiglanz, Karbonaten und toniger Substanz als mechanisch angelagerte Gesteinskomponente verbreitet ist. Die Mächtigkeit der einzelnen Feinschichten steigt vom Liegenden (etwa 6 mm) zum Hangenden (etwa 25 mm) innerhalb der rhythmischen Abfolge auffallend an. Deutlich ist auch die Abnahme der Korngrößen vom Liegenden zum Hangenden einer Feinschichtseinheit zu beobachten, wie dies SANDER und SCHWARZACHER als Kennzeichen rhythmischer Anlagerung, unter dem Diktat einer übergeordneten Periode, anführen.

Im Liegenden jeder Feinschicht überwiegt gröberer Psamit. Neben karbonatischen Fragmenten liegen zahllose Würfelchen gleicher Größenordnung (0,3 bis 0,8 mm Kantenlänge), die entweder noch überwiegend aus Fluorit mit einem diffusen Pigment von Karbonaten, unbestimmbaren Tonmineralen und Bitumen bestehen, oft jedoch ganz oder teilweise durch neugesproßten Kalzit oder Dolomit ausgefüllt sind. Die Verdrängung des Flußspates ist vom eingelagerten Karbonatpigment aus erfolgt, wodurch meist die äußeren Umrisse der Würfelchen erhalten blieben (Fig. 4). Vereinzelt befindet sich im Zentrum dieser Flußspataggregate ein Erzkorn (Pyrit oder Bleiglanz).

Die Würfelchen schwimmen, wie die karbonatischen Fragmente, in dichtem tonig-bituminösem, dolomitischem Pelit. Regelmäßig ist eine Anreicherung der Würfelchen an der Basis der Feinschicht erkennbar.

Zum Hangenden der einzelnen Feinschichten nimmt, mit fallender Korngröße der karbonatischen Bestandteile, auch die Zahl der Würfelchen rasch ab. Im feinkörnigen bis dichten Pelit tritt ein diffuses Pigment von Sulfiderzen in schlierig-wolkiger Verbreitung auf, das im Anschliff nur bei stärkster Vergrößerung identifiziert werden kann. Wie auch eine chemische Analyse (Tab. 2) dieser Schichten beweist, handelt es sich um Bleiglanz und Pyrit; Zinkblende scheint diesem tonig-mergeligen Faziestyp (im Gegensatz zum karbonatisch-bituminösen! vgl. S. 23) zu fehlen.

In den hangenden feinkörnigen bis dichten Partien jeder Feinschicht bildet der Flußspat zwischen dem schmutzig-trüben Pelit meist ein kryptokristallines Pigment, das im Verlauf der Diagenese eine Kornvergrößerung erfuhr.

Interessante Einzelfälle stellen „geopetal gefüllte“ Flußspatwürfel dar. Da bei dem gezeigten Beispiel (Fig. 3 bis 6) Handstück und Dünnschliff orientiert entnommen sind, kann „oben und unten während der Sedimentation“ auch aus dem Verband im Meter-Profil eindeutig abgelesen werden. Es zeigt sich, daß die Oberkante der Pigmentfüllung (Karbonat- und Tonpartikel, sowie Pyrit) dem sedimentären Lagerungsverband der Schichtfolge entspricht, während die im mm-Bereich des Dünnschliffes vorherrschende schräge Einregelung des Pelit-Psamit-Gefüges eine lokale Böschungsschüttung („Kreuzschichtung“) abbildet.

Solche Erscheinungen können zwanglos als Sonderfälle chemischer Externanlagerung gedeutet werden: Ein Kristallkeim lagerte sich in statu nascendi einer kurzzeitig existierenden Grenzfläche zwischen bereits

¹ Zahlen in Klammern hinter genannten Einzelvorkommen beziehen sich auf Tabelle 1.

sedimentiertem Pelitschlamm und freiem Lösungsraum (Meerwasser) an. Der Fluoritkristall wuchs dann, unter Einhaltung seiner Kristallform, nach unten in das noch unverfestigte Sediment weiter, wobei er gezwungen war, die bereits vorhandenen Pelitpartikel mit zu umschließen. Gegen den freien Lösungsraum konnte er sich nach oben in kurzer Zeit relativ rein entwickeln, bis weitere Pelitsedimentation Stoffzufuhr und Wachstum unterbanden.

Daß es sich bei Ausbildung solcher Flußspatindividuen nicht um jüngere, paradiagenetische oder hydrotogene Verdrängungsprozesse handeln kann, zeigt, neben der auffälligen „geopetalen“ Orientierung der internen Struktur, auch die Tatsache, daß das eingelagerte Pigment größenordnungsmäßig weit hinter dem (paradiagenetisch gesproßten) umlagernden Karbonatpelit zurückgeblieben ist. Im vorliegenden Fall verhinderte wohl auch der relativ hohe Anteil an toniger Trübe eine intensive paradiagenetische Sammelkristallisation aller Mineralkomponenten.

Wie aus Fig. 6 zu ersehen ist, liegt der Fluoritkristall als Einzelfall nahe der Obergrenze (Hangendzone), im feinkörnigen, durch tonige Trübe stark verunreinigten Teilbereich, einer Feinschicht. Darüber folgt die nächste Feinschicht wiederum mit einer basalen Anreicherung von Fluoritkristallen und umgelagerten, karbonatischen Fragmenten in rhythmischer Abfolge.

Bemerkenswert ist auch die quantenweise Zunahme der Würfelgrößen innerhalb des Anschliffprofils (Fig. 3) von der liegenden zur hangenden Feinschicht, die einer Mächtigkeitszunahme der einzelnen Rhythmen parallel geht. Auf die genetischen Folgerungen wird S. 25 näher eingegangen.

c) In der vorherrschend bituminösen Faziesentwicklung des Karwendelgebirges („Typ Lafatsch“) tritt Flußspat im Verband dichter bis derbkristalliner, schwarzbraun streifiger Feinschichtgesteine auf, die vereinzelt noch echte Rhythmite darstellen. Meist sind ihre sedimentären Gefüge jedoch durch diagenetische Umkristallisation verwischt (Fig. 9). Da in diesen Schichten die für den Wettersteinbereich typische Mergelfazies zurücktritt, konnte sich eine intensive Sammelkristallisation in allen Phasen der Diagenese durchsetzen. Trotzdem sind in verschiedenen Teilbereichen noch primäre Gefüge beobachtbar.

Fluoritwürfel der sedimentären Generation zeigen sich im Dünnschliff meist als Relikte. Durch eingelagertes Bitumen wird ein typischer Zonarbau sichtbar (Fig. 10). Vielfach sind die Würfel Flächen auch durch orientierte Einlagerung kleiner Karbonatkristallite (um $2\ \mu$) markiert, während das Würfelzentrum von einem unscharf begrenzten Flußspatkorn ausgefüllt ist. Im Verlauf der diagenetischen Sammelkristallisation tritt der Fluorit hier gern zu grobkristallinen „Pflastergefügen“ zusammen, wobei Anteile der sedimentären Generation meist durch frühe, zonargebaute Relikte gekennzeichnet sind. In diesen Verbänden erscheinen oft noch eigenartige, sehr feinkörnige Fluoritlagen, die für Ansätze „bodenständiger Kristallrasen“ gehalten werden können; sie zeigen eine merkwürdige Zusammensetzung aus vorwiegend kugeligen Gebilden. Hier scheint ein analoges Beispiel zu den Beobachtungen TORNQVISTS (1927) in der Bleiberg-Kreuther Lagerstätte vorzuliegen, der dort für die feinschichtigen, dichten, dunklen Flußspataggregate auch gelförmige Ausscheidungen, allerdings bei hydrothermalen Stoffzufuhr, annahm.

Die Grundmasse der primär flußspatführenden Gesteine vom „Typus Lafatsch“ besteht in der Regel aus einem dichten, kryptokristallinen Gemenge von Karbonat, Bitumen und unbestimmbaren Tonmineralen. Bei gekreuzten Nikols erscheint der primäre Flußspat im Dünnschliff als isotropes, krümeliges Pigment, welches oft durch eine etwas trübe Auslöschung (submikroskopische Einlagerung von Bitumen?) von einer jüngeren, grobkörnigen, vollständig auslöschenden Generation zu unterscheiden ist. Diese jüngere Generation

der paradiagenetischen Sammelkristallisation reichert sich vorwiegend in (primären ?) Kavernen, Lösungshohlräumen, Setzungsrissen, Suturfronten und tektonischen Kleinfugen an.

In Dünnschliffen dieser Fazies tritt Quarz als akzessorischer Bestandteil weit verbreitet auf. Meist sind es kleine, nach der c-Achse gestreckte, nadelige Kristalle (von 20 bis 100 μ Länge), die eine bevorzugte Einregelung nach Feinschichtflächen zeigen. Wohlausgebildete Kristallflächen sind sehr selten; trotzdem ist die prismatische Form mit beiden Endpyramiden an einzelnen Kristallen erkennbar. Oft erscheinen die Quarze eigenartig korrodiert, wobei Karbonat und Flußspat vom Rand her vordringen. Feine Pigmenteinlagerungen (wohl kleine Karbonatkristalle) deuten vielfach einen Zonarbau an.

Häufig treten Verwachsungen von Quarz und Flußspat auf. In der Regel nimmt der Quarzanteil im Gestein mit steigendem Flußspatanteil zu. Einen besonders hohen Quarzgehalt haben die stark bituminösen Schichtglieder (s. Tab. 2).

An primären Sulfiderzen herrschen in Gesteinen vom „Typus Lafatsch“ Zinkblende und Pyrit vor, Bleiglanz tritt stark zurück. Sie erscheinen als sog. „Sprenkelerze“ in mikroskopisch feinsten Verteilung in jedem Dünn- und Anschliff. Erst bei stärkster Vergrößerung sind ihre Strukturen zu erkennen. Der Pyrit tritt meist in Form winziger „Erzpünktchen“ (1–8 μ) auf, die entweder in Einzelkörnern weit verteilt oder zu kleinen Atollringen, losen Wolken und dicht gepackten, kugeligen Klumpen vereinigt sind (Fig. 12). Gelegentlich kommen auch winzige (um 5 μ), spießig strahlige Sternchen (als Pseudomorphosen nach Markasit ?) vor. Die Erzkügelchen sind stets aus Erzpünktchen gleicher Größenord-

Tabelle 2. Chemische Analysen von Gesteinen mit sedimentärem Flußspatgehalt

Nr.	Bezeichnung	Ca %	Mg %	Al %	Fe %	Mn %	Pb %	Zn %	SiO ₂ %	S %	F %
1	„Gute-Hoffnungs-Z.“ (24) Flußspatbank/Lager I Bemerkung: 0,8 % Sr!	37,00	3,32	5,3	0,26		0,12	0	0,02	0,15	24,58
2	Lafatsch (26b)/Reps-Baue- Bitumenbank bei V ₁ . .	37,62	4,4	0,19	0,30		0,11	0,74	1,90	0,24	1,44
3	Lafatsch (26b)/Reps-Baue- Flußspatbank über den ETAGE-Bauen	45,30	Sp.	×	0,68		0,12	0,42	0,04	0,13	13,33

Anmerkung: Analysen der Lagerstätten-Forschungsstelle der GDMB, Clausthal, in einigen Daten ergänzt durch Analysen von gleichen Proben aus dem Laboratorium des Institutes für anorganische Chemie der Universität München.

× = nicht bestimmt,

0 = nicht nachzuweisen.

nung zusammengesetzt. Sie stimmen im wesentlichen mit den Formen überein, die seit SCHNEIDERHÖHN (1923) und NEUHAUS (1940) in gleicher oder ähnlicher Ausbildung bisher schon in zahlreichen sedimentären Kieslagerstätten gefunden und stets als Merkmal syngenetischer Lagerstättenausbildung gewertet wurden (SCHNEIDERHÖHN 1923, NEUHAUS 1940, SIREL 1950 u. a.). Ob es sich bei diesen Erzkügelchen tatsächlich um „vererzte Bakterien“ oder um alte Gelstrukturen handelt, ist in diesem Zusammenhang von untergeordneter Bedeutung.

Die Zinkblendekörner erscheinen meist in größeren Formen (um 100 μ). Gelegentlich sind alte Gelstrukturen durch orientierte Einschlüsse von Karbonaten abgebildet (Fig. 11). Analoge Strukturen fand IBACH (1939, S. 128/Fig. 12) im Pyrit der Kieslagerstätte Kupferberg.

Fast immer kann beobachtet werden, daß die gelförmigen Zinkblendekonkretionen idiomorph weitergewachsen sind. Dadurch ist erklärt, weshalb die Zinkblende, auch in kleinsten Körnern, stets in idiomorphen Tetraeder- oder Rhombendodekaederformen erscheint. Die Farbe dieser Einzelkristalle ist vorwiegend honiggelb bis hellgelb. Im Anschliff herrschen typische, hellgelbe Innenreflexe vor.

d) In den Kalkvoralpen (Arzmoos/Wendelstein, 29) tritt der Flußspat als akzessorischer, mikroskopischer Bestandteil pyritreicher, bituminöser, schwarzgrauer Kalke auf (Sonderfazies der Nordprovinz). Sein Gehalt im Gesteinsverband überschreitet kaum 1%.

In einzelnen Dünnschliffen bildet er gelegentlich ein isotropes Pigment in der pelitischen dunklen Grundmasse des Gesteines. Hauptsächlich erscheint er in hypidiomorphen Kristallen gemeinsam mit Pyrit, nach Sprossung von Dolomitrhomboederchen und Fe-Späten, als jüngster Absatz in Spaltrissen.

III. GENETISCHE FOLGERUNGEN

1. BISHER BEKANNTE VORKOMMEN VON FLUSS-SPAT IN SEDIMENTEN

Einen geologischen Hinweis auf flußspatführende Sedimenthorizonte bringt HEIM (1905), indem er auf den Flußspatgehalt des mittleren Valangienkalkes im Säntisgebirge hinweist (S. 281): „Es ist mir immer aufgefallen, daß fast alle Flußspatvorkommnisse der Schweiz – falls sie nicht den kristallinen Centralmassiven angehören – dem Valangien eigentümlich sind.“ In diesen Schichten liegen auch die bekannten Flußspatvorkommen der Dürschrennenhöhle, der Oltschi-Alpe u. a., von den BÄCHLER (1905, S. 302) „eher sekretionäre als pneumatolitische“ Herkunft annimmt.

Eine umfassende Zusammenstellung von Flußspatvorkommen in Sedimentgesteinen bringt ANDRÉE (1909). Er deutet das akzessorische Auftreten von Flußspat in Sedimenten durch Anreicherungen in Organismen. So enthalten z. B. nach CHATIN & MUNTZ (1895) und CARLES (1907) Austernschalen durchschnittlich 0,015 bis 0,02% Fluor. CARLES (1907), der Schalen rezenter Süßwasser- und Meeresmollusken analysierte, betont, daß marine Organismen bedeutend mehr Fluor anreichern als Organismen anderer Lebensräume. Diese Beobachtungen konnten durch umfangreiche Neuuntersuchungen (Zusammenfassung in BORCHERT 1952) allgemein bestätigt und weiter ausgebaut werden. So enthält z. B. nach REIS (1893) auch der „Zoophosphorit“ der Solnhofner Plattenkalke in Strukturen, die als Abbildung fossiler Muskeln von Reptilien, Fischen, Anneliden und Cephalopiden gedeutet werden, bis zu 6,5% Flußspat.

Nach ANDRÉE (1909) sind auch die gelegentlichen Vorkommen von Flußspat im Dogger-Hauptrogenstein des Schweizer und des badischen Jura sowie im schwäbischen Lias allgemein synsedimentärer Herkunft. Als eine Bestätigung hierzu könnte der von FISCHER

(1913) aus Zentralafrika erwähnte „marine Oolith“ angesehen werden. Die bisher bekannten Flußspatvorkommen in den nördlichen Kalkalpen und ihre genetischen Deutungen wurden schon einführend (S. 16) erwähnt.

Eine Aufzählung von Flußspatvorkommen als Fossilisationsmittel ließe sich noch beliebig erweitern. Alle diese Funde bestätigen jedoch nur die Annahme ANDRÉES, daß Fluor durch marine Organismen angereichert werden kann. Damit wäre der durch neuere geochemische Untersuchungen festgestellte Spurengehalt rezenter mariner Sedimente (nach SHEPHERD, 1940, durchschnittlich 0,047% F) noch zu erklären, nicht aber die ungewöhnlich hohe, sedimentäre Anreicherung in bestimmten Horizonten des Oberen Wettersteinkalkes.

b) Die sedimentäre Anreicherung von Flußspat im Verband der Sonderfazies

Genetische Schlüsse sind vor allem nach den gut erhaltenen, klaren Bildern der sedimentären Gefüge im Profil der „Guten-Hoffnungs-Zeche“ (24) (S. 22) möglich. Die Gefügebilder dieser Schichten lassen sedimentäre Anlagerungsvorgänge nach den gleichen Gesetzmäßigkeiten erkennen, die SANDER (1936) und SCHWARZACHER (1947) für rein karbonatische Sedimente beschreiben und als Beweise für primär-sedimentäre Anlagerung anführen.

In der rhythmischen Abfolge jeder Feinschicht erscheint eine bezeichnende polare Änderung der Korngrößen vom Liegenden (grob) zum Hangenden (fein). Im cm-Profil der sieben rhythmischen Feinschichtperioden eines Handstückes (Fig. 3) ist zu beobachten, daß der Mächtigkeitszunahme der einzelnen Feinschichten (von der liegenden zur hangenden Sedimentationsperiode fortschreitend) auch eine allgemeine Zunahme des absoluten Flußspatgehaltes entspricht. Danach ist zu schließen, daß die Mächtigkeitsverhältnisse der Feinschichtenfolge durch die primär-sedimentäre Anlagerung des Flußspates diktiert wird. Eine epigenetische (hydrothermale) Einlagerung von Flußspat ist nach diesen Gefügebildern ausgeschlossen.

In Anlehnung an die Ausführungen von BRÜCKNER (1951) und SEIBOLD (1952) muß auch für die vorliegende Feinschichtfolge eine relativ konstante Zufuhr und Ablagerung von toniger Trübe und Karbonaten innerhalb einer „Grundperiode“ (=Zeiteinheit?) angenommen werden. Diese normale Sedimentation wurde durch eine stoßweise Zufuhr von Fluor (und Ausfällung von Flußspat) überlagert, deren absolute Menge innerhalb jeder Grundperiode rasch abnimmt. Durch die kontinuierliche Steigerung der Flußspatablagerung von Schichtperiode zu Schichtperiode wurde dann die absolute Sedimentationsmächtigkeit der Grundrhythmen verstärkt.

Die quantenhafte Größenzunahme der karbonatisierten Flußspatwürfel unterstützt diese Annahme noch weiter, wenn man nach SANDER (1936), SCHWARZACHER (1947), BRÜCKNER (1951) und SEIBOLD (1952) als „übergeordnetes Diktat“ für jeden Sedimentationsrhythmus eine relativ konstante Zeiteinheit annimmt: Die stoßweise Zufuhr von Fluor (in einer noch zu erörternden Verbindung) führte rasch zur Bildung und Ablagerung des relativ schwerlöslichen Flußspates. Dieser konnte (in der gleichen Zeiteinheit!) bei geringerer Fluorkonzentration nur zu kleineren Kristallen anwachsen, während bei größerer Fluorkonzentration die Ausbildung größerer Kristallindividuen möglich war. Tatsächlich nimmt auch die

Größe der Kristallindividuen zum Hangenden jeder Feinschicht (= Grundperiode) etwas ab, wie die statistische Auszählung in Mittelwerten ergab. Demnach ist schon innerhalb jeder Grundperiode eine Abnahme der Fluorkonzentration erkennbar.

Die in der hangenden, feinpelitischen Mergelzone jeder Feinschichtperiode auftretenden kristallinen Flußspatmassen sind im Verlauf der paradiagenetischen Sammelkristallisation (wohl aus dem in dieser Zone feinverteilten, trüben „Flußspatpigment“) entstanden.

Eine relativ kurzperiodische und hohe Konzentration von Fluor im Meerwasser, die in der rhythmischen Fluorzufuhr und Flußspatfällung erkennbar ist, kann nur durch vorübergehende vulkanische Tätigkeit erklärt werden. Biologische Anreicherungsprozesse kommen dafür kaum in Frage. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß sich eine vorübergehende Steigerung des Fluorgehaltes im marinen Sedimentationsraum der unter- bis mitteltriassischen Geosynklinale auch regional in der Anreicherung von Fluor durch Organismen bemerkbar macht. Auf diese Weise wäre auch das häufige, akzessorische Auftreten von Flußspat in diesem Sedimentationskomplex erklärt.

Eine lokale Konzentration von Fluor muß zur Vergiftung dieser Meeresteile geführt haben, so daß ein Absterben vieler Organismen einsetzte. Dadurch kam es zur gesteigerten Ablagerung organischer Substanz und zur extremen Ausbildung einer Bitumenfazies. Diese Annahme wird durch die Beobachtung gestützt, daß jene Schichten, die primär sedimentären Flußspat enthalten, auch stets durch einen hohen Bitumengehalt ausgezeichnet sind.

Flußspat und Bitumen treten damit als synsedimentäre Bildungen auf! Einen Hinweis hierzu stellen auch die fluoreszenzmikroskopischen Beobachtungen HABERLANDTS (1949) dar.

c) Die Geochemie des Fluors und genetische Hinweise

Die Annahme einer sedimentären Bildung und Anreicherung von Flußspat erfährt durch einige neuere Angaben zur Geochemie des Fluors eine beachtliche Stütze. Es ist bezeichnend für dieses Element und seine (meist leicht flüchtigen!) Verbindungen, daß sein geochemisches Verhalten erst in den letzten 15 Jahren ausführlicher erfaßt wurde. „As this work continues we shall be able to trace the vagaries of this elusive element“, schließt SHEPHERD (1940, S. 127) seine Betrachtungen zur Geochemie des Fluors.

Neuere Untersuchungen erbrachten den Beweis, daß die geochemische „Häufigkeit“ des Fluors viel größer ist als bisher allgemein angenommen wurde. So wiesen SHEPHERD (1940) und BORCHERT (1952) darauf hin, daß Fluor in ebenso großen oder größeren Mengen in der Erdkruste (samt Meeresräumen) vorhanden sein muß als Chlor. Danach ergibt sich die Frage, in welcher Verbindung das Fluor im einzelnen vorliegt und am sedimentären Kreislauf teilnimmt.

CLARKE & WASHINGTON (1924) gaben den durchschnittlichen Fluorgehalt der Erdkruste noch mit 0,03% an, indem sie mit dem Apatit als Hauptträger des Fluors rechneten, da die seinerzeit vorhandenen Fluorbestimmungen meistens von kristallinen Gesteinen stammten. Umfangreiche Neubestimmungen von SHEPHERD (1940) und BARTH (1947) ergaben Mittelwerte für die Häufigkeit von Fluor in Sedimenten und kristallinen Gesteinen, die mit 0,06 bis 0,09% erheblich über den Daten von CLARKE & WASHINGTON liegen. Gleichzeitig betonten beide Autoren, daß der Apatit nicht als Hauptträger des Fluors angesehen werden

kann, da die Phosphorgehalte der Einzelanalysen nicht mit den Fluorgehalten parallel gehen. Damit rückt Fluor an die 13. Stelle in der Häufigkeitsreihe der Elemente und ist fast doppelt so häufig wie das Chlor!

KORITNIG (1951) konnte, nach umfangreichen Neubestimmungen von verschiedenen Sedimenten, nachweisen, daß die höchsten Fluorwerte (durchschnittlich 0,074 %) in den Tonschiefern auftreten. Der Fluorgehalt der Sedimente liegt dagegen bei 0,065 % durchschnittlich (in den Eruptivgesteinen bei 0,070 %). Der hohe Fluorgehalt der Tonschiefer rührt davon her, daß das Fluor vor allem an Glimmer und „Hydroxylminerale“ gebunden ist und nicht, wie bisher angenommen wurde, an Apatit bzw. Phosphorit. Dementsprechend ist auch der Fluorgehalt von Kalk- und Dolomitgesteinen ungewöhnlich niedrig (0,018 bis 0,035 %).

In diesem Zusammenhang erscheint ein Hinweis nach petrographischen Beobachtungen zur Flußspatbildung in der „Sonderfazies“ wichtig: Solange noch genügend Ca^{++} zur Bildung des schwerer löslichen CaF_2 am Ort in Lösung war, kam es zur Ausbildung und Abscheidung idiomorpher Flußspatkristalle (an der Basis jeder Feinschicht, s. S. 23). Nachdem die karbonatische Komponente durch die Fällung bis zu einem gewissen Grenzwert verbraucht war und es zur überwiegenden Ablagerung toniger Trübe kam (Hangendzone jeder Feinschicht), ging das Fluor, bei geringerer Konzentration der „Restlösung“, in die „Hydroxylminerale“ und wurde mit der tonigen Trübe abgelagert. Diese Entwicklung könnte als eine genetische Erklärung für das im tonig-karbonatischen Feinpelit (der Hangendzone) auftretende „Flußspat-Pigment“ angenommen werden. Im Verlauf einer diagenetischen oder postdiagenetischen Sammelkristallisation muß sich der Fluorgehalt der Ton-Mergelkomponenten (im karbonatischen Milieu!) zu feindispersen Flußspat umgesetzt haben.

BORCHERT (1952, S. 41) kommt nach einer ausführlichen Fluor-Chlor-Bilanz des Meerwassers zu dem Schluß, „daß der laufende Entzug von Fluor aus dem Meerwasser gewaltig sein muß“. Entsprechend dem durchschnittlichen Fluorgehalt der Gesteine von 0,08 % (= 800 g/t) müßten dem Meerwasser durch die Verwitterung etwa 480 g/t zugeführt sein. Dagegen sind im Meerwasser nur 1,4 g/t enthalten! Dies steht im krassen Gegensatz zur Chlorbilanz, welche nach der gleichen Rechnung eine 666-fache (!) Anreicherung zeigt.

Diese eigenartigen Verhältnisse können m. E. nur damit erklärt werden, daß das Fluor stets rasch durch die marinen Sedimente gebunden wird. Die kurzzeitige Verschiebung der Fluorkonzentration um einen geringen Betrag reicht schon aus, um das Fluor zum Ausfallen zu bringen. Solange Glimmer- und Tonminerale an der Sedimentation beteiligt sind, wird das Fluor von diesen adsorptiv gebunden und mitgerissen; herrscht karbonatische Ablagerung vor, so kann es fallweise zur Bildung und Ablagerung von Flußspat kommen (s. o.).

Der vereinzelt auftretende „Flußspatreichtum“ kalkiger Sedimente, der wiederholt als Beweis epigenetischer Stoffzufuhr angeführt wurde, läßt sich nach dem dargelegten geochemischen Verhalten des Fluors und den petrographischen Beobachtungen zwanglos durch exogene Stoffsonderungsvorgänge erklären! Nach den ausführlichen Untersuchungen KORITNIGS (1951) sind die kalkigen Sedimente im allgemeinen fluorärmer als andere Gesteine, bei denen das Fluor „getarnt“ ohne eigene Mineralbildungen vorliegt.

Die Fluoranreicherung durch biogene Prozesse spielt dagegen eine untergeordnete Rolle.

Einen weiteren wichtigen Hinweis zur Verbreitung des Fluors im Sinne einer „kontemporären Faziesänderung“ (NIGGLI 1952) in marinen Sedimenten bringt SHEPHERD (1940) durch umfangreiche Untersuchungen rezenter Meeresböden. Er hebt besonders hervor, daß der Fluorgehalt in den rezenten Sedimenten der Weltmeere nicht gleichmäßig ver-

breitet ist, sondern starke regionale Schwankungen mit extremen lokalen Anreicherungen zeigt. Dies stützt wiederum die oben vorgetragene Annahme, daß das Fluor im Meerwasser in größerer Konzentration nicht weit transportiert wird, sondern relativ rasch ausfällt. Interessant ist hierbei, daß ein „blue mud“ vom nordöstlichen Pazifik einen Maximalwert (0,072% F) neben einem „red clay“ (0,086% F) aus der weiteren Umgebung zeigt. Daneben weist der kalkige „globigerina ooze“ aus dem Mittelpazifik nur 0,038% Fluor auf.

Nunmehr bliebe noch die Frage nach der Herkunft des Fluors für einen marinen Sedimentationsraum zu klären.

Die allgemeine Zufuhr von Fluor mit den Verwitterungsprodukten des Festlandes ist durch zahlreiche Einzeluntersuchungen (zuletzt KORITNIG 1951) festgestellt. Eine kurzperiodische und lokale Anreicherung von Fluor muß jedoch auf andere Vorgänge zurückgeführt werden.

Schon GOLDSCHMIDT (1938, S. 28) wies darauf hin, daß „bedeutende Mengen Fluor der Erdoberfläche mit vulkanischen Entgasungsprodukten zugeführt werden“. – Somit müssen magmatische Entgasungen eine bedeutende Rolle für die Verbreitung des Fluors in exogenen Gesteinen spielen. Einige Beobachtungen an rezenten vulkanischen Vorgängen können die sedimentäre Bildung von Flußspat weiter erhellen.

Bekanntlich steigert die Anwesenheit von Fluor bei höheren Temperaturen die Mobilität eines Magmas. Es ist weiterhin bekannt, daß die Fluorverbindungen, die bei magmatischen Entgasungen auftreten, sehr flüchtig und unbeständig sind (vor allem Fluorwasserstoff und Kieselfluorwasserstoffsäure). Ist einem Magma einmal in irgendeiner Form eine Möglichkeit zur Eruption und Entgasung geboten, so geht der größte Teil des Fluorgehaltes mit den Exhalationen flüchtig, wobei die Auswurfmassen selbst ein typisches Fluordefizit gegenüber nicht oder weniger entgasten Magmateilen zeigen.

Hierzu bieten die bekannten Katmai-Eruptionen (Alaska) ein treffendes Beispiel: 1912 erfolgten am Katmai mehrere große Ausbrüche von rhyolithischem Magma und im Anschluß daran die Exhalationen im „Tal der zehntausend Dämpfe“. v. WOLFF (1929, S. 572) hebt besonders hervor, daß bei diesen Exhalationen „erstaunlich viel Fluor“ beobachtet wurde, wobei das Verhältnis $H_2S : HCl : HF$ wie 29 : 117 : 32 war.¹

Wie die Analysen SHEPHERDS (1940) beweisen, zeigen die vulkanischen Aschen und Schlacken der Katmai-Eruptionen ein ausgesprochenes Defizit an Fluor (0,015 bis 0,017% F) gegenüber dem Normalwert magmatischer Tiefengesteine der gleichen Gesteinssippe (0,06 bis 0,08% F). Ähnliche Ergebnisse bekam SHEPHERD mit vulkanischen Oberflächenprodukten von Ätna und Stromboli.

Es geht daraus hervor, daß eine Stoffverschiebung in Magmen, die unter erheblichem Druckgefälle zur Erdoberfläche (oder im Flachwasserbereiche unter ähnlichen Druckverhältnissen) entgasen konnten, sich am deutlichsten in der Entbindung von Fluor bemerkbar macht. Gelangt dieses Fluor in Form seiner leicht zersetzbaren Verbindungen (Fluorwasserstoffsäure und Kieselfluorwasserstoffsäure) in das Meerwasser, so wird es verhältnismäßig rasch mit den Sedimenten abgelagert.

Das sprunghafte Erscheinen größerer Fluor- (Flußspat-) Konzentrationen in marinen Sedimenten kann somit als ein empfindlicher Indikator für vulkanische Äußerungen innerhalb des Sedimentationsraumes oder in dessen unmittelbarer Nachbarschaft gewertet werden.

An fluorhaltigen Entgasungsprodukten erwähnt v. WOLFF (1914, S. 561) „... vor allem HF und SiF_4 , sowie zahlreiche Fluoride und Salze der Kieselfluorwasserstoffsäure“; dazu führt er von Vulcano noch Hieratit, K_2SiF_6 , aus den Fumarolen des Vesuvs Kryptohalit, $(NH_4)_2SiF_6$, neben Sellait, MgF_2 , und Flußspat,

¹ Nach BORCHERT (1952) entweichen dort etwa 2.10^5 t HF jährlich in die Atmosphäre!

CaF_2 , als Seltenheiten an. In den Exhalationen von Vulcano konnte BERNAUER (1939) neben Cl und NH_3 auch F feststellen; er hebt jedoch gleichzeitig hervor, daß der Chemismus der Exhalationen starken Schwankungen unterliegt, wie die Beobachtungen der letzten 50 Jahre zeigen.

Bezeichnend für die Flüchtigkeit und leichte Zersetzbarkeit der meisten Fluorverbindungen ist, daß trotz der relativ hohen Beteiligung von Fluor in der Gasphase der Exhalationen nur sehr wenig (beständige) Fluorverbindungen im Zusammenhang mit diesen Prozessen auftreten.

So zersetzt sich auch Kieselfluorwasserstoffsäure (und viele ihrer Salze) sehr rasch im Meerwasser, wobei stets SiO_2 als Rückstand verbleibt. Auf diesen Umstand machte auch SHEPHERD (1940, S. 127) aufmerksam: „Either as SiF_4 or as fluosilicic acid, fluorine may deposit silica at one point or another and then pass on. . .“. In diesem Zusammenhang gesehen erscheint es sehr wahrscheinlich, daß die im Gefüge der Flußspatschichten vom „Typ Lafatsch“ (s. S. 23) erscheinenden kleinen Quarze einen geringen Kieselsäuregehalt dieses Sedimenthorizontes anzeigen, der aus dem Zerfall von Kieselfluorwasserstoffsäure oder ihren Salzen stammt.

Die beständigste Verbindung des Fluors ist der Flußspat, der dadurch quasi zur letzten Station der exogenen Fluormigration wird und in dieser Form auch in den marinen Karbonatsedimenten bezeichnend hervortritt.

Zweifellos verschiebt sich das chemisch-physikalische Existenzfeld, das zur sedimentären Bildung von Flußspat führte, im Verlauf der diagenetischen Lösungsumsätze je nach Affinität und Aggressivität der Mineralisationspartner. Dadurch entstehen dann Mineralgefüge, die in den meisten Fällen zu Abbildungen metasomatischer Verdrängungen führen. Karbonatische Gefüge scheinen für derartige Lösungsumsätze die reaktionsfreudigsten Partner zu stellen. Metasomatische Gefüge in Karbonaten beweisen deshalb noch lange nicht, daß eine epigenetische, azzendente Stoffzufuhr stattgefunden hat (SCHNEIDER 1953a, 1953b, TAUPITZ 1954).

4. PALÄOGRAPHIE UND FAZIESENTWICKLUNG

(Beziehungen zur Bildung der Erzlagerstätten)

Ausbildung und Lagerungsverband der Sonderfazies zeigen eine mehrfach wiederholte, kurzperiodische Änderung der Sedimentationsbedingungen im oberladinischen Sedimentationsraum der nordalpinen Geosynklinale an. Der im Anis und Latin vorherrschende Absatz mächtiger Kalk-Dolomitserien wird, besonders ausgeprägt im Oberladin, zeitweise unterbrochen.

Einzelne Gesteinstypen der Sonderfazies, wie z. B. „schwarze Breccien“, grüne Mergel, stark bituminöse Pelite und Psamite, greifen häufig in Taschen und Senken unvermittelt in den liegenden, zuckerkörnigen, massigen Wettersteinkalk ein. Gleiche Lagerungsverhältnisse zeigen auch primäre Reicherzpartien.

Im Streichen gehen solche Verbände meist in schichtige, weniger mächtige Komplexe gleicher Fazies über oder laufen in feinschichtigen, reinen Kalk-Dolomitgesteinen aus, die SANDER (1936) als „Zwischenschichten“ beschrieb. Nach SANDER zeigt auch die Ausbildung der „Zwischenschichten“ eine markante Verlangsamung der Sedimentation, fallweise einen Sedimentationsstillstand („Ereignislosigkeit“) sowie Abtragungs- und Umlagerungsprozesse an. Extremste Vertreter dieser Faziesentwicklung stellen die „schwarzen Breccien“ dar, die einem stark entwickelten submarinen Relief eingelagert wurden. Die Ausmaße solcher submariner Abtragungs- und Umlagerungsprozesse sind nicht exakt erfaßbar, sie können Zentimeter oder Meter betragen und Jahre oder Jahr-

tausende angedauert haben. In der rupturellen Umlagerung der „schwarzen Breccie“ deuten sich jedoch auch kurzperiodische Ereignisse an.

Diese ungewöhnlichen Sedimentationsverhältnisse herrschen im oberladinischen Sedimentkomplex in mehreren Rekurrenzen relativ niveaubeständig vor, wodurch eine „Omissions-Schichtung“ im Sinne von HEIM (1924) entwickelt ist.

Auch die sedimentäre Anreicherung der Blei-Zinkerze hängt aufs engste mit der Entwicklung der Omissions-Schichtung zusammen:

In dem gleichen Zeitraum, der im allgemeinen durch verlangsamte oder aussetzende Kalk-Dolomit-Ab Lagerung („Zwischenschichten“) Abtragungs- und Umlagerungsprozesse (Resedimente) gekennzeichnet ist, herrschte in einzelnen Wannen und Grabenzügen des submarinen Reliefs ein stark reduzierendes Milieu, welches zur lokalen Ausbildung einer „Kalksapropel-Fazies“ führte. In diesen „Faulschlammbecken“ hielt eine kontinuierliche Ausfällung und Anreicherung von Fe-, Pb- und Zn-Sulfidgelen an.

In der Ausbildung des submarinen Reliefs und den zeitweise vorherrschenden Abtragungs- und Umlagerungsprozessen zeichnen sich im Oberladin tektonische Bewegungen ab, die regionalen Charakter haben (z. B. KOCKEL, RICHTER & STEINMANN 1931, LEUCHS 1948). In der Sonderfazies treten Sedimenttypen (vor allen bei den „Camgiten“) auf, die Flachwasserbildungen warmer Meeresteile (BAVENDAMM 1932, WATTENBERG & TIMMERMANN 1936, LINK 1938 u. a.) darstellen. Die Strömungsverhältnisse in diesem Flachmeer müssen zeitweise sehr unruhig gewesen sein.

Es ist naheliegend als Ursache für die regional verbreiteten, kurz periodischen Bodenunruhen und die Entwicklung der Sonderfazies, neben anderen exogenen Faktoren, auch vulkanische Ereignisse in Betracht zu ziehen.

Anzeichen von effusivem und extrusivem Vulkanismus sind für den ladinischen Sedimentkomplex keine Seltenheit. In den Dinariden reicht der triassische Vulkanismus bis an die Obergrenze des Ladins und stellt damit eine zeitliche Parallele dar. Neuere Funde tuffogener Sedimente von WIRZ (in PEYER 1945) im Ladin der Tessiner Alpen und die ladinische Einstufung der Porphyry- und Tuffvorkommen bei Raibl (DI COLBERTALDO 1948), zeigen, daß dort der ladinische Vulkanismus auch in den Sedimentationsräumen der Wettersteinkalkfazies weiter verbreitet ist, als bisher angenommen wurde.

Zahlreiche kleinere Vorkommen von Eruptivgesteinen und Tuffen in der Unter- bis Mitteltrias der nördlichen Kalkalpen beweisen, daß auch im Bereich der nordalpinen Geosynklinale zeitweise eine schwache vulkanische Tätigkeit geherrscht haben muß (AMPFERER 1930, CORNELIUS 1941, VIDAL 1953). CORNELIUS faßt eine eigene „unter- bis mitteltriassische“ magmatische Phase für die ostalpine Geosynklinale zusammen.

Der unter- bis mitteltriassische Vulkanismus entspricht dem „Initialen Magmatismus“ (STILLE 1940) der ostalpinen Geosynklinale. Somit stellen Faziesentwicklungen, die einen direkten oder indirekten Einfluß durch vulkanische Vorgänge zeigen, auch für den oberladinischen Sedimentkomplex der nördlichen Kalkalpen keine ungewöhnlichen Bildungen dar. In diesem Raum hat es sich vermutlich nur um einen episodischen, schwachen, vorwiegend submarinen Vulkanismus gehandelt. Die zeitweise sehr intensive Zufuhr von Fluor in den Meeresraum kann m. E. am einfachsten durch Extrusionen oder Exhalationen erklärt werden.

In diesem Zusammenhang wäre es zu erwägen, ob nicht auch in den tonig-mergeligen Partien der Sonderfazies, den ladinischen Partnachmergeln und den gleichalten mergeligen Arlbergsschichten eine tuffogene Fazies (bei dem vorwaltend karbonatischen Milieu des ladinischen Sedimentationsraumes!) verborgen ist.

Welche Rolle der temporäre Vulkanismus bei der Bildung der anisischen und ladinischen Erzlagerstätten gespielt hat, kann vorläufig noch nicht eindeutig entschieden werden. Es ist möglich, daß die niveaubeständige Anreicherung von Schwermetallsulfiden direkt auf magmatische Extrusionen zurückzuführen ist, wie dies durch neuere Arbeiten von außer-alpinen Kieslagerstätten (KRAUME & JASMUND 1951, SEIFERT u. Gen. 1952, RAHMDORF 1953) angenommen wird. Die Entstehung einiger Blei-Zinklagerstätten der Dinariden (Suplja, Stena Brskovo u. a.) führt CISSARZ (1951, S. 44) ebenfalls auf den ladinischen Geosynklinalvulkanismus dieser Gegend zurück.

Es ist jedoch auch möglich, daß durch Extrusionen dem Meerwasser nur größere Mengen von Anionen in anderen Verbindungen (H_2S , NH_3 , HF etc. – hierbei ev. auch Mg ?!) zugeführt wurden, die erst mittelbar zur Ausfällung und Anreicherung der Sulfiderze und des Flußspates beitrugen. Dadurch könnte das unvermittelte Einsetzen der Fällungsvorgänge, wie für den sedimentären Flußspat und zahlreiche Sulfiderzgele nach Struktur und Textur anzunehmen ist, eine zwanglose Erklärung finden. Das Beispiel der Kupferschieferbildung zeigt, daß für die Anlieferung der Schwermetallionen nicht einmal eine vulkanogene Stoffzufuhr notwendig ist.

Der oft als Beweis für eine hydrothermale Vererzung angeführte „bimetallische Charakter“ der kalkalpinen Blei-Zinklagerstätten hat ein analoges Beispiel in der Erzverteilung der permischen Sulfiderzlagerstätten (Kupferschiefer – Kupfermergel). Durch zahlreiche Untersuchungen (CISSARZ 1930, EISENTRAUT 1939, NEUHAUS 1940, RICHTER 1941 u. a.) steht fest, daß die Ausfällung und Anreicherung der Zn-Pb-Cd-Gruppe fast reziprok zur Cu-Co-Ni-V-Ag-Au-etc.-Gruppe verläuft. Dabei bevorzugt die Zn-Gruppe die kalkigen, während die Cu-Gruppe an die tonig-mergeligen Schichtglieder gebunden ist. Als Erklärung dafür werden die verschiedenen chemisch-physikalischen Bedingungen in beiden Faziesbereichen angeführt. Im vorherrschend karbonatischen Milieu des ober-ladinischen Meeresraumes fehlten die Bedingungen, die zur Ausfällung und Anreicherung von Schwermetallsulfiden der Cu-Gruppe geführt haben könnten.

In diesem Zusammenhang gesehen stellt in den syngenetischen kalkalpinen Blei-Zinklagerstätten zunächst nur der Flußspat einen ungewöhnlichen Mineralisationspartner dar. Seine sedimentäre Anreicherung kann aus schwachen vulkanischen Äußerungen, wie sie im aniso-ladinischen Sedimentationsraum der nördlichen und südlichen Kalkalpen auftreten, hergeleitet werden. Dadurch nehmen die kalkalpinen Blei-Zink-Flußspat-lagerstätten genetisch eine Mittelstellung zwischen den extrusiven Kieslagerstätten und den Lagerstätten der Kupfermergelfazies ein.

ZUSAMMENFASSUNG

Im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen tritt der Flußspat in größerer Verbreitung stets als Begleiter schichtiger Blei-Zinkerzvorkommen auf. Dabei erscheint er meist als derbkristalliner Mineralisationspartner in typischen Verdrängungsgefügen mit

Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit. In dieser Ausbildung ist er seit langem bekannt und wurde meist als „Gangart“ der hydrothermalen Vererzungsprozesse gedeutet.

Im Verlauf einer Neubearbeitung der kalkalpinen Blei-Zinklagerstätten wurden im sedimentären Verband mit dem Nebengestein der Lagerstätten makroskopisch erzfreie bis erzarme Schichten entdeckt, die Flußspat in sedimentären „Anlagerungsgefügen“ enthalten. Als Grundlage für eine kritische Bewertung dieser Gefüge dienten die Untersuchungsergebnisse SANDERS (1936) über Anlagerungsgefüge in alpinen Kalk-Dolomitgesteinen („Camgite“, SANDER 1950). Gefügebilder mit Merkmalen syngenetisch-sedimentärer Flußspatanlagerung und genetische Folgerungen werden ausführlich besprochen.

Als typische Merkmale sedimentärer Flußspatbildung treten auf:

- a) Karbonat-Erz-Flußspat-Rhythmite mit Wachstum bodenständiger Fluoritkristallrasen und geopetalen Gefügen (z. B. Überlagerung durch dolomitische Pelite u. a.).
- b) Synsedimentär gewachsene Fluoritwürfelchen mit zonarer oder regelloser Einlagerung eines trübenden Pigmentes, in bevorzugten Feinschichtpartien mechanisch angelagert, der jeweils existenten Sedimentoberfläche aufgewachsen oder im unverfestigten Sediment gesproßt.

Von den sedimentären Fluoritgefügen ausgehend; können zwei jüngere Generationen unterschieden werden:

Generation I (sedimentäre Phase)

Generation II (Phase der diagenetischen Sammelkristallisation)

Generation III (Phase hydatogener Umlagerungen).

Die in Gesteinen mit Gefügen sedimentärer Flußspatbildung mikroskopisch feinverteilten Erze weisen ebenfalls nach Anlagerungsgefügebildern oder Struktur auf sedimentäre Bildungen hin („Erzpünktchen“ – „vererzte Bakterien“ (?), Relikte von Gelstrukturen usw.).

Die Gesteine mit sedimentärer Flußspatführung gehören einer Bankfolge an, die dem oberen Wettersteinkalk in verschiedenen Niveaus zwischengeschaltet ist und eine fazielle Sonderentwicklung dieses Sedimentkomplexes darstellt. Die Verbreitung der „Sonderfazies“ konnte in den nördlichen Kalkalpen zwischen Lechtaler Alpen im Westen und Chiemgauer Voralpen im Osten festgestellt werden. Eine analoge Faziesentwicklung ist aus dem Bereich der Kärntner Trias bekannt (HOLLER 1936). Die besten Aufschlüsse bieten in der Regel die alten Bergbaue auf Blei-Zinkerze.

Die Herkunft des Fluors wird, nach geochemischen und paläogeographischen Hinweisen, auf einen schwachen submarinen Vulkanismus (Exhalationen oder Extrusionen) zurückgeführt. Anzeichen vulkanischer Tätigkeit sind im aniso-ladinischen Sedimentationsraum weitverbreitet.

Ob dieser temporale Vulkanismus einen direkten Einfluß auf die Bildung der syngenetischen Blei-Zinkerglagerstätten (durch Zufuhr von Metallionen) hatte, oder ob die Anreicherung der Sulfiderze nur durch vorübergehende extrusive Förderung und anschließende Verbreitung fällender Anionen im Meeresraum verursacht wurde, kann vorläufig noch nicht entschieden werden. Auf jeden Fall bestehen enge genetische Beziehungen

zwischen der sedimentären Bildung des Flußspates und den syngenetischen Blei-Zinkerz-lagerstätten.

Im Gegensatz zu der bisher vorherrschenden Anschauung über die epigenetisch-hydrothermale Natur der Lagerstättenbildung weisen alle neuen Beobachtungen auf eine exogene Stoffkonzentration hin.

Am Beispiel der Flußspatgenese im oberladinischen Sedimentkomplex wird gezeigt, daß ein Mineral, welches bisher als typischer Vertreter epigenetisch-azsender Stoffzufuhr angesehen wurde, durchaus auch unter sedimentären Bildungsbedingungen angereichert werden kann.

ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN

- AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. – Jb. geol. B. A. 80, 103–146, Wien 1930.
- ANDRÉE, K.: Über einige Vorkommen von Flußspat in Sedimenten. – Tschemaks Min. u. Petr. Mitt. 28, 535–556, Wien 1909.
- BÄCHLER, E.: Beiträge zur Kenntnis der Höhlen des Säntisgebirges. – Jb. d. St. Gallischen Naturwiss. Ges. 1904, 239–309, St. Gallen 1905.
- BARTH, T. F. W.: On the geochemical cycle of fluorine. – J. Geol. 55, 420–426, Washington 1947.
- BAVENDAMM, W.: Die mikrobiologische Kalkfällung in der tropischen See. – Arch. f. Mikrobiol. 3, 205–276, 1932.
- BERNAUER, F.: Gebänderte Carbonatgesteine und ihre Umwandlung. – N. Jb. f. Min. etc. Beil. B. 66 A, 319–380, Stuttgart 1933.
- Rezente Erzbildung auf der Insel Vulkano. – II., N. Jb. f. Min. etc. 75. A, 54–71, 1939.
- BORCHERT, H.: Zur Geochemie des Fluors. – Heidelbg. Beitr. 3, 36–43, 1952.
- BRÜCKNER, W.: Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der Helvetischen Zone der Schweizeralpen. – Geol. Rdsch. 39, 196–212, 1951.
- CHATIN, A. u. A. MUNTZ: Analyse des coquilles des huitres. – Compt. rend. Acad. Soc. Paris 120, 531–534, Paris 1895.
- CLAR, E.: Über die Blei-Zinklagerstätte von St. Veit bei Imst (Nordtirol). – Jb. Geol. B. A. 333–356, Wien 1929.
- Ostalpine Vererzung und Metamorphose. – Verh. Geol. B. A. 29–37, Wien 1945.
- CLARKE, F. W. u. H. S. WASHINGTON: Data of Geochemistry. – U. S. Geol. Surv. Bull. Nr. 127, 1924.
- CISSARZ, A.: Qualitativ-spektralanalytische Untersuchung eines Mansfelder Kupferschieferprofils. – Chemie d. Erde 5, 48–75, Jena 1930.
- Die Stellung der Lagerstätten Jugoslawiens im Geologischen Raum. – Geol. vesnika 1951, 24–60, Beograd 1951.
- DI COLBERTALDO, D.: Il giacimento piombo-cinifero di Raibl in Friuli (Italia). – Atti del Congr. Min. Italiano, Roma 1948.
- I Giacimenti piombo zinciferi di Grigna e Pian da Barco nelle Alpi orientali. – Publ. a cura della Raibl, Soc. Min. del Predil, 130 S., Roma 1952. (Zum 19. Internat. Geol. Kongreß Algier 1952.)
- CORNELIUS, H. P.: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. – Ber. Rst. f. Bodenf. 1941, 89–94, Wien 1941.
- EISENTRAUT, O.: Der niederschlesische Zechstein und seine Kupferlagerstätte. – Arch. f. Lagerst. F., NF. H. 71, 116 S., 1939.
- FISCHER, H.: Ein mariner (?) Oolith aus Zentralafrika. – Cbl. f. Min. usw. 112–114, Stuttgart 1913.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex Rdsch. H. 7/8, 371–408, Radenthein 1953.
- GOLDSCHMIDT, V. M.: Die Mengenverhältnisse der Elemente und der Atomarten. – Skrifter Norske Vid., Akad. Oslo, I. Mat. nat. Kl. 1937, 148 S., Nr. 4, Oslo 1938.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 948 S., Gotha 1861.
- HAAS, A.: Über bemerkenswerte Mineralvorkommnisse in Versteinerungen der Nordtiroler Kalkalpen. – N. Jb. f. Min. usw. 1912/I, 1–20, Stuttgart 1912.
- HABERLANDT, H.: Neue Luminiszenzuntersuchungen an Fluoriten und anderen Mineralien. IV. – S. B. Öst. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl. Abt. I 158, 609–646, Wien 1949.

- HEGEMANN, F.: Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr. – Fortschr. d. Min. 27, 54–55, 1948.
- Die Herkunft des Mo, V, As und Cr im Wulfenit der alpinen Blei-Zinklagerstätten. – Heidelbg. Beitr. z. Min. u. Petr. 1, 690–715, 1949.
- HEIM, ALB.: Das Säntisgebirge. – Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, NF., XVI, 46. Lfg., 654 S., Bern 1905.
- HEIM, ARN.: Über submarine Denudation und chemische Sedimente. – Geol. Rdsch. 15, 1–47, 1924.
- HIESSLEITNER, G.: Über die Vererzungsfolge auf der Blei-Zinkerzlagstätte Lafatsch in Nordtirol. – Verh. Geol. B. A. 49–58, Wien 1934.
- HOLLER, H.: Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. – Carinthia II (VII. Sonderheft) 82 S., Klagenfurt 1936.
- IBACH, R.: Die Entstehung der Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken. – Z. f. angew. Min. II, H. 2, 114–152, Berlin 1939.
- KOCKEL, C. W., M. RICHTER u. H. G. STEINMANN: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. – Wiss. Ver. D. Ö. A. V., 10, Innsbruck 1931.
- KORITNIG, S.: Ein Beitrag zur Geochemie des Fluor. – Geochemica et Cosmochimica Acta 1, 89–116, 1951.
- KRAUME, E. u. K. JASMUND: Die Tufflagen des Rammelsberges bei Goslar. – Heidelbg. Beitr. 2, 443–454, 1951.
- LAUBMANN, H.: Die Minerallagerstätten von Bayern r. d. Rh. – 111 S., München 1924.
- LEUCHS, K.: Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente. – N. Jb. f. Min. usw., Beil. Bd. 59. B., 1928.
- Feinschichten, Gleitfaltung, Algenrasen und Trümmerlagen im Wettersteinkalk. – Z. Chemie d. Erde 7, 95–112, Jena 1932.
- Orogenese im Kalkalpengebiete in Trias-, Jura- und Unterkreidezeit. – S. Ber. Ö. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I, 157. H. 1–5, S. 39–53, Wien 1948.
- LEUCHS, K. u. R. MOSEBACH: Die spätladinische Hebung. – Zbl. f. Min. usw. 1, 1–12, 1936.
- LINCK, G.: Bildung des Dolomits und Dolomitisierung. – Z. Chemie d. Erde 11, 278–286, 1938.
- MATZ, K.: Genetische Übersicht über die österreichischen Flußspatvorkommen. – Z. d. Karinthin, F. 21, 199–217, Hüttenberg/Kärnten 1953.
- MAUCHER, W.: Die Bildungsreihe der Mineralien. – Freiberg 1914.
- MÜLLER-DELLE, G.: Die spätladinische Hebung und Vererzung in den bayerischen Alpen. – Zbl. f. Min. usw. 2, 97–100, 1937.
- NEUHAUS, A.: Über die Erzführung des Kupfermergels der Haseler- und Gröditzter Mulde in Schlesien. – Z. f. angew. Min. 2, 304–343, Berlin 1939.
- NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten. – Bd. II „Exogene Gesteine und Minerallagerstätten“. – 557 S., Basel 1952.
- OSSWALD, K.: Geologische Karte und Geschichte der Wendelsteingruppe. – Mitt. Geograph. Ges. München 21, 183–304, München 1928.
- PETRASCHEK, W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. – S. Ber. Akad. Wiss. Math.-nat. Kl. 141, 195–242, Wien 1932.
- Die alpine Metallogenese. – Jb. geol. B. A. 1945, 129–149, Wien 1948.
- PEYER, B.: Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. – Schweiz. Pal. Abh. 65, 1–84, Basel 1945.
- REDLICH, K. A.: Mineralogische Mitteilungen. – Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., NF. XVII, 518–525, Wien 1898.
- REIS, O. M.: Untersuchung über die Petrifizierung der Muskulatur. – Arch. f. mikroskop. Anatomie 41, 1893, 492–584.
- RICHTER, G.: Geologische Gesetzmäßigkeiten in der Metallführung des Kupferschiefers. – Arch. f. Lagerst. F. 73, 61 S., Berlin 1941.
- RICHTER, M.: Der ostalpine Deckenbogen. – Jb. geol. B. A. 80, 497–540, Wien 1930.

- RAMDOHR, P.: Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte. – *Geol. Jb.* 67, 267–494, Hannover 1953.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. – *Min. u. Petr. Mitt. NF.* 48, Leipzig 1936.
- Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper II. – 409 S., Wien und Innsbruck 1950.
- SHEPHERD, E. S.: Note on the Fluorine Content of Rocks and Ocean-Bottom Samples. – *Am. J. Sci.* 238, 117–128, Washington 1940.
- SEIBILD, E.: Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens. – *N. Jb. Geol. u. Paläontol. Abh.* 95, 337–370, Stuttgart 1952.
- SEIFERT, H. u. E. NICKEL u. E. BRUCKMANN: Studien am „Neuen Lager“ der Kieslagerstätte von Meggen (Lenne). – *Opuscula Min. et. Geol. I*, 70 S., Kettwig/Ruhr 1952.
- SIREL, M. A.: Die Kupfererzlagerstätte Ergani-Maden in der Türkei. – *N. Jb. Min. Abh.* 80 A., 36–100, Stuttgart 1950.
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. *Jb. Geol. B. A.* 96, H. 1, 1–64, Wien 1953.
- SCHNEIDER, H. J.: Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Oberen Wettersteinkalk der bayerischen Kalkalpen östlich der Loisach. – Ungedr. Dissertation d. Univ. München, 1953.
- Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. – *Fortschr. Min.* 32, 26–30, 1953b.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Chalkographische Untersuchungen des Mansfelder Kupferschiefers. – *N. Jb. f. Min. Beil. B.* 47, 1–38, 1923.
- Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. – 858 S., Jena 1941.
- Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. – *N. Jb. f. Min. Mh.* 1952, 47–89, Stuttgart 1952.
- SCHROLL, E.: Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth/Kärnten in Österreich. – *Mitt. Ö. Min. Ges. Sh.* 2, 60 S., Wien 1953.
- SCHRÖTTER, H. v.: Ein neues Vorkommen von Flußspat in Niederösterreich. – *Verh. Geol. R. A.*, 287–288, Wien 1896.
- SCHWARZACHER, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. – *Jb. Geol. B. A.* 96, 1946, 1–48, Wien 1948.
- Über die sedimentäre Rhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. – *Verh. Geol. B. A.* 1947, H. 10/12, 175–188, Wien 1949.
- SCHWINNER, R.: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. – *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 94, 169–175, 1942.
- Ostalpine Vererzung und Metamorphose als Einheit. – *Verh. Geol. B. A.* 1946, H. 4/6, 52–61, Wien 1949.
- STILLE, H.: Zur Frage der Herkunft der Magmen. – *Abh. Preuß. Akad. Wiss.* 1939, math.-nat. Kl. 19, Berlin 1940.
- TORNQUIST, A.: Die Blei-Zinkerzlagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. – 106 S., Wien 1927.
- Die Vererzungsperioden in den Ostalpen. – *Z. Metall u. Erz* 26, H. 10, 241–246, Berlin 1929.
- Perimagmatische Typen ostalpiner Erzlagerstätten. – *S. Ber. d. Akad. Wiss. math.-nat. Kl. I*, 139, 291–308, Wien 1930.
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. – *Geol. Bav. Nr.* 17, 56–88, München 1953.
- WATTENBERG, H. u. E. TIMMERMANN: Über die Sättigung des Seewassers an CaCO_3 und die anorganogene Bildung von Kalksedimenten. – *Ann. Hydr.* 64, 23–31, 1936.
- WOLFF, F. v.: Der Vulkanismus. – I., Stuttgart 1914.
- Der Vulkanismus. – II., 2. Hälfte, Stuttgart 1929.

TAFELN
UND ERLÄUTERUNGEN

Fig. 1. Roßkopf bei Hinterstein (1). (Taupitz 1954). Ein Fluorit-Rhythmit ist aus wechselnden Anteilen von Fluorit und Dolomit aufgebaut (grau = Dolomit, hell = Fluorit, weiß = Löcher im Dünnschliff). Bodenständiger Kristallrasen von Fluorit als Beispiel chemischer Externanlagerung. Geopetale Überdeckung des Kristallrasens durch (dunklen) Dolomitpelit. Orientierter Dünnschliff, ohne Nikol. Vergr. ca. $15\times$.

Fig. 2. Heiterwand-Alpeil bei Nassereit (5). (Taupitz 1954). Bodenständiger Fluoritkristallrasen (helles Band in Bildmitte) innerhalb einer rhythmischen Sedimentationsabfolge. Die Kanten der Fluoritkristalle sind weiter gewachsen, während in den Zwickeln feiner Dolomitpelit geopetal abgelagert wurde. Darüber folgt wiederum sedimentäre Zinkblende mit Dolomitpelit als chemische (oder mechanische?) Externanlagerung. Schwarz = Zinkblende. Beachte: Polare Belegung einer Grenzfläche durch einzelne größere Zinkblendekörner an der Basis des Fluoritkristallrasens! Orientierter Dünnschliff, ohne Nikol. Vergr. ca. $15\times$.

Fig. 3. Gute-Hoffnungs-Zeche bei Mittenwald (24). Lager I. Flußspat-Karbonat-Erz-Rhythmit im Anschliff: Syntsedimentäre Anlagerung kleiner Flußspatwürfelchen im Liegenden jeder einzelnen Feinschicht, zum Hangenden übergehend in bituminösen Karbonat-Ton-Pelit mit diffusem Flußspatpigment. Polare Korngrößenänderung bildet die Rhythmik ab (vgl. Sander 1936 und Schwarzer 1947). Gegen die hangende „Schwarze Breccie“ grenzt eine Suturlinie (S-S) ab, die durch wasserklaren Flußspat II-III gekennzeichnet ist. Vom Liegenden zum Hangenden des Feinschichtkomplexes nimmt die Mächtigkeit der Feinschichten (1 bis 7) zu; parallel dazu geht die Größenzunahme der z. T. karbonatisierten Fluoritwürfel (vgl. Fig. 4!). B_2 = diffus verteilter Bleiglanz als graues, schlieriges Pigment. Orientierter Anschliff mit cm-Maßstab.

Fig. 4. Vergrößerter Ausschnitt aus Feinschicht 5 und 6 von Fig. 3. (mm-Maßstab rechts außen).

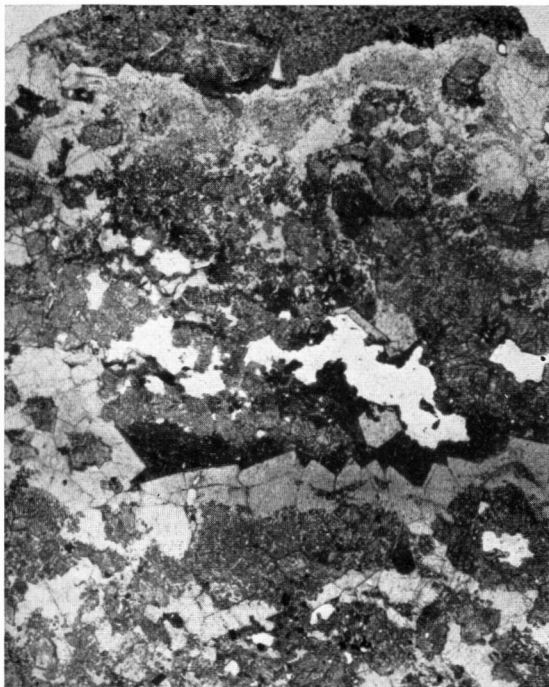


Fig. 1

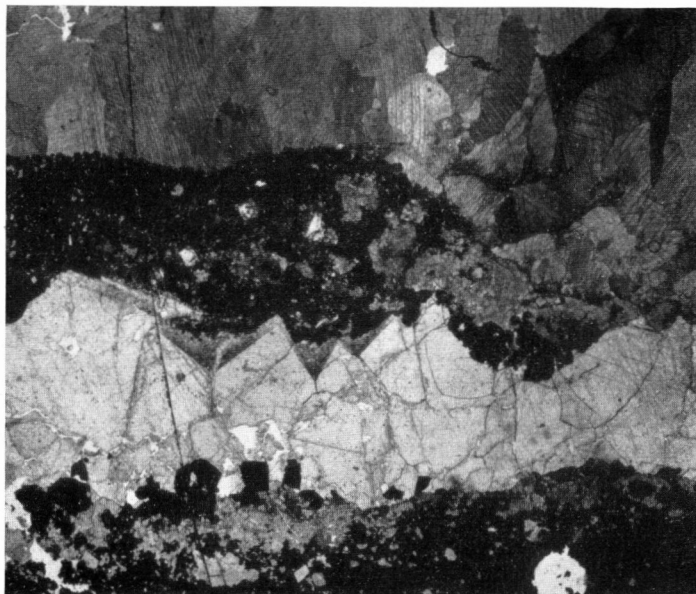


Fig. 2

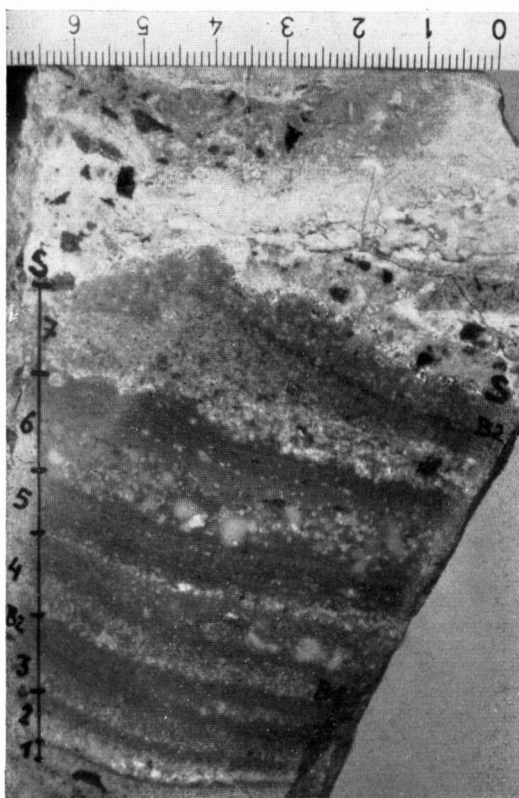


Fig. 3

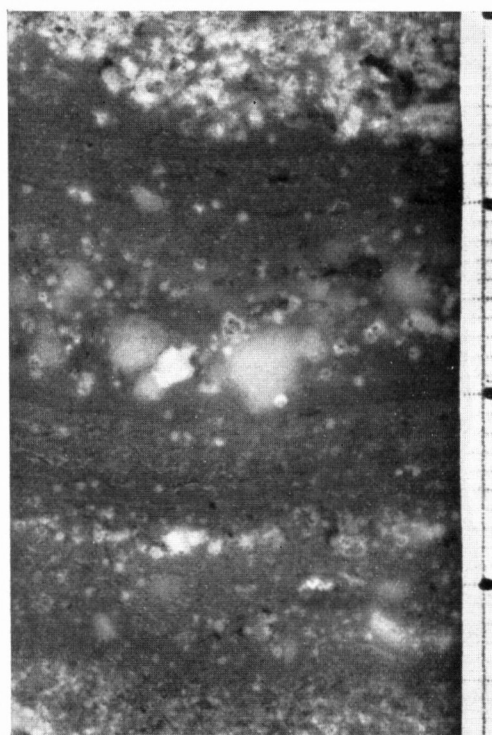


Fig. 4

Fig. 5. Gute-Hoffnungs-Zeche bei Mittenwald (24). Lager I. Ein einzelner Flußspatwürfel aus der Feinschicht Nr. 6 des in Fig. 3 abgebildeten Handstückes. „Geopetale“ Füllung des Fluoritkristalles mit Karbonat-Ton-Erz-Pigment. Orientierter Dünnschliff mit 1 Nikol. Vergr. ca. 45×.

Fig. 6. Übersichtsaufnahme vom gleichen Dünnschliff (s. Fig. 5) mit + Nikols zeigt die Orientierung des Einzelkristalles (F) im Verband der Feinschichtung. Die Schrägschichtung des dolomitischen Pelites ist lokaler Natur. Schwarz = Fluorit, dunkelgrau = Fluoritpigment in z. T. karbonatisierten Flußspatwürfeln der sedimentären Generation. Orientierter Dünnschliff mit + Nikols. Vergr. ca. 15×.

Fig. 7. Gute-Hoffnungs-Zeche bei Mittenwald (24), Lager I. Durch paradiagenetische Sammelkristallisation entstandene jüngere Flußspat-

kristalle (Flußspat II) (im Bild schwarz) wachsen mit wohlausgebildeten, scharfen Kristallkanten gegen Lösungshohlräume vor. Diese Generation-II ist fast frei von Karbonat-Ton-Pigment, während der umliegende Karbonatpelit (im Bild: oben) noch teilweise primäres, kryptokristallines Fluoritpigment aufweist. Resthohlräume sind durch „Spatisation“ (Sander 1936), hier in Form von Pflastergefügen, ausgefüllt. Dünnschliff mit + Nikols. Vergr. ca. 100×.

Fig. 8. Gute-Hoffnungs-Zeche bei Mittenwald (24), Lager I. Im Gefolge stärkerer hydatogener Umlagerungen (Flußspat III) sind die feinschichtigen primär-sedimentären Verbände (wie z. B. Fig. 3) durch intensive Sammelkristallisationen verwischt und nur noch in Rudimenten erhalten. K = Kalkspat, F = Flußspat-III, B = Bleiglanz. Orientierter Anschliff mit cm-Maßstab.

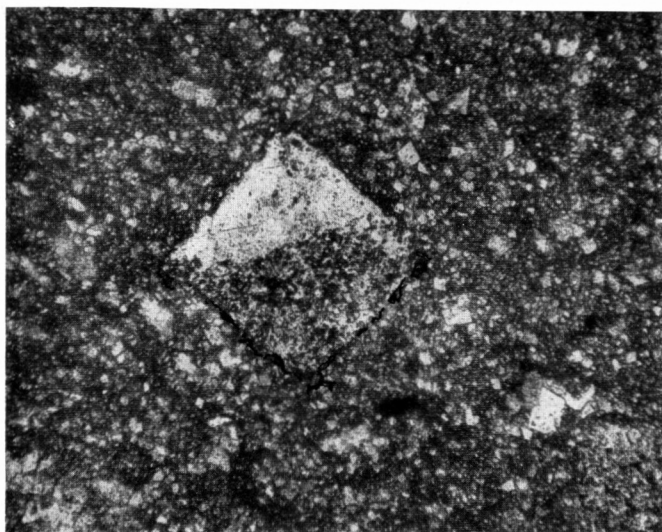


Fig. 5

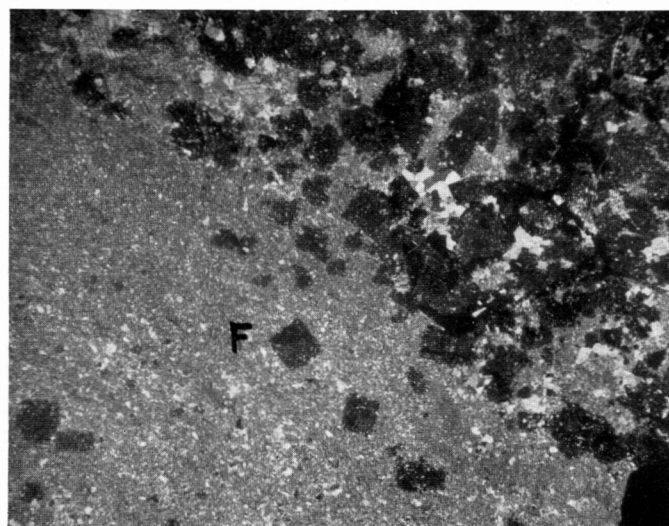


Fig. 6

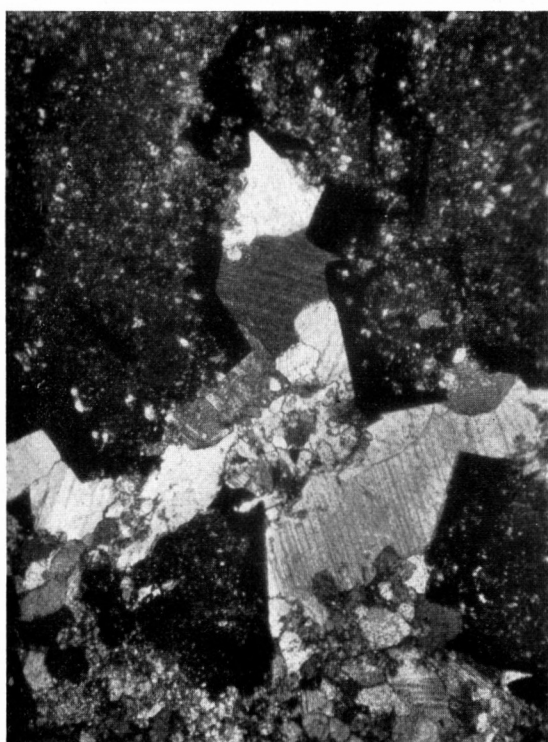


Fig. 7

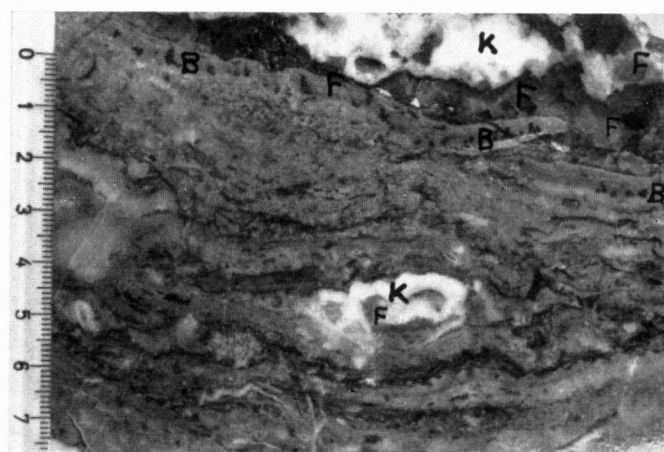


Fig. 8

Fig. 9. Lafatsch/Reps-Baue (26b). Bituminöses Flußspat-Lager in der großen Weitung bei V₁. Bitumen-Karbonat-Flußspat-Rhythmus mit hohem Flußspatanteil (bis 2%). Der Fluorit ist in den dunklen, bituminösen Feinschichten besonders stark angereichert (bis 30%). In diesen Lagen tritt auch ein mikroskopisch feinverteiltes Erzpigment, vorwiegend Zinkblende, auf. Helle Lagen: Kalkig-dolomitisches Resediment. Paradiagenetische und postdiagenetische mechanische Beanspruchung, evtl. auch lokale Lösungsprozesse, führen zu rupturer Versetzung und Zerbrechung der Feinschichten und groben Suturen, die hier mit Bitumen (schwarz) belegt sind. Von jüngeren Kleinstörungen (Kleinklüftung, Haarrisse bei „K“) geht eine letzte Karbonatisierung aus, die durch „Ausbleichung“ des Gesteins (Abwandern des Bitumens) erkennbar ist. Orientierter Anschliff mit cm-Maßstab.

Fig. 10. Lafatsch/Reps-Baue (26b). Flußspatbank über den Etage-Bauen. Sedimentäre Flußspatwürfelchen (F₁) mit trüben Rändern durch (teilweise) zonaren Einbau von Karbonat. Die Feinschichtung verläuft auf dem Bild von links

unten nach rechts oben. Eine Flußspat-Feinschicht (S) löst sich z. T. in kugelige Gebilde auf (gelförmige Ablagerung von Fluorit?!). Dunkle Partien: karbonatischer Pelit mit Bitumen. Schwarz: Zinkblende. Durch jüngere Sammelkristallisation (Fluorit-II) entstehen grobkörnige Fluoritaggregate mit Pflastergefügen (F₂). Orientierter Dünnschliff mit 1 Nikol. Vergr. ca. 60×.

Fig. 11. Lafatsch/Reps-Baue (26b). Bituminöses Flußspat-Lager in der großen Weitung bei V₁. Zinkblende (hellgrau) mit orientierten Einschlüssen von Karbonat; dabei werden alte Gelstrukturen abgebildet. Im Verlauf einer jüngeren Sammelkristallisation bildeten sich Rhombendodekaederflächen aus. Links oben ein „Punkthäufchen“ von Pyrit. Gangart: Kalkspat u. Fluorit. Anschliff, 1 Nikol mit Ölimmersion. Vergr. ca. 800×.

Fig. 12. Lafatsch/Reps-Baue (26b). Schliffstück aus dem gleichen Lagerstättenteil wie bei Fig. 11. Pyrit. Punkthäufchen und -wolken, z. T. brombeerartige, kugelige Gebilde aus „Erzpunktchen“ zusammengesetzt. Gangart: Fluorit. Anschliff, 1 Nikol mit Ölimmersion. Vergr. ca. 1000×.

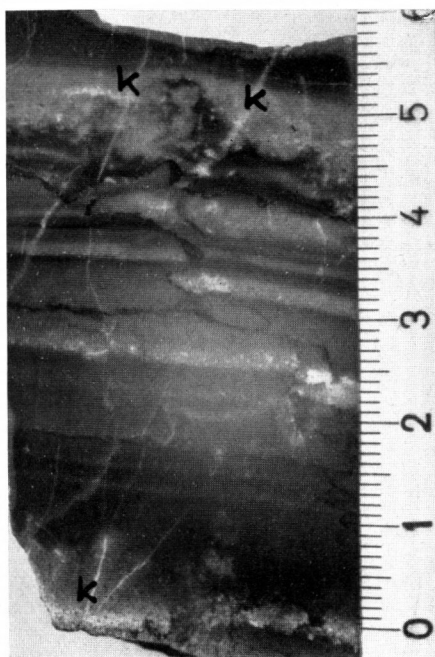


Fig. 9

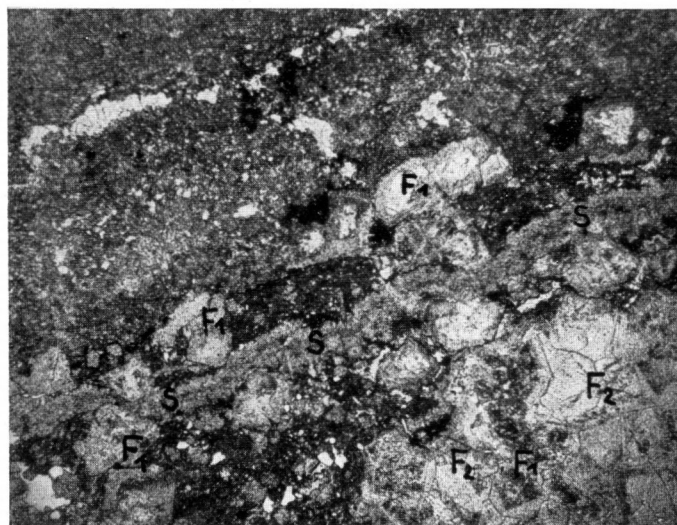


Fig. 10

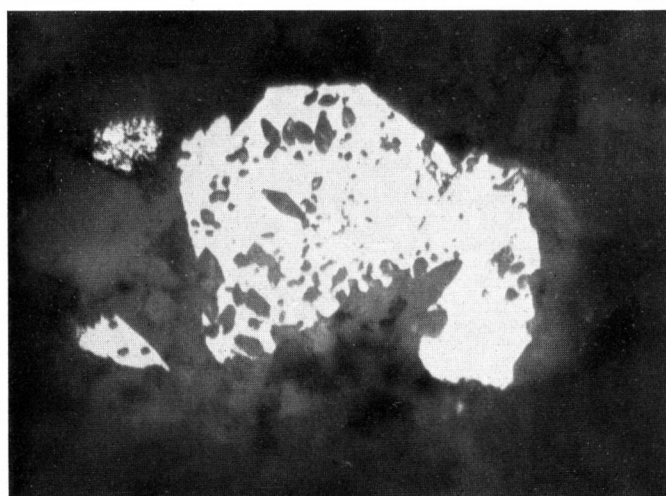


Fig. 11

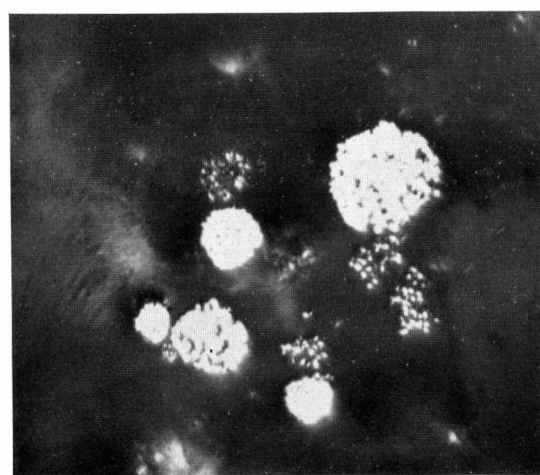
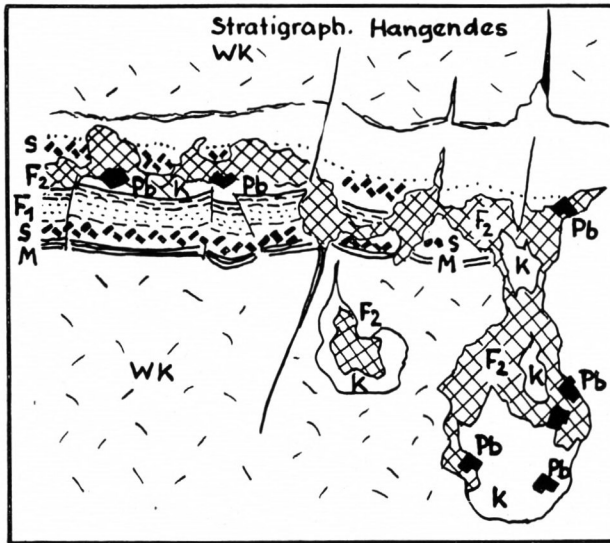
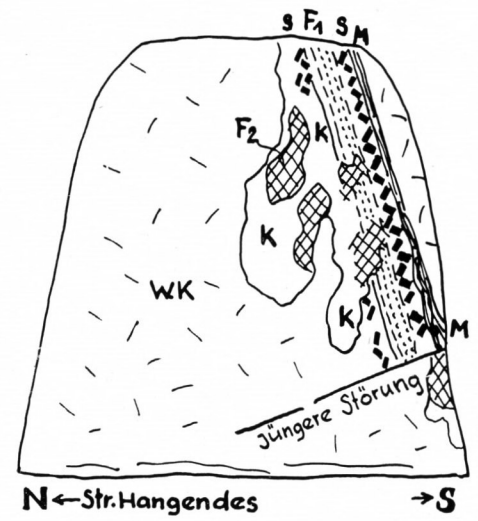


Fig. 12



1 a. Firstbild

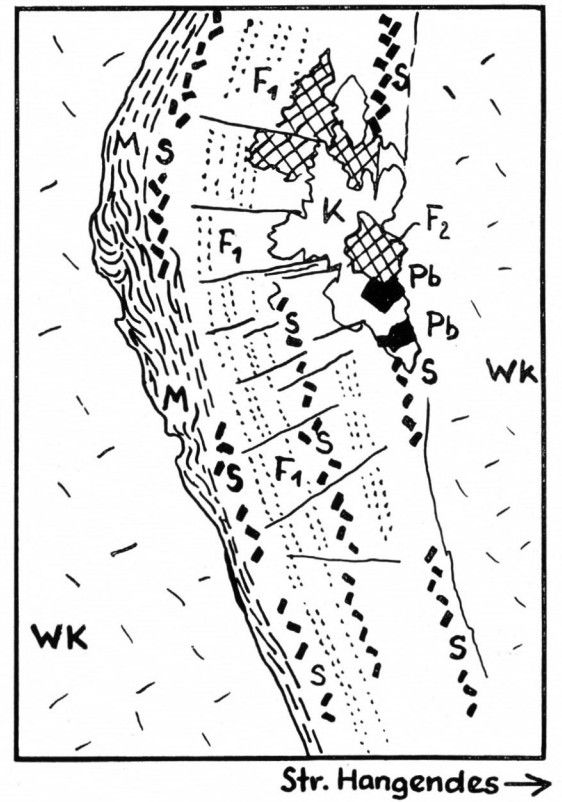


1 b. Stollenende (Stoß)

Ortsbilder vom Lager 1



2 a. Firstbild



2 b (Decklatt zu 2a)