

Geodynamische Prozesse und deren Auswirkungen auf die Lagerstättenbildung in den Ostalpen

Von HELFRIED MOSTLER*)

Mit 14 Abbildungen

Vortrag
gehalten bei der Festveranstaltung
aus Anlaß der Vollendung des 85. Lebensjahres von
em. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. techn. O. M. FRIEDRICH

Geodynamische Prozesse und ihre Auswirkungen, bezogen auf das alpidische Stockwerk, waren gerade in letzter Zeit Gegenstand intensiver Untersuchungen. Die wichtigsten Ergebnisse darüber sind in „Geodynamics of the Eastern Alps“ in ausgezeichneter Form wiedergegeben. Der Lagerstättenforscher verfügt somit heute über ein derartig scharf gezeichnetes Bild, vor allem, was den Ablauf der alt- und jungalpidischen Ereignisse betrifft, daß er geradezu herausgefordert ist, die für die Entstehung von Lagerstätten wichtigen Ereignisse und die hierfür verantwortlichen Prozesse transparent zu machen.

Zunächst aber wollen wir uns mit den präalpidischen Ereignissen auseinandersetzen, über die weit weniger bekannt ist, und die wichtigsten lagerstättenkundlichen Parameter herausgreifen. Ausgelöst durch die Plattentektonik, dem ersten globalen, sich am Aktualismus orientierenden Modell, hat ein Denkprozeß Platz gegriffen, der aus den starren Formen, aus dem streng Deskriptiven herausführt zu dem, was wir heute unter Geodynamik verstehen.

Nun, worin liegt eigentlich der Unterschied zwischen den „präplattentektonischen“ Überlegungen und jenen, die sich aus der Plattentektonik abgeleitet haben? An einem Beispiel will ich versuchen, das zu erläutern, und zwar am Geosynklinalkonzept, etwa in dem Sinne, wie es STILLE entworfen hat, das später von AUBOUIN (1965) weiter ausgebaut wurde.

Greifen wir die fünf wichtigsten Parameter eines präplattentektonischen Geosynklinallmodells heraus, so sind dies:

- 1) Das Vorbereitungsstadium mit den zugehörigen Dehnungserscheinungen, dem unterschiedlich raschen Absinken in Verbindung mit synsedimentären Brucherscheinungen.
- 2) Verstärkter Hinabbau ganzer Krustenstreifen, Aufdringen magmatischer Materials (als initialer oder geosynklinaler Vulkanismus ausgewiesen).

- 3) Ausbau des zuvor gebildeten tektonischen Inventars, gipfelnd in der Geosynklineentwicklung im Präflyschstadium; Kulmination magmatischer Aktivität.
- 4) Erste kompressive Bewegung (Flyschstadium), hochorogener Zyklus; synorogener Magmatismus und dynamometamorphe Ereignisse.
- 5) Auslaufende gebirgsbildende Äußerungen; Bildung von Früh- und Hauptmolassen in Verbindung mit dem subsequenten Magmatismus, wie man ihn früher nannte.

Das eben Dargelegte, in ein plattentektonisches Kleid gehüllt, läßt sich folgendermaßen auslegen: Die Dehnungserscheinungen sind auf ein partielles Aufschmelzen des oberen Mantels und auf dessen Aufstieg zurückzuführen; sie entstanden in einem Umfeld, das unter dem Terminus „Riftsystem“ zusammengefaßt wird. Der gesteigerte Hinabbau ganzer Krustenstreifen wird heute mit der Ausgestaltung und Erweiterung des beim Riften angelegten Baues am passiven Kontinentalrand verstanden; der initiale Vulkanismus ist nichts Anderes als die erste Zufuhr von Mantelderivaten in die von Zerrungen geprägte, ausgedünnte kontinentale Kruste.

Das Kulminieren der Geosynklineentwicklung wird mit der Schaffung einer neuen, Ozeanischen Kruste, gesehen, und die ersten kompressiven Bewegungen innerhalb der Geosynkline signalisieren die auslaufenden Subduktionsaktivitäten. Die Flyschrinne am Fuße des aktiv gewordenen Kontinentalrandes ist eine Folge des Abführens ozeanischer Kruste unter die Kontinente. Im höheren Abschnitt der Subduktionszone herrschen die Bedingungen der Versenkungsmetamorphose, im tieferen Teil der Benioffzone wird das abgeführte ozeanische Krustenmaterial z. T. aufgeschmolzen, und die Schmelzen intrudieren in die Kruste über der Subduktionszone oder fließen an der Oberfläche aus. Sie entsprechen dem, was z. T. unter dem früheren Begriff synorogener Magmatismus segelte, und schließlich die auslaufenden orogenen Aktivitäten, die mit dem Abflauen der Subduktionstätigkeit mit eventuellen Verlagerungen von Subduktionszonen in Verbindung zu bringen sind. Auch hiebei werden noch Schmelzen pro-

*) Anschrift des Vortragenden: Univ.-Prof. Dr. HELFRIED MOSTLER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

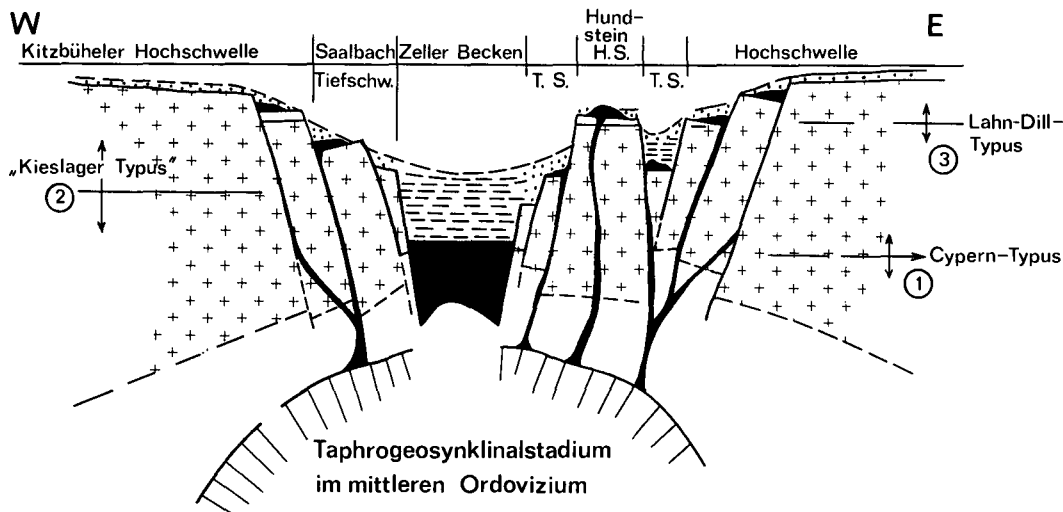


Abb. 1. Taphrogeosynkinalstadium zur Zeit des mittleren Ordoviziums im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone im Raum Salzburg - Tirol.

duziert, die hochdringen, und in diesen Schmelzen sind die Äquivalente des früher sogenannten subsequenten Vulkanismus zu sehen.

Ich habe hier bewußt die Parallelisierung etwas überzeichnet, es lag mir vielmehr daran, aufzuzeigen, daß es vor allem die Erklärungen der schon lange erkannten Phänomene sind, die zum dynamischen Denken verholfen haben.

Beginnen wir, anhand eines präalpidischen Beispiels die Äußerung endogen gesteuerter Prozesse und deren Ablauf zu verfolgen. In Abb. 1 ist das Modell eines erweiterten Riftens, das bis ins Taphrogeosynkinalsta-

dium reicht, dargelegt. Es ist hier gleich die Frage aufzuwerfen, was davon als nachvollziehbares Beobachtungsgut gilt, was indirekt Erschlossenes darstellt, und schließlich, was auf rein theoretische Überlegungen zurückgeht.

Die Abb. 2 informiert darüber, nämlich über den Aufbau der ozeanischen Kruste, der direkt beobachtbar ist, und die ozeanische Metamorphose, die über Dünnschliffuntersuchungen eindeutig eine Temperaturabschätzung von über 550°C ergeben hat.

In Abb. 1 sind die stark unterschiedlichen Mächtigkeiten bzw. die Flach- und Tiefwassersedimente aus-

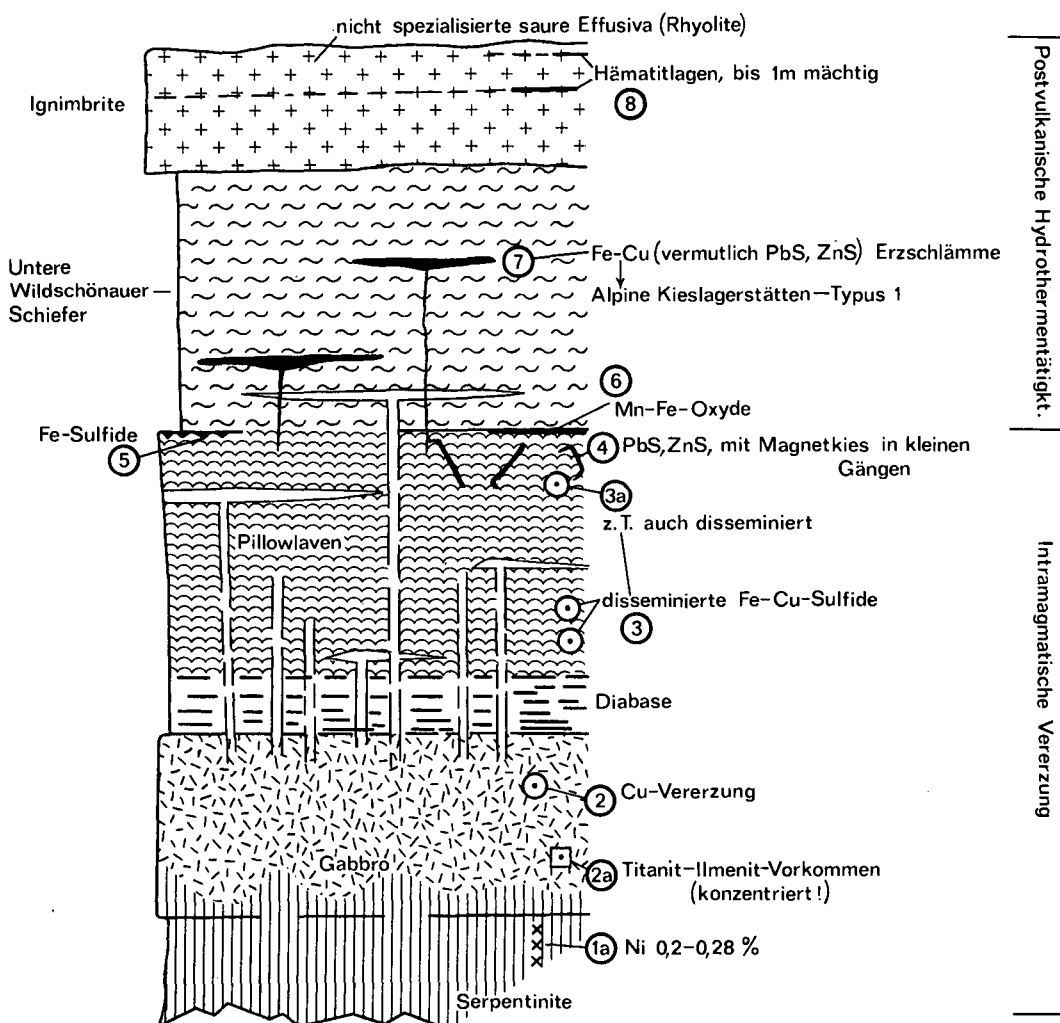


Abb. 2. Die kaledonische Entwicklung im „Zeller Becken“ und die damit verbundene Vererzung.

einanderzuhalten, und zwar z. T. direkt beobachtbar, z. T. über Sedimentanalysen. Die Modellierung daraus hat auf theoretisch-kompilatorischem Wege ein Taphrogeosynklinalstadium ergeben. Indirekt erschlossen wurde über geochemische Daten (siehe hiezu Abb. 3)

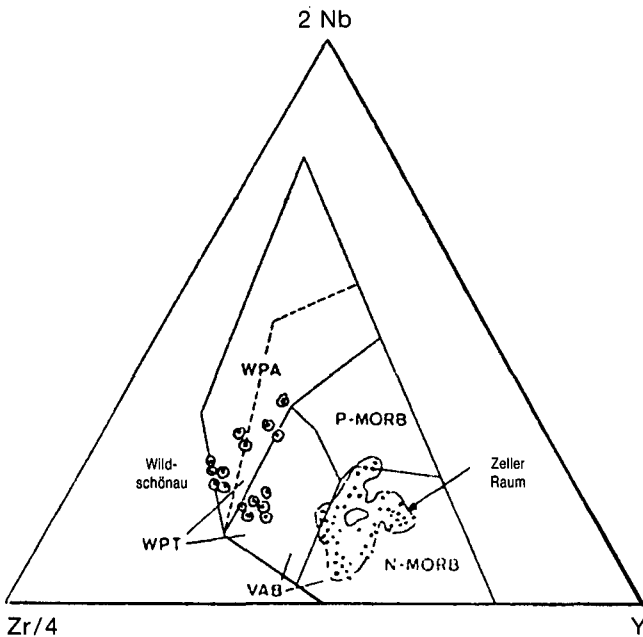


Abb. 3. Proben aus den Pillowlaven des Zeller Beckens im Diagramm nach MESCHÉDE (1986).

die mittelozeanische Rückenposition. Obwohl hier eine Reihe von Vererzungen auftreten, möchte ich nur einen Vererzungstypus herausgreifen, nämlich den Zyperntypus, der, wie folgt, gut rekonstruiert werden kann:

- 1) Magmatisch kontrolliert, wie im Troodos-Komplex, und zwar in den Pillowlaven aufsetzend. Ebenfalls in Position der mittelozeanischen Rückenbasalte.
- 2) Die Fe-Cu-Zn (Au-Pb-)Vererzung mit völlig analoger Paragenese wie in Zypern.
- 3) Die disseminierte Vererzung in den Pillows (Abb. 4), teilweise mit Offsets in den Zwickelbereichen, die Stockwerksvererzung (Abb. 5), von lagerartiger Vererzung über ein kompliziertes Gangsystem bis in einzelne Gänge, die kaum mineralisiert sind, reichend.

Während es für diesen Lagerstättentypus nahezu bedeutungslos ist, ob dieser nun einem isolierten Riftsystem angehört, oder ob es sich um ein solches hinter einem vulkanischen Inselbogen handelt, so hat es der Fortschritt in der Geochemie ermöglicht (Abb. 3), die Unterschiede zwischen ozeanischem Material vor und hinter einem vulkanischen Inselbogen darzulegen. In unserem Fall ist die Back-Arc-Basin-Position hier nachzuweisen. Bei dem aus dem oberostalpinen Stockwerk (Nördliche Grauwackenzone) angezogenen Beispiel handelt es sich um keine wirtschaftlich umsetzbare Vererzung, sondern es sollte nur aufgezeigt werden, in welchem geodynamischen Umfeld die vererzenden Prozesse abgelaufen sind.

Wechseln wir die Szene vom oberostalpinen Stockwerk zum Tiefsten in unseren Alpen, dem Penninikum, so tritt dort die größte Scheelitlagerstätte der Welt auf.



Abb. 4. Pillowlaven mit disseminierter Vererzung, aus Magnetkies und Kupferkies bestehend, aus dem Steinbruch Maishofen bei Zell am See.

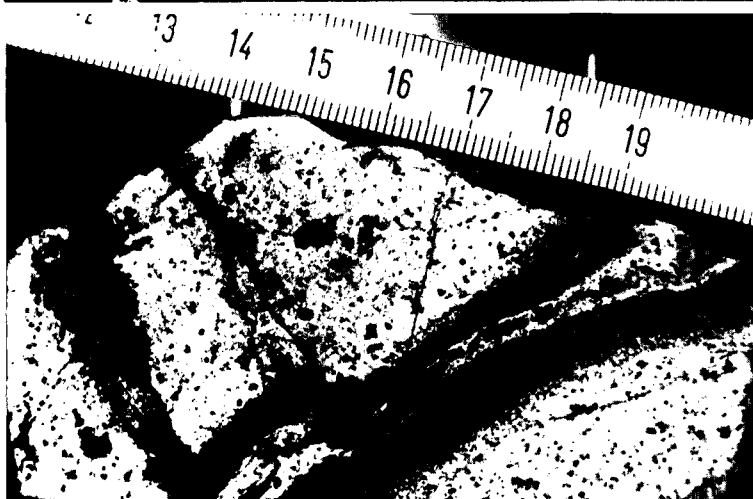


Abb. 5. Stockwerksvererzung in den Pillowbasalten bei Maishofen; hauptsächlich Kupferkies-Magnetkies-Vererzung.

Es handelt sich um die Lagerstätte im Felbertal, die innerhalb der Habachformation auftritt, und auch hier gelangt man auf dem Weg der plattentektonischen Überlegungen auf eine W-Mo-Cu-Bi-Vererzung in Back-Arc-Basin-Position. Ein unmittelbarer Vergleich mit der zuvor genannten Vererzung ist nicht durchführbar, weil sich mittlerweile herausgestellt hat, daß Teile der Habachformation auf jeden Fall dem Präkambrium, und zwar dem Vendium, angehören, und damit haben wir es mit einem älteren System zu tun, für das es noch nicht abgeklärt ist, ob nicht andere Bedingungen in plattentektonischer Hinsicht geherrscht haben, denn auch die plattentektonischen Äußerungen haben eine phasenhafte evolutive Entwicklung mitgemacht.

Außerdem wurde die Back-Arc-Basin-Position in letzter Zeit bezweifelt, zumal man für jene Mineralisation, die an den sogenannten K1-Gneis gebunden ist, feststellte, daß es sich um within-plate-Granite handelt, die in einem Back Arc Basin nicht auftreten können.

Kommen wir aber auf das oberostalpine Stockwerk zurück und suchen im Variszikum nach Vererzungen und deren Ursachen, so treffen wir vorwiegend auf solche, die wiederum mit dem Vulkanismus in Verbindung stehen, wie beispielsweise die Pb-Zn-Ba-Erze im Grazer Paläozoikum, die den Vererzungstypen von Ramelsberg und Meggen entsprechen; oder es sind die Fe-Cu-Vererzungen, die FRIEDRICH als Alpine Kieslagerstätten (partim) ausgewiesen hatte, die ebenfalls mit vulkanischen Ereignissen in Verbindung stehen.

Die z. B. im Westabschnitt der Grauwackenzone über weite Strecken vorherrschenden Fahlerze, die bisher mit submarinen Hydrothermen, zur Zeit des Devons ausgetreten, in Verbindung gebracht wurden, und damit den Eindruck erwecken, daß es sich um eine variszische Mineralisation handelt, sollen hier ausgeklammert werden, zumal sie zwar am passiven Kontinentalrand auftreten, ihre Platznahme jedoch auf ein späteres Ereignis zurückzuführen ist. Auffallend ist es jedoch, daß am passiven Kontinentalrand, wenn er auch nicht mehr vollständig im alpinen Variszikum z. T. erhalten ist, im Vergleich zu anderen passiven Kontinentalrändern verhältnismäßig wenig Vererzungen anfallen.

Die sehr häufig auftretenden ostalpinen Spatmagnetite lassen sich mittlerweile eindeutig auf metamorphe Äußerungen (Grünschieferfazies) während der variszischen Gebirgsbildung zurückführen. Dabei handelt es sich um eine der wenigen Vererzungen, die im Zuge der Kontinent-Kontinent-Kollision hervorgebracht wurden.

Viel wichtiger erscheint mir die daran anschließende Zeit, die nach Ausklingen der endogenen Prozesse eine breite Grundlage für die Stoffkonzentrationen geschaffen hat. Das ist einmal die Übergangsphase zwischen späthercynischen Bewegungen und frühalpinen Ereignissen.

An die auslaufenden Bewegungen der asturischen Gebirgsbildung schließt die Montigenese, und damit beginnt der Abtrag. Die letzten Aktivitäten der Subduktion führen noch zur Bildung von Magmen, die in Form von Andesiten, Daziten und Rhyolithen im Perm hochdringen.

Bedingt durch die besondere Position der Pangea kommt es in ganz Europa zu einer starken Häufung von Hot Spots und damit zum konzentrierten Aufstieg von Manteldiapiren. Mit diesen einhergehend kommt es zu starken Zerbrechungen in der kontinentalen Kruste und bereits im Unterperm zur Ausdünnung dieser, insbesondere im nördlichen Europa, und bei uns in den Alpen sind es im Oberperm Zerrbrüche in Verbindung mit einem starken Magmatismus; z. T. mag es sich schon um die ersten Derivate ozeanischen Krustenmaterials handeln.

Unmittelbar danach setzt die Bildung von Evaporiten ein (Haselgebirge), allerdings wurden keine Hot Brines beobachtet, etwa wie sie im Roten Meer heute auftreten. In dieser Zeit, in der die Demontage der konsolidierten Kruste bereits begonnen hat (hier meine ich die Anlage von Halbgräben und Grabenbruchsystemen mit Möglichkeiten eine Zufuhr magmatischen Materials aus der Asthenosphäre), sind es immer noch stabile Riesenareale, die über den Abtrag zu Stoffkollektoren werden und damit auch zu Erzkonzentrationen führen. So z. B. die Cu-U-Vererzungen im gesamten ostalpinen Stockwerk, die im Oberrotliegenden weitverbreitet sind.

Der Abtrag des variszischen Gebirges bis zu einer Rumpflandschaft hat vor allem in den humideren Bereichen innerhalb der Karbonatgesteine über den Weg der Verkarstung zur Bereitstellung von Hohlräumen geführt. Solche präexistierenden Hohlräume werden besonders von Erzlösungen genutzt, wenn auch deren Herkunft noch nicht abgeklärt ist. Dazu gehören die einst wirtschaftlich wichtigen Fahlerze, die zweifelsohne in Karsthohlräumen ausgefallen sind. Dazu zählen auch die Barytmineralisationen, die einmal mit den Fahlerzen einhergehen, z. T. isoliert auftreten, wie etwa im Bereich des Kitzbühler Horns. Ihre Entstehung ist sehr wahrscheinlich in Zusammenhang mit der ersten tekto-



Abb. 6.
Karsthohlräumfüllung; das Internsediment besteht aus lagig aufgebautem, im Chemismus stark schwankendem Siderit; entnommen aus der Arbeit BERAN & THALMANN (1978). Die eckigen Komponenten links oben stammen von der Karsthohlräumwand. In der hellen Lage unten sind größere Komponenten sichtbar; es handelt sich dabei um aufgearbeitete, verfallene Tonschiefer.

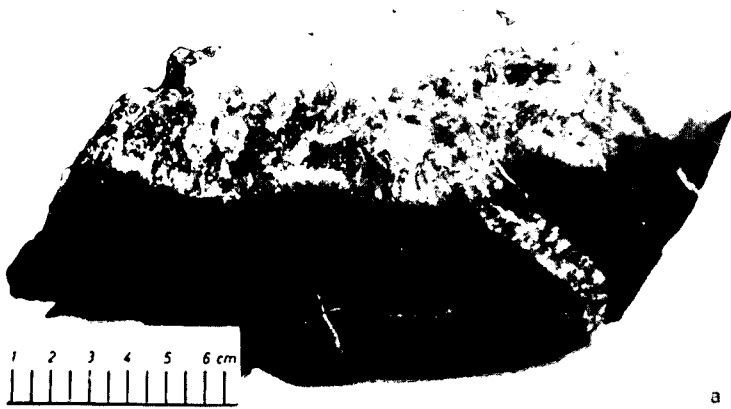


Abb. 7.
Unten lagiges Internsediment (Siderit), am oberen Bildteil Rand eines ehemaligen Restlumens, an dessen Wand unten tapetenförmig Eisenkarbonate aufwachsen (ebenfalls aus der Arbeit BERAN & THALMANN, 1978).

a

genetischen Bewegung zu sehen, d. h. über Bruchsysteme, die die Paläoaquifere aus den tieferen Horizonten anzapfen.

Daß es auch zu Umlagerungen aus präexistierenden Lagerstätten kommt, belegen Siderite und Magnesite in oberkarbonen- unterpermischen Karsthohlräumen. Hierzu sind zwei Abbildungen beigegeben (Abb. 6 und 7), die zwar richtig als sedimentär bzw. frühdiagenetisch interpretiert wurden, aber zeitlich auf das variszische Geosynklinalstadium bezogen wurden. Das Nichterkennen einer Anreicherung in Karsthohlräumen führte zu einer Fehlinterpretation der Lagerstättenogenese (in einem Fall handelt es sich um die Sideritlagerstätte am Erzberg, im anderen um die Magnesitlagerstätte bei Hochfilzen) in der Weise, daß man die sedimentären bis frühdiagenetischen Gefüge der Karstvererzung auf

das gesamte Feld der beiden Lagerstättenkörper übertragen (Abb. 8). Auch Baryte (Abb. 9) sind mit unterpermischen Karstinternsedimenten ausgefallen. Für die Entstehung der Siderite am Erzberg und für die Spatmagnesite wurden durch den Vortragenden neue Modellvorstellungen erst kürzlich publiziert, auf die aus Zeitgründen hier nicht eingegangen werden soll.

Es geht aber hier vielmehr darum, darzulegen, daß, wie schon vorher erwähnt, die Bereitstellung von Hohlräumen einen wichtigen Parameter darstellt.

Verfolgen wir aber das im Perm eingeleitete Zerbrecen der Pangea, das sich ja in unserem ostalpinen Raum ebenso geäußert hat, aber nicht mit jenen Folgen, daß es gleich zur Produktion größerer ozeanischer Krustenstreifen kam, sondern nur zum Ausbau eines Riftsystems, das in mehreren Stadien abläuft und letztlich in der Ausgestaltung eines breiten passiven Kontinentalrandes kulminiert und dessen tektonisches Inventar stark zugenommen hat.

Was nun aber weiter im höchsten Stockwerk der Ostalpen, in den Nördlichen Kalkalpen, zur Zeit der Trias abläuft, sei hier kurz angesprochen. Entscheidend ist zunächst das Alternieren von eher monotonen großen Karbonatplattformarealen mit stark differenzierten Beckensedimenten, z. T. unter Mitwirkung vulkanischer Tätigkeit. So das erste Zerbrecen der Karbonatplattformen in der Mitteltrias, das zu einer starken Faziesdifferenzierung und damit zum Angebot unterschiedlichster Sedimentationsräume führt, unter anderem aber auch Bereiche in ihrer ursprünglichen Position beläßt, wodurch Hochschwellen entstehen, die schließlich einer intratriassischen Verkarstung zum Opfer fallen.

Obwohl die Gebundenheit an solche Emersionshorizonte und Verkarstungszonen sich als ausgezeichneter Prospektionsparameter für die Pb-Zn-Lagerstätten vom Mississippi-Valley-Typus, und zwar ist hier der alpine Typus gemeint, eignen, hat die Fazies nur im Hinblick auf die Bereitstellung von größeren Hohlräumen eine Bedeutung (Abb. 10). Für die alpinen Pb-Zn-Lagerstätten wurden zur Erklärung ihrer Bildung eine Unzahl verschiedener Deutungen herangezogen. Viele kann man heute ausklammern, wie z. B. die magmatische Beeinflussung oder die rein sedimentäre Entstehung; ebenso wie das Angebot von Lösungen über Stoffkonzentrationen, direkt vom Festland her. Übriggeblieben sind eigentlich nur metallbeladene Lösungen aus den Paläoaquiferen. Die Meinungen konzentrieren sich immer mehr auf eine Genese, wie sie für den Mississippi-Val-



Abb. 8.
Mit unterpermischen Sedimenten verfüllter Karsthohlräum, in welchem sich frühdiagenetisch Magnesit gebildet hat (helle Lagen).
Aufschluß am Ofenberg; Foto: Univ.-Doz. Dr. VAVTAR.



Abb. 9.
Karsthohlräumfüllung unterpermischen Alters vom Wilden Hag in der Nähe des Kitzbüheler Horns.
Sehr schön ist die Internsedimentation ablesbar, in der Barytkristalle aufgesproßt sind.

ley-Typus an der Typlokalität propagiert wurden. Nach diesen Auffassungen haben Lösungen, die wahrscheinlich über 100 km weit in Paläoaquiferen wanderten und vermutlich aus dem präkambrischen Basement stammen, ihre Metalle – das Cu z. B. in den unterkambrischen Sandsteinen – abgeschieden, Pb und Zn in den darüberliegenden Karbonatgesteinen, die für die Lösungen durchgängig bzw. Ausfällung geeignet waren. Es handelt sich hierbei um die kambrischen Stromatolithenriffe, die Hangend der kambrischen Sandsteine entwickelt sind. Zu einer analogen Deutung kommt man auch für unsere Pb-Zn-Lagerstätten in den Nördlichen Kalkalpen, bzw. für die Cu-Vererzungen in den darunterliegenden skythischen Sandsteinen, nachdem man aus den Pb-Isotopen weiß, daß die Lösungen zum Großteil aus dem Altkristallin stammen müssen. Wesentlich ist aber, daß diese Lösungen über Aufstiegswege hochdringen können und in den Speichergesteinen bzw. präexistierenden Hohlräumen ausfallen können. Hiefür bieten sich mehrere Denkmöglichkeiten an; einmal können es intratriassische Bruchsysteme sein, zum anderen sind aber auch spätere rupturale Bewegungen möglich, die dazu führen.

Es hat sich jedoch immer mehr die Meinung herauskristallisiert und, einer der Diplomanden an unserem Institut, Herr D. SANDERS, hat dies in Zusammenarbeit mit Kollegen BRANDNER recht gut belegen können, daß es sich um Aufstiegswege handelt, die zur Zeit der Trias verfügbar waren. Analog zu den Lagerstätten an der Typlokalität hat beim Durchströmen der aufsteigenden Lösungen aus den Paläoaquiferen eine Cu-Vererzung die Sandsteine des Skyths erfaßt, die Fahlerze wurden in den stratigraphisch tiefer liegenden Karbonatgesteinen in Verbindung mit Zn abgeschieden, und in den höheren, mächtigen Karbonatgesteinen der mittleren und tieferen Obertrias wurden Pb und Zn in Verbindung mit Fluorit ausgefällt.

Ich habe bewußt die Anteile der passiven Kontinentalränder, die wir in den Ostalpen rekonstruieren können, und deren Entwicklung ausführlicher behandelt, sowohl den variszischen als auch den alpidischen Zyklus betreffend, weil aus diesen ganz klar hervorgeht, daß dort die meiste Stoffkonzentration für die Bildung unserer Lagerstätten anfällt.

Wandern wird jedoch aus dem Bereich des passiven Kontinentalrandes heraus in den ozeanischen Raum, in

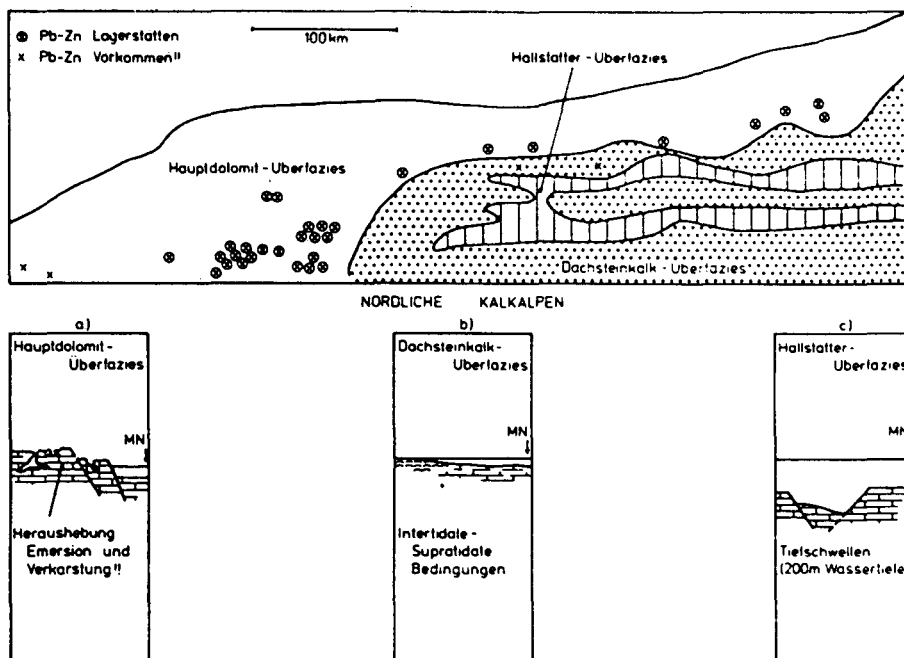


Abb. 10.
Verteilung der Pb-Zn-Lagerstätten, die ausschließlich an die Hauptdolomit-Überfazies im Sinne TOLLMANN's gebunden sind, d.h. an jene Bereiche, die durch Emersionen gekennzeichnet sind.

Master
1980

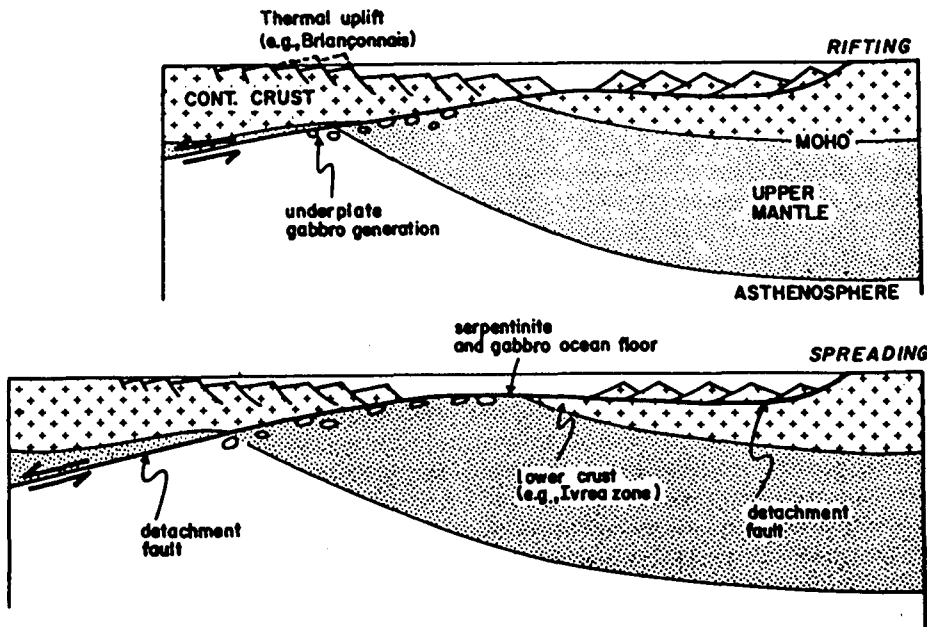


Abb. 11. Modell einer Mantelabdeckung während einer normalen Detachment Fault. Die linke Seite stellt den europäischen Kontinentalrand dar, die rechte Seite die apulische Platte (nach LEMOINE et al., 1978).

den des „südpenninischen Ozeans“, wo eine ozeanische Krustenbildung etwa ab dem mittleren Jura, eingesetzt hat, so steht es außer Zweifel, daß mit der Neuschaffung dieser Kruste es zu Stoffumsetzungen zwischen dem Meerwasser und den obersten Bereichen der Ozeanbodensedimente bzw. den Pillowlaven kam. So wird besonders Mn freigesetzt und diese Freisetzungen sind es, die sich wiederum im gesamten Sedimentationsraum des passiven Kontinentalrandes niederschlagen. Die Mn-Konzentration gipfelt schließlich in der Zeit des Radiolaritereignisses. Eine genaue Analyse zeigt, daß die Mn-Mineralisation, von starken Spreadingraten ausgehend, phasenhaft abläuft.

In Verbindung mit der Bildung ozeanischer Kruste gibt es auch eine Reihe von Lagerstätten, die sich eher in einer tieferen Position bilden – ich denke hier an die Lagerstätten, die an Peridotite und Gabbros gebunden sind. Innerhalb der Pillowlavenkomplexe – es handelt sich um zwei Generationen – tritt ein Typus auf, den wir schon einmal genannt haben, der Zypern-Typus mit sehr massiven Cu-Vererzungen. Es steht nun zur Diskussion, warum eigentlich in den ophiolithischen Anteilen des Südpenninikums keine dem Zypern-Typus ent-

sprechenden Vererzungen auftreten. Auf der Suche nach einer Lösung zu dieser Frage hat sich besonders in letzter Zeit eine immer mehr an Boden gewinnende Vorstellung durchgesetzt, die davon ausgeht, daß keine vollständig entwickelte ozeanische Kruste, wie man sie erwarten würde, im ligurischen Segment der Tethys vorhanden ist. Z. B. tritt kein kontinuierlicher Pillowbasalt-Layer auf, es existiert kein echter Sheeted-Dike-Komplex (siehe Abb. 11–13); außerdem sind die Serpentine und Gabbros (letzterer ebenfalls stark unterentwickelt) von den Pillowbasaltlagen durch Ophicalcitbreccien getrennt, wodurch man zwei magmatische Ereignisse auseinanderhalten muß.

Ein derart zusammengesetzter Ozeanboden kann nicht nach den Vorstellungen eines Ocean-Spreading-Modells entstanden sein, sodaß man zur Erklärung dieser Krustenzusammensetzung auf das Modell einer einfachen Detachment Fault nach WERNIKE zurückgreifen muß. Propagiert wird eine flache Scherzone, die die kontinentale Kruste bis zur Asthenosphäre zerschneidet, sodaß an dieser Struktur Serpentine und Gabbros den Ozeanboden bilden (Abb. 11). Damit wird es auch klar, daß im ligurischen Segment kein echter Oze-

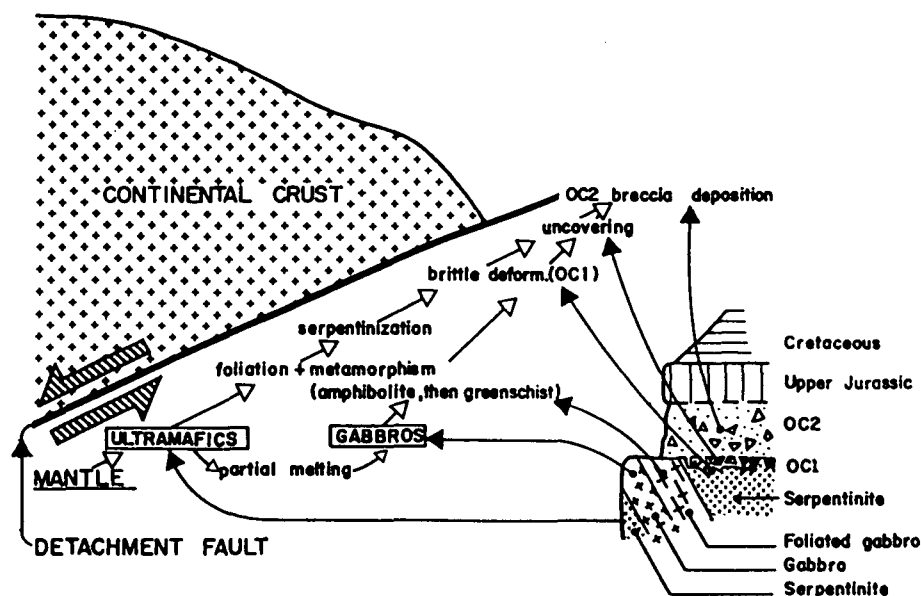


Abb. 12. Die Entwicklung der ligurischen Ultramafite und Gabbros während des Mantelaufdringens (nach LEMOINE et al., 1978).

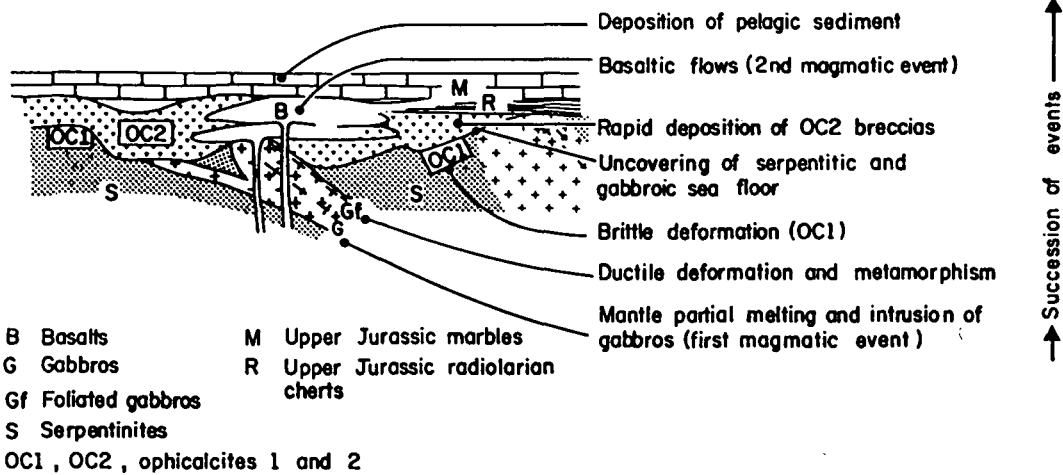


Abb. 13.
 Die ligurischen Ophiolithe (Ozeanboden) und die darüberliegenden Sedimente zur Zeit des späten Jura (nach LEMOINE et al., 1978).

an gebildet wurde, und damit läßt sich auch die Ab-
 senz von Lagerstätten des Zypern-Typus gut erklären.
 Die wirtschaftlich uninteressanten Vererzungen, die auf
 Mantelderivate im südpenninischen Raum, etwa im
 Umfeld von Großarl, zurückgehen, sind nicht mit den
 Vererzungen des Zypern-Typus zu vergleichen.

Kommen wir auf die alpinen Prozesse, die ich einleitend
 erwähnt habe, weil sie genauestens untersucht
 vorliegen, zurück, so müssen wir feststellen, daß diese
 zur Lagerstättenbildung wenig beigetragen haben. Im
 Gegenteil, in vielen Fällen haben sie zur Dekonzentration
 präexistierender Lagerstätten geführt. Als Beispiel
 wird hier der Quarz-Fahlerzgang bei Brixlegg gebracht,
 der auf eine jungalpidische Schertektonik zurückgeht
 (Abb. 14). Er ist verantwortlich für die Zerstreung der
 primär in Karsthohlräumen ausgeschiedenen Fahlerze.

Ich habe versucht, darzulegen, daß hinsichtlich der
 Lagerstättenbildung nur wenige Prozesse aus dem
 breiten Feld der Geodynamik wirksam sind, daß viel-
 mehr dem Kollektoreffekt und der Bereitstellung von
 Speichergesteinen eine Bedeutung zukommt. Beson-
 ders wichtig ist die Verfügbarkeit von Paläoaquiferen,
 die aber ohne Mitwirkung endogener Prozesse kaum
 eine Aktivität entfalten können (indirekte Wirksamkeit).
 Hier sind Initialzündungen, wie z. B. Magmenaufstieg,
 die zu drastischen Änderungen der Wärmegradienten
 führen, genauso wichtig wie die Anlage von tiefgreifen-

den rupturrellen Verformungen, an welchen Lösungen
 aus den Paläoaquiferen hochsteigen können.

Generell komme ich zur Ansicht, daß wenig endogen
 gesteuerte Prozesse für die Bildung von Erzlagerstät-
 ten verantwortlich sind. Sie beschränken sich auf intra-
 magmatische Ereignisse, auf solche, die über magmati-
 sche Ereignisse gesteuert werden, etwa auf dem Weg
 über den Magmenaufstieg. Weiters sind es die endogenen
 Prozesse am Ozeanboden, speziell im Bereich der
 Rückenposition, und der über Transform Faults gesteigerte
 Hitzetransport. Hinzu kommen Aufstiegshilfen,
 Scher- und Bruchtektonik.

In plattentektonischer Sicht sind es folgende Positi-
 onen: intrakontinentale Hot Spots, mittelozeanische
 Rücken, magmatischer Inselbogen und diverse Kollisi-
 onszonen. Mit einer Ausnahme – im Perm der Südal-
 pen – fehlen Hot Spots; sichere magmatische Inselbö-
 gen sind nur aus dem Paläozoikum im alpinen Raum
 nachweisbar. Im südpenninischen Ozean gibt es keinen
 sicheren Hinweis für einen Inselbogen. Mittelozeani-
 sche Rücken kennen wir wiederum nur aus dem Altpalä-
 ozoikum und aus dem Präkambrium in den Ostalpen,
 sodaß die hier angezogenen plattentektonischen Posi-
 tionen, die an sich sehr reich an Lagerstätten sind, wie
 die Hot Spots oder magmatische Inselbögen, bis auf
 die genannten Ausnahmen als Lagerstättenbildner in
 unserem Bereich ausfallen, und damit fast nur die in-

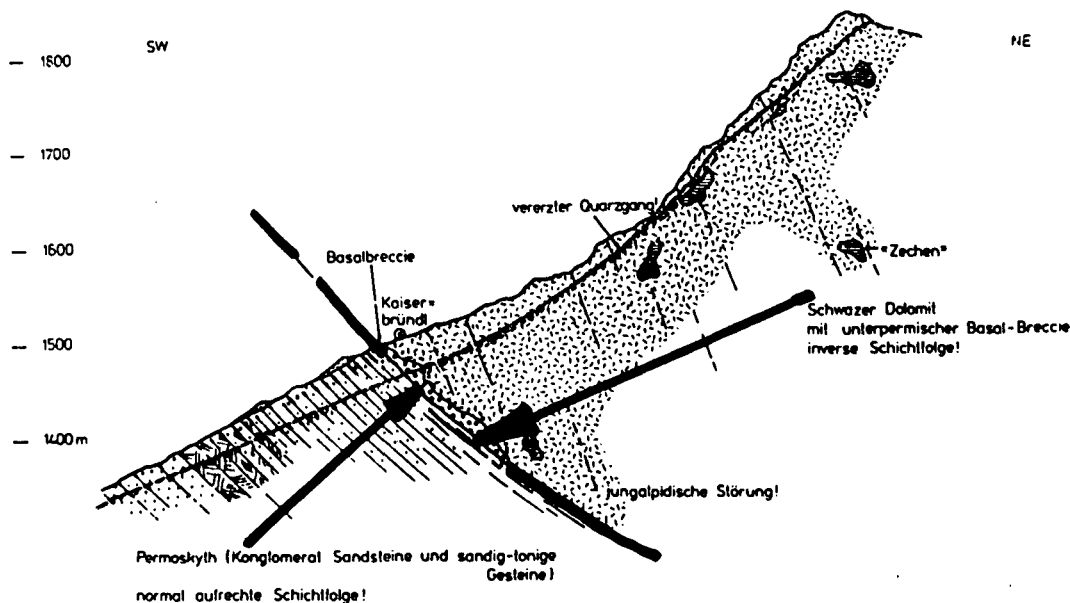


Abb. 14.
 Ein jungalpidischer Quarz-
 Fahlerz-Gang, der die auf-
 rechte permotriadische
 Schichtfolge und die jung-
 alpidisch aufgeschobene
 inverse Schichtfolge des
 Devons durchschlägt.

terkontinentalen Riftzonen, unterentwickelte Riftarme, Aulacogenentwicklung, und vor allem die Ausgestaltung des passiven Kontinentalrandes entscheidend für die Bildung von Lagerstätten sind.

Es ist generell bekannt, daß in den Kollisionszonen, bedingt durch die einengende Bewegung, kaum Möglichkeiten für Aufstieg von Erzlösungen verfügbar sind, und dadurch eine Lagerstättenbildung im Zuge der alt- und jungalpidischen Ereignisse nicht zu erwarten ist.

Allerdings sei hier angemerkt, daß beispielsweise Stoffumsätze, wie sie bei retrograd metamorphen Prozessen anfallen, wie aus anderen Orogenen bekannt, sehr wohl zur Bildung von Lagerstätten beitragen, und es daher noch ein Feld zu beackern gilt, das die Beziehungen zwischen der Metamorphose und der Lagerstättenbildung im alpidischen Stockwerk abklären sollte.