

# MITTEILUNGEN

der Gesellschaft der  
Geologie- und Bergbaustudenten  
in Österreich



Sonderheft 1



Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

S.-H. 1

110 S.

Wien, Januar 1984

**Alle Rechte vorbehalten**

**Für Inhalt und Form ist der Verfasser verantwortlich.**

**Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Gesellschaft der Geologie- und  
Bergbaustudenten in Österreich, am Institut für Geologie der Universität Wien.  
A – 1010 Wien, Universitätsstraße 7/3**

**Gesamtherstellung: Greven & Bechtold GmbH, Köln**

Geochemische und fazielle Untersuchungen  
an den Maxerbänken im  
Pb-Zn-Bergbau von Bleiberg-Kreuth/Kärnten

von  
Gerd Hagenguth \*)  
mit  
46 Abb., 1 Tab. und 1 Beil.

*Schlüsselwörter*  
*Gailtaler Alpen, Ostteil*  
*Bleiberg*  
*Wettersteinkalk*  
*Pb-Zn-Vererzung*  
*Faziesanalyse*  
*Geochemie*  
*Mineralogie*  
*Statistik*

\*) Anschrift des Verfassers:  
Dr. Gerd Hagenguth  
Stadtwaldgürtel 46  
D – 5000 Köln 41

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	S.-H. 1	110 S.	Wien, Januar 1984
---------------------------------------	---------	--------	-------------------

# Inhalt

Zusammenfassung . . . . .	6
Abstract . . . . .	6
1. Einleitung und Problemstellung . . . . .	7
2. Lithostratigraphie des Bleiberger Reviers . . . . .	8
3. Historische Bemerkungen . . . . .	11
4. Die Maxerbänke als Gegenstand der Untersuchung . . . . .	12
4.1. Lage der Arbeitsprofile . . . . .	12
4.1.1. Profil Rublandstollen (M) . . . . .	12
4.1.2. Profil Kernbohrung K 12 und Anschluß auf dem Franz-Josef-Stollen (K) . . . . .	14
4.1.3. Profil Weinreben (R) . . . . .	14
4.1.4. Profil Maria-Lichtmeß-Stollen (L) . . . . .	16
4.1.5. Vererzung Georgi-Stollen (G) . . . . .	16
4.1.6. Vererzung Jakobi-Anna-Stollen, 10 m Scheibe (J) . . . . .	17
4.1.7. 13. Lauf, Grube Stefanie (S) . . . . .	18
4.1.8. Förolacher Erbstollen (Gradlitzten), (F) . . . . .	18
4.1.9. 7. Lauf, Revier Moring, Mežica (Jugoslawien), (Z) . . . . .	19
4.2. Arbeitsweise . . . . .	20
4.3. Lithofazielle Beschreibung . . . . .	20
4.3.1. Die Maxerbänke von Bleiberg . . . . .	20
4.3.1.1. Statistische Untersuchung der Sedimentationszyklen . . . . .	22
4.3.2. Die Maxerbänke von Förolach . . . . .	25
4.3.3. Die Maxerbänke von Mežica . . . . .	25
4.3.4. Übergangsfazies von der Maxerbankentwicklung zur hangenden Bleiberger Fazies . . . . .	26
4.3.5. Die Karbonate im Liegenden der Maxerbänke . . . . .	26
4.4. Die Position der Maxerbänke innerhalb des Wettersteinkalkes . . . . .	26
4.5. Mikrofaziesanalyse/Faziesanalyse . . . . .	29
4.5.1. Einleitung . . . . .	29
4.5.2. Paläontologie . . . . .	29
4.5.3. Faziesgliederung . . . . .	30
4.5.3.1. Algen-Loferit-Fazies . . . . .	30
4.5.3.2. Grapestone-Fazies . . . . .	30
4.5.3.3. Oolith-Fazies . . . . .	31
4.5.3.4. Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies . . . . .	31
4.5.3.5. Pellet-Schlamm-Fazies . . . . .	31
4.5.3.6. Schlamm-Fazies . . . . .	32
4.5.4. Mikrofazies der Übergangskarbonate zwischen den Maxerbänken und der Bleiberger Fazies . . . . .	32
4.6. Ton- und schwermineralogische Bearbeitung der mergeligen Karbonate und Mergel . . . . .	34
4.6.1. Tonmineralogische Untersuchungen . . . . .	34
4.6.1.1. Mineralbestand der unlöslichen Rückstände . . . . .	34
4.6.1.2. Quantitative Auswertung der Tonmineralproben . . . . .	35
4.6.2. Schwermineralogische Untersuchungen . . . . .	37
4.6.2.1. Schwermineralbestand . . . . .	37

4.6.3. Ergebnisse der ton- und schwermineralogischen Untersuchungen . . . . .	38
5. Die Blei-Zink-Vererzungen und Mineralisationen . . . . .	42
5.1. Die Erze und wichtigsten Minerale . . . . .	43
5.2. Vererzungstypen . . . . .	47
5.2.1. Mineralisationen der mergeligen Karbonatgesteine . . . . .	47
5.2.2. Schichtgebundene Vererzungen . . . . .	49
5.2.2.1. Die Vererzungen von Weinreben und Lichtmeß . . . . .	49
5.2.2.2. Die Vererzung vom Bellegardeschachtgebiet . . . . .	50
5.2.2.3. Mineralisationsprozesse der konkordanten Maxerbankvererzungen . . . . .	57
5.2.3. Diskordante Vererzungen innerhalb der Maxerbänke . . . . .	60
5.3. Schwefelisotopen . . . . .	61
5.4. Indikatoren für das Auftreten von Maxerbankvererzungen . . . . .	63
6. Probennahme, Aufbereitung und Analytik . . . . .	65
6.1. Probennahme und mechanische Aufbereitung . . . . .	65
6.2. Analysenmethoden und deren Aufschlußverfahren . . . . .	65
7. Statistische Auswertung der geochemischen Daten . . . . .	67
7.1. Beschreibende Statistik und Verteilung der Elemente aus den unvererzten Maxerbänken . . . . .	67
7.1.1. Calcium, Magnesium und Strontium . . . . .	67
7.1.2. Blei und Zink . . . . .	71
7.1.3. Eisen und Mangan . . . . .	74
7.1.4. Fluor . . . . .	76
7.1.5. Kupfer, Chrom, Nickel und Kobalt . . . . .	78
7.1.6. Kalium, Aluminium, Titan, Barium und Natrium . . . . .	80
7.1.7. Die Spurenelemente Be, Ga, Li, Sc, Sn, P, V, Ce und La . . . . .	80
7.2. Beurteilende, statistische Auswertung der chemischen Daten aus den unvererzten Maxerbänken mit Hilfe der Clusteranalyse . . . . .	83
7.2.1. Clusteranalyse nach Variablen (hier Elementen) . . . . .	84
7.2.2. Clusteranalyse nach Fällen (hier Proben) . . . . .	85
7.3. Geochemie der Vererzung des Bellegardeschachtgebietes . . . . .	91
7.4. Geochemischer Vergleich der Tuffite, Carditaschiefer und Maxerbankmergel . . . . .	93
7.5. Zur Geochemie der Maxerbänke von Förolach und Mežica . . . . .	97
8. Interpretation der Ergebnisse und Gedanken zur Genese der grünen Mergel und der Vererzungen . . . . .	98
Literatur . . . . .	103
Dank . . . . .	110

## Zusammenfassung

Erstmals wurden die im Liegenden der Bleiberger Fazies anzutreffenden Maxerbänke im großen Umfang untertage geologisch kartiert und faziell und geochemisch bearbeitet.

Der etwa 190 m mächtige Sedimentkomplex der Maxerbänke befindet sich etwa 170 bis 190 m im Liegenden des 1. Raibler Schiefers oder 50 bis 60 m unterhalb der Megalodusbank im mittleren Wettersteinkalk.

Die Maxerbänke sind durch einen ständigen Wechsel von reinen rand- oder flachmarin gebildeten Karbonatgesteinen mit mergeligen Karbonatgesteinen und grünen Mergeln charakterisiert. Die durch transgressive Zyklen gebildeten Karbonatgesteine wurden in einer Lagune abgelagert, die durch ein vielfältiges Relief stark untergliedert war. Diese ausgeprägte Morphologie des Meeresbodens und Sedimentunterbrechungen während kurzzeitiger Verlandungen verhinderten die Ausbildung von Leithorizonten, wie sie die „edlen Flächen“ der Bleiberger Fazies darstellen.

Die Ton- und Schwermineralanalysen und die geochemischen Untersuchungen lassen die unlöslichen Rückstände der mergeligen Karbonatgesteine und Mergel als Verwitterungsprodukte eines kontinentalen Hinterlandes erscheinen. Diese Rückstände zeigen keine wie immer geartete Ähnlichkeit zu den Tuffiten aus den Karbonatgesteinen im Liegenden der Maxerbankentwicklung.

In den Maxerbänken sind sowohl konkordante als auch diskordante Vererzungen zu beobachten. Die lokal auftretenden schichtgebundenen Vererzungen sind syngenetisch angelegt und meistens frühdiagenetisch mobilisiert und anschließend in Bereichen mit größerer Wegsamkeit angereichert und auskristallisiert. Diskordante Vererzungen sind besonders im Bereich des Widersinnigen Verwerfers zu finden und wurden epigenetisch, syn- bis posttektonisch gebildet.

Mit Hilfe der Clusteranalyse nach Elementen wurde eine statistische Methode angewendet, die die Beziehungen der einzelnen chemischen Elemente und Elementgruppen zueinander übersichtlich und leicht interpretierbar in Dendrogrammen zweidimensional darstellt.

Zu Vergleichszwecken wurden die Maxerbänke von Förolach und Mežica übersichtsmäßig untertage kartiert und bearbeitet.

## Abstract

For the first time the Middle Triassic ore hosting carbonate unit called "Maxerbänke" is studied by underground mapping, facies diagnostic and geochemistry.

These Maxerbanks are located within the middle part of the Wetterstein limestone about 170–190 m below the first Raibl shale and below the Bleiberg facies and have a total thickness of approximately 190 m.

The Maxerbanks are characterized by cyclic sequences of supratidal to subtidal carbonate rocks, marly carbonate rocks and green marls. These sediments were built up during transgressive phases in a lagoon, which was controlled by a accentuated morphology. The distinct relief and cessations of carbonate deposition in times of emergences prevented the building of typical horizons like the "bone beds" of the Bleiberg facies.

The results of geochemical and clay and heavy mineral investigations show that the insoluble residues of the marly carbonate rocks and the green marls can be interpreted as detrital material of a continental back-land. The insoluble residues have no similarity to the tuffites, which can be found in the carbonate sediments below the Maxerbank facies.

There are two kinds of lead-zinc-ore enrichments to be found in the Maxerbanks. Locally there are concordant, syngenetic metallizations which are often mobilized in the early diagenetic phase. These mobilizations used layers with a high primary porosity like supratidal stromatolites to migrate and later to crystallize. Discordant, epigenetic, syn- to posttectonic ore bodies can be found specially beside the "Widersinniger Verwerfer" (contrary fault).

Cluster analysis of variables (elements) was used to show the similarities between the chemical elements or element groups. The results are plotted in two-dimensional hierarchical diagrams, which are easy to interpret.

To get analogy to other localities, the Maxerbanks of Förolach (Gradlitz) and Mežica (Jugoslavia) were generally mapped and described.

## 1. Einleitung und Problemstellung

Die vorliegende Publikation stellt eine nur unwesentlich veränderte Abschrift der unter demselben Titel verfaßten, unveröffentlichten Dissertation des Autors (G. HAGENGUTH, 1983) dar, die zur Erlangung des Doktorgrades an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien eingereicht wurde.

Die Anregung zu dieser Dissertation erfolgte durch Herrn Dr. I. CERNY, Chefgeologe der Bleiberger Bergwerks Union AG. Die Doktorarbeit wurde von Herrn o. Univ.-Prof. Dr. A. TOLLMANN, Vorstand des Institutes für Geologie der Universität Wien, und Herrn tit. ao. Univ.-Prof. Dr. E. SCHROLL, Direktor des Geotechnischen Institutes der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal Wien, betreut und begutachtet. Die geologischen Untertageaufnahmen im Bleiberger Bergbau fanden mit Unterbrechungen vom Frühjahr 1980 bis Frühjahr 1982 mit der freundlichen Genehmigung von Herrn Bergdirektor Dipl.-Ing. W. ENZFELDER statt. Die anfangs auch von der Geologischen Bundesanstalt Wien und später nur von der Bleiberger Bergwerks Union geförderte Arbeit trägt den Projektnamen „Anis – Cordevol“. Die geochemische Standardanalytik der gezogenen Proben wurde vom Betriebslabor in Bad Bleiberg-Kreuth und vom Zentrallabor in Arnoldstein übernommen. Die geologische, mineralogische und zusätzliche geochemische Ausarbeitung wurde am Institut für Geologie der Universität Wien, am Geotechnischen Institut der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal und am Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien durchgeführt.

Seit langem sind im Bleiberger Revier die liegendsten, höffigen Karbonatgesteine unter dem Namen „Maxerbänke“ bekannt. Dennoch sind nur vereinzelt kurze Mitteilungen über die Maxerbänke oder ihren Vererzungen in der Literatur zu finden, wobei jedoch der gesamte Sedimentkomplex nie zusammenhängend untersucht oder beschrieben wurde. Da der im Liegenden der Megalodusbank oder etwa 170 bis 200 m im Liegenden des l. Raibler Schiefers einsetzende Sedimentkomplex kein Äquivalent zur „Bleiberger Fazies“ darstellt, sollten deshalb erstmals die Maxerbänke in einem größeren Rahmen untersucht werden.

Zweck der Arbeit war es, das Gesteinspaket anhand von makrofaziellen Grubenaufnahmen, mikrofaziellen Beobachtungen und geochemischen Untersuchungen zu erfassen. Die Grubenaufnahmen sollten den Versuch erlauben, die genaue Position der Maxerbänke innerhalb des Wettersteinkalkes zu klären.

Daneben sollte durch die faziellen und geochemischen Beobachtungen untersucht werden, ob eine Abhängigkeit der Vererzung von den Bildungsbedingungen des Sediments besteht. Anhand der Bearbeitung der aus diesen Bereichen bekannten Pb-Zn-Mineralisationen sollte zusätzlich nach Indikatoren gesucht werden, die mögliche, bisher unbekannte Vererzungen anzeigen könnten. Denn während im Osten der Kreuther Lagerstätte seit langem Vererzungen in den Maxerbänken abgebaut werden, konnten an anderen Stellen noch keine wirtschaftlichen Mineralisationen nachgewiesen werden.

Auch die Zusammensetzung und Herkunft der „Grünen Mergel“, sie stellen das Charakteristikum der Maxerbänke dar, sollten mit Hilfe ton- und schwermineralogischer und geochemischer Methoden erforscht werden.

## 2. Lithostratigraphie des Bleiberger Reviers

Der Blei-Zink-Bergbau liegt im westlichen Drauzug am Ostrand der Gailtaler Alpen in oberostalpinen, mesozoischen Gesteinen (Abb. 1).

Die Schichtfolge im Bleiberger Revier (Abb. 2) setzt im Hangenden des kristallinen Sockels mit permischen bzw. permoskythischen roten Sandsteinen, den Grödnener Sandsteinen, ein. Darauf folgt in der Trias eine vorherrschend karbonatische Sedimentserie, die bis zu 3000 m mächtig ist und an die die Lagerstätte gebunden ist. Die Schichtfolge der Trias beginnt im Liegenden mit Werfener Schichten (Skyth), auf die das Anis mit dunklen Kalken oder Dolomiten, dem „Alpinen Muschelkalk“, folgt. Die anisischen Karbonate gehen fließend in ladinischen Wettersteindolomit über. Auch der Übergang vom Wettersteindolomit zum Wettersteinkalk, der bis ins Untere Karn reicht, erfolgt ohne erkennbare Grenze. An den Wettersteinkalk, der in Lagunenfazies der Plattformentwicklung vorliegt, schließen sich die Raibler oder Carditaschichten mit dem 1. Schiefer an, der an der Basis einen Kiesoolith führt. Dem 1. Schiefer folgen noch zwei weitere charakteristische Schiefer (2. Schiefer mit Lumachelle, 3. Schiefer mit Groboolith), die jeweils durch einen Zwischendolomit bzw. Plattenkalk getrennt sind. Im Hangenden des 3. Schiefers liegt noch ein Bereich mit Plattenkalk, dann schließt sich der norische Hauptdolomit an, der im Liegenden die typische Basisbrekzie aufweist. Das Rhät mit Kösseiner Schichten fehlt.

Die Vererzungen in Bleiberg sind in sechs verschiedenen Bereichen der Trias zu finden:

1. im mittleren Wettersteinkalk, den Maxerbänken,
2. im oberen Wettersteinkalk (Erzkalk), von der Megalodusbank (120 m im Liegenden des 1. Schiefers) bis zum 1. Carditaschiefer,
3. in der Sonderfazies der Kalkscholle, oberer Wettersteinkalk,
4. im 1. Zwischendolomit bzw. 1. Carditadolomit,
5. im 2. Zwischendolomit bzw. 2. Carditadolomit,
6. im Plattenkalk oberhalb des 3. Carditaschiefers.

Die Maxerbänke stellen somit die stratigraphisch liegendste Vererzung im Bleiberger Revier dar.



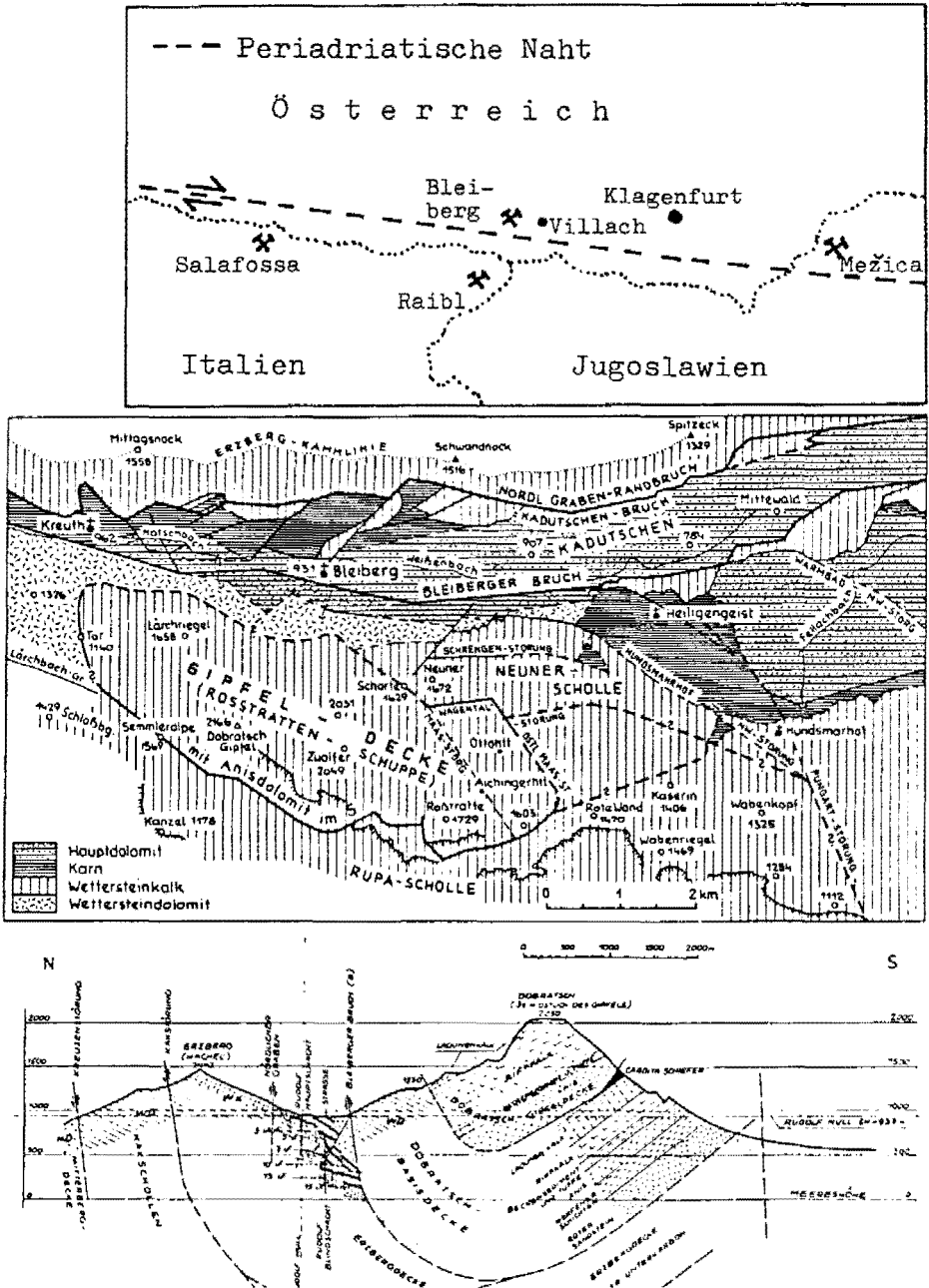


Abb. 1: Oben: Lageskizze des Bleiberg Bergbaues und weiterer Pb-Zn-Lagerstätten. Mitte: Geologisch-tektonische Karte des Bleiberg Reviers (aus W. TUFAR, 1979). Unten: N-S-Profil durch den Bleiberg Erzberg und den Dobratsch in Höhe des Rudolfschachtes (aus W. TUFAR, 1979).

SCHICHTFOLGE DER NORDALPINEN TRIAS VON BLEIBERG				
OBERE TRIAS	RHÄT	KÖSSENER SCHICHTEN	FEHLEN	
	NOR	HAUPTDOLOMIT	HELLER DOLOMIT	1000 - 1500
			DUNKLER DOLOMIT	
			SEDIMENTÄRE BRECCIE	
	KARN	RAIBLER-ODER	3. SCHIEFER MIT GROBDOLOMIT	250 - 300
			PLATTENKALK	
			2. SCHIEFER MIT LUMACHELLE	
			ZWISCHENDOLOMIT, VERERZT	
			1. SCHIEFER MIT KIEBDOLOMIT	
	MITTLERE TRIAS	LADIN	WETTERSTEINKALK	BRZKALK MIT EOLEN FLÄCHEN
			MEGALDOUBANK	
			MAXERBÄNKE	
WETTERSTEINDOLOMIT			HELLE DOLOMITE	
UNTERE TRIAS	ANIS	ALPINER MUSCHELKALK	DUNKLER KALK UND DOLOMIT	100 - 120
	SKYTH	WERFENER SCHICHTEN	ROTE UND GRÜNE MERGELSCHIEFER	50 - 130
PERMIAN		GRÖDENER SANDSTEIN	ROTER SANDSTEIN	130

Abb. 2: Schematische Übersicht der Schichtfolge der Nordalpinen Trias von Bleiberg (nach einer Unterlage der BLEIBERGER BERGWERKS UNION AG).

Auf eine genauere Behandlung der Geologie und Tektonik der Bleiberger Lagerstätte wird hier verzichtet, da hierüber eine große Anzahl von ausgezeichneten Publikationen vorliegt (Auszugsweise: BECHSTÄDT, T., 1975, 1979; EPPENSTEINER, W., 1970; HOLLER, H., 1936, 1953, 1960, 1974; KOSTELKA, L., 1966; SCHULZ, O., 1960, 1978; TOLLMANN, A., 1977; TORNQUIST, A., 1927; TUFAR, W., 1979; etc.).

### 3. Historische Bemerkungen

Über den geschichtlichen Werdegang des Bleiberger Bergbaues wurde schon viel publiziert. Erwähnt werden hier vor allem die Arbeiten von PLOYER, K. v., 1783; MÜHLBACHER, P., 1873; WIESSNER, H., 1951 und BOUVIER, M. et al., 1978, die einen umfassenden Überblick geben. Über den Ursprung der Bezeichnung „Maxerbänke“ finden sich in der einschlägigen geschichtlichen Literatur jedoch keine Angaben. Es ist anzunehmen, daß die Maxerbänke aus dem Revier Max bzw. dem Maxschacht abzuleiten sind, zumal sie dort am besten aufgeschlossen sind. Im folgenden werden drei Theorien erläutert, die zur Bildung des Begriffes „Maxerbänke“ geführt haben können:

Zur Zeit der Regentschaft Kaiser MAXIMILIANS I. (1493–1519) waren die FUGGER eine der bedeutendsten Gewerke in Bleiberg. Der gute Kontakt zum Kaiserhaus geht unter anderem aus der Tatsache hervor, daß sie 1509 den Krieg MAXIMILIANS I. gegen Venedig finanzierten (PETERS, A. & A., 1952). Da die FUGGER'schen Abbaue hauptsächlich im Osten von Kreuth lagen, ist es denkbar, daß sie einen Teil der Grube aus Verehrung zum Kaiserhaus „Revier Max“ benannten.

Um 1565 schenkte Philippus BECHIUS seine deutsche Übersetzung des „Agricola“, die er 1557 herausgab, dem Kristoph WEITMOSER. WEITMOSER war zu dieser Zeit Rath seiner k. k. Majestät MAXIMILIANS II. (1564–1576) und Gewerke in Gastein, Rauris, Schladming und Bleiberg (PLOYER, K. v., 1783, 49). Da die WEITMOSER bedeutende Gewerke in Bleiberg waren (1500–1600) und ein gutes Verhältnis zum Kaiser bestand, ist auch hier die Würdigung durch eine Benennung eines Teiles der Grube in „Revier Max“ denkbar.

Eine weitere Theorie (W. ENZFELDER, mdl. Mitt.) könnte mit dem kaiserlichen Bergverwalter Ignaz MARX (1772–1809) verbunden sein. MARX war einer der bedeutendsten Bergverwalter Bleibergs (WIESSNER, H., 1951, 109–124). Zu seiner Zeit wurde die erste genaue Grubenaufnahme vorgenommen. Auch drängte MARX auf die Anlage eines Erbstollens, um das Ersaufen der Gruben zu verhindern. Auf seine Forderung hin wurde 1790 der Kaiser-Leopold-Erbstollen im heutigen Revier Max angeschlagen, ebenso wurde um 1790 begonnen, den alten Maxschacht abzutiefen. Die Anerkennung seiner Verdienste um die Bleiberger Lagerstätte könnte, trotz aller Hochachtung, zu einer Verballhornung des Verwalters in „Max“ und daher zu den Begriffen „Revier Max“ und „Maxschacht“ geführt haben.

Eine Ableitung der Maxer Lager bzw. Maxerbänke aus dem Revier Max dürfte mit der genaueren geologischen Erforschung der Lagerstätte erfolgt sein. Interessant ist, daß in der heutigen Literatur das Revier Max schon Ende des 19. Jahrhunderts z. B. bei F. HUPFELD (1897, 241) erwähnt wird, während der Ausdruck „Maxer Lager“ zuerst bei E. SCHROLL (1953, 2) aufscheint, obwohl schon H. HOLLER ihn als Arbeitsbegriff verwendete. In seinen Publikationen schreibt HOLLER aber immer nur von grünen Mergelbänken im tieferen Wettersteinkalk (HOL-

LER, H., 1936, 12; 1953, 37; 1960, 64). Überhaupt liegen nur wenige Veröffentlichungen vor, in denen die Maxerbänke Erwähnung finden (BECHSTÄDT, T., 1975 a, 84 f.; 1975 b, 467; SCHULZ, O., 1960 b, 58 f.; SCHULZ, O. & SCHROLL, E., 1977, 376 f.). Ausschließlich eine Arbeit von O. SCHULZ (1960 a) widmet sich zum größten Teil den Maxerbänken und ihrer Vererzung. In allen Arbeiten ist die Unsicherheit über die Position innerhalb des Wettersteinkalkes bzw. -dolomites abzulesen. L. KOSTELKA (1971, 286 f.) hält die Maxerbänke möglicherweise für eine fazielle Vertretung der „Bleiberger Fazies“, betont dabei aber, wie O. SCHULZ (1960 a, 1), die ungenügende Bearbeitung dieses Schichtkomplexes.

## 4. Die Maxerbänke als Gegenstand der Untersuchung

### 4.1. Lage der Arbeitsprofile

Zur detaillierten Bearbeitung der Maxerbänke galt es zuerst, einige Profile zu finden, die möglichst ungestört liegen und an ihren Enden nicht tektonisch begrenzt sind. Diese Idealzustände werden jedoch an keiner noch befahrbaren Stelle in der Grube angetroffen, da ja Bleiberg bekanntlich durch ein Grabenbruchsystem stark tektonisch beansprucht wurde. Trotzdem sind einige Profile auszumachen, die zueinander in Beziehung gesetzt, ein genaues Bild über die stratigraphische Position und die Charakteristik der Maxerbänke erlauben.

Folgende Profile und Profilabschnitte wurden ausgewählt:

In Bleiberg-Kreuth:

- a. Rublandstollen
- b. Kernbohrung K 12 und Anschluß auf dem Franz-Josef-Stollen
- c. Weinreben
- d. Maria-Lichtmeß-Stollen
- e. Vererzung Georgi-Stollen, Bellegardeschachtlgebiet (Beilage 1)
- f. Vererzung 10 m Scheibe Jakobi-Anna, Bellegardeschachtlgebiet (Beilage 1)

In Bleiberg:

- g. 13. Lauf Stefanie

Bei Förolach (Gradlitzten):

- h. Erbstollen

In Mežica, YU:

- i. 7. Lauf, Revier Moring

Die räumliche Lage, der in Bleiberg-Kreuth aufgenommenen Profile zueinander, ist in Abb. 3 mit Hilfe eines Grund- und Aufrisses skizzenhaft dargestellt. Während sich die Grundriß-Koordinaten nach Rudolf-Null richten, wurde für den Aufriß der Rubland- und Baierstollen als Nullmeterhöhenmarke festgelegt.

#### 4.1.1. Profil Rublandstollen (M)

Das Mundloch des Rublandstollens liegt im Revier Antoni unterhalb der Aufbereitung. Von Süden her betrachtet, durchfährt man zuerst Hauptdolomit, danach die Raibler Abfolge und gelangt anschließend in den oberen Wettersteinkalk, der bis knapp unterhalb der Wechselplatte aufgeschlossen ist. Einige Meter nördlich der Wechselplatte wird der Erzkalk durch die Wolfgang-Kluft abgeschnitten. Diese Kluft stellt nach O. SCHULZ (1978, 34) einen NW-streichenden Rechtsverwerfer

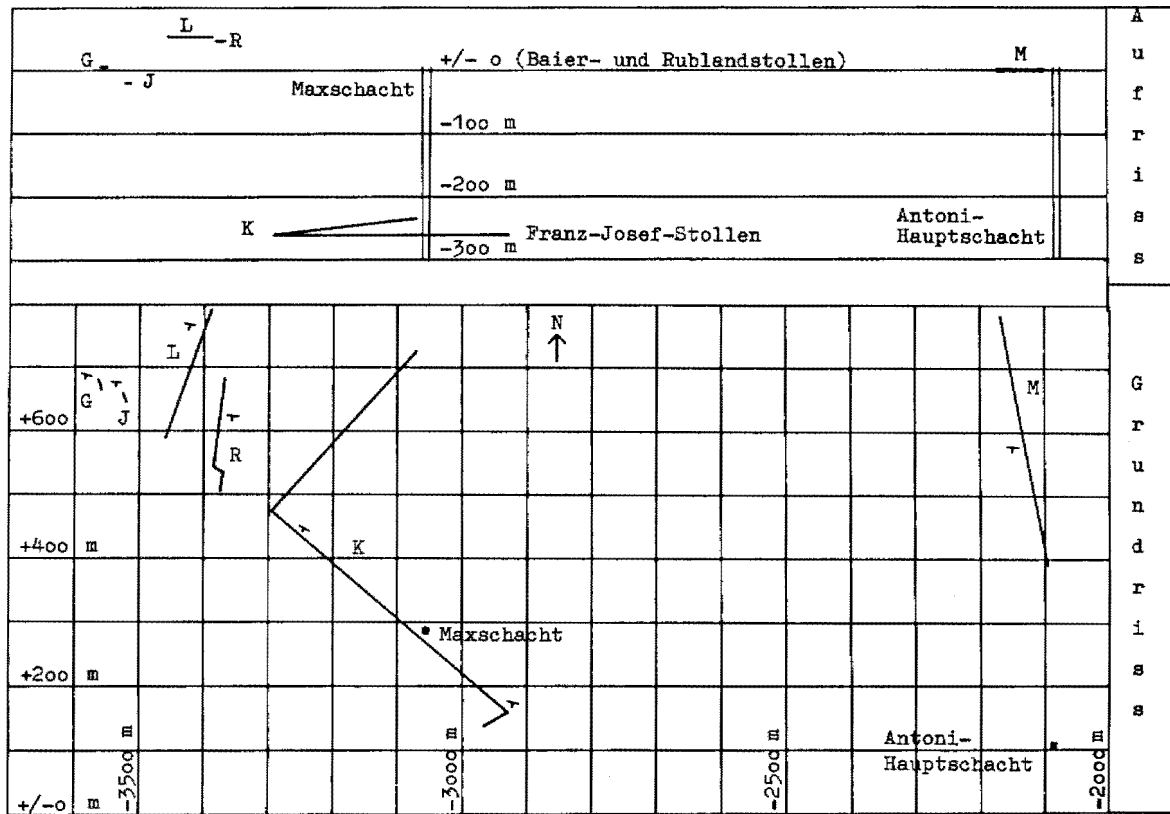


Abb. 3: Lage der Arbeitsprofile in Bleiberg-Kreuth anhand eines Grund- und Aufrisses.  
 Die E-W- und N-S-Koordinaten beziehen sich auf Rudolf-Null, die Höhenangaben auf den Baier- und Rublandstollen.  
 Profilbezeichnungen: M = Rublandstollen, K = Franz-Josef-Stollen, R = Weinreben, L = Lichtmaß, G = Georgi-Stollen und J = Jakobi-Anna, 10 m Scheibe.

mit steilem SW-Fallen dar und wird von H. HOLLER (1977, 69 f.) als Teil des Nördlichen Grabenrandbruches gedeutet. Unmittelbar nördlich der Wolfgang-Kluft folgt die Maxerbankentwicklung, auf die dann der liegendste Wettersteinkalk bzw. der Wettersteindolomit anschließt. Im Wettersteindolomit sind gegen das Liegende zu noch fünf grüne, tonige Einschaltungen zu beobachten, die später noch erwähnt werden. Im Anschluß an den Wettersteindolomit tauchen dunkle Plattenkalke auf, die als fragliches Anis gedeutet werden (I. CERNY, mdl. Mitt.).

Die mit 40–45 Grad gegen Süden bis Südsüdwesten einfallenden Maxerbänke erreichen hier eine wahre Mächtigkeit von ca. 200 m. Das Profil wird nur von kleineren Störungen gekreuzt, die keine größeren Versetzungen bewirken und von daher unberücksichtigt bleiben. Das Profil wurde 1980 in zwei Etappen aufgenommen. Die ersten 197 Profilmeter wurden vom zweiten Fluchtort im Norden bis zur Wolfgang-Kluft im Süden gegen das Hangende hin aufgenommen, während in der zweiten Etappe 21 Profilmeter vom zweiten Fluchtort gegen das Liegende hin bis zum Ende der Maxerbankentwicklung kartiert wurden. Die Maxerbänke im Rublandstollen finden sich demnach im Liegenden noch im stratigraphischen Verband und sind nur im Hangenden tektonisch begrenzt.

Aus dem Rublandstollen (Bezeichnung M) wurden 206 Proben gezogen.

#### **4.1.2. Profil Kernbohrung K 12 und Anschluß auf dem Franz-Josef-Stollen (K)**

Auf dem 5. Lauf (Franz-Josef-Stollen) im Revier Max wurde 1980 von der BBU eine Kernbohrung (K 12) auf die Maxerbänke hin abgeteuft. Der Anschlagpunkt für die Bohrung (– 3295/+ 475) liegt etwa 300 m nordwestlich des neuen Maxschachtes an der alten Förderstrecke in unmittelbarer Nähe des Widersinnigen Verwerfers. Die Bohrung wurde mit 6 Grad Steigung 337 m gegen NE vorgetrieben und weicht mit durchschnittlich 22 Grad vom Einfallen ab. Ein größerer Kernverlust von 7,5 m ist nur bei Bohrmeter 145 zu beobachten. Eine Bearbeitung der Bohrmeter 82,5 bis 104,6 ist nicht möglich, da die Kernkisten verloren gingen. Im Anschluß an die Aufnahme der Bohrung wurde entlang des Franz-Josef-Stollens (neue Förderstrecke) das Profil bis zur Megalodusbank (– 2965/+ 140) hin fortgesetzt, die sich in einer südwestlich verlaufenden und zur Josephi-Scholle führenden Strecke befindet. In diesem hangenden Bereich des Profiles fallen die Maxerbänke mit 80–85 Grad gegen Süden bzw. Südsüdwesten ein. Entlang des Stollens treten teilweise mehrere Störungen gehäuft auf, jedoch werden ihre Versetzungen auch hier vernachlässigt. Das aufgenommene Gesamtprofil besitzt eine wahre Mächtigkeit von nur 260 m, da bei der Bohrung im Liegenden eine tektonische Verdoppelung der Abfolge vorliegt. Dieses Profil stellt somit eine komplette Abfolge von der Megalodusbank bis zum Ende der Maxerbankentwicklung dar.

Aus den Kernen und aus dem Stollenprofil wurden insgesamt 231 Proben (Bezeichnung K) gezogen.

#### **4.1.3 Profil Weinreben (R)**

Das alte Abbaugelände der Weinreben (Weinreben Stollen) liegt etwa 1 km westlich vom Antoni-Hauptschacht im sogenannten Fuggertal. Der vor einigen Jahrzehnten stillgelegte Abbau wurde schon im ältesten vorhandenen Berggerichtsprotokoll von Bleiberg aus dem Jahre 1538–1542 erwähnt (WIESSNER, H., 1951, 42 f.). Das z. T. noch im Schrämmverfahren vorgetriebene Stollen- und Streckennetz liegt nördlich des Widersinnigen Verwerfers zur Gänze im Maxerbankniveau. Nach

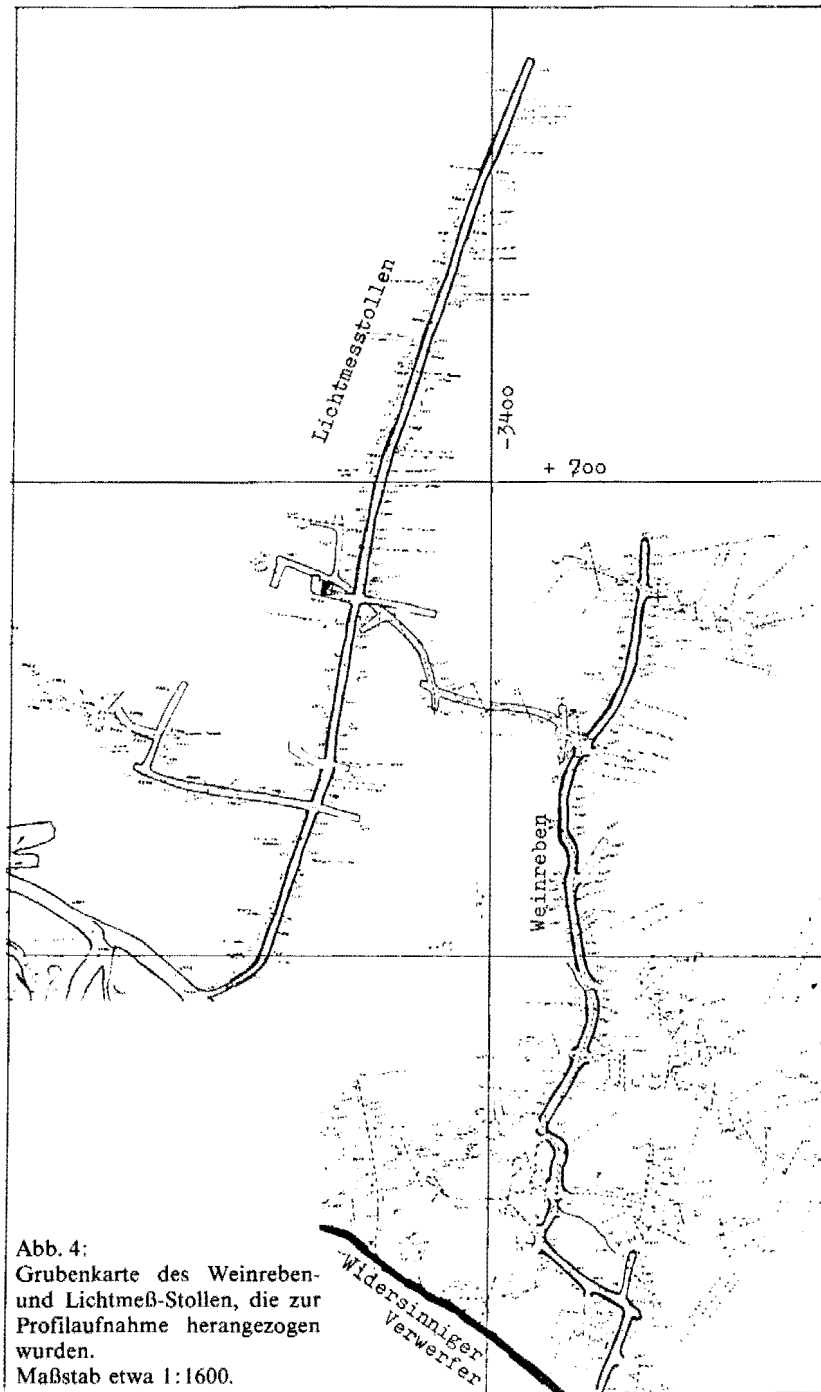


Abb. 4:  
Grubenkarte des Weinreben-  
und Lichtmeß-Stollen, die zur  
Profilaufnahme herangezogen  
wurden.  
Maßstab etwa 1:1600.

H. HOLLER (1977, 69) stellt die „Maxer Widersinnige Störung“ einen Teil des Nördlichen Grabenrandbruches dar und wird von O. SCHULZ (1978, 42) als NW-SE streichender Rechtsverwerfer beschrieben. Der schiefermaterialführende „Widersinnige Verwerfer“ erhielt seinen Namen aufgrund der Tatsache, daß er im Gegensatz zu den üblicherweise Süd-fallenden Raibler Schiefen gegen Norden, also widersinnig auf das Einfallen der übrigen Schichten, einfällt (HOLLER, H., 1974, 78).

Der bearbeitete Bereich liegt im westlichen Teil des Weinrebengebiets (Abb. 4) und wurde vom Liegenden ( $-3367/+685$ ) gegen das Hangende hin, bis knapp vor den Widersinnigen Verwerfer, aufgenommen ( $-3375/+508$ ). Die Strecke verläuft quer zum Streichen, wobei die Schichten mit ca. 65 Grad gegen Süden einfallen. Bei dem nur wenig gestörten Profil ist nur an einer Stelle kein Anschluss zu finden. Die Versetzung in diesem Bereich dürfte aber nur einige Meter betragen. Das Profil ist im Liegenden durch den nicht weiter vorgetriebenen Streckenbau und im Hangenden von der Maxer Widersinnigen Störung begrenzt und weist eine Mächtigkeit von 150 m auf.

Aus dem Aufnahmegebiet wurden insgesamt 86 Gesteinsproben (Bezeichnung R) genommen.

#### 4.1.4. Profil Maria-Lichtmeß-Stollen (L)

Der ebenfalls im Fuggertal liegende alte Maria-Lichtmeß-Stollen (urkundlich seit 1623 bekannt; WIESSNER, H., 1951, 77) wurde 150 m westlich des Weinreben Stollens angeschlagen. In seiner nördlichen Hälfte verläuft er mit etwa 60 m Abstand fast parallel zum Profil Weinreben (Abb. 4). Dieser nördliche Teil ist auch Gegenstand der Kartierung gewesen, um durch eine Gegenüberstellung die Profile Lichtmeß und Weinreben miteinander vergleichen zu können. Die Maxerbänke fallen mit ca. 65 Grad gegen Süden ein und sind quer zum Streichen aufgeschlossen. Das ungestörte Profil des alten Stollens wurde von vor Ort im Liegenden ( $-3390/+790$ ) gegen das Hangende hin, bis zum neu ausgefahrenen Otschlag ( $-3458/+592$ ), 1980 aufgenommen. Dem hangenden Profilende folgt ein stark tektonisch gestörter Bereich, der im Süden durch den Maxer Widersinnigen Verwerfer begrenzt ist.

Es wurden 102 Proben (Bezeichnung L) aus dem 195 m mächtigen Profil gezogen.

#### 4.1.5. Vererzung Georgi-Stollen (G)

Neben den vier schon vorgestellten Profilen wurden in Bleiberg-Kreuth noch zwei Profilabschnitte aufgenommen, die in ein und derselben Vererzung im Bellegardeschachtgebiet liegen. Der erste Profilabschnitt mit seiner Vererzung liegt knapp nördlich und 2,5 m oberhalb des Georgi-Stollens in einem alten Abbau ( $-3565/+680$  bis  $-3560/+665$ ), der wiederum 20 m nördlich des Widersinnigen Verwerfers liegt (Abb. 5). Die Maxerbänke fallen hier mit 60 Grad gegen Südsüdwesten ein. Der aufgenommene Abschnitt besitzt eine wahre Mächtigkeit von 10 m

---

Die in Klammern stehenden positiven und negativen Zahlen stellen, den Grubenkarten zugrunde liegende, Koordinaten dar, die auf Rudolf-Null bezogen sind. Die erste Koordinate ist die Ost (+) - West (-) - Entfernung, während die zweite Koordinate die Nord (+) bzw. Süd (-) Lage darstellt.



und wurde 22 mal beprobt (Bezeichnung G), wobei die Vererzung detaillierter bearbeitet und zusätzlich beprobt wurde (Bezeichnung V).

#### 4.1.6. Vererzung Jakobi-Anna-Stollen, 10 m Scheibe (J)

Der zweite vererzte Profilabschnitt liegt 10 m oberhalb des Jakobi-Anna-Stollens an der Abzweigung von der Schrägstrecke zur 10 m Scheibe (-3525/+660 bis -3525/+650; Abb. 5). Die Maxerbänke fallen mit 65 Grad gegen Süden ein. Das Profil liegt etwa 15 m nördlich des Widersinnigen Verwerfers, ist 7 m mächtig und wurde 23 mal beprobt (Bezeichnung J).

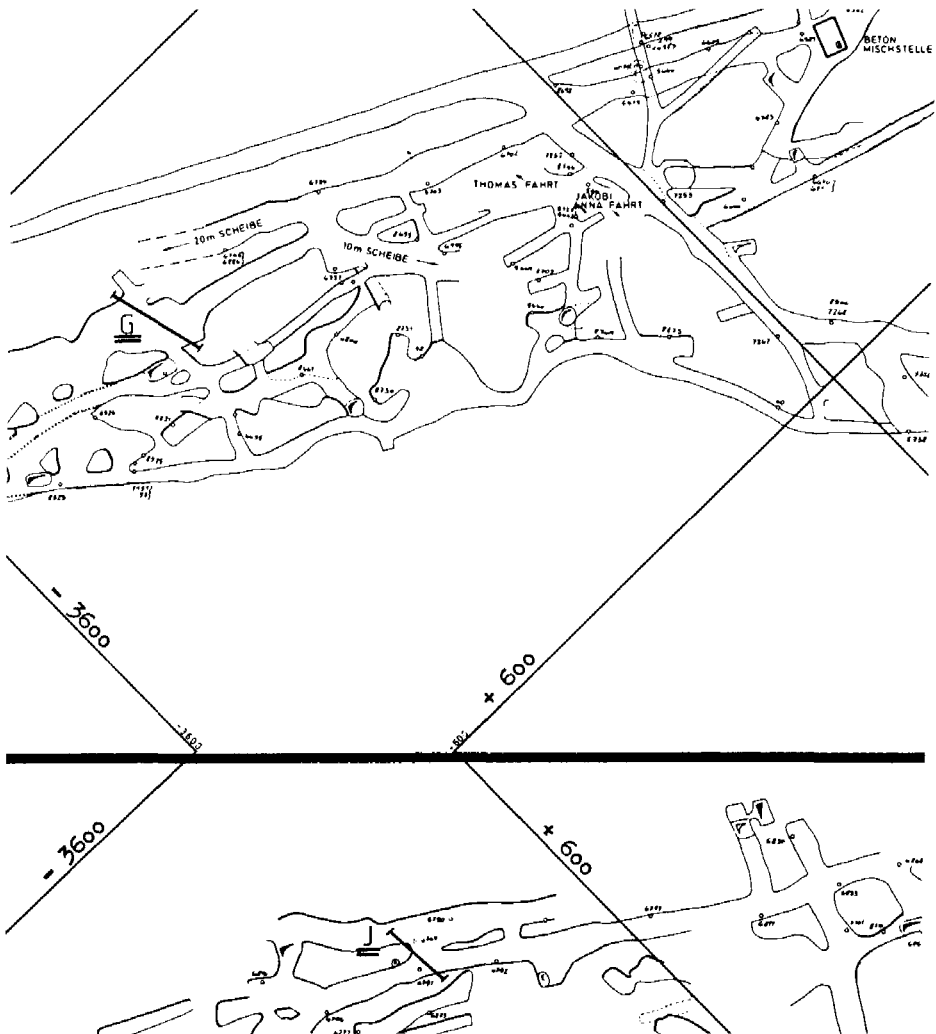


Abb. 5: Grubenkarte mit den eingezeichneten vererzten Profilabschnitten des Bellegardeschachtgebietes, oben Profil Georgi-Stollen (G) und unten Profil Jakobi-Anna, 10 m Scheibe (J). Maßstab etwa 1:1000.

#### 4.1.7. 13. Lauf, Grube Stefanie (S)

In Bleiberg, sprich in der Grube Rudolf und Stefanie, sind die Maxerbänke noch nicht genügend aufgeschlossen, oder heute nicht mehr zugänglich. So sind im Revier Rudolf in der Nordausführung des 2. Laufes einige Meter mit Maxerbänken aufgeschlossen, die jedoch in keinem stratigraphischen Verband stehen und von daher vernachlässigt werden. Des Weiteren hat das von H. HOLLER (1936, Beil. 1) beschriebene und dargestellte Profil durch den Rudolfschacht die Maxerbankentwicklung knapp oberhalb des 5. Laufes (Franz-Josef-Stollen) erreicht. Leider konnte aber der Übergang von der Megalodusbank (10 m unterhalb des 3. Laufes) bis zu den Maxerbänken wegen der starken Verschmantung der Schachtulmen nicht mehr kartiert und beprobt werden, und die eigentlichen Maxerbänke sind wegen Einstellung der tieferen Abbaue in Rudolf ab dem 5. Lauf versoffen.

In der Grube Stefanie sind die Maxerbänke früher noch nie durch den Bergbau angefahren oder durchbohrt worden. Gerade in letzter Zeit wurde durch die nach Osten bis ins Revier Franz-Josef vorzutreibende Hoffnungsbaustrecke ein Bereich von der Megalodusbank (+2125/+10) bis zum ersten „Grünen Mergel“ der Maxerbankfazies (+2400/+70) durchörtert. Dieser 60 m mächtige Bereich wurde 1982 aufgenommen, ohne jedoch beprobt zu werden. Die Karbonate fallen mit 30 Grad gegen Südwesten ein und werden nur durch eine vererzte Kluft unterbrochen.

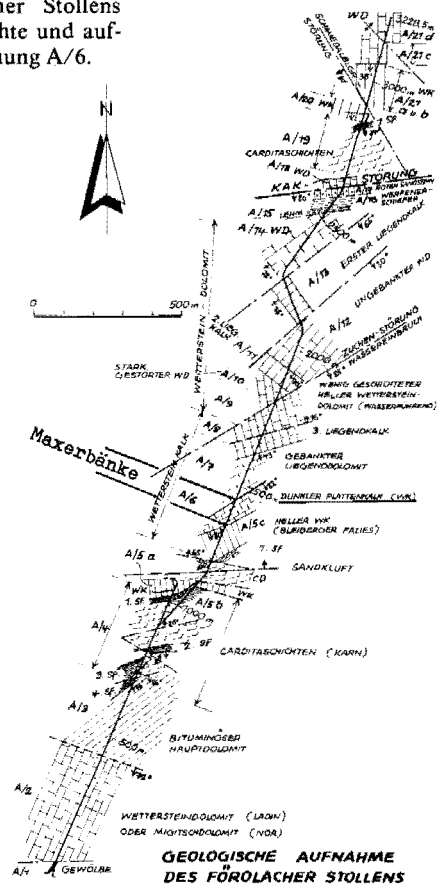
Die Anregung, eine Kernbohrung senkrecht auf diese erste Mergelbank anzusetzen, um durch diese Tiefenaufklärung ein genaueres Bild über die Maxerbankentwicklung im Osten von Bleiberg zu erhalten, wurde von der Betriebsleitung positiv aufgenommen. Die Kernbohrung konnte jedoch bis zum Abschluß dieser Arbeit aus betrieblichen Gründen nicht abgeteuft werden, sie wurde allerdings in ein Bohrprogramm für die nächste Zeit einbezogen.

#### 4.1.8. Förolacher Erbstollen (Gradlitz), (F)

Um die Maxerbankentwicklung von Bleiberg mit regional weiter entfernten Lokalitäten, in denen dasselbe stratigraphische Niveau aufgeschlossen ist, verglichen zu können, wurde ein Teil des Förolacher Stollens und ein Profil aus Mežica bearbeitet.

Das Mundloch des in 670 m Seehöhe und 100 m über dem Gailtal liegenden Förolacher Stollens befindet sich ca. 16 km westlich des Rudolfschachtes und wurde 3,2 km gegen Nordnordost vorgetrieben, mit dem Ziel, alte Blei-Zink-Mineralisationen zu unterfahren. Eine genauere Darstellung der geologischen Verhältnisse ist in der Arbeit von H. HOLLER (1977) nachzulesen und wird in Abb. 6 wiedergegeben. Vom Autor wurde der Bereich A/6 (Abb. 6 nach HOLLER, H., 1977, Abb. 1 und 75 f.) 1981 erneut aufgenommen, da er in vieler Hinsicht mit den Maxerbänken zu vergleichen ist. Im Hangenden von A/6 liegt heller Wettersteinkalk in Bleiberger Fazies vor, während im Liegenden Wettersteindolomit folgt. Das vom Liegenden (Laufmeter 1438,6) gegen das Hangende (1354,0) aufgenommene Profil weist eine wahre Mächtigkeit von 63 m auf und ist beidseitig tektonisch begrenzt. Die Karbonate fallen mit ca. 80 Grad gegen Südosten ein. Aus dem Profillbereich wurden 52 Proben (Bezeichnung F) gezogen. Zusätzlich wurde bei Stollenmeter 2320 (KO-STELKA, L., mdl. Mitt.) im Wettersteindolomit eine grüne, ca. 25 cm mächtige Tonlage beprobt (F 57), die nach L. KOSTELKA & W. SIEGL (1966) einen Tuffit darstellt.

Abb. 6: Geologische Aufnahme des Förolacher Stollens nach H. HOLLER (1977). Der untersuchte und aufgenommene Abschnitt trägt die Bezeichnung A/6.



#### 4.1.9. 7. Lauf, Revier Moring, Mežica (Jugoslawien), (Z)

Der Bergbau Mežica in Jugoslawien liegt 95 km westlich von Bleiberg in den Nordkarawanken. Eine zusammenfassende Beschreibung der geologischen Verhältnisse kann bei W. TUFAR (1979) und I. STRUCL (1965, 1970, 1971) nachgelesen werden. Während eines dreitägigen Aufenthaltes im Sommer 1982 wurde dem Autor ein fertig beprobtes und geochemisch analysiertes, 215 m mächtiges Profil zur Verfügung gestellt, das durch eigene Befahrungen gegen das Liegende zu noch ergänzt wurde. Das auf dem 7. Lauf im Revier Moring (Grube Union) liegende Profil beginnt am 1. Raibler Schiefer (+4630/-1710; Koordinaten Mežica) und endet nach 300 m (+4455/-1640; 215 m mächtig) hinter einer bereits abgebauten Vererzung. Während der eigenen Befahrung wurde das Profil um 135 m erweitert (bis +4265/-1660) und nach einer Projektion nochmals 20 m angehängen. Die liegenden Bereiche sind durch die einsetzende Tektonik nicht mehr profilmäßig erfassbar. Insgesamt wurden 16 zusätzliche Proben (Bezeichnung Z) gezogen, einschließlich einer weit im Liegenden des Wettersteindolomites befindlichen grünen Tonlage (Z Tu 4).

## 4.2. Arbeitsweise

Die Untertageaufnahmen erfolgten nicht in der üblichen Kartierungsmethode mit aufgeklappten Ulmen, sondern es wurde sofort die wahre Mächtigkeit der einzelnen Bänke ermittelt und im Kartierungsheft säulenprofilartig dargestellt. Makroskopisch erkennbare Sedimentstrukturen und lithologische Unterschiede wurden aufgezeichnet und bei der Verschlüsselung der Proben verwendet. Jede Probe erhielt eine Nummer, die aus der Profilbezeichnung (M, K, R, L, G, J, F, Z) und einer fortlaufenden Zahl besteht. Die zusätzlichen Probenschlüssel enthalten in der ersten Spalte die lithologische Bezeichnung (1, 2, 3, 4, 5) und in der zweiten Spalte die fazielle Stellung (A, B, C). Eine Erläuterung der einzelnen Bezeichnungen erfolgt in den nachstehenden Kapiteln. Die Probenpunkte wurden nicht statistisch ermittelt, sondern richteten sich nach sedimentologischen Kriterien.

## 4.3 Lithofazielle Beschreibung

Die lithologisch und paläontologisch recht eintönigen, lagunar gebildeten Maxerbänke sind charakterisiert durch einen ständigen Wechsel zwischen hellen bis mittelbraunen, fast rückstandsfreien Karbonaten und grau-grünen, mergeligen Karbonaten (Nomenklatur nach C. W. CORRENS, 1968), wobei an letzteren immer ein oder mehrere grüne Ton- bis Mergellagen gebunden sind. Unterschiede zu dieser Ausbildung lassen sich nur in Mežica und Förolach erkennen. Während in Mežica helle, paläontologisch und sedimentologisch vielfältigere Karbonate mit nur einigen „Grünen Mergeln“ vorliegen, so enthalten die dunklen, mergeligen Karbonate von Förolach nur wenige hellere, reine Dolomiteinschaltungen.

Diese Beobachtung läßt sich dahingehend interpretieren, daß die Maxerbänke von Bleiberg in eine Riff-ferne Lagune zu stellen sind, während in Mežica eine Riff-nahe bzw. in Förolach eine Land-nahe Entwicklung vorzuliegen scheint.

### 4.3.1. Die Maxerbänke von Bleiberg

Die reinen Karbonate (Schlüsselbezeichnung 2) der Maxerbänke liegen als Dolomite bis dolomitische Kalke (Nomenklatur nach H. J. BISSELL & G. V. CHILINGAR, 1967) vor. Auch die mergeligen Karbonate (Schlüsselbezeichnung 1) variieren zwischen mergeligen Dolomiten und mergeligen, dolomitischen Kalken.

Anhand der makroskopisch erkennbaren Sedimentstrukturen können (in Anlehnung an A. G. FISCHER, 1964) sowohl bei den reinen als auch bei den mergeligen Karbonaten zwei Faziestypen unterschieden werden. Der erste Typ (Schlüsselbezeichnung A = randmarin) zeichnet sich durch eine ausgeprägte Lamination mit laminaren Fenstergefügen, Stromatactis, Resedimenten, Stromatolithen, Trockenrisen, Schrägschichtung, tepees etc. aus, während es sich bei dem zweiten Faziestyp (Schlüsselbezeichnung B = flachmarin) um dichte Karbonate handelt, die makroskopisch keine auffälligen sedimentologischen Merkmale aufweisen.

Die randmarin und flachmarin gebildeten reinen Dolomite (2 A und 2 B) alternieren ständig miteinander. Ihre ebenen Schichtflächen sind dabei seltener durch Stylolithe als durch Farbunterschiede und sedimentologische Strukturen ausgebildet, so daß von einer eigentlichen Bankung nicht gesprochen werden kann. Im Gegensatz zum Erzkalk sind die reinen Maxerbankkarbonate monoton ausgebildet und zeigen zum Beispiel keine Tonfaserkarbonate im Sinne H. HOLLERS (1936) bzw. durch eventuell starke Bioturbation entstandene und spartisch verfüllte, makroskopisch sichtbaren Hohlräume. Auch konnte kein Anhydrit gefunden werden.

Eine durch syngedimentäre Bodenunruhen entstandene Beanspruchung sowie eine diagenetische Verformung der Karbonate sind nur sehr selten zu beobachten. Eine Makrofossilführung (bis zu 2 cm große, auskristallisierte Muschelschalen) der Maxerbänke ist nur bei Profil K und an einer Stelle im Profil Rubland zu erkennen. Die Mächtigkeit der einzelnen Typen schwankt in weiten Grenzen (von 10 cm bis mehrere Meter) und liegt durchschnittlich bei 1,2 m für 2A und 1,6 m für 2B.

Auch die mergeligen, gut gebankten Karbonate liegen als randmarine (1A), meist aber als flachmarine (1B) Bildungen vor. Sie sind durch den größeren Tongehalt zu meist geflasert oder dunkel gefleckt und sind in Zweifelsfällen an ihren immer reichlich vorhandenen Eisensulfiden (Markasit und Pyrit) erkennbar. Die Eisensulfide (bis zu 1 cm große Markasitkristalle sind zu beobachten) finden sich oft im Liegenden der einzelnen mergeligen Karbonatbänke und sind dann perlschnurartig im ss eingeregelt. Die einzelnen Bänke werden durch tonige Mergellagen (Schlüsselbezeichnung 3C) voneinander getrennt. Diese Mergellagen finden sich aber auch häufig im Liegenden oder Hangenden der mergeligen Karbonate, an die sie aber immer gebunden sind (Abb. 7). Einzelne Calcitadern oder linsige Dolomiteinlagerungen sind ebenso wie Eisensulfide an einigen Stellen in den grünen Mergeln zu beobachten. Die Mächtigkeit der mergeligen Dolomite schwankt von 5 cm bis 1,6 m und beträgt im Durchschnitt 60 cm. Die grünen Mergel sind zwischen 0,5 und 15 cm stark ausgebildet.



Abb 7: Typische Einschaltung eines mergeligen Dolomites mit einzelnen Mergellagen in einen reinen Dolomit. M 66 bis 68.

Der Übergang von reinen zu mergeligen Karbonaten und Mergeln ist immer scharf ausgebildet und nur an wenigen Stellen lassen sich schleifende Übergänge beobachten. Auch in Bereichen mit starkem Verwitterungseinfluß bzw. in der Oxidationszone (besonders Profil Lichtmeß und Weinreben) sind die mergeligen Dolomite eindeutig an ihren Tonlagen, der gut ausgeprägten Bankung und an den Eisensulfiden erkennbar.

Im Gegensatz zur Bleiberger Fazies finden sich in den Maxerbänken keine Leit-horizonte, wie z. B. die schwarzen Brekzien und grünen Mergel der Bleiberger Lager im oberen Wettersteinkalk, die eine Korrelation der einzelnen Profile zueinander erlauben. Sogar zwischen den eng benachbarten Profilen Lichtmeß und Weinreben ist es nicht möglich, auch nur einen mergeligen Dolomit mit einem anderen zu vergleichen ebensowenig wie mehrere Abfolgen. Auch sind bei etwa gleicher Mächtigkeit der Profile Rubland und Lichtmeß im ersten 46 und im zweiten nur 29 „Grüne Lager“ ausgebildet (siehe Abb. 9). Diese Erkenntnis läßt den Schluß zu, daß sich die Maxerbänke in einer Lagune bildeten, die durch ein starkes und vielfältiges Relief in eine Unzahl von Schwellen, Tümpeln und Wannern untergliedert war. Durch diese ausgeprägte, unruhige Morphologie der lagunaren Meeresregion wurde die Anlage von Leithorizonten unmöglich gemacht, da es in engster Nachbarschaft zu den verschiedensten Faziesausbildungen kam (siehe Abb. 11). In diesem Zusammenhang sei auch noch auf eine Besonderheit der Maxerbänke im Profil K hingewiesen. Dort sind im Liegenden eher kalkige Karbonate anzutreffen, die z. T. gehäuft Muschelschalen (ca. 2 cm groß) enthalten. Diese kalkige Entwicklung geht dann gegen Hangend langsam in eine dolomitische Fazies über, bei gleichzeitigem Aussetzen der Makrofossilführung.

#### 4.3.1.1. Statistische Untersuchung der Sedimentationszyklen

Schon im vorigen Abschnitt wurden die Wechselfolgen innerhalb der Maxerbänke erwähnt. Da ein Wiederkehren ähnlicher Sequenzen schon bei der geologischen Profilaufnahme beobachtbar ist, sollen diese Zyklen hier statistisch erarbeitet werden. Ähnliche Untersuchungen wurden schon von T. BECHSTÄDT (1973, 1975 a) allerdings an den Zyklotemen des oberen Wettersteinkalkes (Bleiberger Fazies) durchgeführt. Die statistische Methodik zur Bearbeitung von Zyklen wurde von D. MARSAL (1979) übernommen.

Nach P. McL. D. DUFF & E. K. WALTON (1962) lassen sich folgende Zyklen unterscheiden:

a) Der Modalzyklus, der die häufigste Gruppierung aller Faziestypen eines Profils darstellt. Dabei werden die einzelnen Profile durch Iterationsanalyse horizontal und anschließend vertikal miteinander verglichen. Bedingung ist jedoch die gute Korrelation der einzelnen Profile zueinander z. B. mit Hilfe einer Leitschicht. Da diese Bedingungen bei den Maxerbänken nicht erfüllt sind, wird diese Methode vernachlässigt.

b) Der zusammengesetzte Zyklus, bei dem die Kombination aller Faziestypen in der am häufigsten vorliegenden Reihenfolge und somit eine wahrscheinliche Übergangshäufigkeit dargestellt wird.

c) Der Idealzyklus, der durch theoretische Überlegungen aufgestellt wird.

Zur Ermittlung des zusammengesetzten Zyklus werden zuerst die Übergangshäufigkeiten von 2A nach 2B, 2B nach 2A etc. ermittelt. Aus diesen Gründen werden kurz noch einmal die zur Berechnung verwendeten Faziestypen angegeben:

- 2A - für die randmarin gebildeten, reinen Karbonate
- 2B - für die flachmarinen, reinen Karbonate
- 1A - für die randmarin gebildeten, mergeligen Karbonate und Mergel
- 1B - für die flachmarinen, mergeligen Karbonate und Mergel.

Die Ton- bis Mergellagen wurden nicht besonders berücksichtigt, da sie, wie erwähnt, immer mit 1A oder 1B vergesellschaftet sind. Da ein Kontakt von 1A zu 1B nur zweimal zu beobachten ist, wird diese Kombination hier außer acht gelassen.

Die Profile M, K, R und L werden untersucht und gemeinsam bearbeitet, da jedes Profil im einzelnen denselben zusammengesetzten Zyklus ergibt.

In Tabelle 1 ist die absolute (A) und relative (R) Übergangshäufigkeit aller vier genannten Profile dargestellt. Horizontal ist die Häufigkeit der Beziehungen vom Liegenden zum Hangenden, vertikal vom Hangenden zum Liegenden wiedergegeben. Da kein Kontakt zwischen 1A und 1B gegeben ist, wird der jeweilige Relativwert von 1 im Verhältnis 1A zu 1B aufgeteilt.

Tabelle 1: Fazielle Übergangshäufigkeit der unvererzten Profile M, K, R und L. (h = hangend, l = liegend, A = absolute Übergänge, R = relative Übergänge).

h l	Typ 2A		Typ 2B		(Typ 1)		Typ 1A		Typ 1B	
	A	R	A	R	A	R	A	R	A	R
Typ 2A	-	-	125	59	(66	50)	23	17	43	33
Typ 2B	147	76	-	-	(66	50)	9	7	57	43
(Typ 1)	(47	24)	(86	41)	-	-	-	-	-	-
Typ 1A	19	10	12	6	-	-	-	-	-	-
-										
Typ 1B	28	14	74	35	-	-	-	-	-	-
-										
Summe A:	194		211		(132)					
Summe R:	100%		100%		(100%)					

Betrachtet man diese Übergangsmatrix in Bezug auf die Kombination 2A, 2B, 1, so fällt besonders die gleich große Häufigkeit von 2A und 2B nach 1 mit je 50% auf. Erst bei Berücksichtigung der Typen 1A und 1B ändert sich die Situation. Entsprechend der relativen Häufigkeit zeigen sich nun folgende Maximalpräferenzen vom Liegenden zum Hangenden (R in Klammern): 2B - 2A (76%), 2A - 2B (59%), 2B - 1B (43%), 1B - 2B (35%). Diese ergeben den Sequenzverband 2A2B1B2B2A, der in den oben genannten Profilen 16 mal komplett ausgebildet ist und damit 80 Schichten (14%) von insgesamt ca. 550 umfaßt. Die Abb. 8 verdeutlicht graphisch auf verschiedene Weise den zusammengesetzten Zyklus.

In der Abbildung 8 ist deutlich eine Sequenz vom randmarinen zum flachmarinen Milieu und zurück festzustellen, wobei die mergeligen Dolomite und Mergel am häufigsten in den flachmarinen Sedimenten eingelagert sind. Dennoch ist eine gleich große Übergangshäufigkeit von randmarinen Karbonaten zu den mergeligen Dolomiten zu beobachten, wenn man nur den Übergang von 2 A nach 1 in Betracht

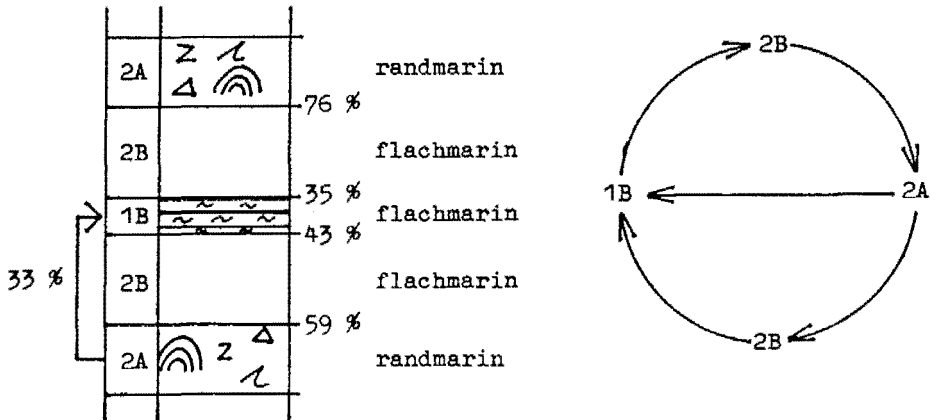


Abb. 8: Profilartige und kreisförmige Darstellung der Zykloteme der Maxerbänke nach den wichtigsten Häufigkeiten der faziiellen Übergänge.

zieht. Erwähnung soll noch die Beobachtung finden, daß die Abfolgen 2A1B2A bzw. 2B1A2B nur sehr selten vorkommen. Damit liegt die Vermutung nahe, daß während der Tonsedimentation nur gelegentlich Faziesänderungen stattfanden.

Vergleicht man die zusammengesetzten Zykloteme der Maxerbänke mit denen von T. BECHSTÄDT (1975 a) beschriebenen aus der Bleiberger Fazies, so fällt auf, daß auch dort die Mergel und „Schwarzen Brekzien“ am häufigsten in der flachmarinen (subtidalen) Fazies eingeschaltet sind. BECHSTÄDT beschreibt aber ebenso eine hohe Übergangshäufigkeit von der randmarinen (supra- und intertidal) Fazies zu den Mergeln und Brekzien wie umgekehrt. In den Maxerbänken dagegen ist der umgekehrte Fall, d. h. die Übergangshäufigkeit von den Mergeln zum randmarinen Milieu, nur sehr untergeordnet ausgebildet.

Im Gegensatz zur Bleiberger Fazies (T. BECHSTÄDT, 1973) wird der Idealzyklus der Maxerbänke als Abfolge von randmarin – flachmarin – Mergelbildung – flachmarin – randmarin gedeutet und entspricht damit dem vorher beschriebenen zusammengesetzten Zyklus. Dies geschieht aus mehreren Gründen. Zum einen zeigen die Karbonate im Liegenden und Hangenden der mergeligen Dolomite und Mergel keine Anzeichen für eine länger andauernde Erosion durch Trockenfallen an, die sich durch Karstbildungen, Unebenheiten der Schichtfläche etc. manifestiert haben müßten. Unbestritten wird es zu kurzzeitigen Verlandungen mit Bodenbildung und schwacher Erosion in randmarinen Gebieten gekommen sein, jedoch wurde bei der nachfolgenden Transgression dieses Material in tiefer liegende, flachmarine Wannen und Tümpel geschwemmt und dort abgelagert. Emersionsercheinungen und Mikrokarstbildungen sind nur in einigen randmarin gebildeten Karbonatbänken zu beobachten und stehen nie in Kontakt zu den Mergeln. Zum anderen sind 70 % der mergeligen Dolomite und Mergel in einer flachmarinen Fazies aufzufinden und sind nicht mit typischen „Schwarzen Brekzien“ der Bleiberger Fazies vergesellschaftet, die von T. BECHSTÄDT (1975 a) in den supratidalen (randmarinen) Bereich gestellt werden.

Aus den Ergebnissen läßt sich für die Maxerbankentwicklung eine dauernde Abfolge von transgressiven Zyklen erkennen, die durch eustatische Meeresspiegel-



schwankungen (A. G. FISCHER, 1964; T. BECHSTÄDT, 1973, 1975 a) hervorgerufen sein können. Geht man zudem von einer 1000 bis 1200 m mächtigen Wettersteinkarbonatentwicklung aus (HOLLER, H., 1960), die etwa vom Beginn des Fasan bis Ende des Cordevol (ca. 7 Mio. Jahre) andauerte, so ergibt das eine Mächtigkeitszunahme von 1 m in 6000 bis 7000 Jahren. Demnach benötigte ein Idealzyklus der Maxerbänke, der durchschnittlich 6 m mächtig ist, 36 000 bis 42 000 Jahre für seine Bildung.

#### 4.3.2. Die Maxerbänke von Förolach

Die im Liegenden einer 105 m mächtigen, oberen Wettersteinkalkfazies mit einigen „Bleiberger Lagern“ nach einer Störung beginnende Maxerbankentwicklung unterscheidet sich erheblich von den Maxerbänken aus Bleiberg.

Bei dieser Abfolge handelt es sich größtenteils um dunkelbraune bis schwarze, gut gebankte, mergelige Dolomite, in die nur fallweise hellere Dolomite eingeschaltet sind. Die einzelnen Bänke sind sehr oft von mehreren cm starken Mergellagen getrennt, von denen etwa 30 in die Profilaufnahme übernommen wurden. Dünne Mergel und mergelige Dolomite sind oft in Wechsellagerung zu beobachten, es treten jedoch keine makroskopisch erkennbaren Eisensulfide auf.

Da eine Unterscheidung in reine und mergelige Dolomite nicht möglich war, wurde nur zwischen randmarinen und flachmarinen Bildungen unterschieden. Neben den oben schon erwähnten Strukturen der randmarinen Karbonate fallen in Förolach häufige Resedimentlagen und Emersionserscheinungen auf. Die Verlandungsbereiche sind durch tiefgreifende Bodenunebenheiten mit anschließender Mergelsedimentation charakterisiert. Makrofossilien können in dem 63 m mächtigen Profil nicht gefunden werden.

#### 4.3.3. Die Maxerbänke von Mežica

Das Profil im Revier Moring beginnt am l. Raibler Schiefer, durchfährt fünf der Bleiberger Fazies äquivalente Lager (Pflockschachtlager, zerrissenes Dreierlager, Dreierlager, Mauerschachtllager und Wechselplattenfläche) und geht ohne Ausbildung der Megalodusbank in die Maxerbankentwicklung des mittleren Wettersteinkalkes über.

Im Gegensatz zu Bleiberg tritt die Maxerbankentwicklung in Mežica nur sehr stark reduziert auf. Auf 200 Profilmeter, die in der Position der Bleiberger Maxerbänke liegen, sind nur fünf mergelige Karbonate und Mergel zu finden (siehe Abb. 9).

Zwischen den hangenden zwei Maxerbänken wurde eine schichtgebundene Vererzung abgebaut.

Die Ausbildung der Maxer Lager ist, wie in Bleiberg, durch graugrüne, gut gebankte, mergelige Karbonate, die immer makroskopische Eisensulfide enthalten und mit grünen Mergeln vergesellschaftet sind, charakterisiert. Die Karbonate im Liegenden und Hangenden dieser mergeligen Bereiche sind jedoch nicht mit denen in Bleiberg zu vergleichen.

Bei den flachmarinen Sedimenten handelt es sich um reine, dolomitische Kalke bis Kalke, die eine auffällige Makrofossilführung (Gastropoden und Muschelschalen, bis mehrere cm groß) und eine ausgeprägte Bioturbation aufweisen. Die reinen, randmarin gebildeten, dolomitischen Kalke bis Kalke weisen dagegen häufig ooidführende Lagen auf, die in Bleiberg nur äußerst selten zu finden sind.

#### 4.3.4. Übergangsfazies von der Maxerbankentwicklung zur hangenden Bleiberger Fazies

Bei den Profilen am Franz-Josef-Stollen (K), Weinreben (R) und Stefanie ist der Übergang von den Maxerbänken bis zur Megalodusbank aufgeschlossen. Dieser Übergangsbereich setzt plötzlich, etwa 50 bis 60 m im Liegenden der Megalodusbank ein und kann noch einige „Grüne Lager“ eingeschaltet haben.

Die Karbonate, jetzt hauptsächlich Kalke bis dolomitische Kalke, sind den oberen Wettersteinkalken sehr ähnlich. In den flachmarinen Kalken finden sich unzählige, makroskopisch sichtbare Gastropoden und Megalodonten, die typischen Tonflaserkalke treten auf, die verfüllten bioturbaten Hohlräume sind erkennbar, und der erste Anhydrit ist zu finden. Nur die teilweise noch eingeschalteten „Grünen Lager“ ähneln den Maxerbänken. Sie sind dolomitisch und besitzen noch ihre charakteristische Ausbildung.

Die Übergangskarbonate erhielten die Schlüsselbezeichnung 4.

#### 4.3.5. Die Karbonate im Liegenden der Maxerbänke

Die liegenden Karbonate (Schlüsselbezeichnung 5) sind im Profil Rubland und durch die Kernbohrung am Franz-Josef-Stollen (Profil K) aufgeschlossen. Es handelt sich um Abfolgen von randmarinen und flachmarinen Karbonaten, wobei die randmarinen dolomitisch, und die flachmarinen kalkig ausgebildet sind. Im Profil K sind zudem häufig Muschelschalen und Gastropoden makroskopisch sichtbar, ebenso wie an mehreren Stellen sogar Anhydrit zu finden ist.

In den Aufnahmegebieten Rubland, Förolach und Mežica sind zudem im Wettersteindolomit, die genauen stratigraphischen Positionen lassen sich schwer ermitteln, noch einige grüne, orange gelb verwitternde, zähe Tuffite in die Karbonate eingeschaltet. Von L. KOSTELKA & W. SIEGL (1966) werden diese Tuffitlagen ins Oberfassen oder Langobard gestellt.

Im Rublandstollen sind im Liegenden der Maxerbänke bis zum Aufschluß mit dem fraglichen Anis fünf dieser Einschaltungen beobachtbar. Sie liegen profilartig gemessen 57, 88, 153, 180 und 231 m unterhalb der Maxerbankentwicklung. Auch in Mežica sind fünf dieser Einschaltungen beobachtbar, in Förolach jedoch nur eine. Die 5 bis 20 cm mächtigen Einschaltungen erfolgen übergangslos in die Karbonate, d. h. ohne Ausbildung eines mergeligen Dolomites, und auch lithologisch sind sie nicht mit den Tonmergeln der Maxerbänke vergleichbar.

#### 4.4. Die Position der Maxerbänke innerhalb des Wettersteinkalkes

Die Position der Maxerbänke kann nur aufgrund von lithologischen und faziellen Beobachtungen, sowie durch eine Gegenüberstellung der einzelnen Profile (Abb. 9) angegeben werden.

Die typische Maxerbankfazies setzt etwa 170 bis 190 m im Liegenden des l. Raibler Schiefers ein und erreicht eine Mächtigkeit von durchschnittlich 190 m.

Die in Bleiberg von alters her als *M a x e r b ä n k e* bezeichnete Sonderfazies des Wettersteinkalkes sollte auch in die Literatur unter diesem Namen eingehen. Als locus typicus wird das Profil Rublandstollen angegeben, in dem diese, in Kapitel 4.3. beschriebene, Sonderentwicklung am besten aufgeschlossen ist.

Da eine genaue Fixierung der Grenze Ladin/Karn im Wettersteinkalk noch nicht erfolgt ist, muß für die Maxerbänke langobardisches bis cordevolisches Alter angenommen werden.



Das von der BLEIBERGER BERGWERKS UNION herausgegebene Profil über die „Schichtfolge der Nordalpinen Trias in Bleiberg“ sollte entsprechend Abb. 10 abgeändert werden.

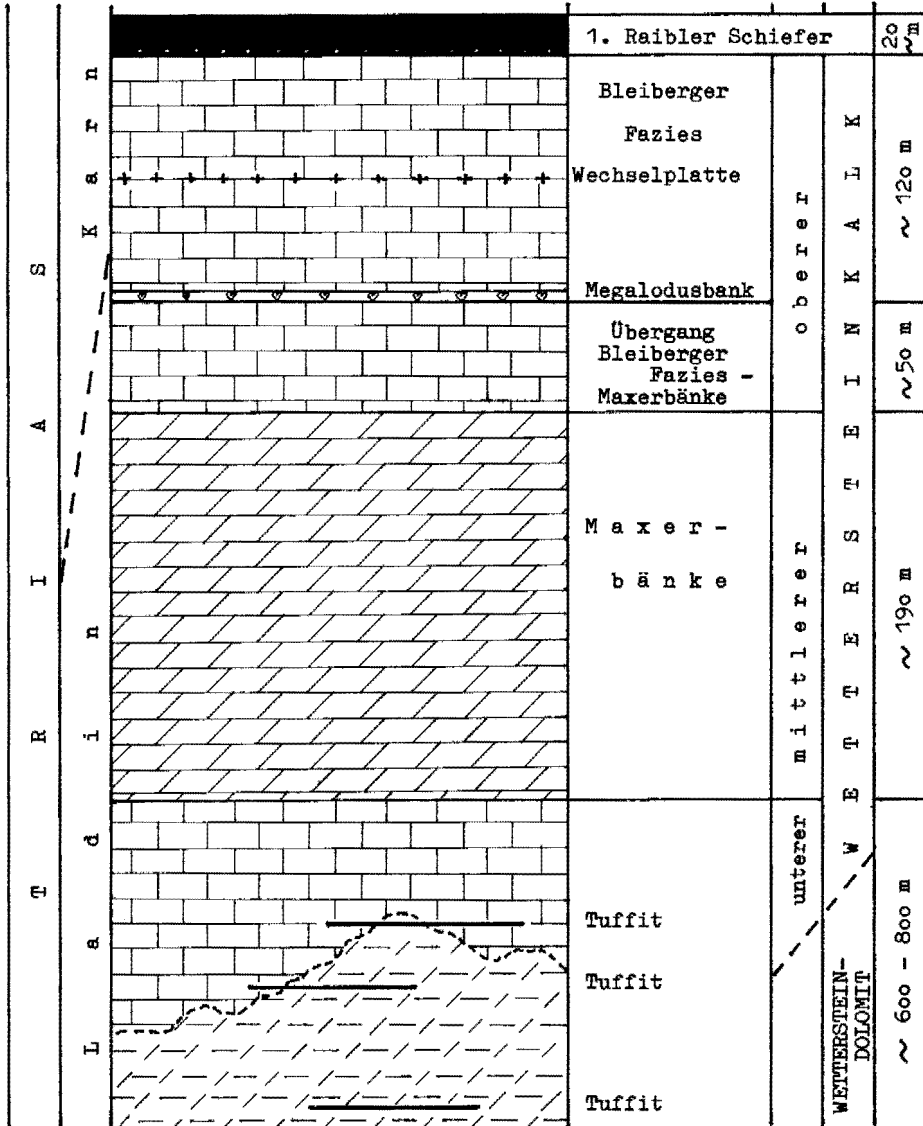


Abb. 10: Schichtfolge des Wettersteinkalkes von Bleiberg in maßstäblicher Darstellung vom 1. Raibler Schiefer bis zum dritten Tuffit im Liegenden.

## 4.5. Mikrofaziesanalyse/Faziesanalyse

### 4.5.1. Einleitung

Um ein genaueres Bild über die fazielle Stellung der Maxerbänke zu erhalten, wurden von den orientiert genommenen Proben der Profile Rubland, Lichtmeß, Georgi, Jakobi-Anna und teilweise von Franz-Josef-Stollen, Weinreben und Mežica Dünnschliffe angefertigt. Insgesamt liegen ca. 300 paläontologische Dünnschliffe vor, die sich wie folgt aufteilen lassen: M = 145, K = 31, R = 9, L = 76, G = 19, J = 18, Z = 10.

Die Analyse dieser Schliffe führt zu den nachstehenden Ergebnissen.

### 4.5.2. Paläontologie

Die oben schon erwähnte Makrofossilarmut der Maxerbänke trifft auch auf die Mikrofauna zu. Hinzu kommt die im allgemeinen schlechte Fossilhaltung, die durch diagenetische Vorgänge verursacht wird, so daß oft nur eine Typisierung nach Gruppen erfolgen kann.

Die am häufigsten auftretenden *Algen* liegen als Stromatolithe vor und sind in der Loforit-Fazies am weitesten verbreitet. Nach der descriptiven Nomenklatur von B. LOGAN et al. (1964) sind hauptsächlich Wuchsformen des Types LLH-S vorhanden. Der Typ LLH-C ist nur sehr selten zu beobachten. Ihre Bildung im randmarinen Bereich wird ebenfalls von B. LOGAN et al. (1964) beschrieben.

An weiteren Kalkalgen sind noch nicht näher bestimmbare Dasycladaceen und porostromate Algen (hier besonders „*Cayeuxia*“ sp.) zu finden. Beide Algen kommen gehäuft in der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies, aber auch in der Grapestone-Fazies (nach W. PILLER, 1976) vor.

Die in den verschiedensten Dünnschliffen gefundenen *Foraminiferen* lassen keine stratigraphischen Aussagen zu. In fazieller Hinsicht treten sie besonders in der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies und in der Grapestone-Fazies auf. Die Bestimmung erfolgte durch Herrn Dr. W. PILLER (Institut für Paläontologie der Universität Wien). Im folgenden eine Auflistung aller auffindbaren Foraminiferen, wobei die Schliff- bzw. Probennummern in den Klammern stehen:

*Glomospira densa* (PANTIC), nach PILLER (mdl. Mitt.) Anis-Ladin; (M107L)

*Glomospira* sp. (M134, M138, M148, M149, L28, L39, L74, K36)

*Glomospirella* sp. (M107L, M134)

*Trochammina* sp. (M104)

*Endothyranella* sp. (K39)

*Agathamminoides gsohlbergensis* ZANINETTI, nach ZANINETTI (1976) Karn; (M107L)

*Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN) – sehr häufig –, nach PILLER (1978) Ladin-Rhät; (M104, M107L, M129, M131, M138, M146, M147, M148, M149, M152, L28, L41, L74, J22, K36, K39)

*Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, nach PILLER (1978) Anis-Rhät, (L10, K36)

*Nodosaria* sp. (L7)

*Dentalina* sp. (L30)

*Fronicularia* sp. (L30)

} nur in den Schlamm-Fazies

Makroskopisch erkennbare *Lamellibranchiaten* und *Gastropoden* sind in den Maxerbänken nur im liegenden Abschnitt des Profiles K und an einer Stelle im Profil M zu finden. Sie lassen sich ebenso wie die kleineren Wuchsformen

im Schliff nicht näher bestimmen. Sie kommen häufig in der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies vor, sind aber auch in der Grapestone- und Schlamm-Fazies vertreten.

Ostracoden treten verstärkt in der Schlamm-Fazies auf, wo sie z. T. noch zweiklappig vorliegen. Ihre Bestimmung aus dem Schliffmaterial ist nicht möglich.

Häufig sind isoliert im Sediment eingebettete Einzelelemente von marinen Echinodermen zu beobachten. Bis auf die Loferit-Fazies sind sie in allen Faziesbereichen vorhanden.

#### 4.5.3. Faziesgliederung

In den lagunar gebildeten Maxerbänken können, aufgrund mikrofazieller und paläontologischer Kriterien und in Anlehnung an W. PILLER (1976), sechs Faziesbereiche unterschieden werden, wobei die Algen-Loferit-, Grapestone- und Oolith-Fazies eher höher energetische, randmarine Bereiche kennzeichnen, die Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies den flachmarinen Bereich repräsentiert, und die Pellet-Schlamm- und Schlamm-Fazies als nieder energetische Bildungen in tieferen Wannsen und Tümpeln des randmarinen Bereiches als auch im flachmarinen Milieu ausgebildet sind. Da eine genaue Zuordnung der Pellet-Schlamm- und Schlamm-Fazies zu dem jeweiligen Bildungsbereich nicht immer möglich ist, werden sie hier generell als flachmarine Bildungen angesehen. Zwischen allen Faziesbereichen bestehen Übergänge, die sowohl abrupt, als auch kontinuierlich einsetzen können.

##### 4.5.3.1. Algen-Loferit-Fazies

Die stromatolithischen Algen-Loferite setzen sich aus Kotpillen, Peloiden und sonstigen mikritischen Komponenten, die durch Algenfilme fixiert werden, zusammen. Bisweilen sind auch Foraminiferen und Molluskenschalenreste zu beobachten. Charakteristisch sind die verschiedensten, sparitisch verfüllten, laminaren Fenstergefüge, die zum Teil ein Internsediment (Stromatactis) enthalten. Entsprechend W. V. MÜLLER-JUNGBLUTH & P. H. TOSCHEK (1969) sind besonders die laminaren Gefüge des Types LF-A, untergeordnet aber auch die des Types LF-B-I vorhanden. Daneben treten Schrumpf- und Trockenrisse auf, die auf zeitweiliges Trockenfallen des Sedimentes hindeuten. Als Besonderheit sind an einigen Stellen Algen-Onkoide anzutreffen, die gemeinsam mit lagigen Stromatolithen oder als isolierte Komponenten vorkommen.

Aufgrund der mikrofaziellen Merkmale und der Fossilarmut läßt sich für diese Sedimente eine Bildung im supratidalen Bereich annehmen (E. FLÜGEL, 1978).

##### 4.5.3.2. Grapestone-Fazies

Die Grapestone-Fazies ist charakterisiert durch das verstärkte Auftreten von Grapestones, das sind traubenartige Aggregatkörner, die aus mit Mikrit verbundenen Peloiden bestehen. Daneben treten in der sparitischen Matrix noch Intraklasten, Foraminiferen, Molluskenschalenreste, Kalkalgenbruchstücke und Echinodermenreste auf. Alle Bestandteile des Sedimentes sind gut gerundet, schlecht sortiert und weisen stets mikritische Rinden (Rindenkörner) auf, die durch bohrende Mikroorganismen (E. FLÜGEL, 1978) entstehen können.

Die heute als Grain- bis Rudstone vorliegenden Karbonate der Grapestone-Fazies wurden als Boundstone (Nomenklatur nach R. J. DUNHAM, 1962) gebildet. Dies zeigen die zum Teil noch erkennbaren sehr dünnen Mikritfetzen, die auf Algenfilmreste schließen lassen.

Innerhalb der Grapestone-Fazies finden sich des öfteren stromatolithische Algenlagen, die auch hier ein ausgeprägtes lf-Gefüge aufweisen können.

Alle Merkmale weisen auf eine Entstehung in geringer Wassertiefe mit zeitweiligem Trockenfallen hin. Sie sind somit als randmarine Bildungen anzusehen.

#### 4.5.3.3. Oolith-Fazies

Die in den Maxerbänken nur selten zu beobachtende Oolith-Fazies ist durch das stark gehäufte Auftreten von Einfachooïden gekennzeichnet. Neben den Ooiden treten noch Kalkalgenbruchstücke, Gastropoden- und Lamellibranchiatenreste auf. Die in einer sparitischen bis mikritischen Grundmatrix befindlichen, gut sortierten Komponenten weisen dünne Mikritrinden auf. Grapestones und Echinodermenreste sind selten zu beobachten.

Durch eine spätere Rekristallisierung sind mögliche Radialstrukturen der Ooide nicht mehr zu erkennen.

Da nur wenige Schiffe dieser Fazies vorliegen, ist eine konkrete Aussage über den Bildungsbereich nicht möglich, es wird jedoch eine autochthone Bildung in nieder energetischen, lokalen Flachwasserarealen angenommen, da für eine allochthone Bildung in den aufgenommenen Profilen keine Anzeichen für ein mögliches Liefergebiet zu finden sind.

#### 4.5.3.4. Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies

Das häufige Auftreten von Kalkalgen, Foraminiferen und Molluskenschalenbruchstücken in einer sparitischen Grundmasse kennzeichnet diese Fazies. Rindenkörner und Grapestones sind nur untergeordnet vorhanden und nehmen nur im Übergang zur Grapestone-Fazies zu. In diesem Faziesbereich fällt das Vorhandensein von krustenbildenden Algen auf, die besonders Molluskenschalen überwachsen und anbohren. Die Detritusanteile sind nur gering gerundet und weisen eine schlechte Sortierung auf.

Die oben beschriebenen Merkmale, wie schlechte Rundung und Sortierung der Detritusanteile und geringe bis fehlende Mikritisierung der Komponenten, können als Anzeichen für eine geringe Wasserturbulenz und einen tiefer gelegenen Bildungsraum (subtidal) dieser Fazies angesehen werden.

Der Übergang zur Grapestone-Fazies bzw. Pellet-Schlamm- und Schlamm-Fazies ist je nach Zunahme von Grapestones bzw. Pellets und Mikrit gegeben.

#### 4.5.3.5. Pellet-Schlamm-Fazies

Die Hauptbestandteile dieser Fazies bilden Pellets, die in eine mikritische Matrix eingebettet sind. Neben reinen Pelmikritlagen sind auch Ostracoden, Foraminiferen, Echinodermenreste und dünne Molluskenschalen zu finden. Auch unregelmäßig geformte Komponenten, sogenannte Schlamm-Aggregate (E. G. PURDY, 1963, 484), die sich überwiegend aus verkitteten Peloiden und Kotpillen zusammensetzen, sind, ebenso wie Rindenkörner, zu beobachten. Die mikritische Matrix ist oft rekristallisiert und liegt als Pseudosparit vor. Bioturbation ist häufig und kann neben Wühlgängen durch das massenhafte Auftreten von Pellets begründet werden.

Für die Pellet-Schlamm-Fazies ist eine geringe Wasserbewegung anzunehmen, was aus der mikritischen Matrix und den oft unzerbrochenen Mollusken- und Ostracodenschalen hervorgeht. Die geringe und spezifische Fossilführung weist auf eine erhöhte Salinität hin (W. PILLER, 1976).

#### 4.5.3.6. Schlamm-Fazies

Die Schiffe der Schlamm-Fazies zeigen ein eher eintöniges Bild. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Mikrit, in dem vereinzelt zweiklappige Ostracoden und Filamente zu finden sind. An zusätzlichen Biogenen sind nur in diesem Faziesbereich lagenide Foraminiferen der Gattung *Nodosaria*, *Dentalina* und *Frondicularia* anzutreffen. Die durch einzelne Pelletlagen erkennbare Feinschichtung wird zusätzlich durch eine schlierige Textur verursacht. An diese schlierig-tonigen Bereiche sind wiederholt feinste FeS<sub>2</sub>- und ZnS-Kristallisationen gebunden. Bioturbation ist nicht sehr häufig beobachtbar.

In die Mikrite bis Biomikrite sind immer wieder Dolomitsandlagen eingelagert. Diese Siltlagen sind als Erosionsmaterial aus trockenengefallenen Barren- und Schwellenbereichen bzw. als Material aus stark energetischen Bereichen (supratidal) zu deuten, die dann in tiefer gelegene, nieder energetische Wannsen und Tümpel eingeschwemmt wurden.

Diese Beobachtungen weisen darauf hin, daß die Sedimente der Schlamm-Fazies in einem Stillwasserbereich gebildet wurden, in dem ähnlich wie in der Pellet-Schlamm-Fazies eine leicht erhöhte Salinität vorhanden war. Die häufige Eisenkies- und sehr geringe Zinkblendemineralisation sind als Anzeichen für reduzierende Verhältnisse knapp unterhalb des Meeresbodens zu deuten.

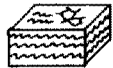
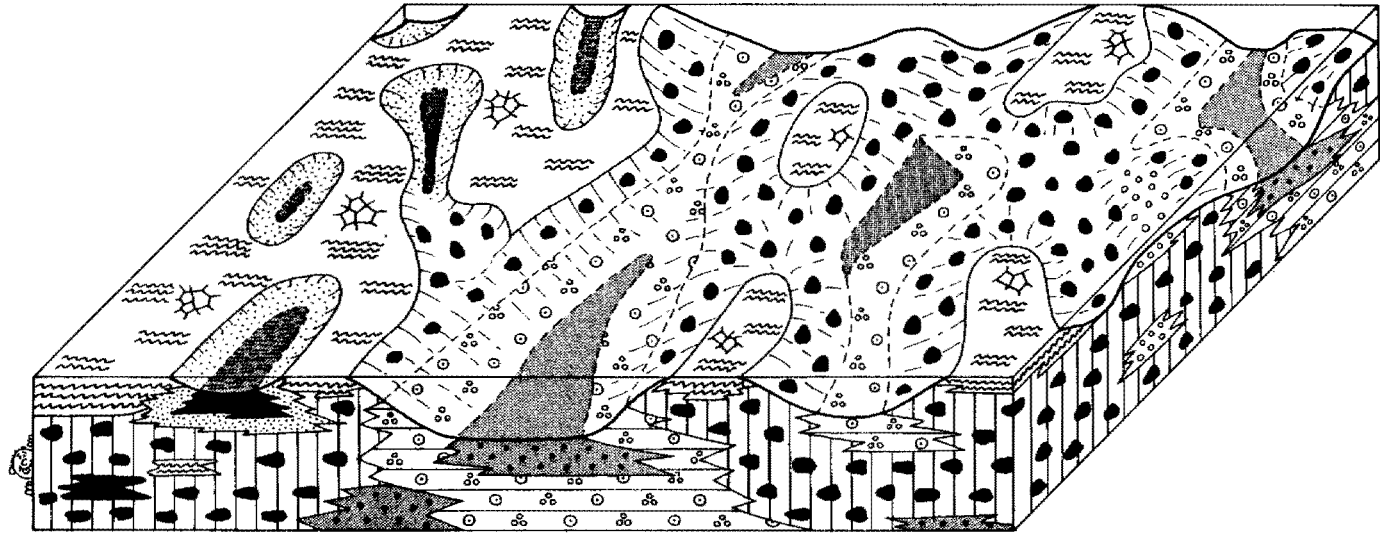
In den tieferen, nieder energetischen Bereichen der Pellet-Schlamm- und Schlamm-Fazies erfolgte zusätzlich die Ablagerung von tonigem Material, und somit die Bildung der für die Maxerbänke so charakteristischen mergeligen Dolomite und Mergel. Während eingeschränkte Tonlieferungen mit einer andauernden Karbonatsedimentation zur Entstehung der mergeligen Karbonate führte, ist für die reinen Mergellagen ein Aussetzen der biogenen Karbonatbildung mit gleichzeitig erhöhter Tonmaterialzufuhr anzunehmen. Das klastische Material wird als Verwitterungsprodukt eines nicht allzu weit entfernten Hinterlandes angesehen, wobei es jedoch durch mehrmalige Erosion innerhalb der Maxerbänke zu Anreicherungen gekommen sein kann.

Ein Versuch den Ablagerungsraum der Maxerbänke graphisch wiederzugeben, ist in Abb. 11 dargestellt. Diese nicht maßstäbliche Darstellung erfolgte mit Hilfe der mikrofaziellen Beobachtungen und der Zyklusanalyse (siehe Kap. 4.3.1.1.). Hier sei nochmals auf die kontinuierlichen Übergänge einzelner Faziesbereiche hingewiesen, die sich natürlich nur schwer abbilden lassen.

#### 4.5.4. Mikrofazies der Übergangskarbonate zwischen den Maxerbänken und der Bleiberger Fazies

Die Übergangsfazies zeichnet sich durch den häufigen Wechsel zwischen Grapestone-, Oolith- und Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies auf. Bei den Foraminiferen treten hier vor allen Dingen die Gattungen *Agathammina* sp., *Endothyra* sp. und *Endothyranella* sp. hervor, die in den Maxerbänken jedoch nur eine untergeordnete Bedeutung besitzen. Kalkalgen, hier besonders Dasycladaceen, sind dagegen wesentlich häufiger zu beobachten. Die Pellet-Schlamm- und Schlamm-Fazies sind auffallend biogenreicher und weisen keine klastischen Ton- und Dolomitsandeinlagerungen auf. Der Hinterlandeinfluß ist dementsprechend geringer und auch die Morphologie der Lagune scheint hier nicht mehr so ausgeprägt zu sein, was sich durch die weithin verfolgbare Megalodusbank im Hangenden der Übergangsfazies belegen läßt.





Algen-Loferit-Fazies



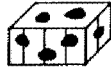
Pellet-Schlamm-Fazies



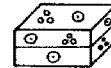
Schlamm-Fazies



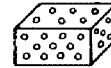
Schlamm- und  
Pellet-Schlamm-Fazies



Grapestone-Fazies



Kalkalgen-Foraminiferen-  
Detritus-Fazies



Colith-Fazies

Abb. 11: Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Maxerbänke. Die nicht maßstäbliche Darstellung der Maxerbanklagune zeigt deutlich die starke Zergliederung des Ablagerungsraumes und die Verzahnungen der einzelnen Faziestypen. Für den mittleren Kanal kann eine Breite von etwa 40 bis 50 m angenommen werden, während die Schlamm-Fazies am Boden dieses Kanals schon einige Meter unterhalb der Meeresoberfläche, auf jeden Fall aber in einem niederenergetischen Bereich, einsetzt.

## 4.6. Ton- und schwermineralogische Bearbeitung der mergeligen Karbonate und Mergel

### 4.6.1. Tonmineralogische Untersuchungen

Um eine Aussage über die Zusammensetzung der für die Maxerbänke so charakteristischen „Grünen Mergel“ und mergeligen Karbonate zu machen, wurden 14 Mergel, 8 mergelige Dolomite, 3 fragliche Tuffite und ein „Kluftschiefer“ beprobt. Die Beprobung erfolgte nach Möglichkeit jeweils im Liegenden und Hangenden eines Profiles, wobei die Probenpunkte jedoch nicht statistisch ermittelt wurden. Ihre Position innerhalb der einzelnen Profile ist aus Abb. 13 ersichtlich. Die drei Tuffitproben wurden aus dem unteren Wettersteinkalk bzw. Wettersteindolomit, also aus dem Liegenden der Maxerbänke, gezogen, und zwar je eine in Förolach, Rublandstollen und Mežica (Position siehe Kap. 4.1.). Bei der Probe des „Kluftschiefers“ handelt es sich um ein dem Carditaschiefer ähnliches Material, das an den Maxer Widersinnigen Verwerfer gebunden ist. Die Beprobung erfolgte im Bereich des Profiles K an der alten Förderstrecke des Franz-Josef-Stollens.

*Methodik:* Die Mergel-, Tuffit- und Schieferproben wurden getrocknet und anschließend kurz aufgemahlen, um auch eventuell vorhandene Karbonatanteile zu zerkleinern. Die mergeligen Dolomitproben wurden mit dem Backenbrecher gebrochen und ebenfalls aufgemahlen. Das gemahlene Probenmaterial wurde daraufhin mit einer 5%igen kalten Salzsäure, nicht länger als eine Stunde (Angriffbarkeit des Chlorits) entkalkt. Die unlöslichen Rückstände wurden mit Hilfe eines Unterdruckzylinders und destilliertem Wasser zweimal gewaschen und anschließend im Trockenschrank bei 60 Grad getrocknet.

Die gewonnenen Lösungsrückstände schwanken bei den Mergeln zwischen 30 und 90% ( $\bar{x} = 57\%$ ), bei den mergeligen Karbonaten zwischen 5 und 30% ( $\bar{x} = 11\%$ ) und bei den Tuffiten zwischen 85 und 100% ( $\bar{x} = 95\%$ ) der ursprünglichen Probenmenge.

Während von einer Hälfte des Rückstandes unorientierte Proben für die Messung der Gesamtzusammensetzung hergestellt wurden, wurden von der zweiten Hälfte die Tonminerale abgetrennt.

Zur Gewinnung der Tonfraktion  $< 2\mu$  wurde das Rückstandsmaterial in destilliertes Wasser, unter Zusatz von einer Spatelspitze Na-Pyrophosphat zur Verhinderung des Ausflockens, eingebracht, mit dem Magnetrührer einige Minuten aufgerührt und im Anschluß daran zur vollen Dispergierung der Körner 15 Minuten mit Ultraschall behandelt. Die so behandelte Probe wurde in den Atterbergzylinder gefüllt und nach 15,5 Stunden die Fraktion  $< 2\mu$  abgetrennt. Von dieser abgetrennten Suspension wurden 20 ml in eine Zentrifuge gegeben, wo die Sedimentation der Tonminerale auf einen Objektträger erfolgte. Die auf diese Art hergestellten, orientierten Präparate, zwei von jeder Probe, wurden luftgetrocknet und je ein Präparat der Messung zugeführt.

Das zweite Präparat jeder Probe wurde in einen Exsikkator gegeben, auf dessen Boden sich ein Gefäß mit Äthylenglykol befand. Nach Absaugen der Luft wurden die Präparate 24 Stunden in dieser Äthylenglykol-Atmosphäre belassen, wodurch ein Aufquellen möglicher Minerale verursacht wurde. Anschließend wurden diese „getränkten“ Präparate direkt der Messung zugeführt.

Die unorientierten Präparate zur Gesamtbestimmung des Rückstandes, die orientierten Präparate der Tonfraktion  $< 2\mu$  und die getränkten Präparate der Tonfraktion  $< 2\mu$  wurden am Philips-Röntgendiffraktometer des Institutes für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien gemessen. Die Aufnahmen wurden bei CuK $\alpha$ -Strahlung und 1 Grad./min Winkelgeschwindigkeit durchgeführt.

#### 4.6.1.1. Mineralbestand der unlöslichen Rückstände

Illit-Glimmer (incl. Illit-Smektit-Mixed-Layer): Illit tritt in den bearbeiteten Proben als häufigstes Tonmineral auf und konnte durch deutliche Basalreflexe bei 10 Å (001), 5 Å (002) und 3,33 Å (003) bestimmt werden.

Zur Unterscheidung, ob es sich bei den Illiten um Al-reiche oder Mg-Fe-reiche Glimmer handelt, wurde die Intensität des 001- und 002-Reflexes untersucht (nach J. ESQUEVIN, 1969). Dabei ergibt sich für die Illite ein Intensitätsverhältnis (I 002/001) von 0,2 bis 0,8, woraus zu schließen ist, daß sowohl  $\text{Al}_2\text{O}_3$ /FeO-reiche als auch MgO-reiche Glimmer vorhanden sind (siehe Abb. 12).

Die Untersuchung der Illitkristallinität nach der Methode von G. DUNOYER de SEGONZAC (1969), der die Kristallinität nach der Peakbreite (in mm) in halber Peakhöhe über dem Untergrund am 10 Å Reflex bestimmt, erbrachte folgende Ergebnisse:

Die Kristallinitätswerte liegen alle über 6 mm und damit in der diagenetischen Zone, in der sie aber eine starke Streuung aufweisen (Abb. 12). Bemerkenswert ist die erhöhte Kristallinität bei vererzten Proben (J 15, G 26), während eine Korrelation zwischen Illit-Kristallinität und dem Vorhandensein von Smektit, Mixed Layeren etc. nicht zu beobachten ist.

Die röntgenographischen Aufnahmen der getränkten Präparate lassen oft bei 10,5 bis 12 Å eine expandierende Phase erkennen, bei der es sich um orientierte Mixed-Layer-Mineralen vom Typus Illit-Smektit mit einem erhöhten Anteil von Illitkomponenten (1 Teil Mixed-Layer auf 5 bis 6 Teile Illit) handeln könnte.

**Smektit:** In den meisten Proben tritt ein Mineral der Smektitgruppe auf, das bei den getränkten Präparaten durch einen Peak um 17 Å gekennzeichnet ist.

Bei den vorhandenen Smektiten ist ein Auftreten, sowohl neben Kaolinit und Chlorit, Kaolinit oder Chlorit, als auch ohne Kaolinit und Chlorit zu beobachten.

**Kaolinit:** Die eindeutige Identifizierung von Kaolinit erfolgte mit Hilfe des 002-Reflexes bei 3,58 Å, da der 001-Reflex bei 7,1 Å mit dem 002-Reflex des Chlorits zusammenfällt.

Kaolinit ist in vielen Proben zu finden und erreicht zum Teil eine große Bedeutung.

**Chlorit:** Die Abtrennung des Chlorits vom Kaolinit geschah durch den 004-Reflex bei 3,54 Å. Aus diesem Grunde wurde der Bereich von 24 bis 26 Grad (etwa 3,7 bis 3,4 Å) ergänzend mit einer Winkelgeschwindigkeit von nur 0,5 Grad/min mit dem Röntgendiffraktometer abgefahren.

Chlorit ist nur in 2/3 aller Proben zu finden und zeigt im Vergleich zum Kaolinit nie größere Reflexe.

**Quarz und Feldspat:** Während Quarz durch den 4,26 Å (100) Reflex bestimmt wurde, der 3,34 Å Peak (Intensität 100) fällt mit einem Illitreflex zusammen, wurde der Feldspatgehalt durch Reflexe ermittelt, die zwischen 3,24 und 3,18 Å lagen.

Quarz und Feldspat ist in allen unorientierten Gesamtproben (nur ein Tuffit mit der Bezeichnung M Tu 4 weist keinen Quarz auf) vorhanden. Die Quarzkörner sind, wie ergänzende mikroskopische Untersuchungen zeigen, meist gerundet. Bei den Feldspaten handelt es sich größtenteils um Kalifeldspat.

**Pyrit und Markasit:** Aufgrund mehrerer Reflexe im Bereich von 3,0 bis 1,0 Å konnte sowohl Pyrit als auch Markasit identifiziert werden. Beide Mineralphasen sind in den Gesamtproben vorhanden.

#### 4.6.1.2. Quantitative Auswertung der Tonmineralproben

Um eine Aussage über die mehr oder weniger quantitativen Gehalte der Tonmineralproben zu machen, wurden die Prozentzahlen der einzelnen Phasen nach der Methode von A. MATTER (1974) ermittelt.

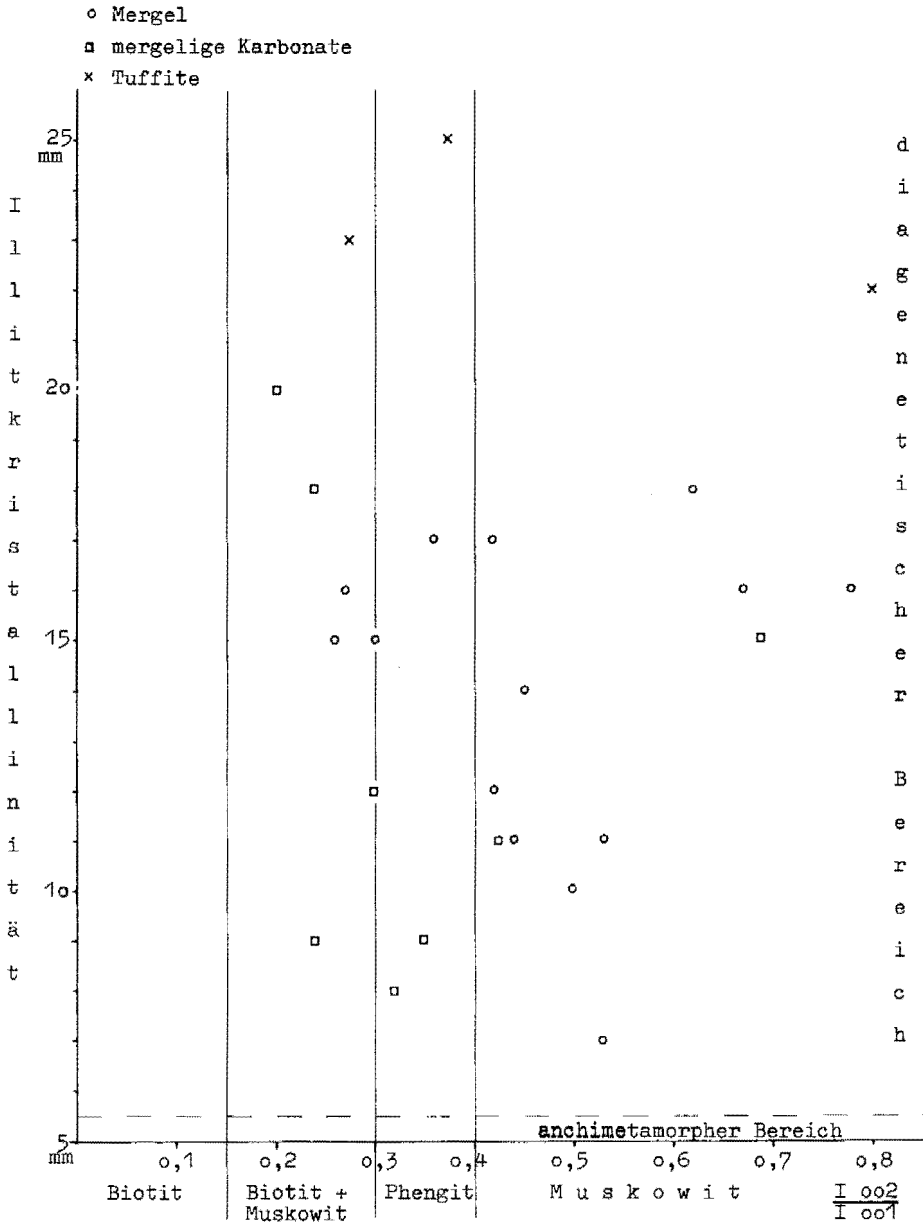


Abb. 12: Intensitätsverhältnis von Glimmer (002/001) gegen Illitkristallinität (Breite des 10 Å-Reflexes in halber Peakhöhe) bei der Fraktion < 2 μ (nach J. ESQUEVIN, 1969).

Dabei werden die Flächeninhalte des 17 Å Peaks für Smektit, des 10 bis 11 Å Peaks für Illit und Illit-Smektit-Mixed-Layers und des 7 Å Peaks für Chlorit und Kaolinit berechnet. Der Flächeninhalt des 7 Å Peaks wird entsprechend des Verhältnisses der Peakhöhen vom 3,54 Å und 3,58 Å Reflexes zwischen Chlorit und Kaolinit aufgeteilt. Die relative Häufigkeit der Tonminerale wird dadurch errechnet, indem man die Smektitfläche um ein Drittel vergrößert, die Illitfläche beläßt und die Chlorit- und Kaolinitfläche um je die Hälfte vergrößert und im Anschluß daran die ermittelten Werte auf 100 % bezieht. Die Ergebnisse dieser Auswertung sind in Abb. 13 dargestellt.

Diese quantitative Bestimmung des Tongehaltes nach MATTER kann weder für Quarz noch Feldspat angewendet werden. Aus diesem Grunde wurde das Verhältnis der beiden Phasen zu der Summe der Tonminerale gebildet, wodurch eine ungefähre Angabe über den Gehalt von Quarz und Feldspat im Vergleich zu den Tonmineralien in den unlöslichen Rückständen gegeben ist. Für die Erarbeitung dieser Kenngrößen wurde die Höhe des 4,26 Å Peaks für Quarz, des 3,24 bis 3,14 Å Peaks für Feldspat und des 2,56 Å Peaks für die Summe aller Tonminerale festgestellt und mit diesen Peakhöhenangaben der Quotient Quarz/Ton und Feldspat/Ton gebildet. Diese Mineral-Quotienten sind ebenfalls in Abb. 13 neben den quantitativen Tongehalten abgebildet.

#### 4.6.2. Schwermineralogische Untersuchungen

Für die Untersuchung auf Schwerminerale wurden aus dem Bereich der Maxerbänke 8 Mergel beprobt. Zusätzlich wurden 2 fragliche Tuffite (Mežica, Z Tu4 und Rubland, M Tu4) bearbeitet.

*Methodik:* Die getrockneten Proben wurden mehrmals mit Wasserstoffperoxid aufgeschlämmt und gesiebt. Dabei wurde die Fraktion kleiner 0,1 mm und größer 0,063 mm gewonnen und getrocknet. Diese Fraktion wurde zur Abtrennung der Schwerminerale in einen mit Schwereflüssigkeit (Tetrabromäthan) gefüllten Scheidetrichter gegeben. Nach mehrmaligem Umrühren wurden die am Boden liegenden Schwerminerale abgelassen, mit Alkohol gereinigt und mit Hilfe von Kanadabalsam auf Objektträger eingebettet und mit Deckgläsern abgedeckt.

##### 4.6.2.1. Schwermineralbestand

Die untersuchten Proben lassen nur wenige transparente Schwerminerale erkennen. Hauptsächlich handelt es sich um opake Minerale wie Pyrit, Markasit und verschiedenfarbigen Leukoxen, der durch Umwandlung von Ilmenit und als feinkörniges Gemisch von Eisen- und Titanoxiden gedeutet wird (RÖSLER, H. J., 1981, 386). Da eine Beschreibung der einzelnen Schwerminerale aufgrund der geringen Funde hier wenig sinnvoll erscheint, werden nur die untersuchten Proben mit ihren Schwermineralgehalten angeführt:

**M 64-3c:** 1 Stk. Apatit, opakes Erz

**M 189-3c:** 1 Stk. Granat, opakes Erz (etwas Titanit), Fischzähne (Apatit)

**K 156-3c:** einige Apatite, wenig Quarz, opakes Erz

**K 160-3c:** 5 Stk. Granat, 3 Stk. Turmalin (blau und grün), opakes Erz (sehr viel Leukoxen und Titanit)

**R 5-3c:** 2 Stk. Zirkon, 2 Stk. Apatit, 1 Stk. Granat, opakes Erz (viel Leukoxen)

**R 56-3c:** einige herabgerissene Quarze und Glimmer, opakes Erz

**J 15-3c:** Zinkblende, opakes Erz (etwas Leukoxen)

**Z 1-3c:** opakes Erz

Bei den Tuffiten fällt im Gegensatz zu den Mergeln deutlich der erhöhte Gehalt von transparenten Schwermineralen auf, obwohl noch etwa 90% der Mineralkörner als opakes Erz vorliegen. Der Schwermineralbestand setzt sich hier folgendermaßen zusammen:

<b>M Tu 4:</b> (80 transparente Minerale ausgezählt)	<b>Z Tu 4:</b> (200 transparente Minerale ausgezählt)
77% Apatit (idiomorph)	88% Apatit (idiomorph)
16% Zirkon	11% Zirkon
5% Granat	1% Rutil
1% Titanit	
1% Turmalin	

#### 4.6.3. Ergebnisse der ton- und schwermineralogischen Untersuchungen

Betrachtet man die Tonmineralverteilung der Mergel und mergeligen Dolomite in Abb. 13, so fällt einem die ungleichmäßige Zusammensetzung der Proben auf. Die Rückstände bestehen zwar zum überwiegenden Teil aus Illit ( $\bar{x} = 80\%$ ), jedoch ist eine starke Schwankung bei den Smektit-, Kaolinit- und Chloritgehalten festzustellen. Smektit ist in fast allen Proben vorhanden und weist Gehalte von Null bis 27% ( $\bar{x} = 9\%$ ) auf. Das Auftreten des Smektit ist mit keiner anderen Tonmineralphase bzw. der Illitkristallinität korrelierbar. Nur in drei Proben, wovon zwei eine extreme Zinkblendeführung aufweisen, ist kein Smektit zu beobachten. Bei den verzerrten Proben ist eine Umbildung des Smektit durch die Platznahme der Erzlösung denkbar. Der Kaolinitgehalt liegt zwischen Null und 9% ( $\bar{x} = 5\%$ ), wobei zwei nicht mitgerechnete Ausreißer (R74, M189) auffallen, die durch 20 bzw. 40 (!)% Kaolinit gekennzeichnet sind. Nur die Hälfte aller Proben enthält Chlorit, der durchschnittlich 3% der Zusammensetzung ausmacht.

Im Gegensatz zu W. EPPENSTEINER (1970) können in allen Proben Quarz- und Feldspatgehalte festgestellt werden. Das ungleiche Intensitätsverhältnis zwischen Quarz und Feldspat zum Tongehalt läßt auch hier eine starke Schwankung der Gehalte erkennen, wobei teilweise mehr Feldspat als Quarz vorhanden ist (Abb. 13).

Dieser Unterschied in der Tonmineralzusammensetzung und den Quarz-Feldspatgehalten der Rückstände aus den Maxerbänken kann wohl eher durch einen primären Sedimentationsunterschied und nicht durch diagenetische Umwandlung oder Neubildung verursacht worden sein. Im Rahmen schwacher diagenetischer Vorgänge ist es sicherlich zu Veränderungen bei den Tonmineralien gekommen. Diese Änderungen sind jedoch nicht von größerer Bedeutung, da es im Bleiberger Raum, bedingt durch geringe Versenkungstiefen der Sedimente, nicht zu einer erhöhten Diagenese oder Anchimetamorphose – Fehlen z. B. von Pyrophyllit – gekommen ist. In Bleiberg sind zwar rhätische und nachtriadische Schichtfolgen nicht mehr vorhanden, aber nach einer Tabelle von A. TOLLMANN (1977, Tab. 24), sie zeigt die Schichtfolge des westlichen Drauzuges, kann für die Maxerbänke eine Versenkungstiefe von 2100 bis maximal 2900 m angenommen werden. Diese Tiefen ergeben sich aus der Addierung der möglichen Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder über den Maxerbänken bis zur Grenze Ober-/Unterkreide, an der die tektonische Entwicklung beginnt.

Viele Bearbeiter von diagenetischen Reaktionen bei Tonmineralen nehmen jedoch eine größere Versenkungstiefe für intensive Umwandlungsprozesse an. So beschreiben G. DUNOYER de SEGONZAC et al. (1968) ein Kreideprofil bei dem

erst ab 3000 m Tiefe Kaolinit verschwindet und Illit und Chlorit an seine Stelle treten. Auch H. FÜCHTBAUER & H. GOLDSCHMIDT (1963) berichten von der kontinuierlichen Abnahme des Mengenverhältnisses von Kaolinit zu Chlorit zwischen 400 und 3500 m Versenkungstiefe. Auf eine zusätzliche Arbeit von F. J. ECKHARDT (1958) sei hier noch hingewiesen, der bei großen Versenkungstiefen auf die Instabilität von Smektit und Kaolinit bei gleichzeitiger Bildung von Illit und Chlorit hinweist.

Da man aus den oben genannten Gründen einen starken diagenetischen Einfluß auf die Tonminerale ausschließen kann, wird es sich demnach wahrscheinlich um kaum verändertes Material handeln, dessen Herkunft im folgenden erörtert wird.

Illit entsteht bei der Verwitterung von Glimmern, wobei Muskowit resistenter als Biotit ist. In Wechsellagerungsstrukturen mit Illit, aber auch als reine Minerale, kommen Smektite vor. Sie können einerseits als Verwitterungsneubildungen in Böden nachgewiesen werden (M. L. JACKSON, 1959), andererseits ist die Bildung von Smektiten aus vulkanischen Lockerprodukten von Bedeutung. Neben diesem Verwitterungsprodukt aus Glasasche können sie auch primär während einer hydrothermalen Spätphase des Vulkanismus entstehen (W. v. ENGELHARDT, 1961). Kaolinit wird von W. v. ENGELHARDT (1961), mit Ausnahme hydrothermalen Bildungen, immer auf kontinentale Verwitterungsvorgänge zurückgeführt. Von M. L. JACKSON (1959) werden chloritische Minerale als Verwitterungsneubildungen beschrieben. H. FÜCHTBAUER (in: H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER, 1970) beschreibt die Umwandlung von Feldspat in Kaolinit und Smektit während der Verwitterung. Die Feldspatgehalte der Maxerbänke deuten auf eine nicht vollständige Umwandlung in Tonminerale und/oder authigene Bildungen hin. Quarz ist gegen Verwitterungseinflüsse weitgehend beständig und kann als primäres Mineral angesehen werden.

Ob es während des Transportes und der Sedimentation im marinen Milieu zu Differenzierungen und Umbildungen der Tonsubstanz kommt, kann hier nicht ausgeschlossen werden. Eine Klärung dieser Frage ist kaum möglich.

Die Möglichkeit, alle Minerale der unlöslichen Rückstände der Maxerbänke vom mineralogisch-sedimentologischen Standpunkt her als Verwitterungs- und Erosionsprodukte eines entfernten Hinterlandes anzusehen, erscheint dem Autor am wahrscheinlichsten. Eine sehr schwache tuffogene Beeinflussung ist dennoch denkbar. Folgende Gründe sprechen für diese Annahmen.

Die in Abb. 13 dargestellte Tonmineralvergesellschaftung zeigt eine große Variationsbreite mit starken Mengenschwankungen einzelner Minerale, die auf verschiedene Einzugsgebiete bzw. auf wechselnde Verwitterungsbedingungen des Erosionsgebietes hinweisen. Die stark schwankenden Quarz- und Feldspatgehalte sind im Gegensatz zu den Raibler Schieferen eher gering, können aber dennoch als Erosionsmaterial eines weit entfernten Hinterlandes angesehen werden. Auch das Vorkommen von Leukoxen in den Schwermineralproben, er kann ebenfalls als Verwitterungsprodukt angesehen werden, deutet auf ein terrigenes Abtragungsgebiet hin; wobei aber auch an kurzfristige Verlandungen mit Bodenbildung im Bereich der Maxerbanklagune zu denken ist („in situ Verwitterung“ des Kalkes; nach T. BECHSTÄDT, 1973). Das feinklastische Material dieser Bereiche wurde bei nachfolgenden Transgressionen oder Sturmfluten abgetragen und in tieferen, niederenergetischen Bereichen (z. B. Schlamm-Fazies) wieder absedimentiert. Ebenso ist eine Verschwemmung von Verwitterungsbildungen durch Regenwässer in tiefer liegende Tümpel oder Wannen möglich. Die auf diese Weise gebildeten Tone würden

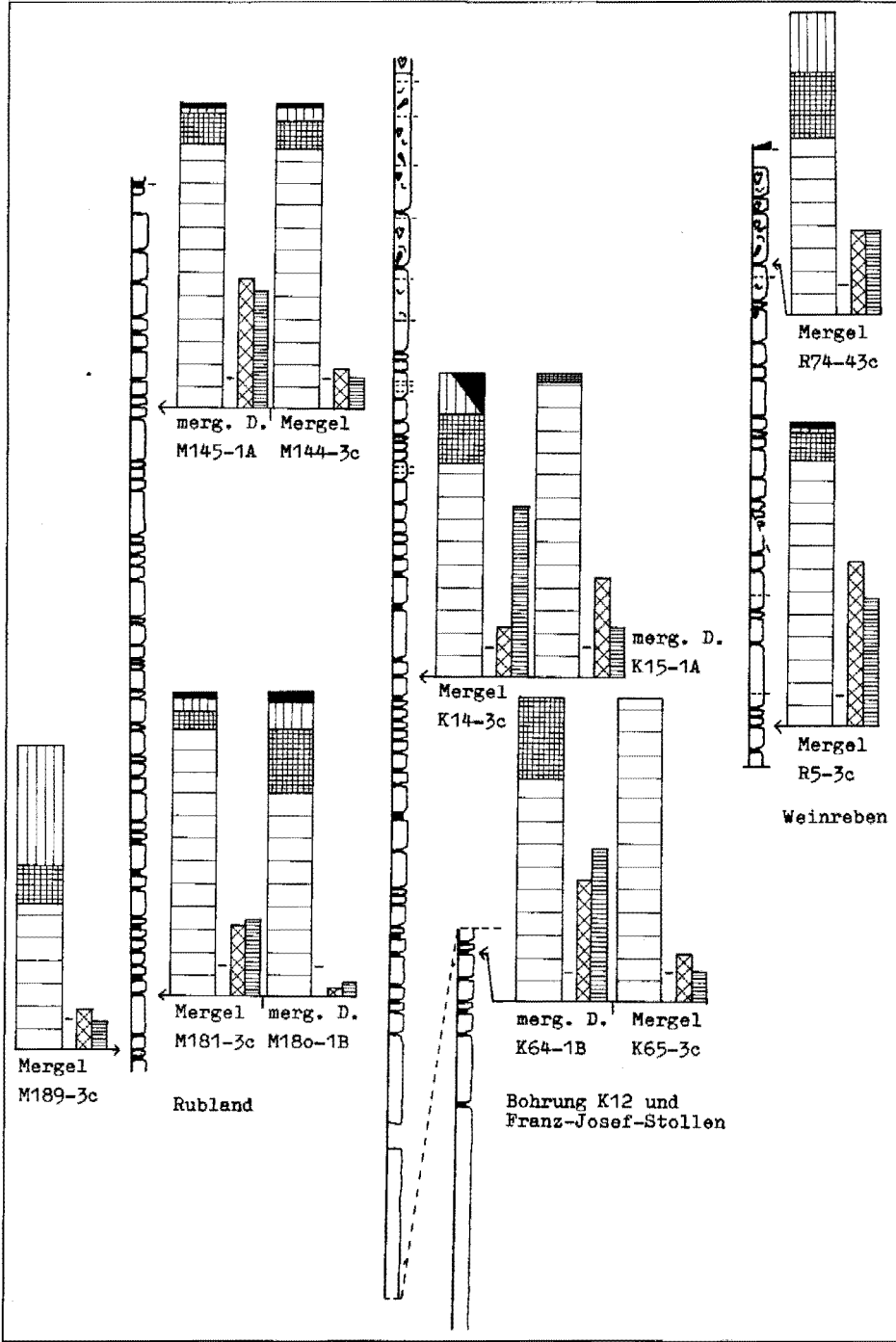
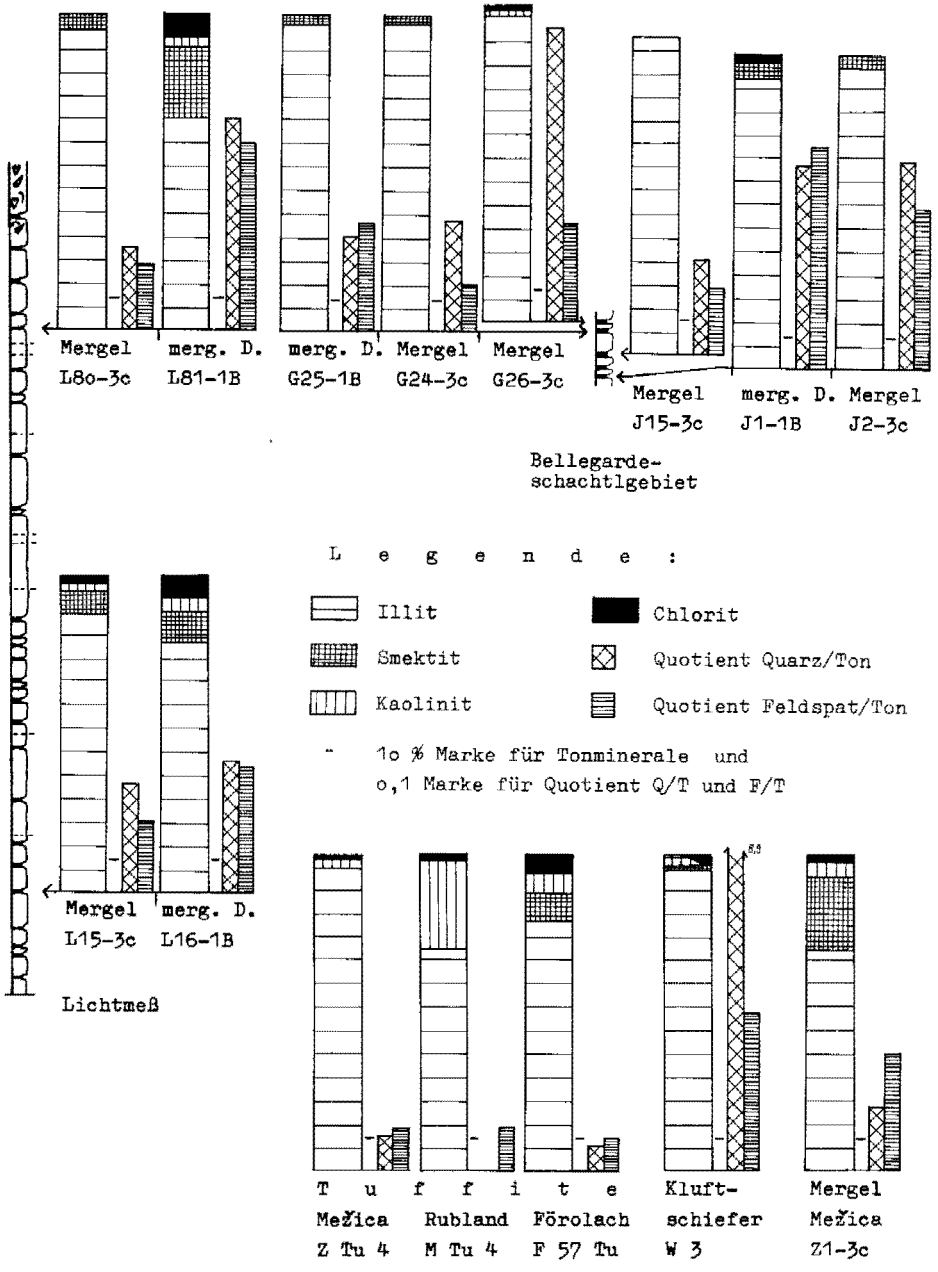




Abb. 13: Quantitative Auswertung der Tonmineralproben und die Quotienten Quarz/Ton und Feldspat/Ton aus den mergeligen Karbonaten und Mergeln der Maxerbänke von Bleiberg. Die Position der einzelnen Proben ist anhand der dargestellten Säulenprofile erudierbar.



auch entsprechend ihrer Bildungsposition nur wenig Quarz, Feldspat und Schwerminerale enthalten.

Gegen die Tuffnatur der „grünen Mergel“ sprechen das mengenmäßig geringe Auftreten von Smektit in der Tonfraktion sowie die schlechte Korrelierbarkeit des Smektit mit anderen Tonmineralien. Auch wenn die Tonmineralzusammensetzung der Mergel, mergeligen Dolomite und der echten Tuffite aus Mežica, Rubland und Förolach (siehe Abb. 13) nicht allzu verschieden ist, zeichnen sich die Tuffite dennoch durch ihre Quarz- und Feldspatarmut und ihre reichlichen Schwermineralbestände aus. Die in den echten Tuffiten anzutreffende Vormacht an Zirkon und idiomorphen Apatiten ist in den Maxerbänken nicht beobachtbar. Die geringen Schwermineralgehalte der „grünen Mergel“ können höchstens als sehr leichte, vom Festland stammende, tuffogene Beeinflussung gewertet werden. Die für den Nachweis der vulkanischen Herkunft bedeutenden Perowskite und Dihexaederquarze (L. KOSTELKA & W. SIEGL, 1966) wurden nicht gefunden. Der von W. SIEGL (in: L. KOSTELKA & W. SIEGL, 1959) während einer Diskussionstagung in Bleiberg genannte Nachweis von eindeutigen Resten vulkanischen Glases in den „grünen Mergeln der liegenden Maxer Schichtflächen“ kann nicht bestätigt werden. Der Gedanke eines möglichen tuffitischen Leithorizontes mußte aufgegeben werden, da das Material eines Aschenregens genauso wie terrigenes Material in tiefere Bereiche zusammenschwemmt worden sein könnte.

Die Grünfärbung der Mergel ist nicht nur durch vorhandenen Chlorit zu erklären, sondern wird nach E. F. McBRIDE (1974) auch durch das Verhältnis von  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , unabhängig vom Gesamtgesteinsgehalt, erklärt. Ebenso ist nach McBRIDE das Vorhandensein von organischem Material von Bedeutung. Die Grünfärbung kann demnach durch Reduktion des  $Fe^{3+}$  zu  $Fe^{2+}$  und/oder durch organisches Material bedingt sein.

Ergänzend wird noch auf die tonmineralogisch ähnliche Zusammensetzung von fünf Carditaschieferproben hingewiesen, die hauptsächlich aus Illit bestehen, daneben aber auch geringe Quarz-, Feldspat- und Chloritgehalte aufweisen (F. KAPPEL & E. SCHROLL, 1982, Tab. 1).

## 5. Die Blei-Zink-Vererzungen und Mineralisationen

Blei-Zink-Vererzungen im Bereich der Maxerbänke sind vor allem im Westen der Kreuther Lagerstätte unterfahren und abgebaut worden. Heute geht der Bergbau nur noch im Bellegardeschachtgebiet um. Die bergbaulichen Vorräte der Maxerbankvererzung in diesem Bereich werden mit 400 000 t Erz, bei einem durchschnittlichen Gehalt von 2,8% Zink und 0,4% Blei, angegeben. Die 400 000 t Erzreserven gliedern sich in 290 000 t Vorräte der Kategorie A + B + C 1 (sichere bis angedeutete Vorräte) und 110 000 t der Kategorie C 2 (vermutete Vorräte).

Die in der Vergangenheit geförderten Erzmengen aus den Maxerbänken werden auf 0,5 bis 0,75 Mio. t geschätzt, wobei durch selektiveres Abbauen der Alten etwas höhere Gehalte an Blei und Zink anzunehmen sind. Genauere Angaben darüber sind nicht vorhanden (mdl. Mitt. H. HRIBERNIGG).

Demnach ist in den Maxerbänken noch ein Metallgehalt von 13 000 t Blei und Zink vorhanden, während größenordnungsmäßig schon 50 000 t Blei und Zink in der Vergangenheit gewonnen wurden.

### 5.1. Die Erze und wichtigsten Minerale

Um einen Überblick der auftretenden Erzphasen zu geben, werden diese nachstehend kurz angeführt:

**Zinkblende** (Sphalerit)  $ZnS$  kub.

Sphalerit ist das wichtigste Erzmineral der Maxerbänke, denn das Verhältnis Zinkblende/Bleiglanz liegt bei 10 : 1. Für die Erze aus der Bleiberger Fazies wird das Verhältnis mit 4 bis 5 : 1 angegeben. Die Zinkblende liegt in mehreren Formen vor:

a – Sehr kleine, meist erst bei 200facher Vergrößerung sichtbare, fetzenförmige, gelpappte und unregelmäßige Kristallaggregate, die in die mikritische und/oder sparitische Matrix der Karbonate eingebettet sind. Die Kristalle sind sehr hell und daher wahrscheinlich Fe-arm.

b – Sehr helle bis leicht bräunliche, 0,2 bis 1 mm große, kugelige Körner, die sich aus kleinen Kristalliten zusammensetzen (Abb. 14).

Im Schnitt zeigen die Körner oft einen konzentrischen Aufbau, der durch die verschiedene Färbung einzelner Lagen erkennbar ist. Bei einem häufigen und engen Nebeneinander-Auftreten der Körner, die immer Karbonateinschlüsse zeigen, kann die kugelige Form verloren gehen.

c – Kleine, oft dunkle, xeno- und idiomorphe, körnige und kompakte Mineralaggregate überwiegend in sparitisch verfüllten oder offenen, primären Hohlräumen oder in pseudosparitischer Grundmasse.

d – Feinkörnige, rekristallisierte Zinkblende, die als Schalenblende mit gebänderter, lagenförmiger Textur und wulstiger Oberfläche ausgebildet ist. Die einzelnen Lagen sind verschiedenartig gefärbt und deuten auf sich ändernde Spurenelementgehalte hin (siehe M. PIMMINGER, 1983).

e – In größeren Lösungshohlräumen finden sich oft schwarze, bis 2 mm große, tetraedrische Kristalle und Kristallverwachsungen. Da die Eisengehalte dieser Blenden unter 0,1 % liegen, werden von E. SCHROLL (mdl. Mitt.) für die schwarze Färbung feinste Bleiglanzeinschlüsse oder organische Substanz verantwortlich gemacht.

f – Grobkörnige, derbe Zinkblende in Klüften und Gängen. Die an der Mikrosonde gemessenen Eisengehalte von Zinkblenden liegen zwischen 0,02 und 1,54 % ( $\bar{x} = 0,3\%$  Fe). Genauere Cadmiumgehalte können mit dieser Methode nicht ermittelt werden, da sie im Bereich der Nachweisgrenze liegen. Einige Cd-Werte, die zwischen 0,3 und 0,5 % Cadmiumgehalt liegen und sich damit oberhalb der Nachweisgrenze befinden, entsprechen den Messungen von E. SCHROLL (1953, 20 f.; 1954, 56 ff.).

**Bleiglanz** (Galenit)  $PbS$  kub.

a – Äußerst selten sind kleine (0,1 bis 0,5 mm), kugelige Körner zu finden (Abb. 15 oben), die sich aus einzelnen Framboiden zusammensetzen. Die Größe der durch bakterielle Tätigkeit entstandenen Framboide ist durch Umkristallisationen mit angedeuteter Flächenbildung zu erklären. Die einzelnen Framboide enthalten häufig whiskerartige Bleiglanzkristalle, die jedoch keine Einzelkristalle darzustellen scheinen, sondern aus Mikrokristalliten bestehen könnten (Abb. 15 unten). Es könnte sich aber auch um echte Whiskers handeln, die ihre ursprüngliche Gestalt durch diagenetische Vorgänge verloren haben.

b – In Lösungshohlräumen sind bis zu 1 cm große Bleiglanzkoktaeder neben der schwarzen Zinkblende anzutreffen.

c – Am häufigsten findet sich derbe Bleiglanz in Klüften, Adern und Gängen.

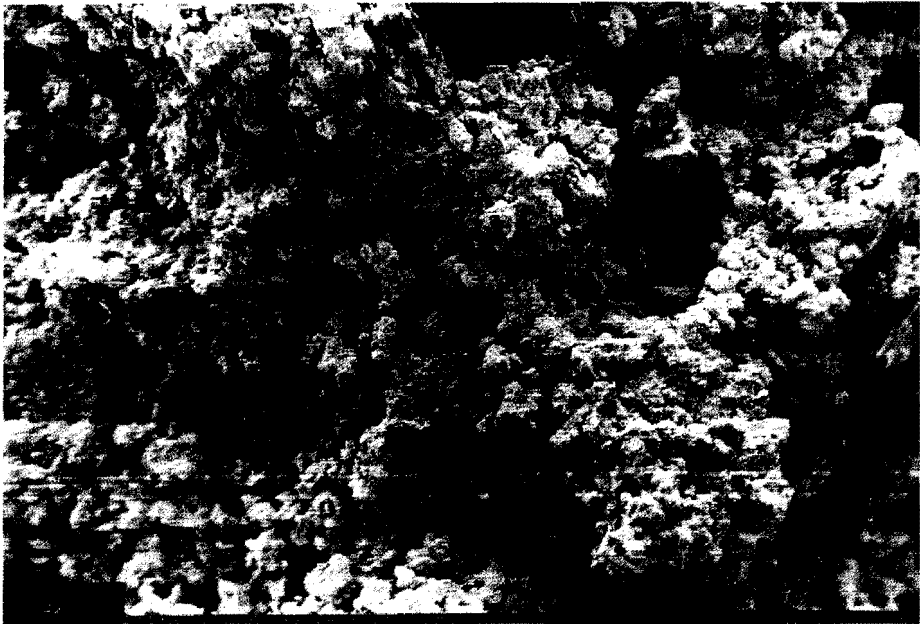


Abb. 14: Elektronenmikroskopische Aufnahme eines kugeligen ZnS-Kornes (oben, dunkler Balken entspricht  $100\ \mu$ ), das aus Mikrokrystalliten zusammengesetzt ist (unten, dunkler Balken entspricht  $40\ \mu$ ). J 13.

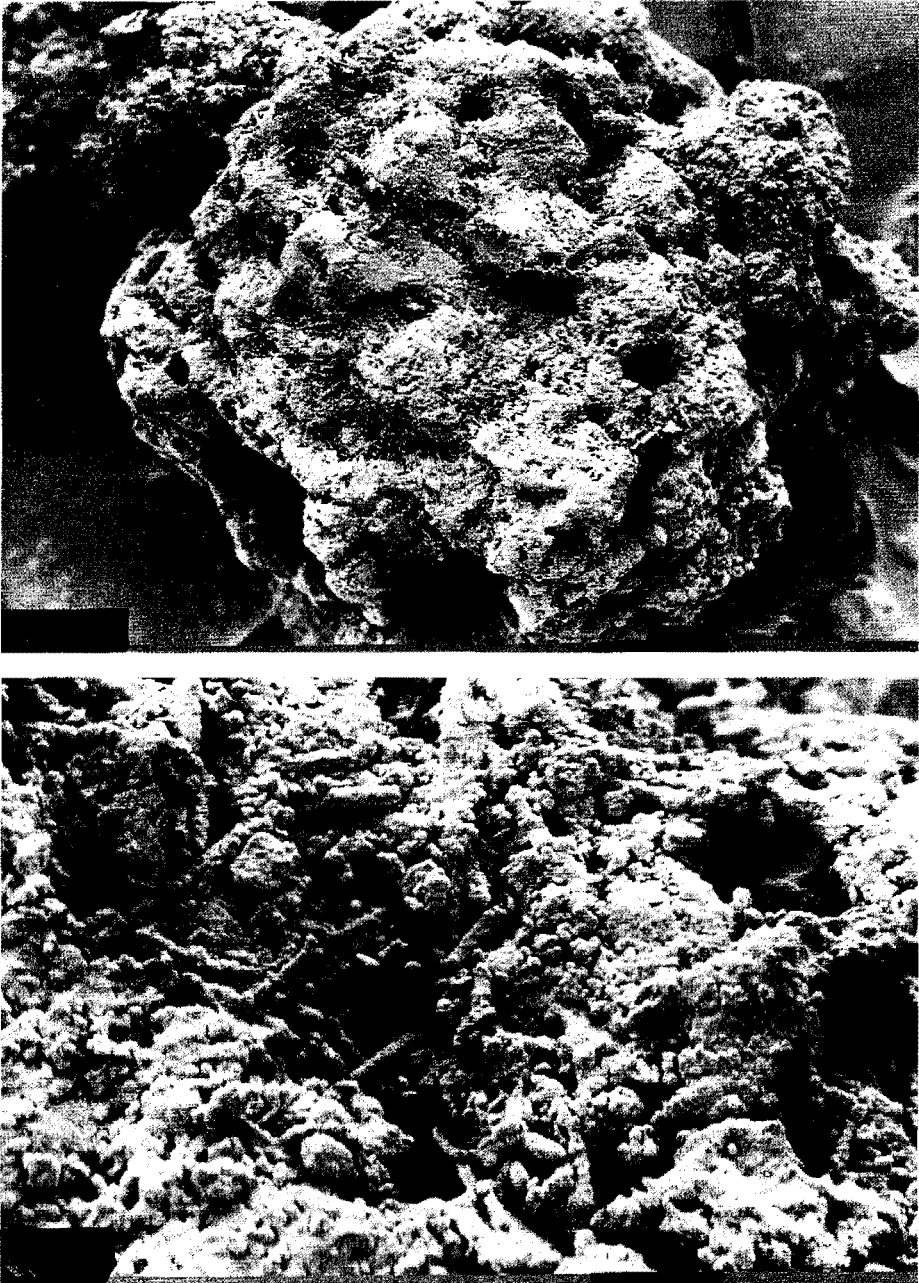


Abb. 15: Elektronenmikroskopische Aufnahme eines aus einzelnen Framboiden zusammengesetzten kugeligen Bleiglanzaggregates (oben, dunkler Balken entspricht  $100\ \mu$ ), wobei die einzelnen Framboide aus whiskerartigen Bleiglanzkristallen und Mikrokristalliten aufgebaut sind (unten, dunkler Balken entspricht  $10\ \mu$ ). J 13.

**Oxidationsminerale** sind überwiegend im Bereich Weinreben, wo z. B. Wulfenite und Cerussite zu finden sind, vorhanden. Es wurde jedoch keine genauere Untersuchung der Oxidationsminerale durchgeführt.

**Pyrit  $\text{FeS}_2$ , kub.**

a – Unförmige, diffuse, das Nebengestein oft dunkel färbende Konkretionen von kleinsten Pyritwürfeln, die makroskopisch sichtbar sind.

b – Häufig sind unter dem Mikroskop einzelne, bis etwa  $100\ \mu$  große Pyritwürfel, die im Inneren Karbonateinschlüsse aufweisen, an ihren Rändern aber eher kompakt sind, zu beobachten (Abb. 16). Es könnte sich dabei um ehemalige „Himbeerpyrite“ handeln, deren Umkristallisation zur Flächenbildung und Vergrößerung der Kristalle führte, da P. RAMDOHR (1975, 857) für primäre Framboide eine maximale Größe von  $25\ \mu$  angibt.

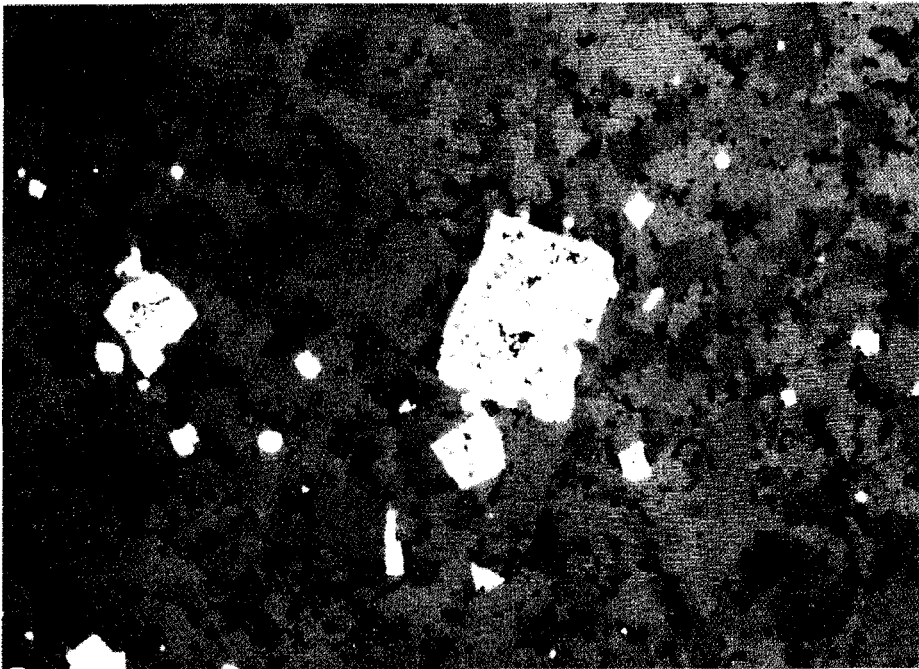


Abb. 16: Die Anschliffaufnahme zeigt mehrere Pyritwürfel mit Karbonateinschlüssen, bei denen es sich um umkristallisierte, ehemalige „Himbeerpyrite“ handeln könnte. J 1.  $\times 125$ .

**Markasit  $\text{FeS}_2$ , rh.**

a – Makroskopisch sichtbare, bis 1 cm große, flachprismatische Speerkiese (nach H. J. RÖSLER (1981, 326) Wendezwillinge nach  $[110]$ ) oder stengelige Aggregate, die alle gut vom Pyrit zu unterscheiden sind (Abb. 17).

b – Derbe, xenomorphe Markasite sind oft mit Pyrit verwachsen.



Abb. 17: Typische Markasitkristalle („Speerkiese“) in den mergeligen Karbonaten. Dünnschliff. M 65.  $\times$  10.

## 5.2. Vererzungstypen

Um genauere Kenntnisse über die Art der Vererzungen zu bekommen, wurden nicht nur aus den Bereichen der aufgenommenen Profile, sondern zusätzlich durch Befahrungen einer Vielzahl von alten Strecken und Abbauen, Beobachtungen zusammengetragen. Die Gesamtheit dieser Beobachtungen führt zur Unterscheidung von drei Vererzungstypen, die im folgenden beschrieben werden.

### 5.2.1. Mineralisationen der mergeligen Karbonatgesteine

Dieser Typ von „Vererzung“ hat im Gegensatz zu den folgenden Typen nicht die geringste wirtschaftliche Bedeutung. Diese, für die Maxerbänke charakteristische, Mineralisation ist von mineralogischem Interesse und wird nur aufgrund des Auftretens von Zinkblende zu den Vererzungstypen gestellt.

Wie in den vorigen Kapiteln schon erwähnt, sind die mergeligen Karbonate durch das makroskopische Auftreten von Pyrit und Markasit speziell gekennzeichnet. Diese beiden Minerale kommen in allen, im vorigen Kapitel beschriebenen, Formen vor. Neben diesen Eisenkiesen sind in den paläontologischen (!) und auch den Erzanschliffen dieser Lagen immer Zinkblendeaggregate anzutreffen. Es handelt sich dabei um die in Kapitel 5.1 unter Zinkblende beschriebene Form a (fetzenförmige, gelpappte und unregelmäßige Zinkblendeaggregate). Nur die chemischen Analysen auf Zink ließen das Vorkommen des Erzminerals vermuten und die anschließenden mikroskopischen Untersuchungen führten zu ihrer Auffindung.

Da diese eher geringen Mengen an Eisen- und Zinksulfiden fast ausschließlich an die mergeligen Bereiche gebunden sind, ist die Metallherkunft durch die Tonsubstanz erklärbar. Dieser Effekt wird zum Beispiel für das Zink durch den Ersatz des H in den OH-Gruppen erreicht (R. D. CODY, 1971).

Die Mineralisation erfolgte in drei Phasen und ist mit den komplexen Mineralisationsprozessen von reichen Vererzungen eher nicht vergleichbar.

In der ersten Phase ist die Bildung von Himbeerpyrit durch eine Reaktion zwischen schwefelproduzierenden Bakterien und den eisenhaltigen Tonmineralen im syngenetischen Stadium denkbar. Daneben können aber auch verwesende Organismen für reduzierende Bedingungen im Sediment mit Pyritbildung sorgen. Gleichzeitig mit der Pyritbildung kam es durch Ionentransport aus dem umgebenden, tonigen Material zur zusätzlichen, wahrscheinlich ebenfalls bakteriell bedingten, Bildung von Zinkblende.

Die zweite Phase erfolgte mit der einsetzenden Diagenese und sorgte für eine Um- und Sammelkristallisation. Es wurden die idiomorphen Pyrite mit den eingeschlossenen Relikten von Framboidstrukturen, ebenso wie die unregelmäßigen, gelappten Zinkblendeaggregate gebildet.

Die dritte Phase läßt als jüngste diagenetische Neubildungen Markasite, die einerseits z. T. auf Kosten von Pyrit und andererseits durch eine zweite Sammelkristallisation unter veränderten Bedingungen, entstehen. Das häufige Auftreten von Markasit im Grenzbereich von Pyritkristallisationen spricht für die erste Möglichkeit, Markasite mit idiomorphen Pyriteinschlüssen für die zweite Möglichkeit. Beide Markasitausbildungen können auch nebeneinander vorkommen (Abb. 18).

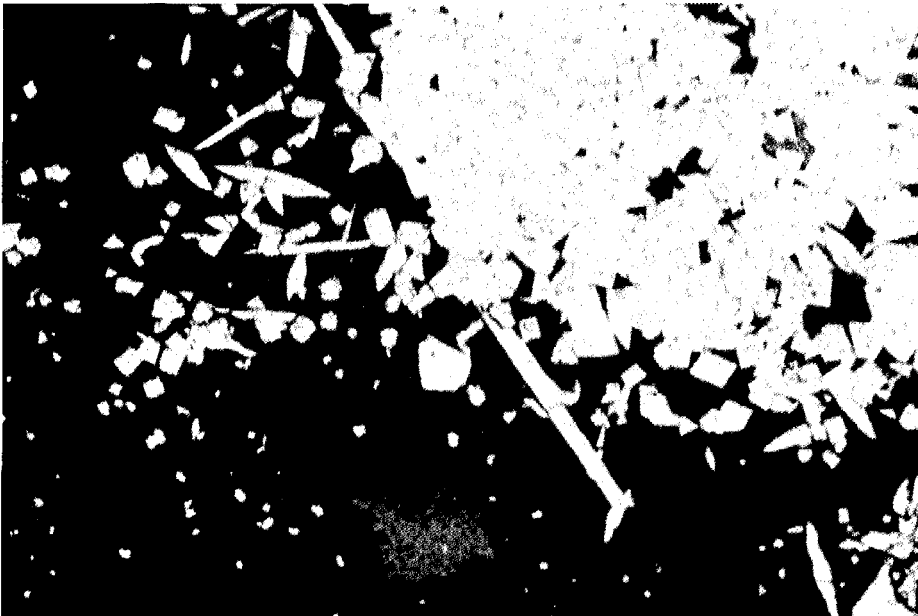


Abb. 18: Idiomorphe Markasite (langgezogene, speerartige Form) und Pyrite (würfelige Ausbildungen) nebeneinander in einer mikritischen Matrix. Im unteren Teil des Bildes ist noch eine typische Zinkblendeausbildung (grau) der mergeligen Karbonate zu finden. Anschliff. M 40.  $\times$  60.



### 5.2.2. Schichtgebundene Vererzungen

In den Maxerbänken sind einige konkordante Vererzungen anstehend, deren Metallgehalt zwischen mehreren tausend ppm bis einigen Zehnerprozenten Zink schwanken kann. Alle diese Vererzungen sind nur an dolomitische Bereiche gebunden, die im oberen Abschnitt der Maxerbänke lokalisiert sind. Im mittleren und unteren Abschnitt der Maxerbänke konnten keine Vererzungen, trotz dolomitischer Partien, nachgewiesen werden.

Mit Hilfe der Profile Weinreben und Lichtmeß lassen sich drei mögliche Vererzungshorizonte festlegen, die 240–260 m, 210–220 m und 170–190 m unterhalb des 1. Raibler Schiefers liegen. Die Vererzungen von Lichtmeß und Weinreben weisen nur geringe Metallgehalte von maximal 2–3% Zink auf einigen Dezimetern auf, die lokal jedoch bis auf 10% Zink ansteigen können. Die reichste, aufgeschlossene, schichtgebundene Vererzung liegt im Bellegardeschachtlgebiet (Profil Georgi und Jakobi-Anna, Beil. 1), wo bis zu 25% Zink auf 1,2 m vorkommen können. Aufgrund von Rekonstruktionen kann diese tektonisch begrenzte Vererzung mit der mittleren Vererzung des Lichtmeß-Stollens verbunden werden, wodurch ihre Position mit etwa 210 m unterhalb des 1. Schiefers angegeben werden kann.

Interessant ist die Feststellung, daß auch in Mežica (Revier Moring, 7. Lauf) im hangenden Bereich der Maxerbänke eine reiche, schichtgebundene Vererzung, die 170–190 m im Liegenden des 1. Raibler Schiefers liegt, auf mehrere hundert Meter abgebaut wurde.

Im Profil Rubland sind in diesen Positionen keine Anomalien festzustellen, und im Profil Franz-Josef-Stollen sind gerade Kerne des hangenden Abschnittes verlorengegangen, und die liegenden Bereiche zeigen keine höheren Zinkgehalte.

Zum Abschluß dieser Übersicht sei nochmals darauf hingewiesen, daß die angezeigten Vererzungshorizonte keine generellen Leithorizonte, wie es die „edlen Flächen“ der Bleiberger Fazies sind, darstellen und wahrscheinlich nur von lokaler Bedeutung sind! Einzig die Annahme, daß nur der hangendste Abschnitt der Maxerbänke vererzt ist, könnte für die bergbauliche Tätigkeit von Bedeutung sein.

#### 5.2.2.1. Die Vererzungen von Weinreben und Lichtmeß

Diese Vererzungen finden sich im Profil Weinreben und Lichtmeß zwischen 170 m und 240 m im Liegenden des 1. Raibler Schiefers in drei Horizonten der Maxerbänkentwicklung.

In diesen Mineralisationen finden sich die Zinkblenden der Form d, e und f (Schalenblende, Zinkblendekristalle in Hohlräumen und derbe Blende in Klüften und Gängen) sowie Bleiglanz in derber, schlauchförmiger Ausbildung oder als Oktaederkristalle.

Die Vererzungen sind fast ausschließlich in Dolomiten, knapp unterhalb von Mergeln und mergeligen Dolomiten, unregelmäßig verteilt, lokalisiert. Während die Hangendgrenzen der schichtparallelen Mineralisationen durch die Mergel scharf ausgebildet sind, können die Liegendgrenzen unscharf und unebenmäßig sein. Anzeichen für eine synsedimentäre Anlage dieser Mineralisationen sind nicht mehr vorhanden, da früh- bis spätdiagenetische Mobilisationen zur Umlagerung und Veränderung der Erzminerale führten. Die Karbonate weisen durch Lösungsvorgänge entstandene Hohlräume und Gänge auf, in denen es zur Ausfällung der Erze kam. Oft sind diese Hohlräume an Dolomite mit einem ausgeprägten Zebragefüge gebunden, deren parallel verlaufende Schrumpfrisse das Angreifen von Lösungen

erleichterten, und somit die beste Wegsamkeit für zirkulierende Wässer boten. Die im Hangenden befindlichen Mergel wirkten als impermeable Schichten und ließen keine Erzlösungen passieren, wohl aber kam es zur langsamen Migration dieser Lösungen in die Mergel hinein, wodurch der zum Teil sehr hohe Zinkgehalt einiger Tone erklärbar ist. Auch einige Meter weit verfolgbare Bleiglanzlagen mit einzelnen Galenitoktaedern sind an die mergeligen Dolomite gebunden.

Die zum Teil diffus erscheinenden Vererzungen können in ihrer lateralen Erstreckung stark schwanken. So enthält eine etwa 35 m westlich des Lichtmeß-Stollens unterfahrene und makroskopisch sichtbare Vererzung etwa 2–3% Zink, während chemische Analysen von Proben aus der gleichen Schicht im Lichtmeß-Stollen selbst nur noch 7000 ppm Zink ergeben. Dieses laterale Auskeilen der Vererzung im Streichen hängt natürlich mit den oben beschriebenen faziellen und morphologischen Veränderungen der Lagune zusammen.

Ähnliche Beobachtungen an Maxerbankvererzungen der Grube Max wurden auch von O. SCHULZ (1960 a) beschrieben.

#### 5.2.2.2. Die Vererzung vom Bellegardeschachtgebiet

Diese größtenteils tektonisch begrenzte Vererzung ist aufgrund ihrer Position zum Lichtmeß-Stollen und ihrer Lage am Widersinnigen Verwerfer ebenfalls in den hangenden Abschnitt der Maxerbänke zu stellen.

Die mit 60–70 Grad gegen Süden bis Südsüdwesten einfallende und im Liegenden durch ein „Erzband“ charakterisierte (Blei-)Zink-Vererzung besitzt eine nachweisbare Ausdehnung von 150 m E-W-Erstreckung und 50 m ehemalige N-S-Erstreckung und bedeckt damit eine Fläche von mindestens 7500 m<sup>2</sup>. Dieses Erzband ist zusätzlich, jedoch in teilweise geänderter Ausbildung, entlang der alten Bellegardeschachtfahrt bis zum Bellegarde-Lauf verfolgbar und weist somit eine E-W-Erstreckung von wahrscheinlich 180 m, eine N-S-Erstreckung von ehemals 90 m und damit eine Fläche von etwa 16 000 m<sup>2</sup> auf. Die mögliche Ausdehnung dieser Vererzung, aber ohne deutliche Ausbildung des Erzbandes bis zum Lichtmeß-Stollen, würde eine Fläche von 28 000 m<sup>2</sup> ergeben. Sie ist leider nicht direkt nachweisbar, weil unter anderem eine Befahrung ganz alter Abbaue aus Sicherheitsgründen nicht möglich war, und ergibt sich nur aus einzelnen Aufschlüssen und der Position der Vererzungen zueinander.

Die flächenhafte Ausdehnung der Vererzung läßt auf jeden Fall einen ehemals langgestreckten Bereich innerhalb der Lagune annehmen, der in seiner E-W-Erstreckung etwa doppelt bis dreifach so groß wie in der N-S-Erstreckung war. Das nördliche, randliche Auskeilen dieser „Erzwanne“ ist eventuell im Bereich des Revieres Lichtmeß denkbar. Auch kann dieses Auskeilen der Vererzung nur durch eine kleine Schwelle bedingt sein, und jenseits dieser trennenden Erhebung kommt es zur Bildung eines weiteren Erzkörpers, hier jedoch mit einer anderen Ausbildung.

Wie bereits erwähnt, setzt der vererzte Bereich mit einem charakteristischen, 2 bis 6 cm mächtigen „Erzband“ ein, das über die gesamte Ausdehnung der Vererzung in der gleichen Ausbildung vorliegt. Das Erzband (Abb. 19) befindet sich knapp, bis 10 cm unterhalb einer 2 bis 3 cm dicken Mergelschicht und weist einen Gehalt von 4 bis 12% Zinkblende, 0,5 bis 2% Bleiglanz und 1 bis 4% Eisensulfide auf. Im Liegenden des Erzbandes sind einzelne, kugelige Zinkblendeaggregate (Form b, Kap. 5.1) vorhanden, deren Menge gegen Hangend stark zunimmt, bis die kugelige Struktur der Blenden, bedingt durch die große Anzahl, nicht mehr erkennbar bzw.

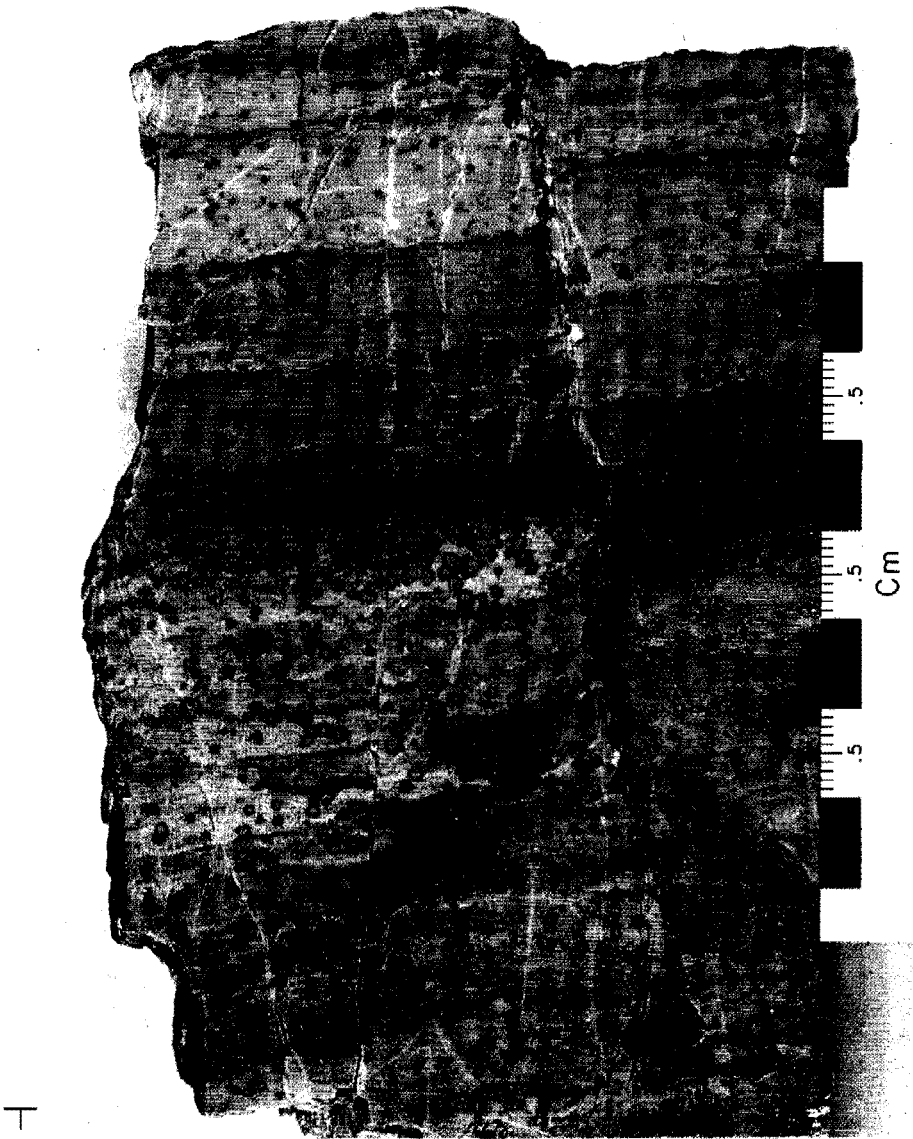


Abb. 19: Ausschnitt des Erzbandes. Im Liegenden setzt die syngenetische, hauptsächlich aus Zinkblendekugeln bestehende Vererzung ein. Die ZnS-Kugeln sind randlich zum Teil konzentrisch aufgebaut und weisen oft Eisensulfidkerne auf. Die verstärkte Ausbildung der hellen ZnS-Kugeln endet etwa mit der Eisensulfidschwarte in der Mitte der Abbildung. Bleiglanz tritt fast nur in derber Form auf. Einige Kieskonkretionen haben das Karbonat, nicht aber die ZnS-Aggregate verdrängt. Über dem, von der Eisensulfidschwarte begrenzten, Erzband folgt noch ein 5 cm mächtiger, leicht vererzter Bereich bis im Hangenden die Mergellage einsetzt. Poliertes Handstück. Bellegardeschachtgebiet. Bellegarde-Lauf, 44 m Scheibe.



Abb. 19: Ausschnitt des Erzbandes. Im Liegenden setzt die syngenetische, hauptsächlich aus Zinkblendekugeln bestehende Vererzung ein. Die ZnS-Kugeln sind randlich zum Teil konzentrisch aufgebaut und weisen oft Eisensulfidkerne auf. Die verstärkte Ausbildung der hellen ZnS-Kugeln endet etwa mit der Eisensulfidschwarte in der Mitte der Abbildung. Bleiglanz tritt fast nur in derber Form auf. Einige Kieskonkretionen haben das Karbonat, nicht aber die ZnS-Aggregate verdrängt. Über dem, von der Eisensulfidschwarte begrenzten, Erzband folgt noch ein 5 cm mächtiger, leicht vererzter Bereich bis im Hangenden die Mergellage einsetzt. Poliertes Handstück. Bellegardeschachtgebiet. Bellegarde-Lauf, 44 m Scheibe.

ausgebildet ist. Die Zinkblendekugeln, deren äußere Ränder konzentrische Lagen erkennen lassen, sind unregelmäßig im Sediment verteilt und weisen neben Karbonateinschlüssen vereinzelt Eisensulfidkerne auf (Abb. 19). In Vergesellschaftung mit diesen Zinkblenden treten auch die oben beschriebenen, kugeligen, im Elektronenmikroskop zum Teil whiskerartig erscheinenden Bleiglanzkristallisationen sowie einzelne, derbe PbS-Konkretionen auf. Daneben sind im Sediment feinstverteilte Eisensulfidmineralisationen zu finden, deren Trennung in Pyrit oder Markasit oft nicht möglich ist. Im Hangenden wird das Erzband von einer 2 bis 3 mm dicken Eisensulfidlage begrenzt, die eine regellose Verteilung von Pyrit und Markasit aufweist. Oberhalb dieser Kieslage sind nur noch wenige, kugelige Zinkblendeaggregate vorhanden.

Der unmittelbar im Hangenden des Erzbandes liegende Mergel und mergelige Dolomit weisen eine Mächtigkeit von zusammen ca. 10 cm auf. Während der Mergel etwa 17% (!) Zinkblende und 2% Bleiglanz enthält, sind die Erzgehalte des mergeligen Dolomites weit geringer (4% ZnS und 0,2% PbS). Im Anschliff einer durch farblosen Kunstharz imprägnierten Probe des Mergels sind 0,1 bis 0,2 mm große Zinkblendeaggregate zu finden, die auch einen kugeligen, unregelmäßigen Aufbau zeigen, aber ohne Ausbildung von konzentrischen Lagen (Abb. 20). Teilweise wird der Mergel von feinsten Zinkblendeädern durchzogen.

Im Hangenden des mergeligen Bereiches liegt eine dunkle, ostracodenreiche, in der Schlamm-Fazies ausgebildete Dolomitbank, die von zahlreichen Zinkblendeklüften durchzogen ist. Diese dunkle, ca. 20 cm mächtige Dolomitbank ist für die Charakterisierung des Erzbandes von Bedeutung, da diese typische, hangende Sedimentlage das Auffinden des Erzbandes im Grubengebäude sehr erleichtert. Zudem sind in den Bleiberger Maxerbänken nur noch im Profil K und M je eine solch dunkle Dolomitlage zu finden, die jedoch miteinander in keinem Zusammenhang stehen.

Weiter gegen Hangend folgt eine einige Meter starke Karbonatabfolge, die auffällige bis 10 cm große Eisensulfidkonkretionen aufweisen. Das Gestein ist von vererzten Klüften und Adern durchzogen.

Anschließend, etwa 3 bis 8 m im Hangenden des Erzbandes, setzt die reiche, schichtgebundene Vererzung des Bellegardeschachtgebietes ein, deren Ausbildung am besten in einem alten Abbau nördlich des Georgi-Stollens (Profil G, Beil. 1) zu beobachten ist. Aus diesem Abbau stammt eine fast 50 cm hohe Platte, deren polierte Seite, als ganzseitiges Foto abgebildet (Abb. 21), die Vererzung und ihre Ausbildung am besten wiedergibt. Die folgende Beschreibung bezieht sich deshalb hauptsächlich auf die in Abbildung 21 gezeigte Vererzung, wenn nicht zusätzlich auf andere Abbildungen verwiesen wird.

Die Vererzung liegt in einem Karbonatkomplex, der den Übergang vom subtidalen über den intertidalen zum supratidalen Bildungsbereich erkennen läßt.

Der im Liegenden ausgebildete subtidale Bereich (ca. 70 cm mächtig) weist eine rhythmische, hauptsächlich Zinkblende führende, ca. 40 cm mächtige Vererzung auf (siehe auch Abb. 22). Die Rhythmik ist durch die verschiedenen gefärbten Zinkblendelagen erkennbar, wobei jede „Lage“ mit einer hellen, eisenarmen Zinkblende einsetzt und in einem dunklen, eisenreichen, dünneren Zinkblendeabschnitt endet. Die Zinkblenden liegen hier als körnige und kompakte Mineralaggregate (Form c, Kap. 5.1) vor, daneben sind aber vereinzelt noch Relikte von kugeligen, zusammengesetzten, mikrokristallinen Zinkblendeaggregaten (Form b) erkennbar. Neben den Erzen treten im Schlicffmaterial stark gehäuft authigene Quarze auf, deren zonarer

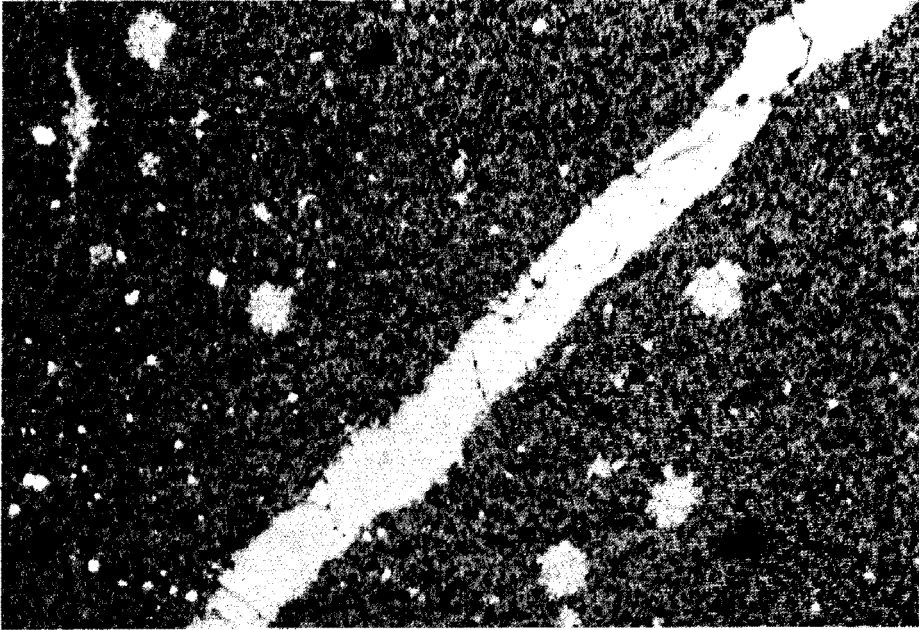


Abb. 20: Anschliffausschnitt eines gehärteten Mergels mit einigen Zinkblendekugeln (grau) und einer mit ZnS gefüllten Ader, sowie einige, sehr kleine, weiß erscheinende Pyritkristalle. J 14.  $\times 60$ .

Aufbau mancherorts Quarz-Zinkblende-Wechselagerungen erkennen läßt. Nur untergeordnet finden sich derbe Bleiglanzmineralisationen. In dem rekristallisierten Karbonat sind keine etwaigen sedimentologischen Strukturen des subtidalen Bereiches mehr vorhanden.

Diesem Erzrhythmit folgt ein ebenfalls subtidaler, zwischen 20 und 30 cm mächtiger Karbonatabschnitt, der jedoch nur eine verhältnismäßig geringe Vererzung aufweist, wobei die Zinkblende hier schon teilweise als Schalenblende vorliegt.

Der einsetzende intertidale, ca. 5 bis 15 cm mächtige Bereich ist durch noch erhaltene, sedimentologische Strukturen, wie laminares Fenstergefüge, birdeyes etc., identifizierbar. Der Zinkblendegehalt ist in diesem Bereich schon auffällig angestiegen, wobei die Blende in körniger und kompakter Kristallform oder als Schalenblende vorliegt. Der Quarzgehalt wird geringer und derbe Bleiglanzkristallisationen sind vermehrt zu beobachten.

Der supratidale Bereich (8 bis 15 cm mächtig) ist durch stromatolithische Strukturen, tepees, Trockenrisse, Schrägschichtung, laminares Fenstergefüge etc. gekennzeichnet (siehe auch Abb. 23). Die Zinkblende liegt hier vorwiegend als Schalenblende vor und hat sich bei der Mineralisation der vorgegebenen stromatolithischen Strukturen bedient. Quarze sind nur noch sehr selten zu beobachten, Bleiglanz ist vorhanden. Gegen Hangend wird dieser supratidale Vererzungsabschnitt durch eine scharfe Schichtfuge beendet.

Der hangende, noch auf einige Meter aufgeschlossene Karbonatkomplex weist hauptsächlich kluftgebundene bzw. nur sehr wenige, und dann geringmächtige, konkordante Vererzungen auf.



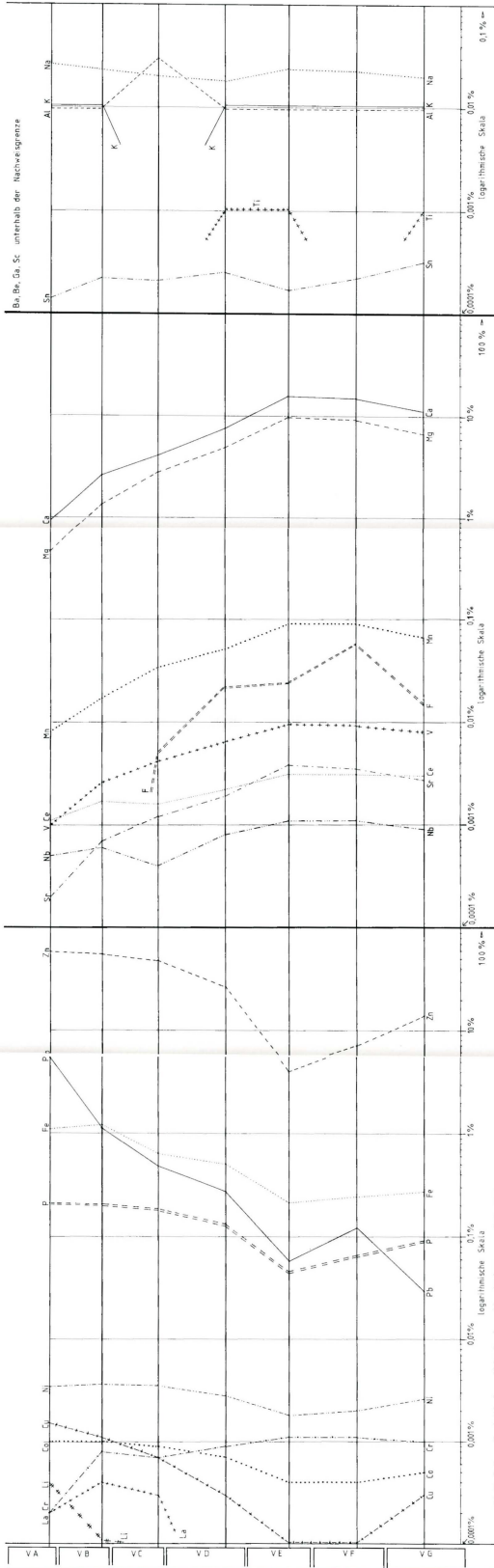


Abb. 21: Poliertes Handstück einer schichtgebundenen Maserbänkeverzierung mit der danach aufgetragenen Verteilung der gemessenen chemischen Elemente. Belagdickenschicht, Georgi-Stollen (siehe auch Beil. I). VA bis VG und VI bis VI6.

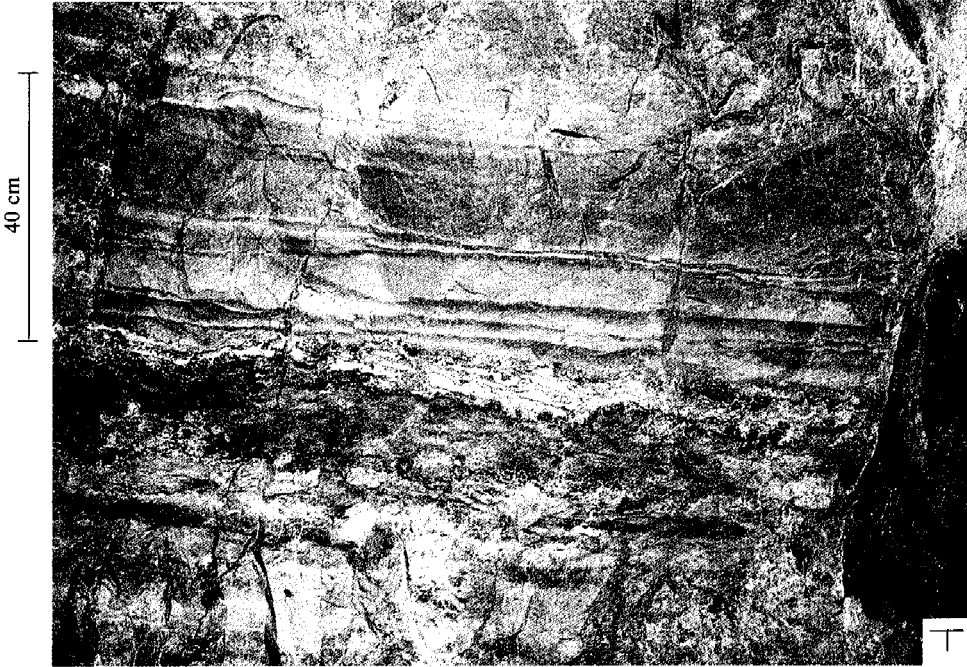


Abb. 22: Rhythmische, verschieden gefärbte Zinkblendeablagerung (etwa 40 cm mächtig) in einem subtidal gebildeten Sediment. G 10, V G.

### 5.2.2.3. Mineralisationsprozesse der konkordanten Maxerbänkvererzungen

Aus den Beobachtungen lassen sich folgende Mineralisationsprozesse ableiten, wobei auf die mögliche Metallherkunft in einem späteren Kapitel eingegangen wird.

Das erste **syngenetische Vererzungsstadium** erfolgte mit der Sedimentation der Karbonate. Das heißt, während der Karbonatbildung wurden erhöhte Mengen an Zinkionen, im Sediment gleichmäßig verteilt, abgelagert. Knapp unterhalb der Meeresbodenoberfläche herrschte ein reduzierendes Milieu, das größtenteils auf bakterielle Tätigkeit, aber auch auf verwesende Organismen oder deren Fäkalien zurückzuführen ist.

Dieses Milieu bedingte eine regelrechte Bildung von Faulschlamm, in dem die Bakterien ihre Umgebung mit freiwerdendem  $H_2S$  verseuchten, das wiederum die freien, langsam durch das Sediment migrierenden Erzionen schwammartig ansog und so zur stetigen Ausbildung der kugeligen, mikrokristallinen, z. T. whiskerartigen, Karbonat einschließenden Erzaggregate führte. Dieser Prozeß dauerte so lange an, bis entweder alle Erzionen gebunden oder die Bakterien abgestorben waren. Die große Bedeutung der Bakterien bei der Mineral- und Erzbildung wird auch von H. SCHNEIDERHÖHN (1923) am Beispiel des Mansfelder Kupferschiefers beschrieben.

Dieses erste Stadium mit der primären, syngenetischen Ausbildung der Erze wird für das Erzband und den darüber befindlichen Erzrhythmit angenommen, wobei durch spätere Mobilisationsvorgänge im Erzrhythmit nur noch Relikte der ur-



sprünglichen Ausbildung zur erkennen sind, die primären Materialunterschiede der Blenden (z. B. wechselnde Färbung durch Eisengehalt) aber erhalten blieben.

Das zweite **epigenetische, syndiagenetische Vererzungsstadium** setzte mit der unmittelbar nach der Sedimentation beginnenden Verfestigung der Karbonate, also frühdiagenetisch ein. Als Hinweis für die frühdiagenetische Anlage der sekundären Vererzungen kann die Muschelschalen-Mineralogie angesehen werden, da die ursprünglich aragonitischen Schalen zum Teil nicht in Calcit umgewandelt wurden, sondern aus Zinkblende bestehen (Abb. 24). Die durch Mobilisationsvorgänge aus den primären Mineralisationen gelösten Erze wanderten während dieses Stadiums azendent in Bereiche größerer Wegsamkeit oder bis zu undurchlässigen Mergellagen und mergeligen Dolomiten.

Im ersten Fall können als Bereiche größerer Wegsamkeit natürlich die inter- bis supratidal gebildeten Sedimente angesehen werden, da sie durch ihre primären Hohlräume, laminaren Fenstergefügen, Schrumpf- und Trockenrissen eine laterale Zirkulation der erzführenden Lösungen ermöglichten (Abb. 23). Die zirkulierenden Wässer verursachten einen Austausch des Karbonates durch Zinkblende, wobei eine Großzahl der sedimentologischen Strukturen erhalten blieb. So wurden zum Beispiel die Stromatolithen durch neugesproßte Zinkblende ersetzt, und anschließend erfolgte an diesen durch Zinkblende ersetzten Strukturen die Ausfällung von Schalenblende. Während dieses Zeitraumes kam es auch zu Sackungen und zum Zerbrechen einiger, der wahrscheinlich noch gelartigen, nur schwach verfestigten

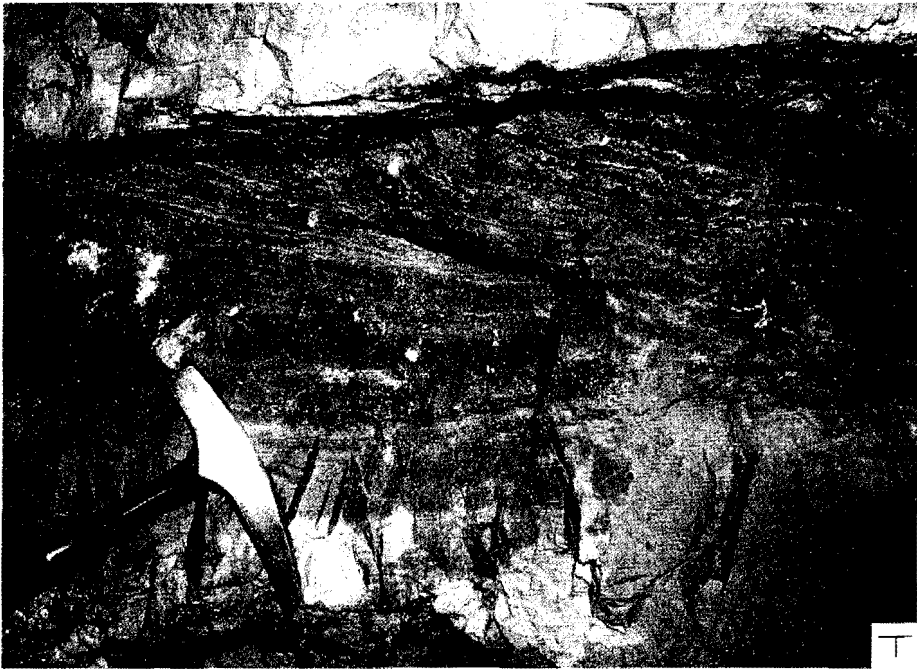


Abb. 23: Ehemals schräggeschichtete, supratidal gebildete Stromatolithlagen, deren Karbonatgehalt durch Zinkblende ersetzt wurde. Der Bereich weist heute einen Erzgehalt von ca. 90 % auf. VA, VB.

Strukturen. In der letzten Mineralisierungsphase wurden die Hohlräume oder neu entstandenen Spalten und Risse durch eine gröberkörnige Blende verheilt und zum Teil ganz verfüllt. Anschließend fand nur noch eine mehr oder weniger intensive Dolomitsprossung in den übriggebliebenen Hohlräumen statt. Die hangende, scharfe Abgrenzung der mobilisierten Vererzung ist durch das folgende, dichte und unstrukturierte Schichtpaket, das von den Lösungen nicht angegriffen werden konnte, zu erklären.

Im zweiten Fall wurden die mobilisierten, ehemals primären, langsam aufsteigenden, gelösten Erze von den undurchlässigen Mergellagen gestaut und abgefangen. Dadurch kam es unterhalb der Mergel zu Karbonatlösungen an schichtparallelen Diskontinuitäten, wodurch Zebra-Gefüge ähnliche Strukturen entstanden, in denen die Zinkblende oder auch untergeordnet Bleiglanz auskristallisierten.

Der häufig festzustellende hohe Zinkgehalt der Mergel (bis zu 22% [!] Zn) ist durch eine Migration der Erzlösungen in die Tone hinein zu verstehen. Durch die innerhalb der Mergel noch herrschenden reduzierenden Bedingungen wurden die gelösten Erze schwammartig angesogen und ausgefällt, wobei es wiederum zur Bildung von kugeligem, mikrokristallinen Komponenten kam, diesmal aber als epigenetische Bildungen. Der im Erzband zu beobachtende konzentrische Lagenbau der kugeligen Zinkblendeaggregate, hervorgerufen durch eine leichte, diagenetisch bedingte Sammelkristallisation, ist bei den ZnS-Aggregaten der Mergel nicht vorhanden, da hier scheinbar keine spätere, eine Sammelkristallisation bewirkende Mobilisation mehr stattfand.



Abb. 24: Muschelschale vererzt in Zinkblende aus der Eisensulfidschwarte des Erzbandes, daneben Pyrite und Markasite in dolomitischer Matrix. Anschliff. J 13.  $\times$  125.

Als Beispiel für eine sekundäre Vererzung, die an Bereiche erhöhter Lösungsdurchlässigkeit gebunden ist, kann die Mineralisation des Bellegardeschachtlgebietes (Abb. 23) genannt werden, während für die im Hangenden von Mergeln begrenzten Erze die Gebiete von Lichtmeß und Weinreben wichtig sind.

Das tektonisch bedingte, zeitweilige Fehlen der konkordanten Bellegardeschachtlvererzung zwischen dem Georgi-Stollen und der 20 m Scheibe von Jakobi-Anna durch den Maxer Widersinnigen Verwerfer erhärtet auch die prätektonische Anlage dieser Mineralisation.

Bei allen Vererzungen beruht die verschiedenartige Färbung sowohl der primären, wie auch der mobilisierten Zinkblenden auf dem raschen Wechsel des Eisen- oder Spurenelementgehaltes während des Kristallisationszeitraumes, bedingt durch Sedimentationsunterschiede oder Eisengehaltsschwankungen innerhalb der zirkulierenden Lösungen.

Im Gegensatz zum hangenden Bleiberger Erzkalk sind in den schichtgebundenen Maxerbankvererzungen keine ausgedehnten Flußspatmineralisationen zu beobachten. Der Fluorgehalt nimmt teilweise sogar bei steigendem, mobilisiert angelegtem Erzgehalt ab.

### 5.2.3 Diskordante Vererzungen innerhalb der Maxerbänke

Diskordante Erzanreicherungen sind besonders entlang des Widersinnigen Verwerfers zu finden und können in Anlehnung an den vorhergehenden Abschnitt als drittes, ebenfalls **epigenetisches, aber syn- bis posttektonisches Vererzungsstadium** angesehen werden.

Kleinere, diskordante, im Rahmen der syndiagenetischen Mobilisation stattgefundenen Kluftvererzungen werden hier nicht dazugezählt und berücksichtigt.

Die Vererzung verläuft mit 10 bis 20 m Mächtigkeit parallel zum Widersinnigen Verwerfer und wird nördlich des Verwerfers oft von einer scharf ausgebildeten, kein schiefermaterialführenden Störung begrenzt. Das Gestein ist stark tektonisiert und könnte vereinzelt auch Anteile des oberen Wettersteinkalkes bzw. der Übergangsfazies enthalten. Die flußspatreiche, hauptsächlich Zinkblende führende Mineralisation ist unregelmäßig im Gestein verteilt und weist Schwankungen im Metallgehalt von 0,6 bis 50% Zink innerhalb eines Meters auf. Das Erz liegt in netzwerksartiger, kluftgebundener, brekzienartiger, schlauchförmiger, butzenartiger Ausbildung vor oder ist an Karsthohlraum ähnliche Anlagen gebunden. Im Bereich von Weinreben und Lichtmeß sind in der tektonischen Brekzienvererzung Komponenten einer primären, syngenetischen Vererzung anzutreffen, die einerseits die tektonische Aufarbeitung und dadurch andererseits die hangende Position der primären Vererzungen in den Maxerbänken bestätigen. Im Bellegardeschachtlgebiet trifft diese diskordante Vererzung mit der konkordanten Mineralisation zusammen, was mit einer erhöhten Erzkonzentration verbunden ist.

Die syn- bis posttektonische Vererzung dürfte durch aufsteigende und lateral am Schiefer des Widersinnigen Verwerfers wandernde, aus dem Liegenden mobilisierte Erze entstanden sein. Die am stauenden Schiefer stark zirkulierenden Erzlösungen führten zu der mannigfaltig angelegten Gestalt der Vererzung.

Die Deutung von zwei unterschiedlichen Schwefelisotopenwerten im Bereich der Vererzungen am Widersinnigen Verwerfer wird im nächsten Kapitel gegeben.

### 5.3. Schwefelisotopen

Zur Erhärtung der bisher durch geologische und mineralogische Beobachtungen aufgestellten Vererzungsstadien wurden von 24 Sulfidproben (10 Zinkblende-, 5 Bleiglanz-, 5 Pyrit- und 4 Markasitproben) die Schwefelisotopen bestimmt. Die Analysen erfolgten im Auftrag der Bleiberger Bergwerks Union durch Herrn Dr. E. PAK am Institut für Radiumforschung und Kernphysik der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in Wien.

Die mit Hilfe von 5%iger, kalter HCl gewonnenen Sulfidproben lassen sich aufgrund der geologischen Gegebenheiten in drei Gruppen gliedern:

Die erste Gruppe enthält je 4 Pyrit- und Markasitmineralisationen aus den nicht vererzten, mergeligen Karbonaten der Maxerbänke von Rubland (M 158, Py+M), Franz-Josef-Stollen (K 173, Py+M), Weinreben (R 57, Py), Lichtmeß (L 49, Py+M) und Bellegardeschachtgebiet (G 25, M).

Die zweite Gruppe weist vier Zinkblende- und eine Bleiglanzprobe auf, die als diagenetische bis posttektonische Bildungen anzusehen sind und aus den Vererzungen des Bellegardeschachtgebietes (Jakobi-Anna, 10 m Scheibe; J18: helle und schwarze ZnS-Kristalle aus Klüften; J20: schwarze Zinkblende und ein Bleiglanz-oktaeder aus Klüften) und aus dem vererzten Keil zwischen der Jakobi-Kluft und dem Widersinnigen Verwerfer (Abb. 26; W15: 15–20 cm mächtige, mit derber Zinkblende vererzte Kluft) stammen.

Die Sulfidproben der dritten Gruppe sind den syngenetischen bis frühdiagenetischen Vererzungsstadien zuzurechnen. Es handelt sich dabei um schichtig angelegte, nur schwach mobilisierte oder sammelkristallisierte Proben aus dem alten Abbau beim Georgi-Stollen (G18: eine Schalenblende, eine feinkörnige Zinkblende, zwei derbe Bleiglanze; G17: eine feinkörnige Zinkblende, ein derber Bleiglanz; GJ13: kugeliges Zinkblendeaggregat aus dem Erzband; G27: kugeliges Zinkblendeaggregat, ein feinst verteilter Bleiglanz, eine Pyritkonkretion). Hinzu kommt eine syngenetisch angelegte und tektonisch aufgearbeitete Zinkblendeprobe aus Weinreben (H3: schichtiges ZnS-Bruchstück in tektonischer Brekzie am Widersinnigen Verwerfer).

Die Ergebnisse der gemessenen  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte sind in Abb. 25 graphisch wiedergegeben. Die Sulfide weisen alle negative  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte auf, wobei in den einzelnen Proben Bleiglanz, Zinkblende und Markasit oder Pyrit ist.

Auffällig sind die extrem negativen Schwefelwerte der primären, nur schwach diagenetisch beanspruchten, sulfidischen Erze, die zwischen  $-24,6$  und  $-30,4\text{‰}$   $\delta^{34}\text{S}$  ( $\bar{x} = -27,7\text{‰}$ ) liegen. Diese Werte weisen auf eine intensive bakterielle Tätigkeit bei der Sulfidausfällung hin (E. SCHROLL & K. H. WEDEPOHL, 1972; E. SCHROLL, 1976; E. SCHROLL, 1978), die schon aus den geologisch-mineralogischen Befunden angenommen wurde. Für diese biogene Herkunft des Schwefels nehmen F. KAPPEL & E. SCHROLL (1982) eine Bildungstemperatur von unter  $50^\circ\text{C}$  an, wobei sie für geringe Umwandlungsprozesse, bei leicht erhöhter Temperatur, keine oder nur sehr geringe Veränderung der primären S-Isotopen annehmen.

Bei den diagenetisch bis posttektonisch gebildeten Erzen liegen die  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen  $-13,7$  und  $-23\text{‰}$  ( $\bar{x} = -18,9\text{‰}$ ). Es könnte sich hier nach F. KAPPEL & E. SCHROLL (1982) um Mischwerte handeln, die höher temperierte, epigenetische Umwandlungs- und Mobilisationsvorgänge vermuten lassen.

Die Schwefelisotopenwerte der Eisensulfide aus den unvererzten, mergeligen Dolomiten liegen zwischen  $-10,9$  und  $-18,9\text{‰}$  ( $\bar{x} = -13,9\text{‰}$ ) und belegen die zweite und dritte Phase (siehe Kap. 5.2.1.) der Ausfällung, die in einem leicht ge-

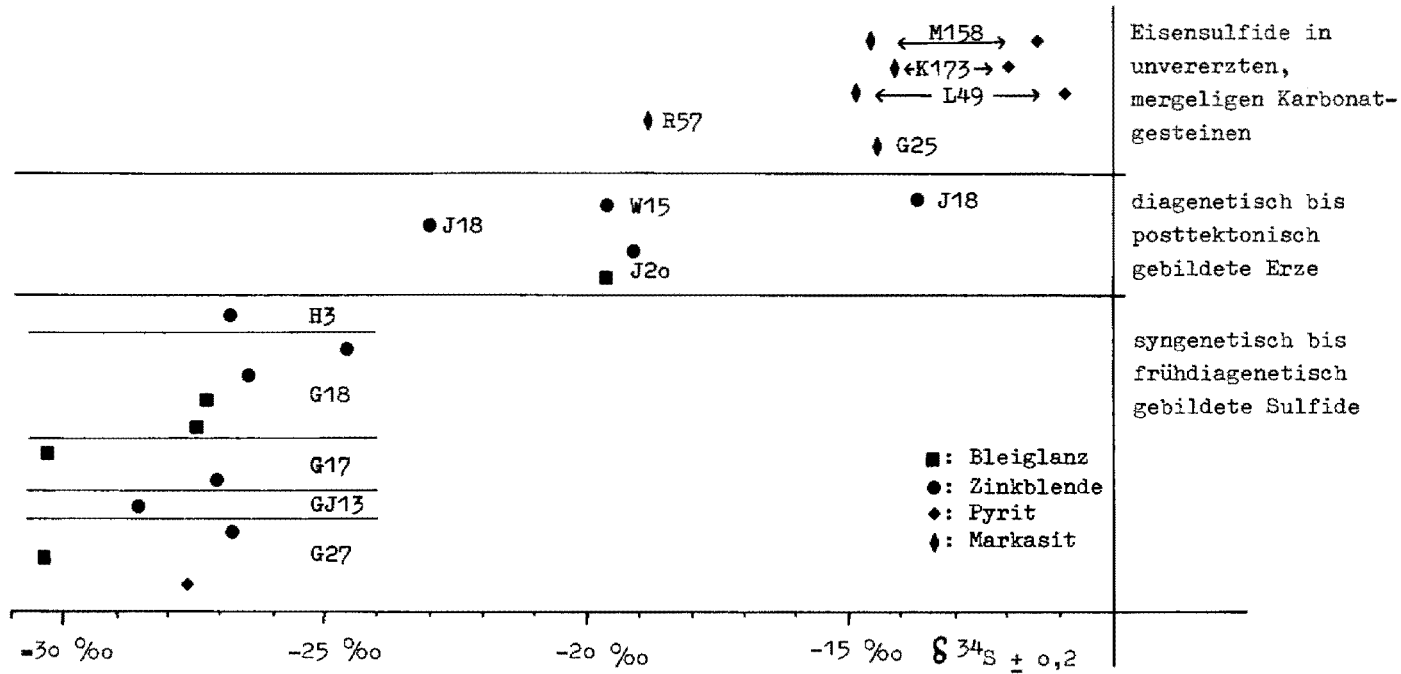


Abb. 25: Übersicht über die Schwefelisotopenverteilung in den Sulfiden der vererzten und unvererzten Maxerbanke.

schlossenen System mit einem geringen Anteil an schwerem Schwefel stattfand. Diese Werte entsprechen der 2. Generation von Pyritausscheidungen in Karsthöhlen der Nördlichen Kalkalpen, die E. SCHROLL (1979) in Anlehnung an R. SEEMANN (1973) beschreibt. Im Gegensatz dazu steht ein  $\delta^{34}\text{S}$ -Wert einer parallel zur Vererzung angelegten Kieskonkretion des Bellegardeschachtlgebietes (G 27), der bei  $-27,7\text{‰}$  liegt und mit der syngenetischen Erzbildung in Verbindung zu setzen ist.

Eine Bestätigung für die tektonische Aufarbeitung von syngenetischen Mineralisationen am Widersinnigen Verwerfer liefern Schwefelisotopenwerte von Zinkblenden. Während die syn- bis posttektonisch gebildete Zinkblende am Widersinnigen Verwerfer (Probe W15, Revier Max, Franz-Josef-Stollen, alte Förderstrecke,  $-3245/+390$ ) einen  $\delta^{34}\text{S}$ -Wert von  $-19,7\text{‰}$  aufweist, liegt der  $\delta^{34}\text{S}$ -Wert der am Widersinnigen Verwerfer tektonisch aufgearbeiteten, aber aufgrund sedimentologischer Kriterien primär syn- bis frühdiagenetisch angelegten Zinkblende (Probe H 3, Weinreben, alter Abbau,  $-3445/+560$ ) bei  $-26,8\text{‰}$ .

#### 5.4 Indikatoren für das Auftreten von Maxerbankvererzungen

Für die lagerstättenkundliche Bearbeitung von Vererzungen im Bereich der Maxerbänke müssen diese in zwei Gruppen unterteilt werden. Die erste Gruppe umfaßt die schichtgebundenen, die zweite die diskordanten, an den Widersinnigen Verwerfer gebundenen, Vererzungen.

Die genaue Position möglicher konkordanter Maxerbankvererzungen innerhalb der Bleiberger Lagerstätte ist sehr schwer voraussagbar, da aus geologischen Gesichtspunkten nur wenige diagnostische Methoden zur Verfügung stehen, um etwaige höffige Gebiete zu erfassen. Wie die bisherigen Aufnahmen zeigen, ist innerhalb der Maxerbänke mit keiner Ausbildung von Leithorizonten, wie z. B. die schwarzen Brekzien der Bleiberger Fazies, zu rechnen. Als Anhaltspunkt für eventuelle wirtschaftliche Mineralisationen kann nur die Bindung der Erze an dolomitische Parteien sowie ihre Position etwa 170 bis 240 m im Liegenden des 1. Raibler Schiefers angegeben werden. Das Auffinden einer schichtgebundenen Vererzung würde zudem keine gesicherte Aussage über die laterale Metallführung zulassen, da diese durch die sedimentologischen Gegebenheiten stark variieren kann. Auch die räumliche Erfassung einer konkordanten Vererzung ist nur mit Hilfe von Auffahrungen und Bohrungen möglich, da die Erze in einer morphologisch stark gegliederten Lagune abgelagert wurden. Vorausgreifend läßt sich feststellen, daß auch geochemische Pilotelemente (mit Ausnahme des Magnesiums für die Dolomitfazies), zum Beispiel das Phosphor, nur im unmittelbaren Bereich der Vererzung wirksam werden. Aus diesen Gründen läßt sich ein Hoffnungsbau auf die liegenden, höffigen Bereiche vornehmlich mit Hilfe von Kernbohrungen bewerkstelligen, mit der Aussicht auf eine eventuelle Blei-Zink-Führung in den prädestinierten Bereichen.

Von den diskordanten, an den Maxer Widersinnigen Verwerfer gebundenen Vererzungen ist zwar die Position und Ausdehnung bekannt bzw. leicht festzustellen, jedoch treten auch hier starke Schwankungen der Metallführung innerhalb weniger Meter auf. So wurde vom Autor für einen vererzten Keil zwischen dem Widersinnigen Verwerfer und der Jakobi-Kluft (5. Lauf, Revier Max) ein Bohrprogramm erstellt, das aus 28 etwa 20 m tiefen Bohrungen bestand, bei denen die, alle zwei Meter gewonnenen, Schmandproben analysiert wurden. Eine Kerngewinnung wurde aufgrund der tektonischen Zerrüttung des Gesteins als nicht zielführend angesehen



und deshalb die billigere Schmandbohrung vorgezogen. Die in Abb. 26 dargestellten Analyseergebnisse von Blei und Zink entlang den Bohrlöchern lassen die unregelmäßige Metallisierung klar erkennen. An anderen Aufschlüssen entlang des Verwerfers im Revier Weinreben, Lichtmeß etc. können dieselben Vererzungsverhältnisse angetroffen werden. Inwieweit ein Abbau dieser Bereiche als wirtschaftlich angesehen werden kann und welche bergbaulichen Schwierigkeiten eine Gewinnung entlang des schieferführenden Verwerfers mit sich bringen, kann vom Autor nicht ermessend werden.

Interessant und auch vom Bergbau genutzt sind die Bedingungen der Bellegardeschachtvererzung, da hier eine massive, konkordante mit der diskordanten, an den Verwerfer gebundenen Vererzung zusammentrifft, was eine nicht unerhebliche Konzentrierung der Erze bewirkt. Diese bergbaulich bedeutende Voraussetzung für den wirtschaftlichsten Abbau einer Maxerbankvererzung ist jedoch wahrscheinlich als Spezialfall innerhalb der gesamten Lagerstätte anzusehen.

## **6. Probennahme, Aufbereitung und Analytik**

### **6.1. Probennahme und mechanische Aufbereitung**

Neben der geologisch-mineralogischen Bearbeitung der Maxerbänke war auch eine geochemische Untersuchung vorgesehen, um durch diese Detailuntersuchungen den quantitativen, geochemischen Charakter der Maxerbankkarbonate und -mergel sowie der Vererzungen zu erfassen. Aus diesem Grunde wurden die nach sedimentologischen Gesichtspunkten gezogenen Proben mit einer Nummer und einem Schlüssel versehen, die zum einen die genaue Lokalisierung jeder Probe innerhalb des jeweiligen Profiles sowie zum anderen eine lithologische und fazielle Zuordnung erlauben.

Die nach Möglichkeit schmandfreien Proben wurden in zwei Hälften zersägt. Die für die chemischen Analysen vorgesehenen, getrockneten Probenteile wurden mit Hilfe eines Backenbrechers zerkleinert und anschließend mit einer Stahlmühle analysenfein gemahlen. Stark vererzte Proben wurden mit einer zweiten nur für Vererzungen vorgesehenen Stahlmühle aufgemahlen, um größere Kontaminationen zwischen vererzten und tauben Proben zu vermeiden. Die reinen Mergelproben wurden getrocknet und zur Aufmahlung direkt der Stahlmühle zugeführt. Das Gesteinsmehl jeder Probe wurde gemischt, geteilt und etwa 100 g in neue Probensäckchen gefüllt, während der Rest verworfen wurde.

Das auf diese Art gewonnene Gesteinsmehl wurde für alle anschließend durchgeführten Analysengänge verwendet.

### **6.2. Analysenmethoden und deren Aufschlußverfahren**

Die Proben wurden den verschiedensten, quantitativen Analysenverfahren unterzogen. Die von allen Proben durchgeführte Standardanalytik auf die Elemente Pb, Zn, Fe, Mn, Cu, Ca, Mg und Sr wurde von der Bleiberger Bergwerks Union im chemischen Betriebslabor in Bleiberg-Kreuth (Bergverwalter Dipl.-Ing. K. JEDLICKA) bzw. im Zentrallabor in Arnoldstein (Dipl.-Ing. ISKRA) getätigt. In Bleiberg erfolgte die Analytik mit der Atomabsorptionsspektrometrie (AAS), im Zentrallabor wurde dagegen die Analytik durch die optische Emissionsspektrometrie mit Hilfe eines Plasmabrenners (Inductively Coupled Plasma Spectrometer = ICP)



durchgeführt. Die von verschiedenen Proben hergestellten Multielementanalysen wurden am Geotechnischen Institut der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal (Direktor a. o. Univ. Prof. Dr. E. SCHROLL) in Wien ebenfalls mit dem ICP hergestellt. Die Bestimmung von Cr und Ni erfolgte sowohl in Bleiberg wie in Arnoldstein mit der AAS. Fluor konnte am Mineralogisch-Kristallographischen Institut der Universität Wien (Vorstand o. Univ. Prof. Dr. J. ZEMANN) mittels einer ionensensitiven Elektrode analysiert werden.

**Probenaufschluß für Standardanalytik durch AAS:** Eine Probeneinwaage von 0,5 bis 1 g wird in einem Becherglas mit 20 cm<sup>3</sup> Königswasser (3 Teile HCl, 1 Teil HNO<sub>3</sub>) versetzt und auf einer Heizplatte bei etwa 100° C etwa 20 Minuten bis auf 3 bis 4 cm<sup>3</sup> heruntergekocht. Die Suspension wird anschließend filtriert und das gewonnene Filtrat in einen 100-ml-Meßkolben gegeben, der zuletzt mit destilliertem H<sub>2</sub>O aufgefüllt wird. Für diese Messung mit der AAS kann eventuell eine Verdünnung der Stammlösung erforderlich sein, um innerhalb des Meßbereiches zu bleiben.

**Probenaufschluß für Standardanalytik durch ICP:** Eine Probenmenge von 0,5 g wird in einem Teflonbecher mit 10 ml HF und 5 ml HClO<sub>4</sub> (zerstört die organische Substanz) versetzt und auf einer 150 bis 200° C heißen Heizplatte unter starker Raumentwicklung bis auf 2 ml verdampft. Anschließend werden 25 ml konzentrierte HNO<sub>3</sub> zugegeben, und diese Lösung wird in einen 100-ml-Meßkolben überführt, der daraufhin mit entionisiertem H<sub>2</sub>O aufgefüllt wird. Die Stammlösung wird der Messung zugeführt.

Die Standardanalytik auf acht Elemente mittels AAS und ICP wurde an 686 Proben durchgeführt.

**Probenaufschluß für Multielementanalysen durch ICP:** Eine Einwaage von 0,5 g wird in einen Teflonbecher gegeben und mit 6 ml einer Mischsäure, bestehend aus HNO<sub>3</sub> und HClO<sub>4</sub> (1 : 1), und HF versetzt. Die Lösung wird auf einem Sandbad bei etwa 200° C bis zu einer gelartigen Form verdampft und anschließend erneut mit 6 ml Mischsäure und H<sub>2</sub>O dest. unter schwacher Wärmezufuhr versetzt. Die Lösung wird in eine 50-ml-Plastikflasche gegeben und mit H<sub>2</sub>O dest. aufgefüllt. Diese Stammlösung kommt zur Messung.

Es wurden 51 Proben auf 25 Elemente (Ca, Mg, K, Al, Na, Fe, Mn, Ba, Ti, Zn, P, Cu, Cr, Ni, Co, Sr, Be, Sc, La, V, Nb, Ga, Li, Sn und Ce) analysiert.

**Probenaufschluß zur Cr-Ni-Analyse durch AAS:**

**Chrom:** 2,5 g Einwaage werden mit H<sub>2</sub>O dest. in Teflonbecher aufgeschlämmt und mit 5 ml HNO<sub>3</sub> und 10 ml HF versetzt und durch Eindampfen getrocknet. Zweimaliges, erneutes Aufnehmen mit 10 ml HCl und anschließender Trocknung. Danach nochmals mit 10 ml HCl aufnehmen und mit H<sub>2</sub>O dest. auf 50 ml bringen. In dieser Lösung wird zuerst das Eisen und Chrom aufoxidiert und nachfolgend in Fe-Cr-Hydroxid übergeführt. Die Hydroxide werden mit 10 ml HCl gelöst und das Eisen durch 15 ml Diäthyläther extrahiert. Die Cr-hältige HCl-Phase wird für die Herstellung der Stammlösung verwendet.

**Nickel:** 2,5 g Einwaage werden mit H<sub>2</sub>O dest. in Teflonbecher aufgeschlämmt und mit 10 ml HF versetzt und auf 5 ml abgedampft. Zusetzen von 10 ml HClO<sub>4</sub> und erneut auf 5 ml abdampfen. Zusetzen von 10 ml H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> und erhitzen, bis es zur starken Rauchbildung kommt, anschließend Überführung in Becherglas bei H<sub>2</sub>O dest. Zugabe. Diese Lösung wird über mehrere Arbeitsgänge in eine Ni-hältige HCl-Phase überführt.

Es wurden 148 Proben, vorwiegend Mergel, auf Cr und Ni analysiert.

Probenaufschluß für Fluorbestimmung durch ionensensitive Elektrode: Der Aufschluß, die Messung und die Berechnung der Fluorgehalte erfolgte nach der Methode von F. KLUGER et al. (1975).

250 mg Probenpulver werden in einen Ni-Tiegel eingewogen und 3 g feste NaOH-Plätzchen zugegeben. Der anschließende Schmelzaufschluß erfolgt über 45 min. bei 570° C ( $\pm 20^\circ$  C) in einem Tiegelofen. Nach dem Abkühlen werden 25 ml einmolare Zitronensäure zugegeben und über Nacht stehengelassen. Die Lösung wird am nächsten Tag mit Zitronensäure oder NaOH auf  $\text{pH} = 6,0 \pm 0,1$  eingestellt und in einen 100-ml-Plastikbecher gefüllt, der mit einer Pufferlösung aufgefüllt wird. Diese Stammlösung kommt nach eventueller Verdünnung zur Messung.

Es wurden von 66 Proben die Fluorgehalte bestimmt.

## 7. Statistische Auswertung der geochemischen Daten

Um eine effektive geochemische und statistische Bearbeitung der vielen Analysendaten (über 7000) zu gewährleisten, ist der Einsatz eines Großcomputers unumgänglich. Aus diesem Grunde wurden alle Daten auf Lochkarten übertragen und anschließend auf einem File gespeichert. Die Erstellung eines eigenen Programms erlaubte später den Zugriff zu allen oder einzelnen Probendaten mittels der festgelegten Schlüsselbezeichnung, die jede Probe kennzeichnet. Dieser Schlüssel-Code weist in der ersten Spalte die jeweilige Profiltzugehörigkeit (M, L, K...), in der zweiten Spalte die Lithologie (1, 2, 3, 4, 5) und in der dritten Spalte die fazielle Stellung (A, B, C) aus, wobei 3 und C ident für Mergel stehen. So ist es durch diesen Code zum Beispiel möglich, alle Proben mit der Bezeichnung 2 oder M2 oder M2A oder M2 + L2 oder M2A + L2A + ... etc. auszulesen und der Berechnung zuzuführen. Diese Art der Probenauslese ermöglicht einen vielfältigen Vergleich von homogenen Probengruppen untereinander oder gegeneinander. Zur Berechnung, sie wurde am EDV-Zentrum der Universität Wien durchgeführt, wurde ein Programmpaket mit der Bezeichnung „BMDP“ (manual date: 1977; program revised: 1978) und dessen Beschreibung von W. J. DIXON & M. B. BROWN (1979) verwendet.

### 7.1. Beschreibende Statistik und Verteilung der Elemente aus den unvererzten Maxerbänken

In diesem Kapitel werden einzelne Elemente oder Elementgruppen bezüglich ihres Auftretens in den verschiedenen Sedimenttypen der Maxerbänke betrachtet. Hierzu werden nur beschreibende, statistische Methoden verwendet, um einen möglichst objektiven Überblick zu geben. Die aus der Beschreibung hervorgehenden Ergebnisse werden jedoch interpretiert. Zur Bearbeitung werden hier die Daten der Profile M, K, R und L verwendet.

#### 7.1.1. Calcium, Magnesium und Strontium

Ca und Mg sind naturgemäß als Hauptkomponenten der Maxerbankkarbonate anzusehen und an die Minerale Calcit und Dolomit gebunden. Daneben kann es zur Bindung von Ca, aber vor allem von Mg an die Tonminerale kommen.

Die in Abb. 27 histogrammartig dargestellte Mittelwertverteilung der Ca-Mg-Gehalte in den Maxerbänken, gliedert nach Lithologie und Fazieszugehörigkeit, läßt folgende Aussagen zu. Die nach lithologischen Kriterien unterteilten, mergeli-

gen (1) und reinen Karbonate (2) weisen alleine betrachtet nur einen geringen Unterschied im Ca-Mg-Gehalt auf. Erst bei Betrachtung der nach sedimentologischen Strukturen faziell unterteilten Karbonate sind die randmarinen (A, 1A, 2A) durch ihren hohen Mg-Gehalt von den flachmarin gebildeten Karbonaten (B, 1B, 2B) mit einem wesentlich geringerem Mg-Gehalt bei mäßigen Ca-Gehaltsschwankungen und etwa gleich großen Standardabweichungen unterscheidbar. Dieser Unterschied im Mg-Gehalt weist auf eine fröhdiagenetische Dolomitisierung der kalkigen Sedimente durch marine Porenwässer mit leicht erhöhter Salinität und erhöhtem Mg/Ca-Verhältnis im Bereich der supra- bis intertidalen Flächen hin, während die subtidalen Karbonate wesentlich schwächer dolomitisiert sind. Die im Liegenden und Hangenden der Maxerbankentwicklung befindlichen Karbonate setzen sich mit ihren niedrigen Mg- und hohen Ca-Gehalten eindeutig ab, da sie in wesentlich kalkreicherem, lebensfreundlicherem Milieu abgelagert wurden, was schon durch die deutliche Makrofossilführung angezeigt ist. Die niedrigen Ca-Mg-Gehalte der Mergel sind durch die hohen Rückstandsmengen bei gleichzeitigem Zurücktreten des Karbonates erklärt und können nicht weiter interpretiert werden, da nur Gesamtanalysendaten vorliegen.

Die Sr-Gehalte der Maxerbänke sind sehr gering und liegen unter der Nachweisgrenze von 10 ppm bis maximal 270 ppm, wobei der Mittelwert etwa 80 ppm ( $s = \pm 45$ ) beträgt. Dieser Wert liegt damit deutlich unter den Sr-Mittelwerten die L. CARDICH-LOARTE & E. SCHROLL (1973) aus zwei Profilen der kalkreichen Bleiberger Fazies (Rudolfshacht, 5. Lauf;  $\bar{x} = 144$  ppm, min. 89 bis max. 784 ppm/ Antonischacht, 8. Lauf;  $\bar{x} = 143$  ppm, min. 65 bis max. 1475 ppm) beschreiben.

Die in Abb. 27 dargestellten Sr-Mittelwerte mit den jeweiligen Standardabweichungen lassen höhere Sr-Gehalte in den mergeligen (1, 1A, 1B) als in den reinen Karbonaten (2, 2A, 2B) erkennen. Der Einfluß von Tonmineralen auf die Sr-Gehalte in Karbonaten wird schon von W. M. BAUSCH (1965, 1968) und E. SCHROLL (1967) erwähnt. Beide Autoren können zeigen, daß mit steigendem Tonanteil die Sr-Werte ansteigen. BAUSCH führt diesen Zusammenhang auf fröhdiagenetische Prozesse zurück, bei denen ein Teil des Strontiums adsorptiv an die Tonminerale gebunden wurde. Dagegen fällt der sehr geringe Gehalt von Strontium in den grünen Mergeln der Maxerbänke ( $\bar{x} = 37$  ppm,  $s = \pm 27$ , min. < 10 bis max.

Abb. 27: Mittelwertverteilung der Elemente Calcium, Magnesium und Strontium von den verschiedenen lithologischen und faziellen Gruppierungen.

M, K, R, L: Profile Rubland, Franz-Josef-Stollen, Weinreben und Lichtmeß;  
N = 477 (alle Proben)

1: mergeliger Dolomit bis mergeliger, dolomitischer Kalk der Maxerbänke;  
N = 162

2: reiner Dolomit bis reiner dolomitischer Kalk der Maxerbänke; N = 247

3: grüne Mergel der Maxerbänke; N = 68

4: Karbonate der Übergangsfazies zum hangenden Wettersteinkalk (Erzkalk);  
N = 52

5: Karbonate im Liegenden der Maxerbankentwicklung; N = 45

A: randmarin gebildete Maxerbankkarbonate; N = 147

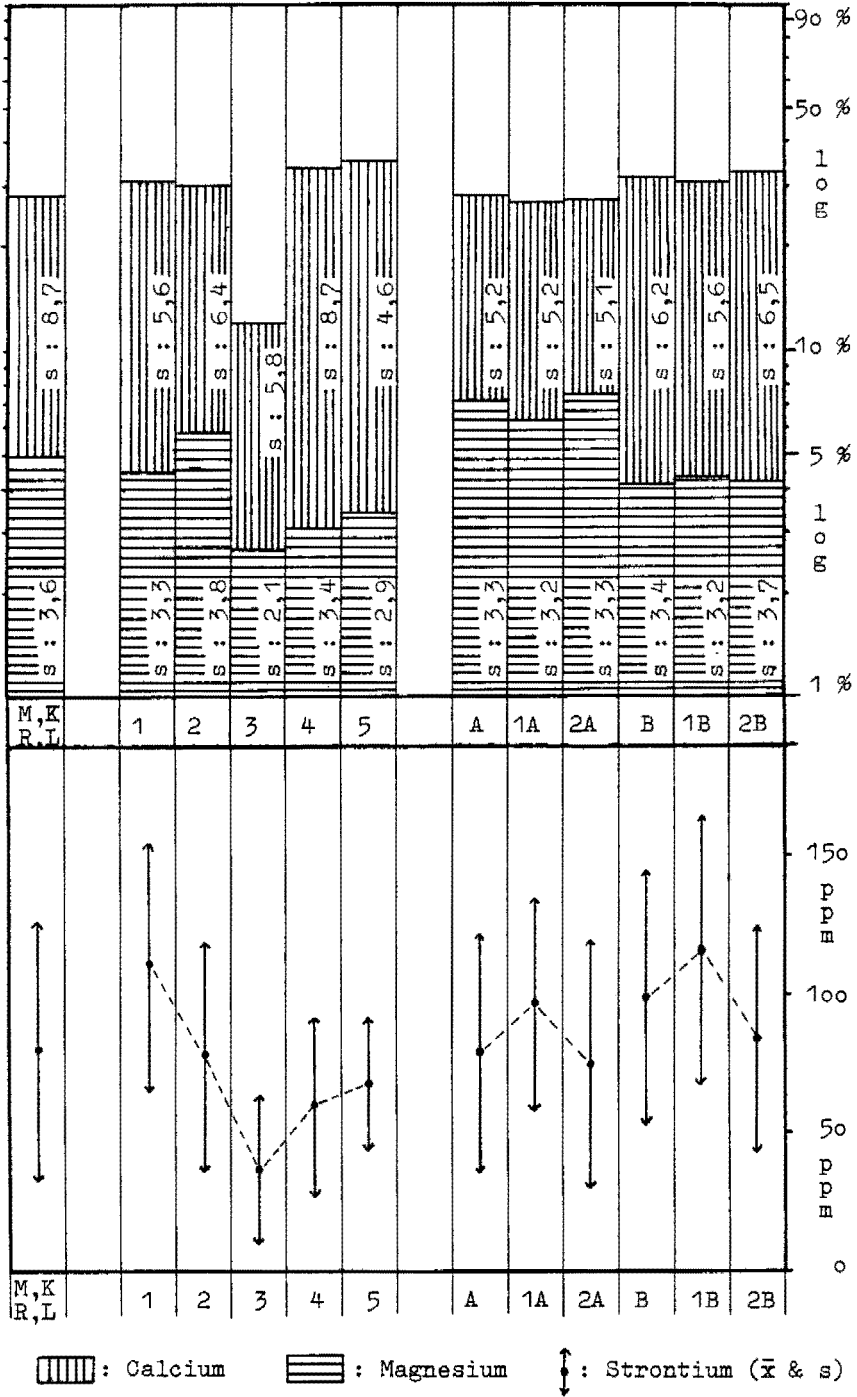
1 A: randmarin gebildete, mergelige Maxerbankkarbonate; N = 31

2 A: randmarin gebildete, reine Maxerbankkarbonate; N = 114

B: flachmarin gebildete Maxerbankkarbonate; N = 268

1 B: flachmarin gebildete, mergelige Maxerbankkarbonate; N = 131

2 B: flachmarin gebildete, reine Maxerbankkarbonate; N = 125



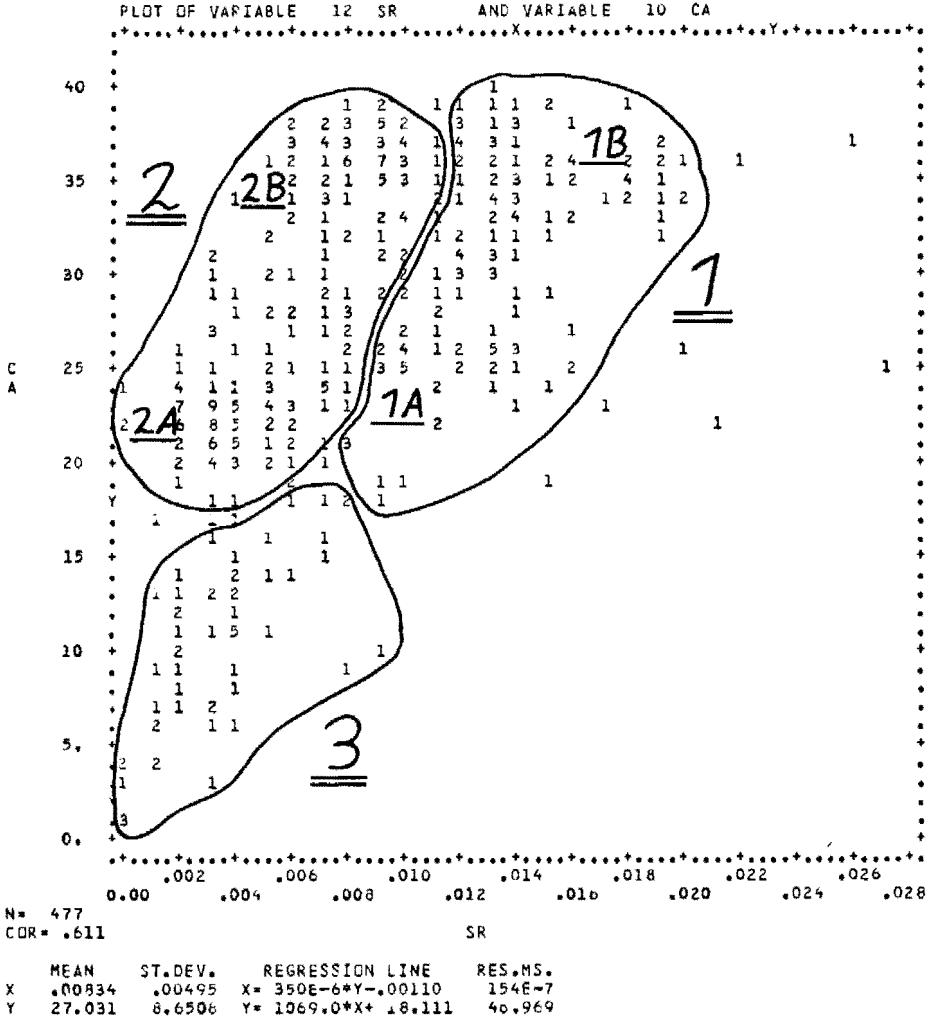


Abb. 28: Scatter plot der Elemente Calcium gegen Strontium; N = 477

- 1: mergelige Maxerbankkarbonate
- 1 A: randmarin gebildete, mergelige Maxerbankkarbonate
- 1 B: flachmarin gebildete, reine Maxerbankkarbonate
- 2: reine Maxerbankkarbonate
- 2 A: randmarin gebildete, reine Maxerbankkarbonate
- 2 B: flachmarin gebildete, reine Maxerbankkarbonate
- 3: grüne Mergel der Maxerbänke

150 ppm) auf, der im krassen Gegensatz zu Angaben von J. R. KRANZ (1976, 602 ff.) steht, der aus den grünen Mergeln der Bleiberger Fazies Sr-Gehalte bis 1300 ppm beschreibt. Sicher ist, daß erhöhte Sr-Gehalte bevorzugt in den mergeligen Karbonaten zu finden sind; folgende zwei Gründe sind hier verantwortlich. Erstens ist der Ca-Gehalt der mergeligen Maxerbankkarbonate etwa gleich groß, wie der der reinen Karbonate, wodurch einerseits die hauptsächliche Bindung des Strontiums an die calcitische Phase erhärtet wird, und zweitens führt der erhöhte Tonanteil der mergeligen Karbonate zu einer Bindung von Strontium, das bei diagenetischen Vorgängen frei wurde, wodurch andererseits eine zusätzliche Anreicherung erklärt ist. In den grünen Mergeln der Maxerbänke kommt jedoch die wesentliche Bindung des Strontiums an die calcitischen Phasen nur eingeschränkt zum Tragen, da die Ca-Gehalte stark reduziert sind. Auch die Sr-Gehalte der eher dolomitischen Maxerbankentwicklung waren schon primär geringer als in der Bleiberger Fazies, und so kam es zu keiner anormalen, diagenetischen Anreicherung des Strontiums in den Tonmineralen. Beides zusammen erklärt somit die geringen Sr-Gehalte der Mergel.

Die hauptsächliche Bindung des Strontiums an die kalkigen Sedimente ist ebenfalls aus Abb. 27 und zusätzlich aus dem scatter plot der Abb. 28 ersichtlich. Während in Abb. 27 die leicht erhöhten Sr-Mittelwerte der flachmarinen, Ca-reichen (B, 1B, 2B) gegenüber den randmarinen, Mg-reicheren und Ca-ärmeren Sedimenten (A, 1A, 2A) beobachtbar sind, zeigt Abb. 28 das Ansteigen des Strontiums mit der gleichzeitigen Zunahme des Calciums. Diese Zunahme des im Meerwasser häufig vorkommenden Kations Strontium mit den Ca-Gehalten ist durch den Einbau in Calciumverbindungen erklärt (C. W. CORRENS, 1968, 266). Diese Ca-Sr-Beziehung wird bei L. CARDICH-LOARTE & E. SCHROLL (1973), J. CERNY (1982), J. R. KRANZ (1976), E. SCHROLL (1967) etc. behandelt, die alle eine Verminderung der Strontiumkonzentrationen bei niedrigeren Ca-Gehalten, d. h. bei Anwesenheit von Dolomit, angeben.

Die aus Abb. 27 entnehmbaren, niedrigen Sr-Mittelwerte bei erhöhtem Calciumgehalt und wenig Magnesium, d. h. wenig Dolomit, der im Liegenden (5) und Hangenden (4) der Maxerbänke vorkommenden Karbonate können auf verstärkte Diagenesevorgänge zurückzuführen sein. Auf eine erhöhte Salinität des Meerwassers in diesen Bereichen zur Zeit der Karbonatbildung kann nicht geschlossen werden, da es sich bei den gefundenen blauen Anhydriten nur um sekundäre Bildungen in Hohlräumen handelt.

### 7.1.2. Blei und Zink

Die Metallelemente Blei und Zink können in geringen Spuren sowohl im Calcit als auch im Dolomit eingebaut sein (H. J. RÖSLER, 1981, 692 und 703; E. SCHROLL, 1976, 186), ebenso ist ihre Bindung an die Tonminerale und Feldspäte anzunehmen (K. H. WEDEPOHL, 1970). Diese als Gesteinsblei und -zink benannten Elemente liegen nach K. H. WEDEPOHL (1970) in Kalken mit einer mittleren Konzentration von 9 ppm Pb und 23 ppm Zn und in mergeligen Kalken (13 % unlösliche Rückstände) mit einer mittleren Konzentration von 2,7 ppm Pb und 14 ppm Zn vor.

L. CARDICH-LOARTE & E. SCHROLL (1973) geben einen Zn-Mittelwert von 46 ppm  $\pm$  7 für ein 65 m mächtiges Profil der Bleiberger Fazies (Rudolfschacht) an. Bei einer extrem hohen Anreicherung dieser Elemente kommt es zur Bildung von Erzmineralen, wie Bleiglanz, Zinkblende und deren Oxidationsmineralen.

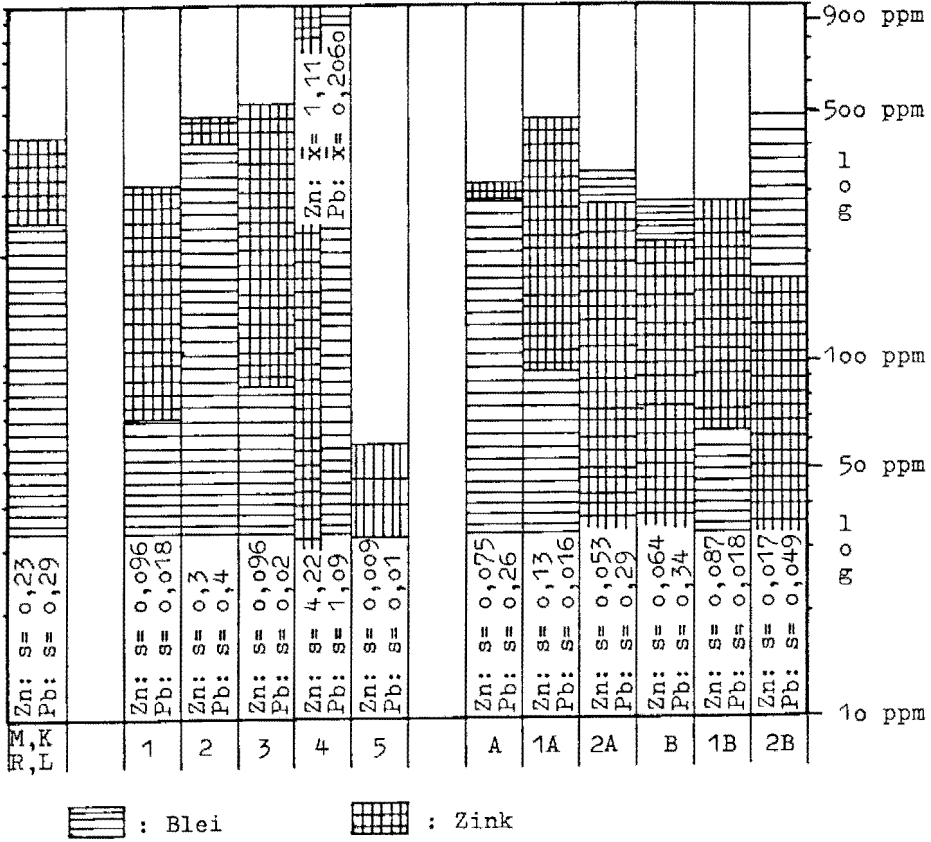


Abb. 29: Mittelwertverteilung der Elemente Blei und Zink von den verschiedenen lithologischen und faziellen Gruppierungen.

M, K, R, L: Profile Rubland, Franz-Josef-Stollen, Weinreben und Lichtmeß;  
N = 477 (alle Proben)

1: mergeliger Dolomit bis mergeliger, dolomitischer Kalk der Maxerbänke;  
N = 162

2: reiner Dolomit bis reiner dolomitischer Kalk der Maxerbänke; N = 247

3: grüne Mergel der Maxerbänke; N = 68

4: Karbonate der Übergangsfazies zum hangenden Wettersteinkalk (Erzkalk);  
N = 52

5: Karbonate im Liegenden der Maxerbankentwicklung; N = 45

A: randmarin gebildete Maxerbankkarbonate; N = 147

1 A: randmarin gebildete, mergelige Maxerbankkarbonate; N = 31

2 A: randmarin gebildete, reine Maxerbankkarbonate; N = 114

B: flachmarin gebildete Maxerbankkarbonate; N = 268

1 B: flachmarin gebildete, mergelige Maxerbankkarbonate; N = 131

2 B: flachmarin gebildete, reine Maxerbankkarbonate; N = 125

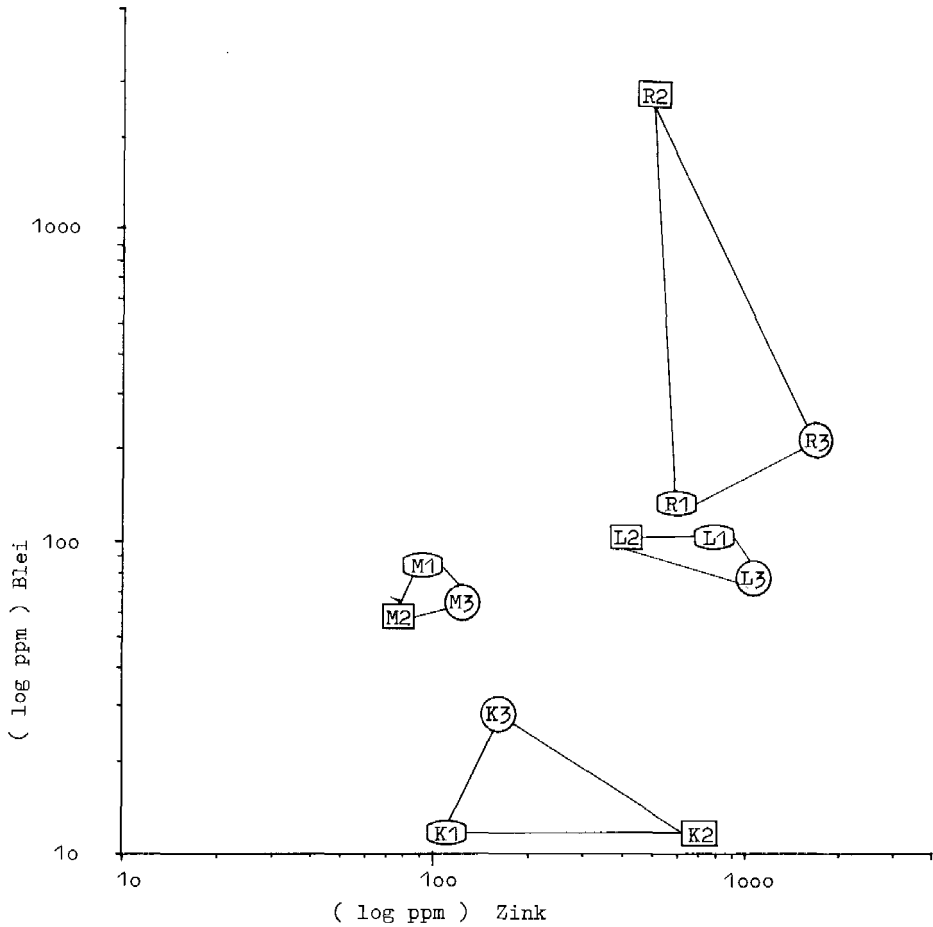


Abb. 30: Streudiagramm der Mittelwerte von Blei gegen Zink der einzelnen, unverzerten Maxerbankprofile.

- M 1: Rubland, mergelige Karbonate; N = 58
- M 2: Rubland, reine Karbonate; N = 78
- M 3: Rubland, grüne Mergel; N = 30
- K 1: Franz-Josef-Stollen, mergelige Karbonate; N = 48
- K 2: Franz-Josef-Stollen, reine Karbonate; N = 97
- K 3: Franz-Josef-Stollen, grüne Mergel; N = 17
- R 1: Weinreben, mergelige Karbonate; N = 21
- R 2: Weinreben, reine Karbonate; N = 34
- R 3: Weinreben, grüne Mergel; N = 12
- L 1: Lichtmeß, mergelige Karbonate; N = 35
- L 2: Lichtmeß, reine Karbonate; N = 52
- L 3: Lichtmeß, grüne Mergel; N = 9



Die Unterscheidung von Gesteinsblei und -zink vom Erzblei und -zink ist schwer, da in den untersuchten Profilen der Maxerbänke immer wieder kleinere Erzanreicherungen, oft epigenetischer Art, eingeschaltet sind, die eine Verfälschung der analytischen Daten bewirken und somit große Streuungen innerhalb der Verteilungen aufweisen.

Die in Abb. 29 histogrammartig dargestellten Pb-Zn-Mittelwerte aus vier Maxerbankprofilen (M, K, R, L), getrennt nach lithologischen und faziellen Unterschieden, lassen keine Aussagen über die Pb-Zn-Gehalte zu, da die Gesteins- und Erzelemente stark miteinander vermischt sind. Auch bei Berücksichtigung der Standardabweichung ist keine lithologische oder fazielle Gebundenheit von Blei und Zink zu beobachten. Erst die separate Auftragung der Pb-Zn-Mittelwerte der einzelnen Profile und deren lithologische Differenzierung gegeneinander (Abb. 30) erlaubt einen besseren Überblick. So ist in den Profilen M, R und L eine deutliche Abhängigkeit des Zinks von den Tonmineralen erkennbar, die durch höchste Zinkgehalte in den Mergeln (M3, R3, L3), niedrigere Gehalte in den mergeligen Karbonaten (M1, R1, L1) und den geringsten Zn-Mittelwerten in den reinen Karbonaten (M2, R2, L2) der jeweiligen Profile gekennzeichnet ist. Im Profil K wäre wahrscheinlich diese Konzentrationsabfolge ebenso vorhanden, wenn nicht eine lokale, epigenetische Vererzung den Zn-Mittelwert der reinen Dolomite stark anheben würde. Schon von E. MACK (1958) und W. E. PETRASCHECK (1965) werden erhöhte Zn-Gehalte aus den tonreichen Karbonaten und grünen Mergeln der Bleiberger Fazies beschrieben, die ebenso höher als die Pb-Gehalte sind. Die Pb-Mittelwerte sind auch in den Maxerbänken im allgemeinen geringer als die Zn-Werte und zeigen keine eindeutige Bindung an eine lithologische oder fazielle Einheit. Diese Unregelmäßigkeit der Pb-Verteilung weist auch H. GROTHJOHANN (1978) aus erzführenden Karbonaten des „Alpinen Muschelkalkes“ (Anis) der Nördlichen Kalkalpen nach.

### 7.1.3. Eisen und Mangan

Die Elemente Eisen und Mangan können sowohl im Gitter der Karbonate eingebaut, als auch an die Tonminerale gebunden sein. Proben mit höheren Fe-Gehalten weisen daneben oft makroskopisch sichtbare Eisensulfide (Pyrit, Markasit) auf, die

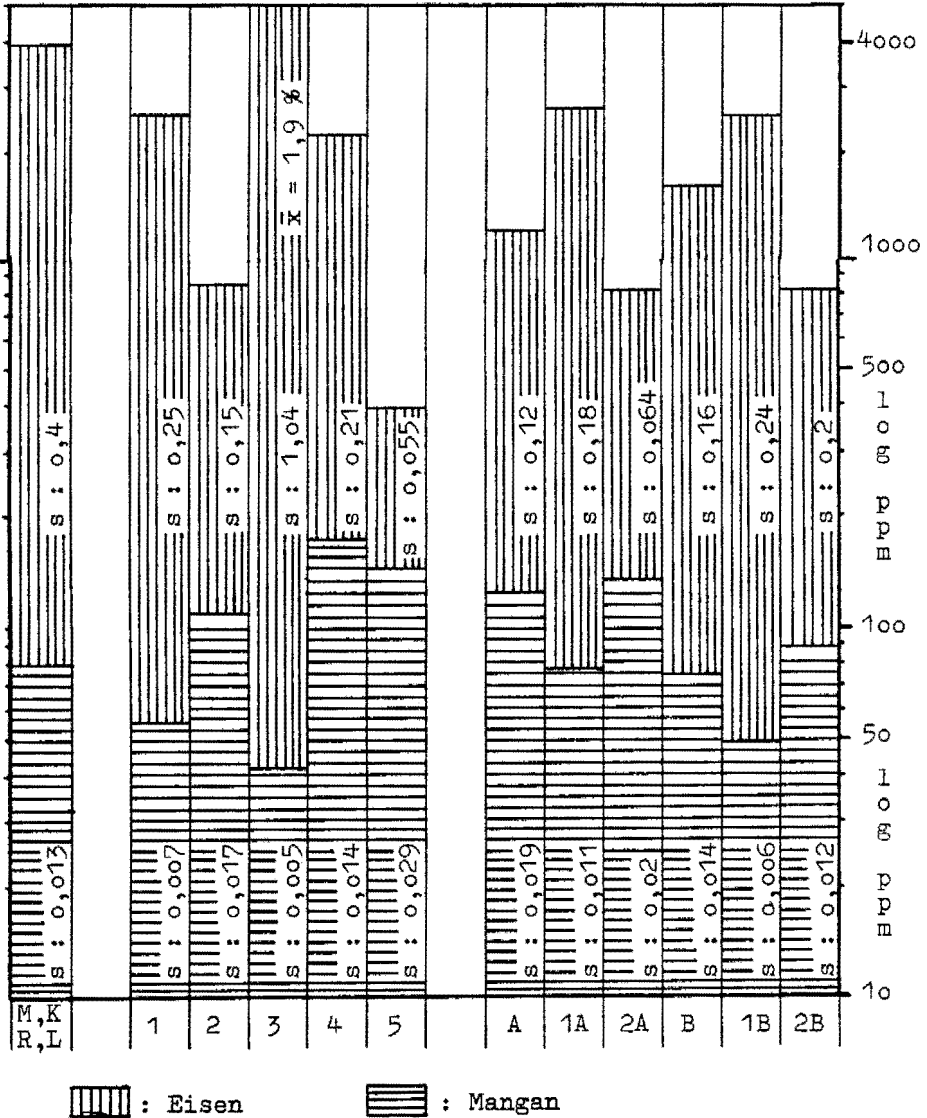
Abb. 31: Mittelwertverteilung der Elemente Eisen und Mangan von den verschiedenen lithologischen und faziellen Gruppierungen.

- M, K, R, L: Profile Rubland, Franz-Josef-Stollen, Weinreben und Lichtmeß;  
N = 477 (alle Proben)
- 1: mergeliger Dolomit bis mergeliger, dolomitischer Kalk der Maxerbänke; N = 162
  - 2: reiner Dolomit bis reiner dolomitischer Kalk der Maxerbänke; N = 247
  - 3: grüne Mergel der Maxerbänke; N = 68
  - 4: Karbonate der Übergangsfazies zum hangenden Wettersteinkalk (Erzkalk); N = 52
  - 5: Karbonate im Liegenden der Maxerbankentwicklung; N = 45
- A: randmarin gebildete Maxerbankkarbonate; N = 147
- 1 A: randmarin gebildete, mergelige Maxerbankkarbonate; N = 31
  - 2 A: randmarin gebildete, reine Maxerbankkarbonate; N = 114
- B: flachmarin gebildete Maxerbankkarbonate; N = 268
- 1 B: flachmarin gebildete, mergelige Maxerbankkarbonate; N = 131
  - 2 B: flachmarin gebildete, reine Maxerbankkarbonate; N = 125

besonders in den mergeligen Karbonaten und Mergeln zu beobachten sind. Die gemessenen Fe-Werte liegen als Gesamtisen vor.

Die histogrammartige Darstellung (Abb. 31) der Mittelwerte von Eisen und Mangan zu den einzelnen lithologischen und faziellen Merkmalen erlaubt folgende Aussagen.

Eisen zeigt eine starke Bindung an die tonmineralführenden Mergel und mergeligen Karbonate, während die reinen Karbonate, ob rand- oder flachmarin gebildet, weit geringere Fe-Gehalte aufweisen. Auch für die mergeligen Karbonate ist keine Beeinflussung durch den Bildungsbereich (rand- oder flachmarin) festzustellen.



Diese Tatsache kann an bivariaten Häufigkeitsverteilungen von Fe gegen Ca und Sr beobachtet werden, bei denen das Eisen nur bei Abnahme der Ca- und Sr-Gehalte und gleichzeitiger Zunahme des unlöslichen Rückstandes ansteigt. Diese Kontrolle des Eisens durch die Tonsubstanz und deren Adsorptionseffekte wird von G. K. BILLINGS & P. C. RAGLAND (1968), ebenso wie die stark untergeordnete Bindung des Eisens an reine Kalke und Dolomite, an rezenten Beispielen aus British Honduras beschrieben.

Beim Mangan ist aus Abb. 31 heraus im Gegensatz zum Eisen eine zweifache Bindung wahrzunehmen. Zum einen treten höhere Mn-Gehalte in den reinen Karbonaten auf, während sie in den mergeligen Karbonaten und Mergeln stark abfallen, und zum anderen werden sie vom Bildungsbereich beeinflusst, so daß höhere Mn-Mittelwerte in den supra- bis intertidalen, eher dolomitischen Karbonaten (A, 1A, 2A) auftreten, als in den subtidalen, eher kalkigen Sedimenten (B, 1B, 2B), wo die Mn-Gehalte herabgesetzt sind. Entsprechend nimmt der Mangengehalt bei steigenden Eisengehalten ab. Diese Feststellung widerspricht den Erkenntnissen von L. CARDICH-LOARTE & E. SCHROLL (1973), die bei Vergleichen von Proben aus der Bleiberger Fazies bei ansteigenden Manganwerten auch steigende Eisengehalte finden, während das dort registrierte, entgegengesetzte Verhalten von Fe zu Ca und Sr auch in den Maxerbänken vorhanden ist. A. BENCINI & A. TURI (1974) kommen in ihrer Publikation unter anderem zu dem Schluß, daß Mangan erstens an die Karbonatanteile gebunden ist und daß zweitens die Diagenese die primären Mn-Gehalte nicht beeinflusst. Aus dieser Erkenntnis heraus muß für die Maxerbänke eine erhöhte Manganbindung an die primäre, eher dolomitische, randmarin gebildete Karbonatphase während der Sedimentation angenommen werden. Als Gründe für diese relativ höheren Mn-Gehalte gibt E. FLÜGEL (1978) unter anderem eine verlangsamt Tonsedimentation oder eine Anreicherung während Trockenlegungsphasen an, die ja in diesen Bildungsbereichen zu erwarten sind.

#### 7.1.4. Fluor

Als Fluorträger sind besonders Flußspat ( $\text{CaF}_2$ ), Tonminerale und untergeordnet Apatit ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ ) meistens als Bestandteil von Fischzähnen zu nennen.

Aus den unvererzten Maxerbänken wurden 12 reine Karbonate, 12 mergelige Karbonate und 19 Mergel auf Fluor hin analysiert. Die gewonnenen Analysendaten lassen folgende Verteilung innerhalb der Sedimente erkennen.

Die reinen Karbonate enthalten im Mittel 330 ppm F ( $s = \pm 190$ ) und entsprechen damit dem Wert von K. K. TUREKIAN & K. H. WEDEPOHL (1961), die für Karbonatgesteine einen mittleren F-Gehalt von ebenfalls 330 ppm angeben. Bei Aufgliederung der Maxerbankkarbonate in Dolomite und Kalke ergeben sich höhere F-Gehalte für die reinen Dolomite ( $\bar{x} = 410$  ppm F,  $s = \pm 180$ ,  $N = 8$ ) und niedrigere F-Werte für die reinen, eher kalkigen Sedimente ( $\bar{x} = 160$  ppm F,  $s = \pm 20$ ,  $N = 4$ ). Hier muß jedoch auf die sehr begrenzte Probenanzahl hingewiesen werden, die eigentlich noch keine Mittelwertberechnung und endgültige Interpretation erlaubt. Trotzdem würde dieses Ergebnis mit Untersuchungen von M. FLEISCHER & W. O. ROBINSON (1963) übereinstimmen, die höhere Fluorgehalte in Dolomiten als in Kalken feststellten. Auch E. ZIMMER (1976) und H. J. SCHNEIDER et al. (1977) beschreiben aus der Bleiberger Fazies von Bleiberg und Mežica, daß von den reinen Karbonaten die Dolomite höhere Fluorgehalte aufweisen als die Kalke.

Mit dem Anstieg des Tonmineralanteils in den Karbonaten bis hin zu den Mergeln ist eine gleichzeitige Zunahme des Fluorgehaltes zu beobachten. Während die mergeligen Karbonate im Durchschnitt 840 ppm F ( $s = \pm 460$ ) enthalten, steigt in den Mergeln der Fluormittelwert auf 3800 ppm ( $s = \pm 1000$ ) an. Das Fluor wird hier eindeutig durch die Tonsubstanz kontrolliert, was auch aus der bivariaten Häufigkeitsverteilung von Fluor gegen das, die Tonsubstanz repräsentierende (es ist nur sehr wenig Kalifeldspat vorhanden), Kalium (Abb. 32) hervorgeht. Eine fazielle Unterscheidung in dolomitische oder kalkige, mergelige Dolomite anhand der Fluorwerte ist nicht möglich, da der Einfluß der Tone stärker als der des Dolomites oder Kalkes ist. Diese starke Bindungsmöglichkeit des Fluors an Tonminerale wird auch von M. HÜBNER (1969) besonders für die Minerale der Illit-Gruppe und

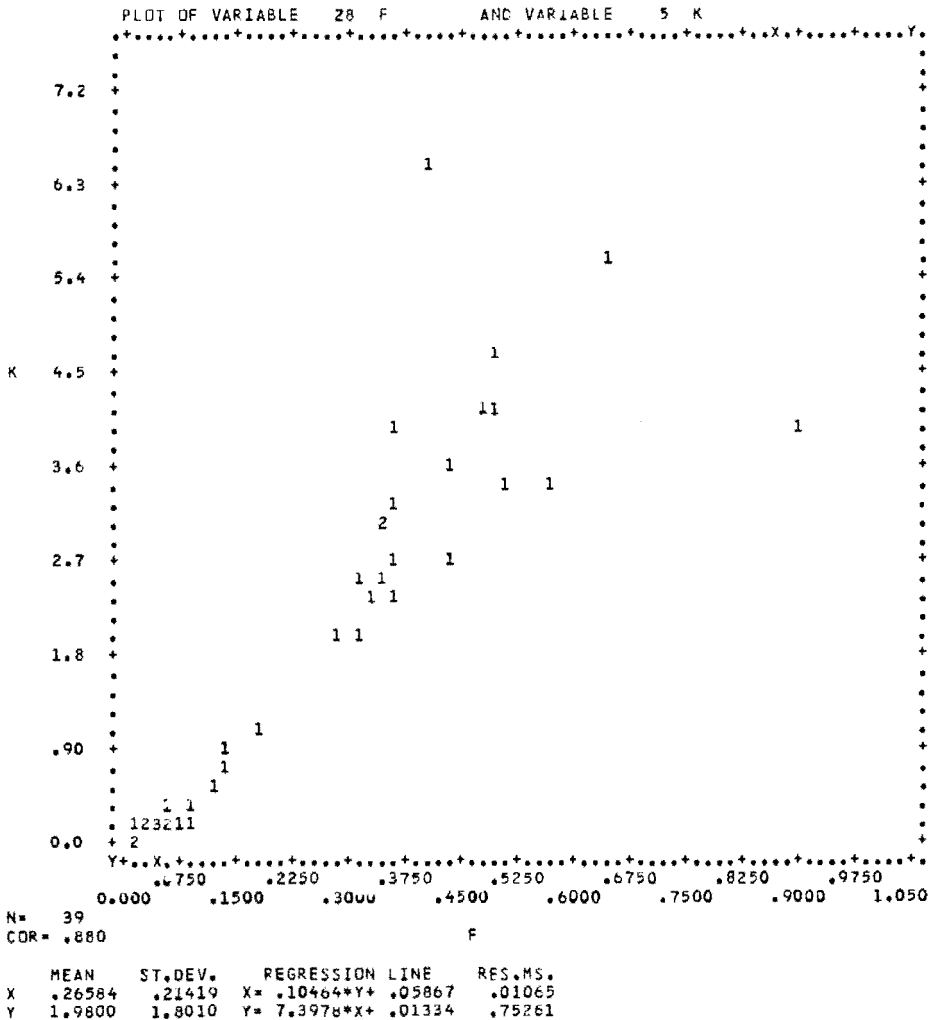


Abb. 32: Scatter plot der Elemente Kalium gegen Fluor; N = 39

Kaolinit besprochen. Diese Tonminerale sind ja auch für die Zusammensetzung der unlöslichen Rückstände aus den Maxerbänken, wie vorne erwähnt, von großer Bedeutung. Für Illite und Muskowite gibt S. KORITNIG (1963) einen Fluormittelwert von 2400 ppm an.

Da die Mergel der Maxerbänke als terrigenes Verwitterungsprodukt angesehen werden, muß ein Großteil der Tonminerale schon primär verstärkt fluorhaltig gewesen sein. Der von E. ZIMMER (1976) gemachten Aussage über eine Verarmung von Tonmineralen an Fluor bei der Verwitterung von terrigenem Material und der von ihm daraus gezogene Schluß, daß die grünen Mergel der Bleiberger Fazies nicht als Verwitterungsprodukt anzusehen wären, muß entgegengehalten werden, daß erstens der primäre Fluorgehalt von Tonmineralen vor der Verwitterung extrem höher gewesen sein kann – eine geringe tuffogene Beeinflussung kann ja nicht ausgeschlossen werden – und daß zweitens diagenetische Prozesse innerhalb der Karbonate zu einer Mobilisierung des leicht flüchtigen Fluors geführt haben können, und zwar mit einer anschließenden adsorptiven Bindung an die Tonminerale – anstelle von OH-Ionen (M. HÜBNER, 1969) –, dies führt zu einer nochmaligen Anreicherung in der Tonfraktion.

Die Ausbildung von Flußspat wurde weder in den reinen oder mergeligen Karbonaten noch in den Mergeln beobachtet. Die Bindung des Fluors an Apatit ist nur als unwesentlich anzusehen, da unter den gewonnenen Schwermineralphasen aus den Mergeln nur untergeordnet einige Apatite oder Fischzähne zu finden sind. Aus diesen Gründen wird auch für die reinen Karbonate eine Fluorbindung an feinstverteilte Tonsubstanzen innerhalb des Sediments angenommen.

#### 7.1.5. Kupfer, Chrom, Nickel und Kobalt

Da für die Elemente Cu, Cr, Ni und Co keine eigenen Mineralphasen in den Maxerbänken zu finden sind, wird ihre Kontrolle durch die Tonsubstanz angenommen.

Kupferanalysen wurden im Rahmen der Standardanalytik bei allen Proben durchgeführt, und Werte über der Nachweisgrenze von 10 ppm konnten mit drei Ausnahmen (K143-2A: 200 ppm, K140-2A: 70 ppm, R63-2A: 40 ppm Cu) nur in einigen liegenden, mergeligen Karbonaten des Profils Rubland und in den meisten Mergeln nachgewiesen werden. Zusätzlich wurden durch die Multielementanalysen 6 reine, 11 mergelige Karbonate und 18 Mergel unter anderem auf diese Elemente hin untersucht. Aus den unvererzten Profilen M, K, R und L wurden mit der AAS noch 69 Mergel und 49 mergelige Karbonate auf Cr und Ni analysiert. Eine zusammenfassende Erläuterung aller Daten wird im folgenden gegeben.

Die histogrammartige Darstellung der Mittelwertverteilung der einzelnen Elemente zu den nach lithologischen Kriterien untergliederten Sedimenten ist in Abb. 33 wiedergegeben.

Die Mittelwerte der Elemente betragen bei den reinen Karbonaten 3 ppm für Cu, 14 ppm für Cr, 21 ppm für Ni und 5 ppm für Co und liegen somit im Bereich der von K. H. WEDEPOHL (1970) angegebenen Mittelwerte von Karbonatgesteinen ( $\bar{x}$ : Cu = 4 ppm, Cr = 11 ppm, Ni = 15 ppm und Co = 2 ppm). Mit Zunahme des Tonanteiles ist besonders beim Cu und Cr ein größerer Anstieg der Gehalte zu beobachten als beim Co. So steigen in den Mergeln die Cu- und Cr-Mittelwerte etwa um das 5fache gegenüber den reinen Karbonaten an, während die Co-Mittelwerte nur 2,5 mal höher liegen. Die Ni-Gehalte weisen innerhalb der verschiedenen litho-

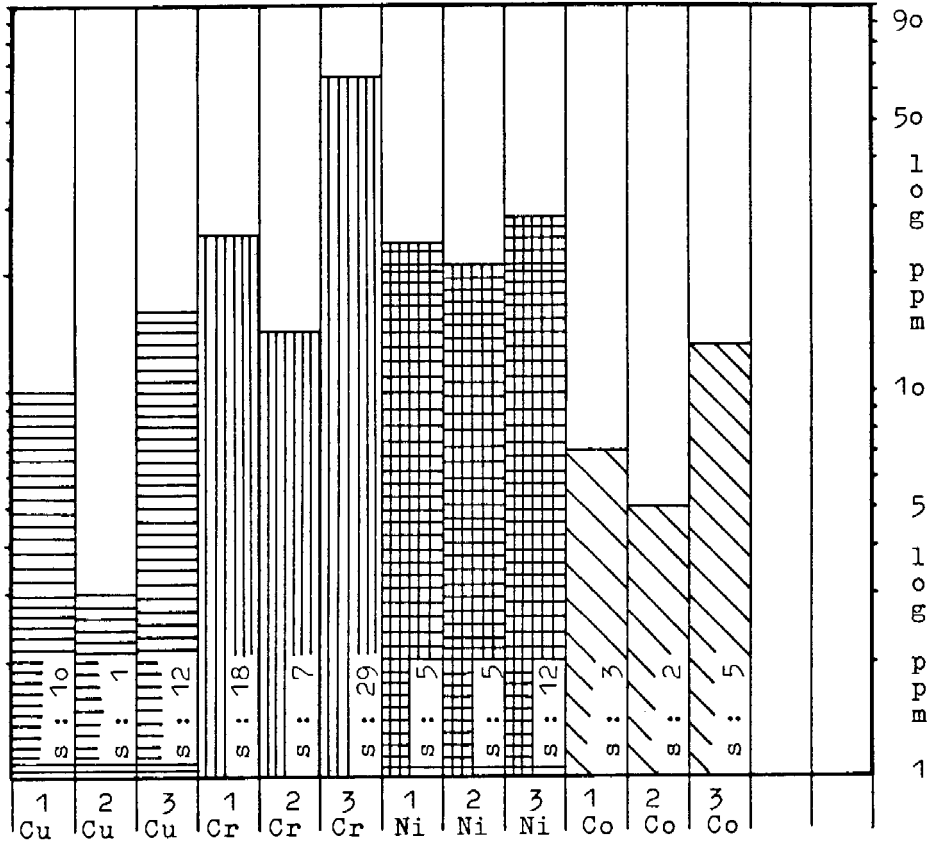


Abb. 33: Mittelwertverteilung der Elemente Kupfer, Chrom, Nickel und Kobalt von den verschiedenen lithologischen Gruppierungen der Profile M, K, R, L, G und J. M, K, R, L, G, J: Profile Rubland, Franz-Josef-Stollen, Weinreben, Lichtmeß, Georgi und Jakobi-Anna

- 1: mergelige Karbonate; N = 11
- 2: reine Karbonate; N = 6
- 3: grüne Mergel; Cu: N = 74, Cr., Ni: N = 76, Co: N = 18

logischen Einheiten nur unbedeutende Schwankungen auf. Ansteigende Gehalte dieser Elemente von reinen über mergeligen Dolomiten bis zu Mergeln wird auch von R. CHESTER (1965) erwähnt.

Die adsorptive Bindung dieser Spurenelemente wird bei R. D. CODY (1971) und E. SCHROLL (1976) beschrieben.

Bemerkenswert ist, daß Proben aus den Raibler Schieferen der Südlichen und Nördlichen Kalkalpen nach E. SCHROLL (unveröff. Daten) höhere Mittelwerte dieser basaltophilen Elemente (Cu = 25 ppm, Cr = 122 ppm, Ni = 41 ppm und Co = 16 ppm; N = 10) aufweisen, wodurch auch hier die terrestrische Herkunft der Mergel erhärtet wird.

### 7.1.6. Kalium, Aluminium, Titan, Barium und Natrium

Die Elemente K, Al, Ti, Ba und Na sind als die eigentlichen Hauptbestandteile der Tonminerale anzusehen, da Feldspäte nur sehr untergeordnet nachgewiesen werden können. Eine gewisse Bindung einiger dieser Elemente an die Karbonate ist ebenso möglich.

Die Mittelwertverteilung der einzelnen Elemente (Abb. 34) zu den lithologisch differenzierten Sedimenten läßt eine deutliche Zunahme – bis zu mehreren Prozent – bei vermehrter Tonmineralführung erkennen.

Von den reinen Karbonaten zu den Mergeln ist eine 34- bis 38fache Zunahme der Elemente K, Al und Ti festzustellen, die beim Ba auf das 13fache zurückgeht und für Na nur noch das 2,5fache beträgt. Diese geringe Zunahme des Na mit der Tonsubstanz wird von G. K. BILLINGS & P. C. RAGLAND (1968) durch einen Einbau von Na ins Calcitgitter erklärt, da Na und Ca sehr ähnliche Ionenradien besitzen und Na zu den Hauptbestandteilen des Meerwassers gehört. Auch eine Bindung des Natriums an Evaporite, die jedoch nur sehr untergeordnet auftreten, ist denkbar. Der eher geringe Unterschied der K/Ba-Verhältnisse von 75 für die reinen Karbonate und 200 für die Mergel könnte durch die Lösung des Ba aus den Tonmineralen während der Diagenese erklärt werden, wodurch eine geringe Anreicherung in den Karbonaten erfolgte (E. SCHROLL, 1971).

Die Mittelwerte der reinen Karbonate liegen alle unter den von K. H. WEDE-POHL (1970) angegebenen Mittelwerten von Karbonatgesteinen (K = 4700 ppm, Al = 1,03%, Ti = 400 ppm, Ba = 120 ppm, Na = 1300 ppm), weshalb die Bezeichnung „reine Karbonate“ berechtigt ist, da deren Rückstandsgehalte auch nach geochemischen Kriterien nur sehr unbedeutend sein können.

### 7.1.7. Die Spurenelemente Be, Ga, Li, Sc, Sn, P, V, Ce und La

Die zum Teil leicht flüchtigen, granitophilen Elemente Be, Ga, Li und Sn können von den wahrscheinlich organisch gebundenen und angereicherten Elementen P und V abgetrennt werden. Für Ce und La ist ein möglicher Ersatz anstelle von Ca im Calcit denkbar.

Mit Ausnahme von Ce steigen die Elementgehalte bei Zunahme der Tonmineralführung und der organischen Substanz an (Abb. 35 und 36). Für Ce ist kein genauer Trend aus der Mittelwertverteilung erkennbar. Die La-Gehalte können bei höheren, die Analytik störenden Ca-Gehalten nicht bestimmt werden und bleiben deshalb unberücksichtigt.

Abb. 34: Mittelwertverteilung der Elemente Kalium, Aluminium, Titan, Barium und Natrium von den verschiedenen lithologischen Gruppierungen der Profile M, K, R, L, G und J.

M, K, R, L, G, J: Profile Rubland, Franz-Josef-Stollen, Weinreben, Lichtmeß, Georgi und Jakobi-Anna

1: mergelige Karbonate; N = 11

2: reine Karbonate; N = 6

3: grüne Mergel; N = 18

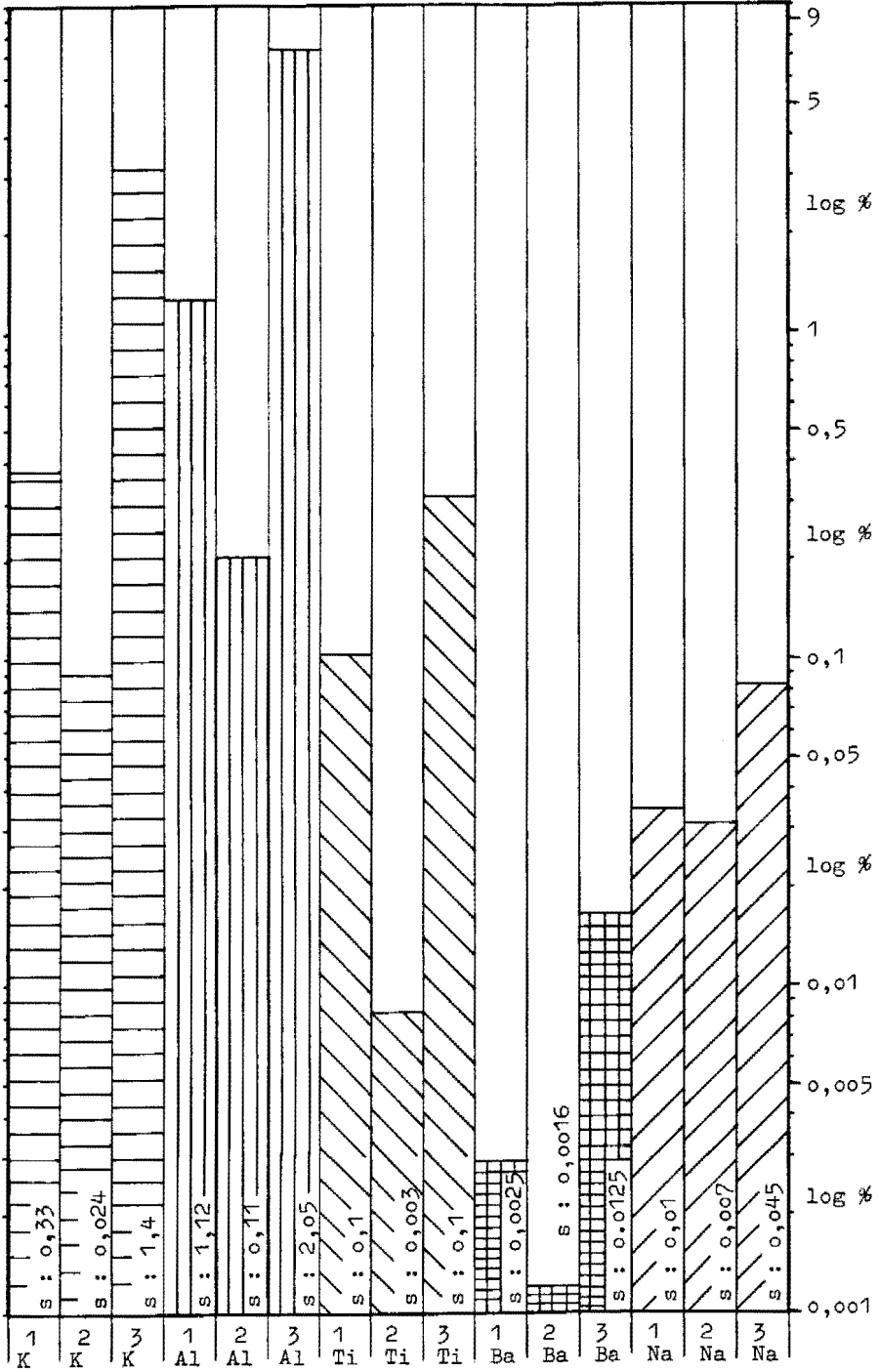




Abb. 36: Mittelwertverteilung der Elemente P, V und Ce in den verschiedenen lithologischen Gruppierungen der Profile M, K, R, L, G und J.

- 1: mergelige Karbonate; N = 11  
 2: reine Karbonate; N = 6  
 3: grüne Mergel; N = 18

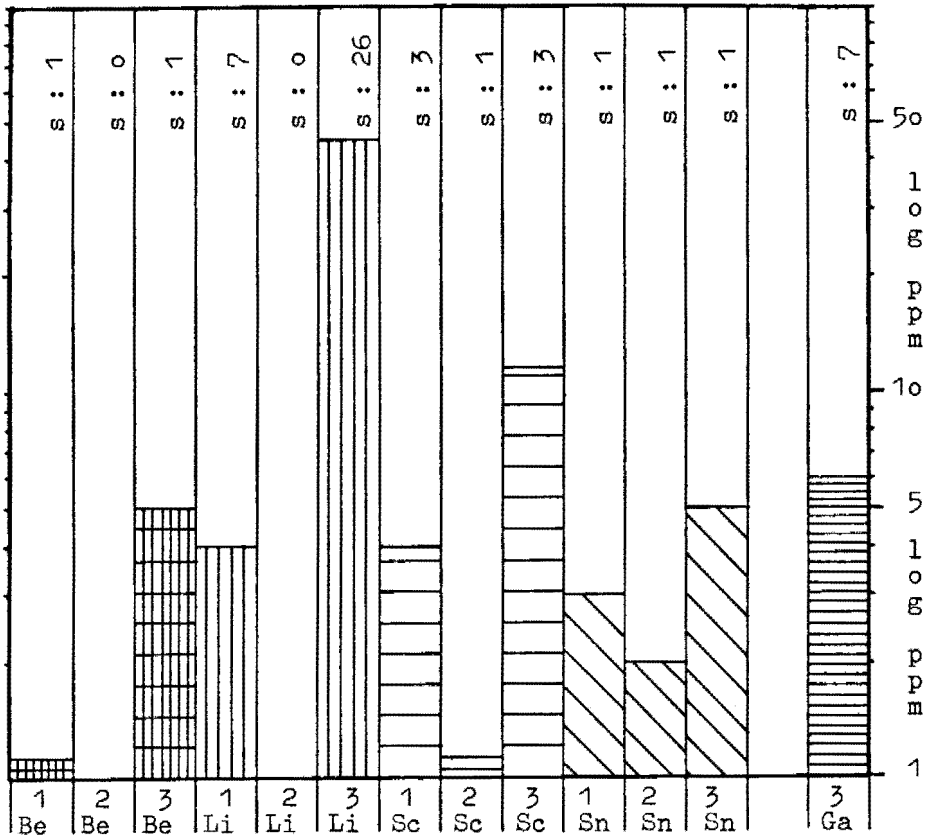
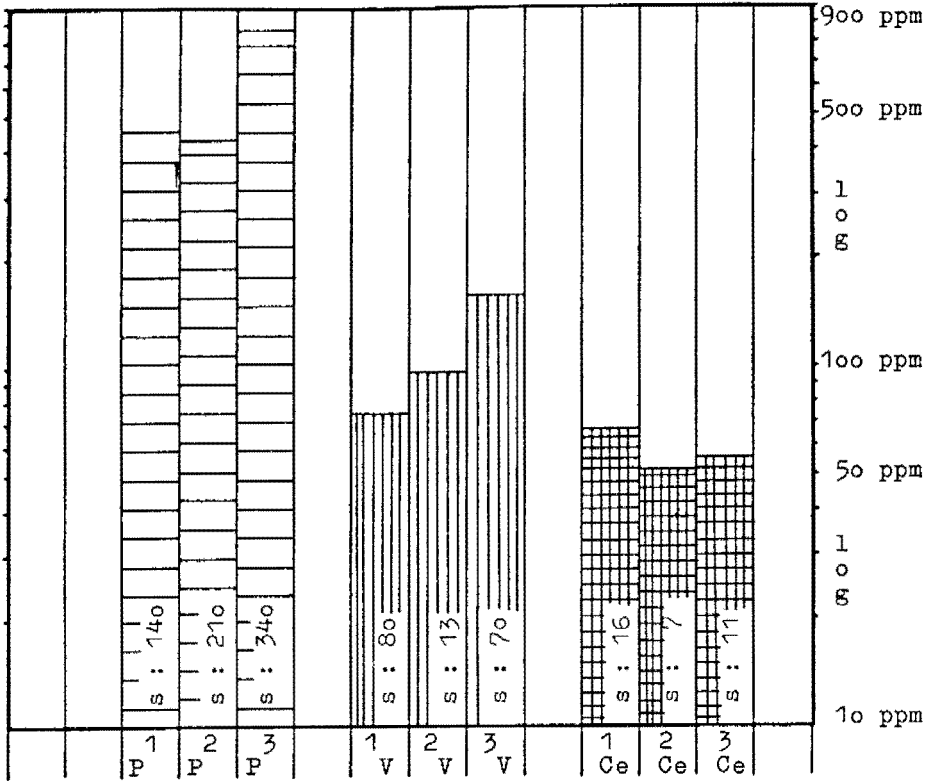


Abb. 35: Mittelwertverteilung der Elemente Be, Li, Sc, Sn und Ga von den verschiedenen lithologischen Gruppierungen der Profile M, K, R, L, G und J.

- 1: mergelige Karbonate; N = 11  
 2: reine Karbonate; N = 6  
 3: grüne Mergel; N = 18



## 7.2. Beurteilende, statistische Auswertung der chemischen Daten aus den unverzerrten Maxerbänken mit Hilfe der Clusteranalyse

Mit Hilfe der Clusteranalyse wird versucht, eine Bestätigung der Ergebnisse aus dem Kapitel der beschreibenden Statistik und der Verteilung der Elemente zu erhalten.

Zur Berechnung wurden ebenfalls BMDP-Programme mit der Bezeichnung BMDP1M (Cluster Analysis of Variables) und BMDP2M (Cluster Analysis of Cases) verwendet (W. S. DIXON & M. B. BROWN, 1979).

Die Clusteranalyse gehört zu den multivariaten, statistischen Verfahren und ist eine einfache Art der Korrelationsanalyse. Diese Methode untersucht die Beziehungen, die innerhalb einer großen symmetrischen Datenmatrix bestehen, durch einen logischen, paarweisen Vergleich aller Elemente oder Proben untereinander, wobei einmal getroffene Entscheidungen in dieser hierarchischen Methode zu einem späteren Berechnungszeitpunkt nicht wieder gelöst werden. Die Ergebnisse der Clusteranalyse werden in leicht verständlichen, zwei-dimensionalen, hierarchischen Diagrammen (= Dendrogrammen) dargestellt, die eine sofortige Interpretation über eng zusammenhängende Elemente oder ähnlich zusammengesetzte Proben erlauben. In dieser Darstellung liegt auch der große, positive Unterschied zur ähnlichen, aber schwieriger und langwieriger interpretierbaren Faktorenanalyse.

Die im folgenden behandelten Methoden werden nur in der hier angewendeten Art und Weise beschrieben.

Anwendungsmöglichkeiten sind unter anderem bei A. FENNINGER (1970), H. HÖTZL (1973, 1975), R. J. HORWARTH & L. MARTIN (1979) und J. M. PARKS (1966) nachzulesen.

### 7.2.1. Clusteranalyse nach Variablen (hier Elementen)

Die Clusteranalyse nach Elementen formt Cluster (Gruppen), die nach dem Grad der Ähnlichkeit (Entfernung) zwischen Elementen gebildet werden. Diesen Grad der Ähnlichkeit stellen die Korrelationswerte der Elemente untereinander dar. Dabei wird anfangs jedes Element alleine als Cluster, das nur aus einem Element besteht, betrachtet. Bei jedem weiteren Schritt werden die zwei ähnlichsten Cluster zu einem neuen Cluster vereinigt, bis zum Schluß alle Elemente in nur einem Cluster zusammengeschlossen sind. Das Kriterium für diese Vereinigung von Clustern, oder von Clustern zu größeren Clustern basiert, wie erwähnt, auf dem mittleren Grad der Ähnlichkeit (average linkage) zwischen den Clustern. Dieser average linkage ist somit der arithmetische Durchschnitt der Entfernung, der in einem multidimensionalen Raum von  $x$  Dimensionen ( $x$  = Anzahl der Elemente) benutzt wird, um alle möglichen Paarungen zwischen zwei Clustern zu erfassen. Diese durchschnittliche Entfernung  $E_{ij}$  ist durch die Formel  $\frac{\sum \sum E_{ij}}{(I)(J)}$  gegeben, wobei das Element (i) das erste Cluster und Element (j) das zweite Cluster umfaßt und I und J die Anzahl der Elemente in den zwei Clustern wiedergeben.

Die Ergebnisse der Zuordnungen in den einzelnen Dendrogrammen werden in den folgenden Abbildungen zuerst von den Daten der Standardanalytik und anschließend von den Daten der Multielementanalysen dargestellt.

In Abb. 37 sind die Dendrogramme der Clusteranalyse von den aus der Standardanalytik gewonnenen geochemischen Daten der vier Maxerbankprofile M, K, R und L dargestellt. In allen Dendrogrammen sind die Elemente deutlich drei Gruppen zuzuordnen. Die erste Gruppe ist durch die Elemente Fe, Cr, Ni und Cu charakterisiert und weist somit die **mergeligen, unlöslichen Rückstände** der Karbonate aus. Die Bindung der Spurenelemente Cu, Cr und Ni an die Tonminerale wurde schon besprochen, ebenso daß die Fe-Gehalte durch die Tonsubstanz kontrolliert werden. Die stark negative Scheinkorrelation zwischen Ca und Mg führt zu der hier erwünschten Aufteilung in die beiden weiteren Gruppen. Die zweite Gruppe ist nämlich durch die Ähnlichkeit von Ca und Sr gekennzeichnet und stellt die **kalkige Phase** innerhalb der Karbonate dar. Diese Clusterbildung verwundert kaum, da ja die Sr-Werte im wesentlichen mit den kalkigen Karbonaten verbunden sind, während sie bei steigenden Mg-Gehalten abnehmen. Die dritte Gruppe zeichnet sich im besonderen durch die Elemente Mg und Mn, aber auch Ba, aus und stellt wesensgemäß die **dolomitische Phase** der Karbonate dar. Das verstärkte Auftreten von Mn und die diagenetische Anreicherung von Ba in den Dolomiten wird auch hier bestätigt. Die Zuordnung von Pb und Zn richtet sich nach dem Auftreten von Mineralisationen. Im Profil M, wo keine größere Vererzung vorhanden ist, hängen die Pb-Zn-Cluster mit den unlöslichen Rückständen zusammen und bestätigen die in Abb. 30 dargestellte Abhängigkeit von den Tonmineralien. Im Profil K, R und L sind die Pb-Zn-Cluster mit der dolomitischen Gruppe verbunden, da diese Profile Vererzungsabschnitte aufweisen, die an dolomitische Karbonate gebunden sind, wobei die nicht bis kaum vorhandene positive Korrelation von Erz und Dolomit in den Profilen K und R auf den verstärkten epigenetischen Vererzungsvorgang

in den oberen Abschnitten der Profile zurückzuführen ist. Die nicht vorhandene bzw. negative Korrelation der drei Gruppen untereinander versteht sich aufgrund der Materialunterschiede von selber und weist auf die Brauchbarkeit der Clusteranalyse hin.

Faßt man alle Proben der Profile M, K, R und L zusammen und gliedert sie in die mergeligen und reinen Karbonate und Mergel auf, so erhält man die in Abb. 38 zusammengestellten Cluster. Auch hier sind bei den mergeligen Karbonaten und Mergeln deutlich die drei oben genannten Gruppen (Rückstände (Fe), kalkige Phase (Ca, Sr) und dolomitische Phase (Mg, Mn)) erkennbar, während bei den reinen Karbonaten die unlöslichen Rückstände so stark zurücktreten, daß sie kein eigenes Cluster bilden können und von daher mit der dolomitischen Phase verbunden sind. Blei und Zink tendieren ebenfalls zur dolomitischen Phase. Auch fällt bei den Mergeln die besonders negative Korrelation des Eisens – die Tonminerale darstellend – zu den anderen Elementen auf.

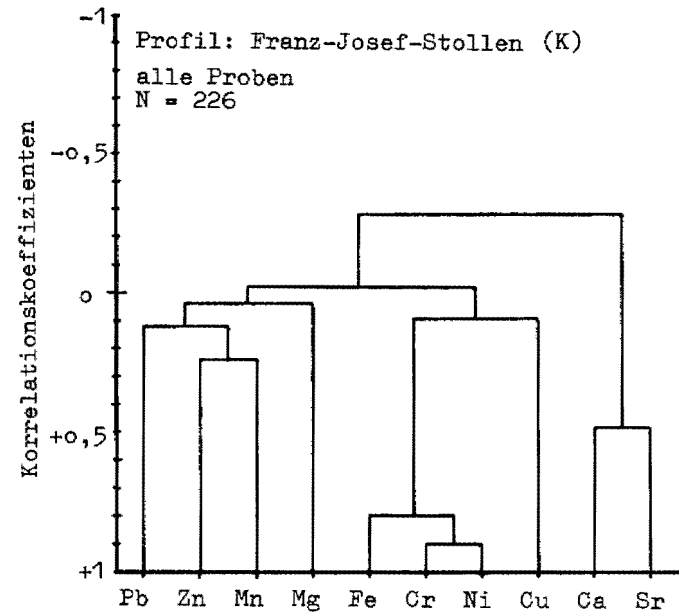
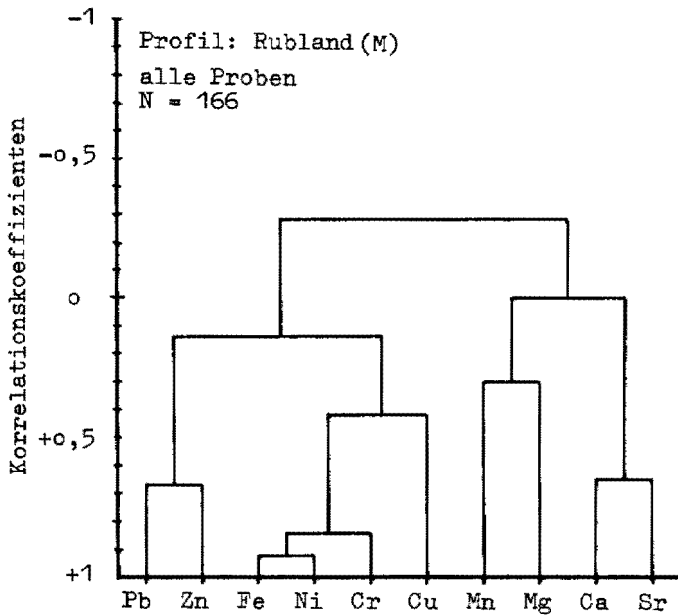
Das Dendrogramm nach den Daten der Multielementanalysen (Abb. 39) zeigt wiederum die kalkige, jedoch mit Ce verbundene, und dolomitische Gruppe getrennt von den Rückständen auf. Die meisten Spurenelemente sind an diese Rückstände gebunden, und auch die Erzminerale Pb und Zn können gerade noch dieser Gruppe zugerechnet werden. Eine weitere Aussage über die Beziehungen der einzelnen Spurenelemente zueinander ist aufgrund der geringen Probenanzahl nicht zweckmäßig.

Abschließend sei festgestellt, daß die Clusteranalyse nach Elementen eine genaue Aussage über die Beziehungen von Elementen zu- und gegeneinander erlaubt, wobei die leicht verständliche Darstellungsart in Dendrogrammen eine zusätzliche Untergliederung nach geologischen Gesichtspunkten ermöglicht, wenn lithologisch charakteristische Elemente – in diesem Falle Ca, Mg, Fe – der Berechnung zugrunde liegen. Diese Methode vereinfacht die Auswertung von geochemischen Daten erheblich, wenn man über die genauen geologisch-mineralogischen Verhältnisse informiert ist. Ein Ersatz für andere geochemische Auswertungsmethoden ist sie nicht, da die Clusteranalyse alleine gesehen eventuell zu Fehlinterpretationen führen kann. Es muß daher in jedem anderen Fall eine erneute Untersuchung auf die Tauglichkeit dieser Methode durchgeführt werden.

### 7.2.2. Clusteranalyse nach Fällen (hier Proben)

Die Bildung von Clustern erfolgt in fast der gleichen Art und Weise, wie bei der Clusteranalyse nach Elementen. Zuerst wird jede Probe in einem multidimensionalen Raum mit  $x$  Dimensionen ( $x$  = Anzahl der Proben) als Cluster dargestellt. Anschließend beginnt die rechnerische Clusterbildung und graphische Darstellung in einem Dendrogramm, bis alle Proben in einem Cluster vereinigt sind. Zur Clusterbildung wurde als Grad der Ähnlichkeit zwischen den Proben bzw. Clustern die Euklidische Distanz ( $D_{ij}$ ) gewählt, die definiert ist als  $D_{ij} = i(x_{ij} - x_{il})^{p/2}$ , wobei ( $j$ ) und ( $l$ ) die zwei zu verbindenden Cluster darstellen und  $x_{ij}$  der Wert des  $i$ -ten Elements in der  $j$ -ten Probe ist. Zur Berechnung wurden vorher alle Datenwerte standardisiert.

Ziel der Clusteranalyse nach Proben sollte sein, die nach lithologischen Gesichtspunkten unterteilten Sedimente in mergelige und reine Karbonate, Mergel und Tuffite auch geochemisch zu bestätigen. Wie Abb. 40 am Beispiel der Multielementproben zeigt, wurde dieses Ziel nicht erreicht. Zwar sind auf einer Seite des Dendrogrammes die meisten Mergel postiert, in diesen zwischengeschaltet treten aber auch



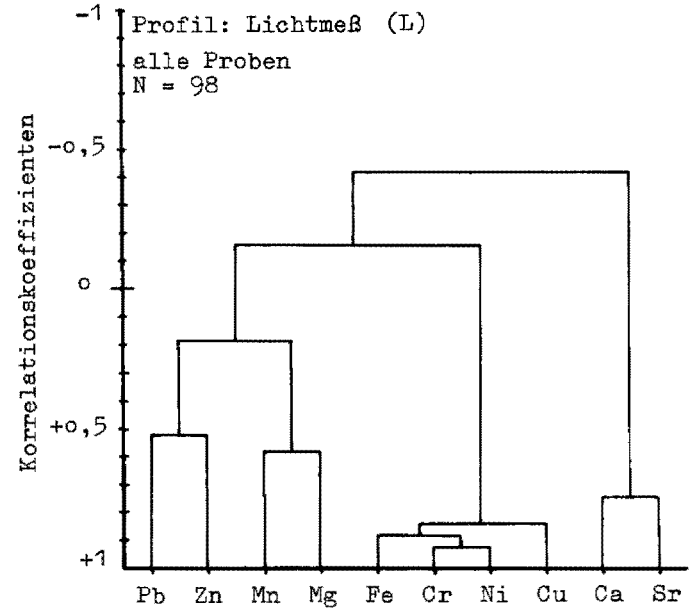
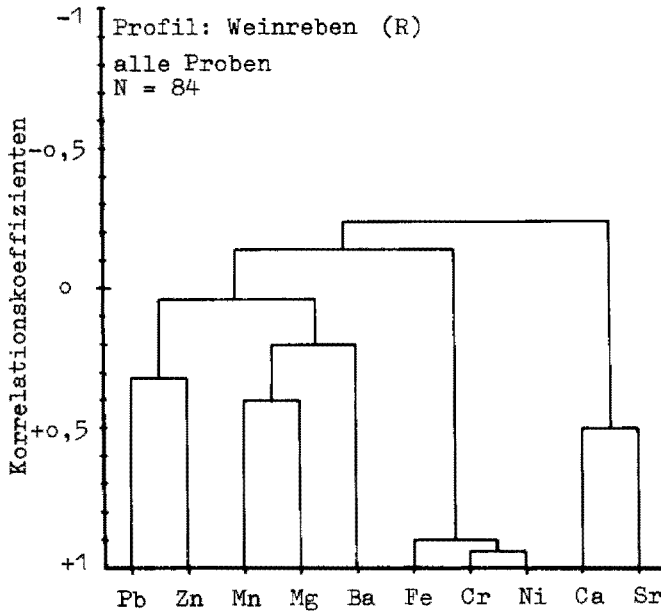


Abb. 37: Dendrogramme der Clusteranalyse nach Elementen der Profile Rubland, Franz-Josef-Stollen, Weinreben und Lichtmeß.

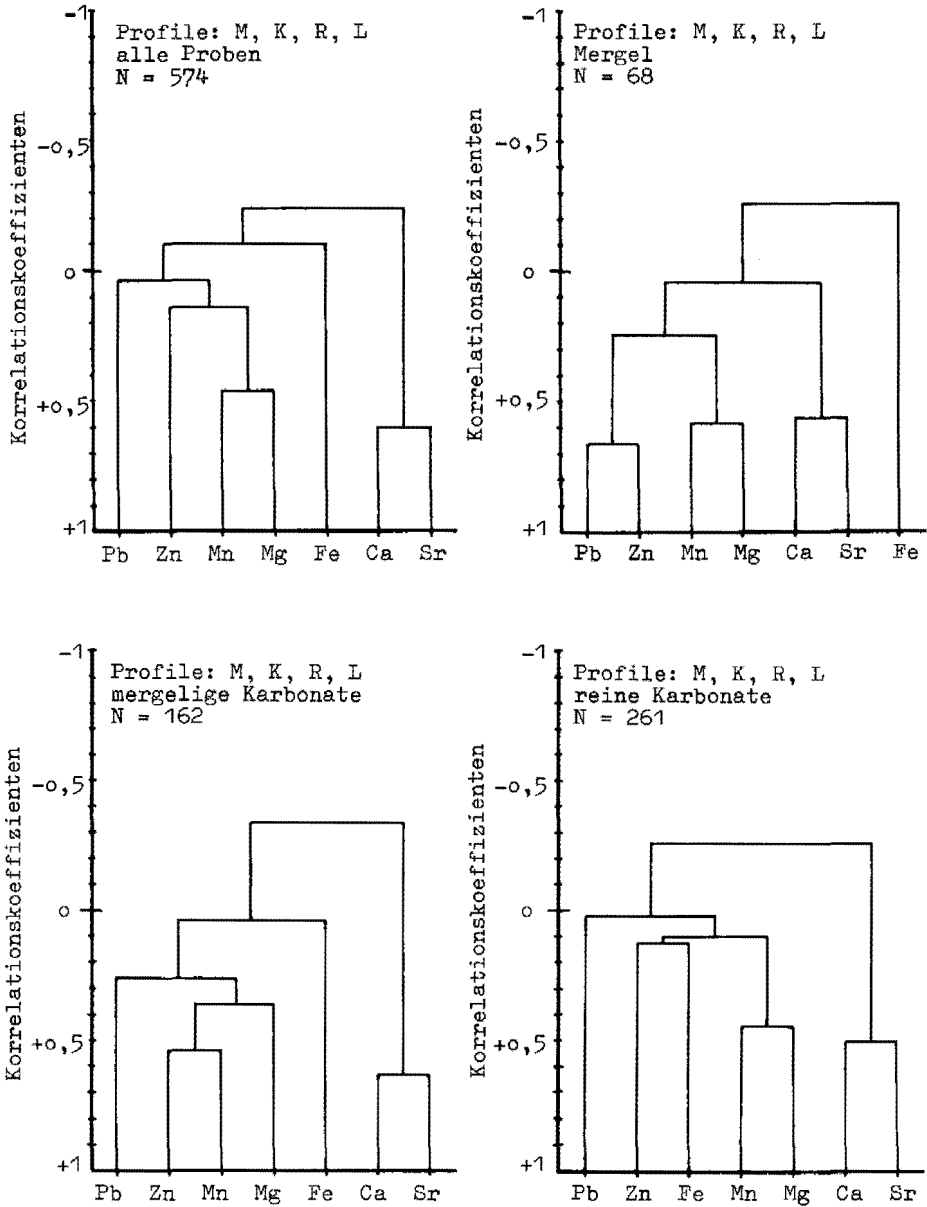


Abb. 38: Dendrogramme der Clusteranalyse nach Elementen von den verschiedenen lithologischen Gruppierungen der Profile Rubland, Franz-Josef-Stollen, Weinreben und Lichtmeß.

Maxerbanksedimente

12 mergelige Karbonate

7 reine Karbonate

24 Mergel

N = 43

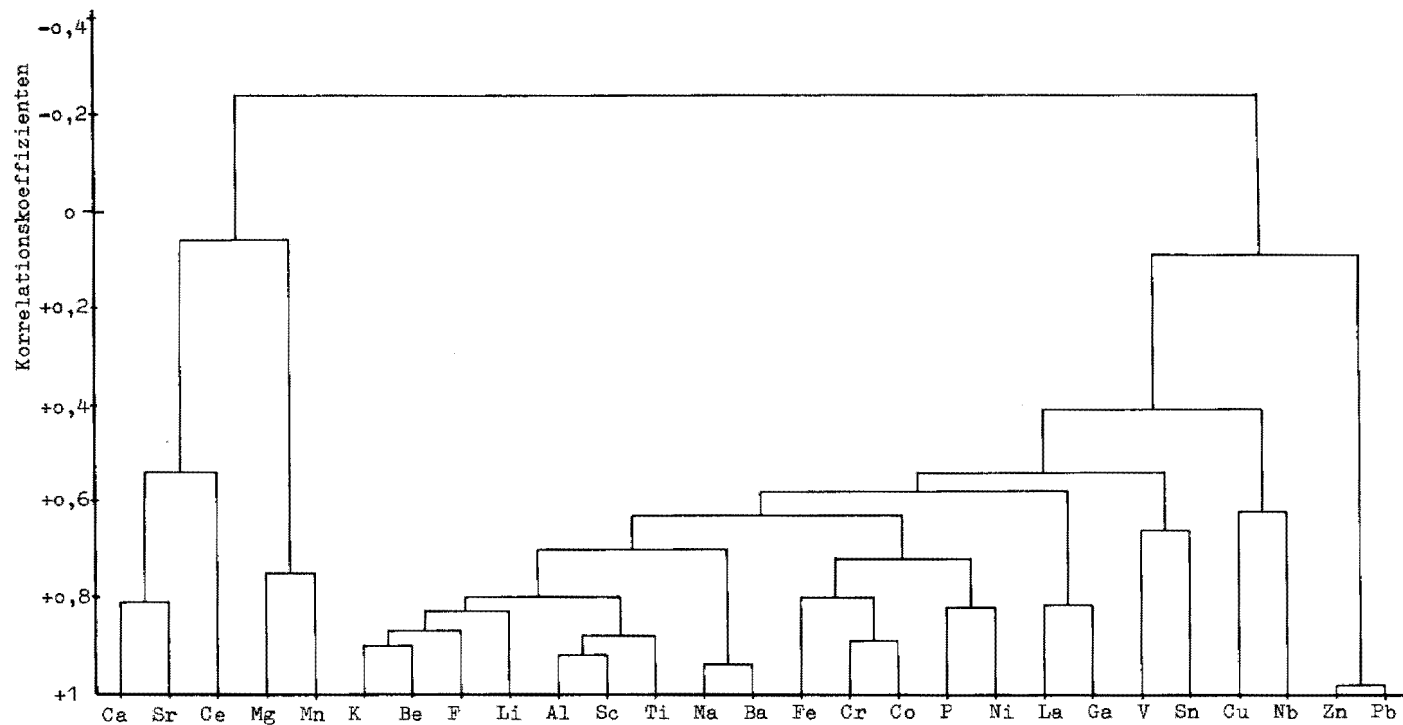


Abb. 39: Dendrogramm der Clusteranalyse nach Elementen von 43 Proben der Profile M, K, R, L, G und J, von denen Multielementanalysen vorliegen.





### 7.3. Geochemie der Vererzung des Bellegardeschachtlgebietes

Die geochemischen Verhältnisse der Vererzung unterscheiden sich wesentlich von denen der unvererzten Maxerbanksedimente. Wie aus Abb. 41 und 42 ersichtlich ist, werden die Beziehungen der Elemente durch die vorhandene Vererzung gestört. Dieser störende Einfluß der Vererzung auf den normalen geochemischen Haushalt der Sedimente geht auch aus einer Arbeit von L. KOSTELKA & E. NIEDERMAYR (1974) hervor, die eine Vererzung als lokales Ereignis betrachten, bei dem die Geochemie des Nebengesteins nicht mit der Geochemie der Vererzung zusammenhängt. Da sich die Analyseergebnisse der Maxerbankvererzung auf die Gesamtgehalte der Proben beziehen, sind störende Bedingungen nicht auszuschließen.

Die in Abb. 41 dargestellte Verbindung von Pb und Zn mit Fe ist durch die mit der Vererzung verbundene Ausbildung von Eisensulfidkonkretionen, aber auch durch die nicht unerheblichen Fe-Gehalte der Zinkblenden erklärbar. Die erkennbare, stark negative Korrelation der Karbonat- zur Erzgruppe ist durch das Hervortreten der Mineralisation zu verstehen, wobei ein steigender Erzgehalt natürlich den Karbonatanteil im Sediment verringert. Aus diesem Grunde ist das Auftreten der Vererzung in ausschließlich dolomitischen Partien des Gesteins aus der Clusteranalyse heraus nicht nachweisbar und deutet auf eine Schwäche der Methode hin, die allein durch die geologische Beobachtung ausgeglichen werden kann. Die Zuordnung von Mn und Sr zur Karbonatgruppe ist gegeben, wobei jedoch durch die starke Dolomitisierung im Bereich der Vererzung das Sr nur noch eine geringfügige Zugehörigkeit zu dieser Gruppe zeigt.

Ein vererzter Abschnitt der Bellegardeschachtlvererzung wurde mit Hilfe der Multielementanalyse im Detail untersucht. Es handelt sich dabei um die in Abb. 21

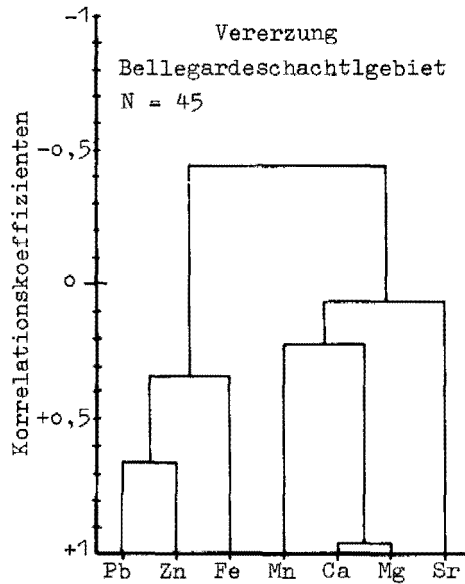


Abb. 41: Dendrogramm der Clusteranalyse nach Elementen der Vererzung im Bellegardeschachtlgebiet.

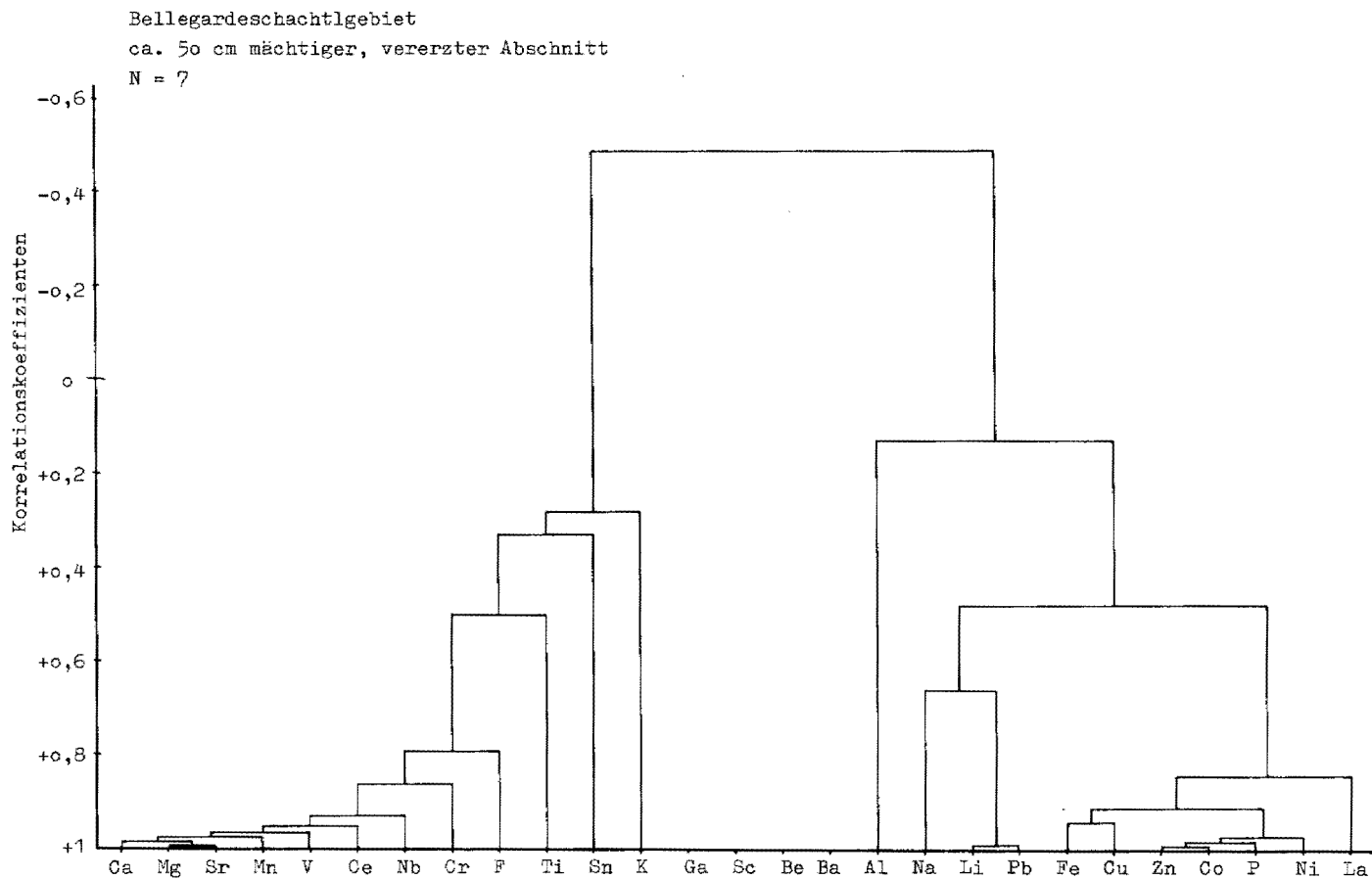


Abb. 42: Dendrogramm der Clusteranalyse nach Elementen eines verzerrten Abschnittes aus dem Bellegardeschachtgebiet (siehe Abb. 21).

gezeigte syngenetisch angelegte und fröhdiagenetisch mobilisierte Vererzung, von der 7 Abschnitte auf 27 Elemente analysiert wurden. Die Verteilung der Elemente in dieser Vererzung ist neben der Fotografie aufgetragen, wobei dieser Darstellung schon die Ergebnisse der Clusteranalyse (Abb. 42) zugrunde liegen. Der erste Abschnitt enthält deshalb die mit der Vererzung positiv korrelierten Elemente (Ausnahme: Cr), wogegen die Elemente des zweiten Abschnittes negativ mit der Vererzung korrelieren, und die Elemente des dritten Abschnittes überhaupt keine Korrelation mit der Vererzung zeigen. Zusätzlich wurde je eine Probe aus der syngenetischen (VG) und der mobilisierten (VA) Vererzung mittels Neutronenaktivierung auf Chlor (VA = 1390 ppm, VG = < 160 ppm) analysiert.

Folgende, im besonderen aus den Abb. 41 und 42 gewonnenen Beobachtungen sind von genetischem Interesse. Es muß jedoch hinzugefügt werden, daß die nur spärlich vorliegenden, geochemischen Daten noch keine sehr gesicherte Interpretation zulassen.

Der hohe Cl-Gehalt im Bereich der sekundären, fröhdiagenetisch angelegten Vererzung ist eventuell auf den Transport des Erzes durch Chloride erklärbar. Die durch bakterielle Tätigkeit einsetzende, sekundäre Erzausfällung bedingte ein Freiwerden von Chlor, das an ebenfalls durch die Mobilisation angereicherte Phosphate gebunden wurde. Eine Bindung des Chlors an Natrium erscheint bei den sehr geringen und gleichbleibenden Na-Gehalten nicht von größerer Bedeutung zu sein. Fluor wurde durch das Überangebot von Chlor nicht gebunden und abgeführt. Der mit der salinaren Mobilisation einsetzende verstärkte Abbau von Tonmineralen in diesem Bereich (K, Ti und Al weisen Gehalte auf, die an der Nachweisgrenze liegen) könnte zur Bildung der authigenen, zonar gebauten Quarze geführt haben. Auf diese Möglichkeit der Ausfällung von Kieselsäure unter salinarem Einfluß macht W. D. GRIMM (1964) aufmerksam. Die erhöhten P-Gehalte treten nur im Bereich der mobilisierten Vererzungen auf, während die noch im primären Zustand vorliegenden Erzmineralisationen (z. B. Erzband, Abb. 19) P-Gehalte aufweisen, die im Bereich des backgroundes der reinen Karbonate ( $\bar{x} = 420$  ppm) liegen.

Die auch von W. TUFAR (1979) beschriebene Bedeutung des Phosphors für die Prospektion scheint nur bei mobilisierten Vererzungen von Bedeutung zu sein, wobei keine Hoffnungen in den Maxerbänken beobachtbar sind. Die Cl-Gehalte dürften auch nur eine lokale Bedeutung haben.

#### 7.4. Geochemischer Vergleich der Tuffite, Carditaschiefer und Maxerbankmergel

Mittels ICP wurden, wie erwähnt, von 18 Maxerbankmergeln und 4 Tuffiten Multielementanalysen hergestellt. Von E. SCHROLL & D. PHOLIADIS (unveröff. Datenmaterial) stammen die 10 Analysen der Carditaschiefer. Von den gewonnenen Daten wurden die Mittelwerte jedes Elementes in der jeweiligen lithologischen Gruppe gebildet. Diese Mittelwerte der drei Sedimenttypen wurden anschließend in drei Diagrammen (Abb. 43, 44 und 45) gegeneinander aufgetragen.

Aus dem ersten Diagramm (Abb. 43), wo die einzelnen Tuffitwerte gegen die Mergelwerte aufgetragen wurden, ist deutlich die Spurenelementarmut der Tuffite ablesbar. Die erhöhten F-Gehalte sind auf eine zusätzliche Bindung des Fluors an Apatite, sie bestimmen etwa  $\frac{3}{4}$  der Schwermineralfraktion, zurückzuführen. Die P-Gehalte sind einander sehr ähnlich. Auch die leicht höheren Be- und Ga-Gehalte, sowie die Armut der basaltophilen Elemente, lassen einen sauren bis intermediären Vulkanismus vermuten.

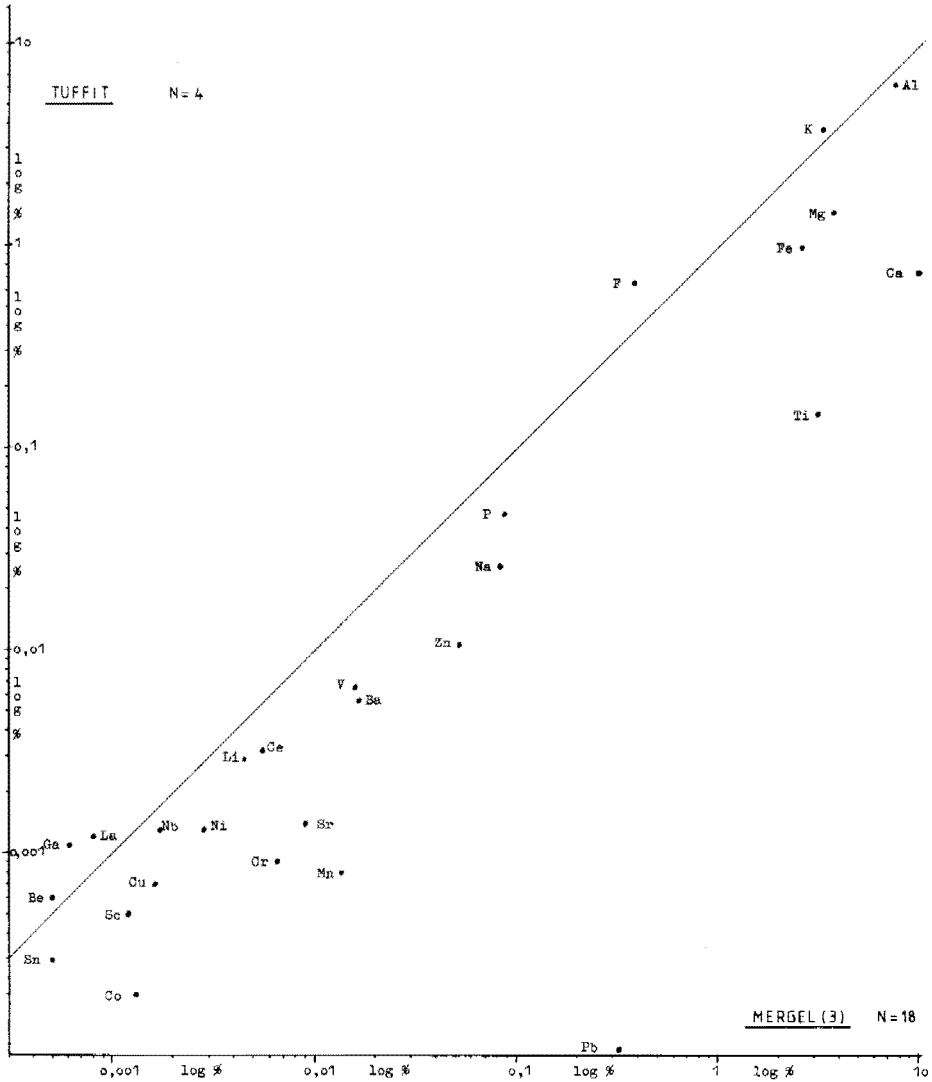


Abb. 43: Streudiagramm der verschiedenen Elementmittelwerte der Tuffitproben gegen die Proben der grünen Mergel.

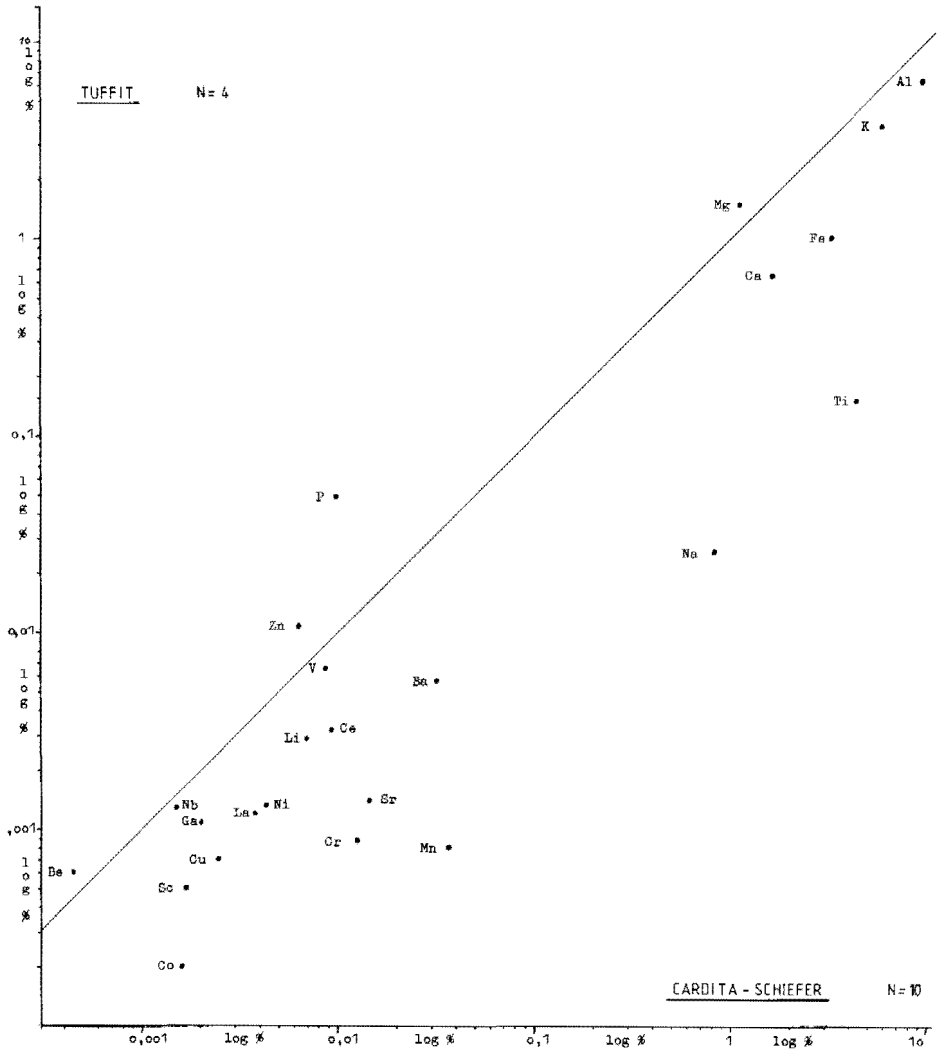


Abb. 44: Streudiagramm der verschiedenen Elementmittelwerte der Tuffitproben gegen die Proben der Carditaschiefer.

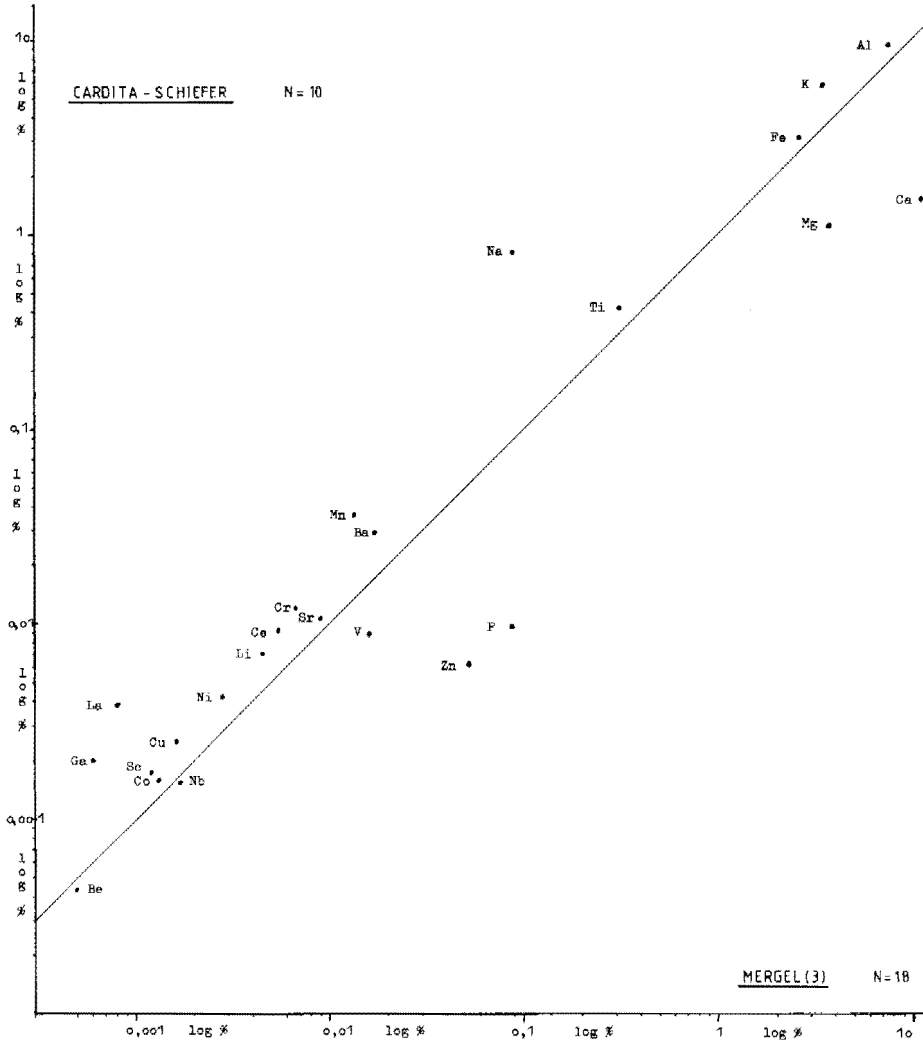


Abb. 45: Streudiagramm der verschiedenen Elementmittelwerte der Mergelproben gegen die Proben der Carditaschiefer.

Im zweiten Diagramm (Tuffite gegen Carditaschiefer, Abb. 44) ist die Spurenelementarmut der Tuffite ebenfalls zu beobachten. Die vorliegenden, höheren P-Werte in den Tuffiten sind auch hier durch die Apatite erklärbar. Der F-Gehalt der Schiefer wurde nicht bestimmt.

Die Elementverteilung der Carditaschiefer zu den Mergeln der Maxerbänke (Abb. 45) zeigt eine geringe Anreicherung der Spurenelemente in den Schiefen. Die erhöhten V- und P-Gehalte könnten auf einen größeren Bestand von organischer Substanz in den Mergeln hinweisen. Trotzdem liegen alle Werte eng beieinander und zeigen eine gute Korrelation.

Aus diesen Ergebnissen läßt sich auch aus geochemischen Gesichtspunkten eine Herkunft der grünen Maxerbankmergel aus vulkanischem Material nicht erhärten. Eher fällt die geochemische Ähnlichkeit der Mergel zum Carditaschiefer auf, der sich ja bekanntlich aus kontinentalem Verwitterungsmaterial zusammensetzt (A. TOLLMANN, 1977, 615).

### 7.5. Zur Geochemie der Maxerbänke von Förolach und Mežica

Die geochemischen Verhältnisse der Maxerbänke von Förolach sind den Bleiberger Maxerbänken sehr ähnlich. Diese Ähnlichkeit geht aus dem Dendrogramm der Abb. 46 hervor. Die Zuordnung des Mangans zu den Tonmineralien dürfte durch den erhöhten Bestand an unlöslichen Rückständen in der gesamten Karbonatabfolge zu erklären sein. Die dolomitische, kalkige und mergelige Gruppe sind jedoch deutlich voneinander abgegrenzt.

Aus Mežica liegen zuwenig Daten aus den Maxerbänken vor, um eine geochemische Charakteristik zu erlauben. Die ermittelten geochemischen Daten sprechen jedoch für eine ähnliche Zusammensetzung wie die Sedimente der Bleiberger Maxerbankentwicklung. Auffällig ist hier nur die Bindung der schichtgebundenen Vererzung an kalkige und nicht wie sonst üblich dolomitische Karbonate.

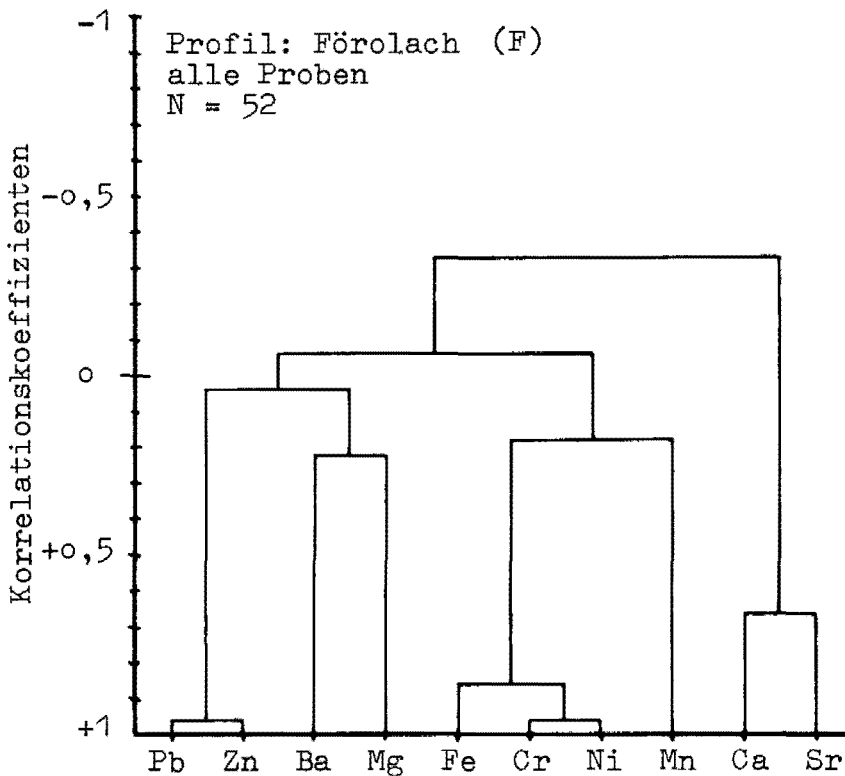


Abb. 46: Dendrogramm der Clusteranalyse nach Elementen der Maxerbänke von Förolach.



## 8. Interpretation der Ergebnisse und Gedanken zur Genese der grünen Mergel und der Vererzungen

Die Maxerbänke mit ihren grünen Mergeln und schichtigen Vererzungen stellen die liegendste, schichtgebundene Vererzung in der Bleiberger Lagerstätte dar, wobei zu bemerken ist, daß das Anis in diesem Raum selbst nicht erzführend, aber auch noch ungenügend aufgeschlossen ist. Während der Bearbeitungszeit wurde auch von anderer Seite (I. CERNY, mdl. Mitt.) nachdrücklich klargestellt, daß die Lagerstätte aus einer fünf- bis sechsfachen Abfolge schichtgebundener Erzhorizonte besteht. Diese rhythmischen Abfolgen der Erze sind nach neuesten Erkenntnissen durch Resedimentationen beeinflusst. Wie schon erwähnt, ist selbst für die Maxerbänke mangels Aufschlüssen noch nicht eindeutig festgestellt, ob sich ihr Auftreten nur auf den Westen der Lagerstätte beschränkt oder ob diese Abfolge mit ihren Vererzungen durchläufig auftritt. Außer für die klassische Erzkalk-Vererzung sind für die anderen schichtgebundenen Vererzungen noch kaum Informationen über generelle Gesetzmäßigkeiten des Auftretens und der Erzinhalt im gesamten Lagerstättenbereich vorhanden. Aus der engen Sicht lokal beschränkter Detailuntersuchungen lassen sich aber dennoch einige Interpretationen zur Genese ableiten.

Die grünen Mergel der Maxerbänke führten in der Vergangenheit zu zahlreichen Diskussionen und genetischen Spekulationen (z. B. T. BECHSTÄDT, 1975a; W. EPPENSTEINER, 1970), obwohl das Tonmaterial nur sehr ungenügend geochemisch und ton- und schwermineralogisch bearbeitet worden war.

Die Hypothesen über die Genese der Blei-Zink-Vererzungen von Bleiberg nehmen in der Literatur aus der jeweiligen Sicht des Wissensstandes einen breiten Umfang ein. Zusammenfassende Abhandlungen über den historischen Werdegang der Genesevorstellungen sind in ausgezeichneter Weise bei W. EPPENSTEINER (1970) und A. TOLLMANN (1977) nachzulesen, weshalb auf eine erneute Wiedergabe verzichtet werden konnte.

Wie die tonmineralogischen Untersuchungen an den grünen Mergeln zeigen, besteht eine große Variationsbreite in der Tonmineralvergesellschaftung der einzelnen Proben. Das weist auf wechselnde Verwitterungsbedingungen des Erosionsgebietes oder auf verschiedene Einzugsgebiete hin. Einen Vergleich im rezenten Bereich ermöglichten Untersuchungen am Persischen Golf (J. LANGE, 1970). Die Tonmineralverteilung ist dort detritischen Ursprungs und wird, wie auch die Kaolinitverteilung zeigt, vom Detritus des Euphrat und Tigris abzuleiten sein.

Dagegen ist der geochemische und schwermineralogische Unterschied der Mergel zu den im Liegenden der Maxerbankentwicklung von Bleiberg und Mežica auftretenden Tuffiten erheblich. So weisen die Tuffite im Gegensatz zu den Mergeln mengenmäßig wesentlich größere Schwermineralgehalte auf (ca. 80% idiomorpher Apatit und 10% Zirkon), während in den Mergeln nur vereinzelt einige Schwermineral Körner aufzufinden sind. Untersuchungen an ladinischen Tuffiten aus Raibl (P. JOBSTRAIBIZER, 1981) lassen eine ähnliche ton- und schwermineralogische Zusammensetzung wie bei den Bleiberger Tuffiten erkennen.

Die geochemische Zusammensetzung der Tuffite und der Mergel ist verschieden. Während die Mergel in ihrem geochemischen Haushalt mit den detritischen Carditasschiefern gleichzusetzen sind, sind die Tuffite wesentlich spurenelementärmer als die Mergel oder Schiefer. Die Quarze der Mergel deuten ebenso auf ein Erosionsprodukt hin.

All diese geologisch-mineralogisch-geochemischen Untersuchungen lassen die grünen Mergel der Maxerbänke somit als terrigenes Verwitterungsprodukt eines kontinentalen Hinterlandes und nicht als tuffogene Ablagerungen erscheinen.

Die geologischen Untersuchungen und analytischen Ergebnisse lassen nun folgendes Entstehungsmodell der vererzten Maxerbänke für möglich erscheinen:

- 1 a) Metallherkunft durch chemische und mechanische Verwitterung eines kristallinen, kontinentalen Hinterlandes. Beim Transport ins Meer werden die Metalle an die feindetritische Fraktion adsorptiv gebunden, oder
- 1 b) Metallzufuhr durch eine diskrete, hydrothermale Zufuhr aus dem kristallinen Untergrund, oder
- 1 c) Metallquelle aus vulkanischen bis postvulkanischen Tätigkeiten.
- 2) Anreicherung der Metalle in prädestinierten Bereichen der Lagune durch mehrmalige, kurzzeitige in-situ Verwitterungen.
- 3) Syngenetische, bakteriell bedingte Ausfällung der Erze unterhalb der Meeresbodenoberfläche.
- 4) Frühdiagenetische, mit der Dolomitisierung einsetzende Mobilisation der primären Erze durch aszendente, chloridische Lösungen, laterale Migration der Lösungen in Bereichen mit einer größeren primären Porosität und erneute Ausfällung mit Hilfe von Bakterien.
- 5) Zusätzliches, epigenetisches, aber syn- bis posttektonisches Vererzungsstadium, z. B. entlang des Widersinnigen Verwerfers.

Die Frage nach der Herkunft der Metalle (1 a bis 1 c) konnte bisher noch nicht befriedigend gelöst werden. Eine Metallzufuhr durch Verwitterungslösungen aus einem kristallinen, kontinentalen Hinterland ist in Verbindung mit einem Tonmineraltransport denkbar und anerkannt (B. D'ARGENIO et al., 1981; Y. FUCHS, 1981; J. C. SAMANA, 1973; etc.). Dabei könnten die Metalle im Zuge von chemischen Verwitterungsprozessen gelöst, adsorptiv an die Tonminerale gebunden und in die Maxerbanklagune transportiert worden sein. Die besten Bedingungen wären durch Landoberflächen gegeben, die einen erhöhten geochemischen Background in ihren Gesteinen und auch in ihren Bodenbildungen besitzen und deren rasche Verwitterung durch besondere paläoklimatische und paläomorphologische Voraussetzungen begünstigt wird. Im Bleiberger Bereich würden die grünen Mergel der Maxerbänke, die Mergel der „edlen Flächen“ des Erzkalkes und auch die Carditaschiefer deutlich Anhaltspunkte für Erosionsphasen eines Hinterlandes darstellen.

Geht man bei den bis jetzt aufgeschlossenen Maxerbankvererzungen von einer Erztonnage von 65 000t (Blei und Zink im Verhältnis von etwa 1 : 8) aus, so müssen etwa 250 Mio m<sup>3</sup> Gesteinsmassen, das entspricht einer 10 m mächtigen und 25 km<sup>2</sup> ausgedehnten Fläche, aufgelöst werden, wenn man den geochemischen Background des Liefergebietes mit 16 ppm Blei und 83 ppm Zink (CLARKE-Werte) festlegt und für die mittlere Dichte der Erdkruste 2,7 g/cm<sup>3</sup> annimmt. Es müßten demnach diese Metallgehalte in einem verhältnismäßig kleinem Bereich der Lagune angereichert worden sein.

Rezente wurden am Persischen Golf (J. LANGE, 1970) Zn-Gehalte, die vorwiegend an Illit-Montmorillonite gebunden sind, in der Größenordnung von 73 bis 170 ppm ( $\bar{x}$  = 95 ppm) festgestellt. Die Zn-Gehalte der grünen Maxerbankmergel liegen in der gleichen Größenordnung, soweit nicht disperse Vererzungen probenmäßig erfaßt worden sind.

Gegen diese Annahme einer solchen Metallherkunft sprechen nach dem vorläufigen Stand der Bleiisotopenuntersuchungen die signifikanten Unterschiede in der

Bleiisotopenzusammensetzung des Gesteins- und Erzbleis (V. KÖPPEL, 1983). So ist das Gesteinsblei der Carditaschiefer und der Tonanteile in den unvererzten Karbonatgesteinen ident und weicht stark vom Erzblei ab. Eine Übereinstimmung zwischen Erz- und Gesteinsblei ist nur in lokalen Bereichen beobachtbar, so zum Beispiel bei Bleiglanzen innerhalb von Eisenkieskonkretionen der Carditaschiefer, wo es durch lateralsekretorische Prozesse zu einer Anreicherung und Ausfällung von Blei aus dem Nebengestein kam (V. KÖPPEL & E. SCHROLL, unveröff. Daten).

Eine weitere Möglichkeit der Metallzufuhr wäre durch eine diskrete, hydrothermale Zufuhr aus dem kristallinen Untergrund denkbar.

Diese Metallquelle müßte mit der triadischen Krustenausdünnung, vor allem im Bereich des Oberostalpins und der Südalpen, und einer damit verbundenen Durchwärmung des ausdünnenden Kristallins gekoppelt sein. In diesem Zusammenhang fällt die lagenmäßige Position der vier Blei-Zink-Großlagerstätten Salafossa, Raibl, Bleiberg und Mežica auf, die alle im Bereich der nach A. TOLLMANN (1978 a, b) erst im höheren Eozän aufreißenden Periadriatischen Naht liegen.

Obwohl die faziell-tektonischen Untersuchungen TOLLMANN's die tektonische Aktivität dieser Narbe erst ab dem Tertiär rechtfertigen, ist dennoch eine Anlage der „Periadriatischen Naht“ in Form einer Schwächezone schon zur Zeit der Trias denkbar. Wobei es möglicherweise nicht nur zur Zerlegung der Kruste durch Spaltenbildung mit vulkanischen Ergüssen oder „hot brines“ kam, sondern vornehmlich zur Anlage von Magmenkammern entlang dieser Linie ohne Aufreißen der Kruste. Diese tiefliegenden Magmenkammern bewirkten einen leicht erhöhten Wärmefluß, wobei es zur Lösung – eventuell unter Mitwirkung von chloridischen Lösungen aus den evaporitischen Permablagerungen – von Feldspäten des Kristallins gekommen sein könnte. Die Hypothese des „Blei-leachings“ aus Feldspäten des Altkristallins stammt von V. KÖPPEL (1983), der bei Bleiisotopenuntersuchungen große Ähnlichkeiten zwischen dem Blei des südalpinen Altkristallins und des Erzbleis festgestellt hat. Aus dem Ostalpenkristallin liegen zur Zeit, abgesehen vom Erzblei einiger altpaläozoischer Lagerstätten, noch keine vergleichbaren Bleiisotopenwerte vor. Auch die ähnliche Bleiisotopenzusammensetzung der obengenannten Großlagerstätten spricht, im Hinblick auf die Metallherkunft, für eine einheitliche Quelle, die man sich entlang einer ausgeprägten Schwächezone leicht vorstellen kann. Der Lösungsprozeß müßte jedoch unter tieftemperierten Bedingungen erfolgt sein, da nur wenige Elemente gelöst wurden (z. B. fällt der geringe Eisengehalt der Lagerstätten auf), oder es käme beim Aufstieg der Lösungen zu Stoffkonzentrierungen. Für eine eher tieftemperierte, hydrothermale Zufuhr der Metalle würden die erhöhten Spurenelementgehalte von Ge, As und Tl in den Pb-Zn-Erzen sprechen. Die Ag-Cu-Armut deutet auf einen geochemischen Reinigungsprozeß im Transportmedium hin (E. SCHROLL, mdl. Mitt.). Die nur mäßig erwärmten, chloridischen (?) Erzlösungen migrierten durch die Sedimente und gelangten schließlich in die Lagune.

Gegen eine hydrothermale Zufuhr spricht aber die bisher noch nicht erkannte Existenz von Aufstiegskanälen. Alle bisher als „Zubringer“ angesprochenen, vererzten Zonen keilen gegen Liegend zu aus. Dennoch stellt sich die Frage, ob nicht für die Antwort dieser Metallherkunftsfrage wichtige Krustenteile im Bereich der Periadriatischen Naht subduziert sein könnten.

Auch die Möglichkeit der Metallzufuhr durch vulkanische Tätigkeit soll hier nicht unerwähnt bleiben, obwohl sie sehr unwahrscheinlich ist. Nach den Bleiisotopenuntersuchungen von V. KÖPPEL (1983) stimmt das Blei der triadischen Vulkanite (z. B. Dobratsch) nicht mit dem Erzblei überein. Trotzdem meint KÖPPEL,

daß ein Teil des Erzbleis durch vulkanische Tätigkeit geliefert worden sei, wenn es anschließend mit anderen Bleiquellen gut gemischt und homogenisiert worden wäre. Es muß jedoch angemerkt werden, daß es im Bereich der Vulkanite vom Dobratsch oder der Tuffite aus dem Liegenden der Maxerbänke von Rubland und Mežica keine Anzeichen für Erzmineralisationen gibt, im Gegenteil die Tuffite sind äußerst arm an Blei und Zink. Es ist daher anzunehmen, daß die vulkanische Tätigkeit zwar parallel mit der triadischen Krustenausdünnung stattfand, aber diese Vorgänge in keinem direkten Zusammenhang mit der Metalllieferung gestanden haben.

Bemerkenswert aber erscheint, daß bei der Verteilung der Buntmetalle in Karbonatsedimentserien, die auf einem kristallinen Basement verbunden mit klastischen Sedimenten auflagern, gewisse allgemeine Regelmäßigkeiten zu beobachten sind. Ältere Vererzungen des Basements finden sich sowohl in den klastischen Sedimentserien als auch im Küstenbereich in den Flachseekarbonaten wieder. Neben Gesetzmäßigkeiten einer horizontalen, sedimentären Verteilung der Metalle wird auch immer eine vertikale Verteilung festgestellt. Das Kupfer verschwindet nach oben zu völlig, während Zink und Blei nach oben hin zunehmen (G. MEMPEL, 1962 für die Buntmetallvererzung in der Trias, Jura und Kreide NW-Deutschlands).

Diese Beobachtungstatsache dürfte sich aus der erhöhten Mobilität von Blei und Zink erklären, wobei nicht nur an aszendente Metallaufstiege zu denken ist, sondern auch an Migrationsprozesse in der Verwitterungslandschaft. Ältere Metallanreicherungen geben die Möglichkeit die Konzentration der geochemischen Anreicherung zu erklären.

Zur Herkunft der Metalle muß abschließend gesagt werden, daß auf jeden Fall für die Großlagerstätten und ihre Umgebungsbereiche eine diskrete, homogene, zeitlich sich wiederholende (Ladin – Karn: Maxerbänke, Erzkalk, 1. und 2. und 3. Carditadolomit) Zufuhr an Metallen anzunehmen ist.

Ein Kriterium für die Annahme oder den Verwurf einer dieser genetischen Hypothesen ist durch die massenspektrometrische Bleiisotopenanalyse möglich gemacht worden. Als mögliche Quellen des Erzbleis sind bisher nur altpaläozoische Sedimente der Südalpen, gewisse Vererzungen im Bereich des Bozener Quarzporphyrs und des Grödener Sandsteines oder auch altpaläozoische Pb-Vererzungen im Ostalpenbereich anzusprechen. Daneben gibt es aber in anderen Pb-Zn-Vererzungen der Ostalpen, vor allem im Anis und besonders in den Nördlichen Kalkalpen, ein Blei, das aus Feldspäten des Perms oder Vorperms geleacht sein könnte.

Die Bleiisotopenuntersuchungen vor allem altpaläozoischer Gesteine aber auch permischer und triassischer Vulkanite sind noch nicht abgeschlossen, so daß das bisherige Datenmaterial nur eine beschränkte Aussage über die Metallherkunft erlaubt und die Festlegung auf ein bestimmtes Modell zur Zeit noch nicht möglich erscheint.

Die durch Erosionsprozesse oder hydrothermale Tätigkeit in die Lagune geförderten Metalle wurden in tiefer liegenden Ruhigwasserbereichen zusammengeschwemmt und abgelagert. Dieser Vorgang bewirkte bereits eine erste Vorkonzentrierung und eine gute Durchmischung der Metallionen.

An dieser Stelle sei noch auf ein Zitat A. MAUCHERs beim Symposium in Bled 1971 (entnommen aus G. HÜBEL, 1975) hingewiesen, das lautet: „Der Vorgang der Konzentration ist das Wesentliche, nicht der Vorgang der Zufuhr, denn die Zufuhr allein bedeutet noch keine erhöhte Konzentration.“

Die massive Erzkonzentration in den Maxerbänken dürfte durch anschließende, kurzzeitige in-situ Verwitterungen im Sedimentationsbereich bedingt sein. Durch

die verschieden schnell vor sich gehende Karbonatbildung, die akzentuierte Morphologie der Lagune und durch Meeresspiegelschwankungen kam es in der Maxerbanklagune zu mehrmaligen Verlandungsphasen. Dabei ist anzunehmen, daß die Metalle noch als chloridische Komplexe vorlagen und durch migrierende Wässer schon bei geringen Temperaturen gelöst wurden. Versuche ergaben, daß Zink als  $ZnCl_2$  schon bei einer Wassertemperatur von  $20^\circ C$  zu 78,6% gelöst wird (Pb als  $PbCl_2$  zu 0,97%; Ba als  $BaCl_2$  zu 26,3%; Fe als  $FeCl_2$  zu 40,7%; aus R. ASSERETO et al., 1977). Mit dem Anstieg der Wassertemperatur stieg auch die Löslichkeit der Chloride. Die vielaktigen Erosionsphasen, die jedoch immer nur von kurzer Dauer waren, und die Lösung der Chloride bewirkten eine zusätzliche Anreicherung der Metalle in den tiefer gelegenen, nieder energetischen Bereichen und führten zu einer lagerstättenwürdigen Konzentrierung. Diese in-situ Verwitterungen bedingten daneben eine vollständige Durchmischung und Homogenisierung der Metallionen, wodurch auch der geringe Streubereich der Bleisotopenwerte erklärbar wird.

Die Metallverteilung in einem intertidalen Gebiet hat erstmalig R. O. HALLBERG (1974) beschrieben und dabei unter den klimatischen Bedingungen der Ostsee festgestellt, daß die Metalle Zn, Pb, Cu, Co, Ni und Fe bevorzugt zusammen mit organischer Substanz durch die Gezeitenströmung im Küstenbereich angelagert werden können, wobei diese Untersuchungen allerdings eher Beobachtungen im Deltabereich zuzuordnen sind.

Anschließend setzte der in Kapitel 5.2.2.3. ausführlich beschriebene Mineralisationsprozeß ein, beginnend mit einer syngenetischen, bakteriell bedingten Ausfällung der Erze unterhalb der Meeresbodenoberfläche, in den als „Erzfallen“ prädestinierten Lagunenbereichen.

Frühdiaogenetische, mit der Dolomitisierung einsetzende Mobilisationen der primären Erze bedingten eine zusätzliche Konzentrierung in Bereichen, die eine größere, primäre Porosität aufwiesen. Dabei ist eine Auflösung von primären Erzausfällungen durch chloridische Lösungen denkbar; auf diese Möglichkeit weisen die hohen Chloridgehalte in den nur mobilisiert angelegten Vererzungen hin. Die abermalige Ausfällung dieser Erzlösungen war wahrscheinlich auch bakteriell bedingt, da die Schwefelisotopen der syngenetisch von den frühdiaogenetisch gebildeten Sulfiden keine Unterschiede zeigen.

Als letztes Vererzungsstadium ist eine syn- bis posttektonisch bedingte Mineralisierung z. B. am Widersinnigen Verwerfer anzunehmen. Die mobilen, wahrscheinlich ebenfalls chloridischen Erzlösungen wanderten zum oder entlang des Schiefermaterial führenden Verwerfers und wurden in dessen unmittelbarer Nähe ausgefällt. Entsprechend weichen die Schwefelisotopenwerte dieser Sulfide von den syngenetisch bis frühdiaogenetisch gebildeten Sulfiden ab.

Eine Hofbildung von Spurenelementen im Bereich von Vererzungen kann aufgrund der geologischen Verhältnisse nur in lateraler Erstreckung angenommen werden, da eine Hofbildung in vertikaler Richtung durch die Mergellagen verhindert wird. Geochemisch kann beim momentanen Stand des Wissens nur die mit der Vererzung einhergehende Dolomitisierung als Erzanzeiger verwendet werden.

**Literaturverzeichnis**

- ASSERETO, R., BRUSCA, C., GAETANI, M. & JADOUL, F.: The Pb-Zn mineralization in the Triassic of the Dolomites. Geological history and genetic interpretations. – *L'Industria Mineraria*, **231**, 34 S., 23 Abb., Roma 1977.
- BAUSCH, W. M.: Strontiumgehalte in süddeutschen Malmkalken. – *Geol. Rdsch.*, **55/1**, 86–96, 9 Abb., Stuttgart 1965.
- : Outlines of distribution of strontium in marine limestones. – [In:] MÜLLER, G., FRIEDMAN, G. M. (ed.): *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*. – 106–115, 6 Abb., Berlin–Heidelberg–New York (Springer) 1968.
- BECHSTÄDT, T.: Zykllotheme im hangenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – *Veröff. Univ. Innsbruck*, **86**, 25–55, 3 Abb., 2 Taf., 1 Beil., Innsbruck 1973.
- : Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **149**, 1, 73–95, 8 Abb., Stuttgart 1975 a.
- : Sedimentologie und Diagenese des Wettersteinkalkes von Bleiberg-Kreuth. – *Berg- u. hüttenmänn. Mh.*, **120/10**, 466–471, 4 Abb., Wien 1975 b.
- : Lead-Zinc Ores Dependent on Cyclic Sedimentation (Wetterstein-Limestone of Bleiberg-Kreuth, Carinthia, Austria). – *Mineral. Deposita*, **10**, 234–248, 6 Abb., Berlin (Springer) 1975 c.
- : The Lead-Zinc Deposit of Bleiberg-Kreuth (Carinthia, Austria): Palinspastic situation, Paleogeography and Ore Mineralisation. – *Verh. geol. B.-A.*, **1978**, 3, 221–235, 8 Abb., Wien 1979.
- BENCINI, A. & TURI, A.: Mn Distribution in the Mesozoic Carbonate Rocks from Lima Valley, Northern Apennines. – *J. Sed. Petrol.*, **44/3**, 774–782, 2 Abb., Tulsa 1974.
- BILLINGS, G. K. & RAGLAND, P. C.: Geochemistry and mineralogy of the recent reefs and lagoonal sediments South of Belize (British Honduras). – *Chem. Geol.*, **3**, 135–153, 9 Abb., 5 Tab., Amsterdam 1968.
- BISSELL, H. J. & CHILINGAR, G. V.: Classification of Sedimentary Carbonate Rocks. – 87–168, 9 Tab., 16 Taf., [In:] CHILINGAR, G. V., BISSELL, H. J. & FAIRBRIDGE, R. W. (ed.): *Dev. in Sedimentology 9A*, Carbonate Rocks. – 471 S., 131 Abb. + Taf., 20 Tab., Amsterdam (Elsevier) 1967.
- BOUVIER, M., ENZFELDER, W., HÜBEL, G., KOSTELKA, L., NIEDERMAYR, G., RAINER, H. & SCHULZ, O.: Blei und Zink in Österreich. – 60 S., 36 Abb., Klagenfurt (Bleiberger Bergwerks Union) 1978.
- CARDICH-LOARTE, L. & SCHROLL, E.: Zur Geochemie des Strontiums in den Blei-Zink-Erzmineralisationen vom Typ Bleiberg-Kreuth und die Beziehung zur Erzgenese. – *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Intern. Symp. on the Mineral Deposits of the Alps (Bled)* = *Geologija: razprave in poročila* **15**, 337–342, 1 Abb., 1 Tab., Ljubljana 1972.
- : Die Verteilung und Korrelation einiger Elemente in einem Erzkalzprofil der Bleiberger Fazies (Bleiberg/Kärnten – Rudolfschacht). – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, **20**, 9–70, 1 Abb., 3 Tab., Wien (Springer) 1973.
- CERNY, I.: Fazies und Pb-Zn-Vererzungen in den hangenden Raibler Schichten der Draukalkalpen. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **28**, 109–120, 2 Abb., 3 Tab., Beil. 3, Wien 1982.

- CHESTER, R.: Geochemical criteria for differentiating reef from non-reef facies in carbonate rocks. – *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **49**, 258–276, 7 Abb., 18 Tab., Tulsa 1965.
- CODY, R. D.: Adsorption and the reliability of trace elements as environment indicators for shales. – *J. Sed. Petrol.*, **41/2**, 461–471, 1 Abb., 2 Tab., Tulsa 1971.
- CORRENS, C. W.: Einführung in die Mineralogie (Kristallographie und Petrologie). – 2. Aufl., 458 S., 391 Abb., 1 Taf., Berlin–Heidelberg–New York (Springer) 1968.
- D'ARGENIO, B., FUCHS, Y. & OMENETTO, P.: Controls on carbonate platform and basin systems development: Penrose conference, Capri (September 1981). – *Mem. Soc. Geol. It.*, **22**, 19–22, Roma 1981.
- DIXON, W. J. & BROWN, M. B.: BMDP-79, Biomedical Computer Programs, P-Series. – XIII + 880 S., Berkeley–Los Angeles–London (Univ. of Calif. Press) 1979.
- DUFF, P. Mcl. D. & WALTON, E. K.: Statistical basis for cyclothems: A quantitative study of the sedimentary succession in the East Pennine Coalfield. – *Sedimentology*, **1**, 235–255, Oxford 1962.
- DUNHAM, R. J.: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **1**, 108–121, 7 Taf., Tulsa 1962.
- DUNOYER de SEGONZAC, G.: Les minéraux argilleux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. – *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, **29**, 1–320, Paris 1969.
- , FERRERO, J. & KUBLER, B.: Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphose. – *Sedimentology*, **10**, 137–143, Oxford 1968.
- ECKHARDT, F. J.: Über Chlorite in Sedimenten. – *Geol. Jb.*, **75**, 437–474, 13 Abb., 6 Tab., Hannover 1958.
- ENGELHARDT, W. v.: Neue Ergebnisse der Tonmineralforschung. – *Geol. Rdsch.*, **51**, 457–477, 11 Tab., Stuttgart 1961.
- EPPENSTEINER, W.: Studien über Sedimentation und Diagenese des oberen Wettersteinkalkes in Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – *Diss. Univ. Wien*, **49**, 89 S., 24 Abb., 1 Taf., Wien (Notring) 1970.
- ESQUEVIN, J.: Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. – *Bull. Cent. Rech. Pau – SNPA*, **3**, 147–153, Pau 1969.
- FENNINGER, A.: Faktorenanalyse nordalpiner Malmkalke. – *Verh. geol. B.-A.*, **1970**, 4, 618–636, 7 Abb., 6 Tab., Wien 1970.
- FISCHER, A. G.: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – *Kansas Geol. Surv. Bull.*, **169** (1964), 107–149, 38 Abb., Kansas 1966.
- FLEISCHER, M. & ROBINSON, W. O.: Some problems of the geochemistry of fluorine. – [In:] SHAW, D. M. (ed.): *Studies in Analytical Geochemistry*. – Univ. of Toronto Press, Toronto 1963.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – XI + 454 S., 68 Abb., 33 Taf., 57 Tab., Berlin–Heidelberg–New York (Springer) 1978.
- FUCHS, Y.: Les minéralisations des milieux carbonatés de la plateforme épicontinentale. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **22**, 35–51, 7 Abb., Roma 1981.
- FÜCHTBAUER, H.: Der exogene Kreislauf. – [In:] FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: *Sediment-Petrologie*, 2. Teil. – XV + 726 S., 326 Abb., 66 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1970.
- & GOLDSCHMIDT, H.: Beobachtungen zur Tonmineraldiagenese. – *Int. Clay Conf. Stockholm*, **1**, 99–111, Stockholm (Pergamon Press) 1963.

- GRIMM, W.-D.: Ausfällung von Kieselsäure in salinar beeinflussten Sedimenten. – Z. dt. geol. Ges., **114** (1962), 590–619, 13 Abb., 2 Taf., Hannover 1964.
- GROTJOHANN, H.: Die Korrelation von Geochemie und Faziesdifferenzierung im erzhöflichen Muschelkalk (Mitteltrias) der Ostalpen. – Berliner Geowiss. Abh., A, **3**, 1–70, 5 Taf., 34 Abb., 10 Tab., Berlin 1978.
- HAGENGUTH, G.: Geochemische und fazielle Untersuchungen an den Maxerbänken im Pb-Zn-Bergbau von Bleiberg-Kreuth/Kärnten. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 120 S., 72 Abb., 1 Tab., 15 ganzseitige Tab. (I–XV) im Anhang, 7 Beil., Wien 1983.
- HALLBERG, R. O.: Metal Distribution Along a Profile of an Inter-tidal Area. – Estuarine and Coastal Marine Sc., **2**, 153–170, 8 Abb., 6 Tab., 1974.
- HOLLER, H.: Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. – Carinthia II, Sdh. **7**, 82 S., 6 Beil., Klagenfurt 1936.
- : Der Blei-Zinkerzbergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik. – Carinthia II, **63–64**, 35–46, Beil. 3, Klagenfurt 1953.
- : Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. – Carinthia, **150** [bzw. II, 70], 2, 63–75, 3 Abb., Klagenfurt 1960.
- : Eine Monographie des Bleiberger Bruches. – Carinthia II, Sdh. **32**, 92 S., 18 Abb., Klagenfurt 1974.
- : Geologisch-tektonische Aufnahmen westlich der Bleiberger Lagerstätte (1947–1955). – Carinthia II, Sdh. **33**, 97 S., 7 Karten, 5 Profile, Klagenfurt 1977.
- HORWARTH, R. J. & MARTIN, L.: Computer-Based Techniques in the Compilation, Mapping and Interpretation of Exploration Geochemical Data. – 545–574, 11 Abb., 1 Tab. [In:] HOOD, P. J. (ed.): Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores. – Economic Geol. Report, **31**, 811 S., zahlr. Abb. u. Tab., Ottawa (Geol. Survey of Canada) 1977.
- HÖTZL, H.: Die Hydrogeologie und Hydrochemie des Einzugsgebietes der obersten Donau. – Steir. Beitr. z. Hydrogeol., **25**, 5–102, 28 Abb., 13 Tab., Graz 1973.
- : Auswertung und Interpretation hydrochemischer Daten mittels der Faktorenanalyse. – Z. dt. geol. Ges., **126**, 121–134, 5 Abb., 3 Tab., Hannover 1975.
- HÜBEL, G.: Diskussionsbemerkungen insbesondere zu den Referaten Schulz und Bechstäd. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **120/10**, 475–476, Wien (Springer) 1975.
- HÜBNER, M.: Untersuchung der  $F^-/OH^-$  - Austauschadsorption an Mineralen der Illit-Gruppe und an Kaolinit. – Freib. Forschungshefte, Mineral. Lagerstättenlehre, **C 244**, 103 S., Leipzig 1969.
- HUPFELD, F.: Der Bleiberger Erzberg. – Z. prakt. Geol., **1897**, 233–247, Fig. 71–77, Halle 1897.
- JACKSON, M. L.: Frequency distribution of clay minerals in major great soil groups as related to the factors of soil formation. – Clays and Clay Minerals, **1959**, 133–143, London–New York–Paris–Los Angeles 1959.
- JOBSTRAIBIZER, P.: Mineralogia, Chimismo e Trasformazioni diagenetiche nelle Tufiti mediotriassiche della „Serie calcareo-tufacea“ del Giacimento di Raibl (Cave del Predil-Friuli). – Mem. Sc. Geol., **34**, 355–386, 3 Abb., 7 Tab., 1 Taf., Padova 1981.
- KAPPEL, F. & SCHROLL, E.: Ablauf und Bildungstemperatur der Blei-Zink-Vererzung von Bleiberg-Kreuth/Kärnten. – Carinthia II, **172/92**, 49–62, 4 Abb., 3 Tab., Klagenfurt 1982.
- KLUGER, F., WEINKE, H. H., KLEIN, P. & KIESL, W.: Bestimmung von Fluor in Vulkaniten von Filicudi und Alicudi (Äolische Inseln, Süditalien) sowie in ei-



- nigen geochemischen Referenzstandards. – Chem. Erde, **34**, 168–174, 3 Abb., 2 Tab., Jena 1975.
- KÖPPEL, V.: Die Herkunft des Pb der triassischen Pb-Zn-Lagerstätten; Resultate der Pb-isotopengeochemischen Untersuchungen. – Referat zur „Arbeitstagung ostalpine Triasvererzungen“ vom 3.–4. Febr. 1983 in Wien, veranstaltet von d. Ges. Geol. u. Bergbaustud. Österr.
- KORITNIG, S.: Zur Geochemie des Fluors in Sedimenten. – Fortschr. Geol. Rheinland-Westfalen, **10**, 231–238, Krefeld 1963.
- KOSTELKA, L.: Eine genetische Gliederung der Blei-Zinkvererzungen südlich der Drau. – Carinthia II, **75**, 29–38, Klagenfurt 1965.
- : Der Verbindungsstollen Bleiberg – Rubland. Geologische Voraussage und gewonnene Erkenntnisse. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **112**, 8, 238–242, 3 Abb., Wien (Springer) 1966.
- : Beiträge zur Geologie der Bleiberg Vererzung und ihrer Umgebung. – Carinthia II, **28**, 283–289, Beil I, Klagenfurt 1971.
- & NIEDERMAYR, E.: Mögliche Beziehungen zwischen der Verteilung der Zn-Halte und den Pb/Zn-Vererzungen in der Trias der Draukalkalpen in Österreich. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **1**, 120–127, 2 Abb., Wien 1974.
- & SIEGL, W.: Bericht über die Diskussionstagung in Bleiberg zum Thema „Die Entstehung von Blei-Zinklagerstätten in Karbonatgesteinen.“ – Erzmetall, **XII**, 5, 245–249, Stuttgart 1959.
- & SIEGL, W.: Der triadische Geosynklinalvulkanismus und die Blei-Zinkvererzung in den Drau-Kalkalpen. – Simpos. Int. Giacimenti Minerari delle Alpi, 127–134, 4 Abb., Trento – Mendola 11.–18. Sep. 1966.
- KRANZ, J. R.: Strontium – ein Fazies-Diagenese-Indikator im oberen Wettersteinkalk (Mittel-Trias) der Ostalpen. – Geol. Rdsch., **65/2**, 593–615, 9 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1976.
- LANGE, J.: Geochemische Untersuchungen an Sedimenten des Persischen Golfes. – Contr. Mineral. Petrol., **28**, 288–305, 9 Abb., 4 Tab., Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1970.
- LOGAN, B., REZAK, R. & GINSBURG, R. N.: Classification and environmental significance of algal stromatolites. – J. Geol., **72/1**, 68–83, 5 Abb., Chicago 1964.
- MACK, E.: Geochemische Untersuchungen am Nebengestein und an den Begleitwässern ostalpiner Blei-Zink-Lagerstätten. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **103**, 3, 51–58, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1958.
- MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – 2. Aufl., 192 S., 53 Abb., 7 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1979.
- MATTER, A.: Burial Diagenesis of Pelitic and Carbonate Deep-Sea Sediments from the Arabian Sea. – [In:] WHITMARSCH, R. B., WESER, D. E., ROSS, D. A. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **23**, 421–443, 3 Abb., 5 Tab., Washington (US Gov. Print. Off.) 1974.
- Mc BRIDE, E. F.: Significance of color in red, green, purple, olive, brown, and gray beds of Di Funta Group, Northeastern Mexico. – J. Sed. Petrol., **44**, 760–773, Tulsa 1974.
- MEMPEL, G.: Verbreitung und Genese der Buntmetallerz-Spuren in den paläozoischen und mesozoischen Sedimenten Nordwestdeutschlands. – Z. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, **15/2**, 62–72, 7 Abb., 1 Tab., Stuttgart (Riederer) 1962.
- MÜHLBACHER, P.: Übersichtliche Geschichte der kärntnerischen Bleibergbaue

- mit besonderer Berücksichtigung der technischen Fortschritte von 1750–1867. – Carinthia, **63**, 9, 225–239, Klagenfurt 1873.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W. V. & TOSCHEK, P. H.: Karbonatsedimentologische Arbeitsunterlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweise). – 2. Aufl., Veröff. Univ. Innsbruck, 8, Alpenkundliche Studien, **4**, 32 S., 3 Taf., Innsbruck 1969.
- PARKS, J. M.: Cluster analysis applied to multivariate geologic problems. – J. Geol., **74**, 703–715, 5 Abb., 8 Tab., Chicago 1966.
- PETERS, A. & A.: Synchronoptische Weltgeschichte. – 65 S., 28 S. Anhang, Frankfurt (Universum) 1952.
- PETRASCHECK, W. E.: Geochemische Untersuchungen im kalkalpinen Bleizinkerzbezirk. – Geol. Rdsch., **55**, 398–400, Stuttgart (Enke) 1965.
- PILLER, W.: Fazies und Lithostratigraphie des gebankten Dachsteinkalkes (Obertrias) am Nordrand des Toten Gebirges (S Grünau/Almtal, Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **23**, 113–152, 15 Abb., 1 Taf., Wien 1976.
- : Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias. – Beitr. Paläont. Österr., **5**, 1–164, 16 Abb., 23 Taf., Wien 1978.
- PIMMINGER, M.: In situ Spuren- und Isotopenanalyse mit der Sekundärionen-Massenspektrometrie (SIMS). – Unveröff. Diss. Techn. Univ. Wien, 137 S., 30 Abb., Wien 1983.
- PLOYER, K. v. (?): Beschreibung des Bleybergwerks zu Bleyberg bey Villach i. Kärnth. – 34–83, 1 Tab., 1 Kupfertaf. [In:] Fragmente zur Mineralogischen und Botanischen Geschichte Steyermarks und Kärnthens. – **1**, 83 S., Kupfertaf., Klagenfurt und Laibach (Walliser und Korn) 1783.
- PURDY, E. G.: Recent Calcium Carbonate Facies of the Great Bahama Bank, 2, Sedimentary Facies. – J. Geol., **71/4**, 472–497, 4 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Chicago 1963.
- RÖSLER, H. J.: Lehrbuch der Mineralogie. – 2. Aufl., 833 S., 682 Bilder, 65 Tab., 3 Beil., Leipzig (VEB) 1981.
- SAMANA, J. C.: Ore deposits and continental weathering: a contribution to the problem of geochemical inheritance of heavy metals contents of basement areas and of sedimentary basins. – [In:] AMSTUTZ, G. C. & BERNARD, A. (ed.): Ores in Sediments. – 247–265, Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1973.
- SEEMANN, R.: Die Genese der Pyrite der Karstgebiete der Nördlichen Kalkalpen. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 185 S., 70 Abb., 48 Tab., Wien 1973.
- SCHNEIDER, H. J., MÖLLER, P., PAREKH, P. P. & ZIMMER, E.: Fluorine contents in carbonate sequences and rare earth distribution in fluorites of Pb-Zn-deposits in East-Alpine Mid-Triassic. – Mineral. Deposita, **12**, 22–36, 5 Abb., 3 Tab., Berlin 1977.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., B.-B., **47**, 1–38, 6 Abb., Stuttgart 1923.
- SCHROLL, E.: Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth/Kärnten in Österreich. – Mitt. Österr. Min. Ges., Sh. **2**, 1–60, 7 Taf. mit 24 Abb., 17 Tab., 1 Fig., Wien 1953.
- : Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze. – Mitt. Österr. Min. Ges., Sh. **3**, 85 S., 31 Tab., Wien 1954.
- : Über den Wert geochemischer Analysen bei stratigraphischen und lithologischen Untersuchungen von Sedimentgesteinen am Beispiel ausgewählter Profile der ostalpinen Trias. – Geol. Sbornik, **18/2**, 315–330, 9 Abb., 3 Tab., Bratislava 1967.

- Beitrag zur Geochemie des Bariums in Carbonatgesteinen und klastischen Sedimenten der ostalpinen Trias. – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, **15**, 258–278, 7 Abb., 4 Tab., Wien (Springer) 1971.
- : Analytische Geochemie, **2**, Grundlagen und Anwendungen. – IX + 374 S., 126 Abb., 70 Tab., Stuttgart (Enke) 1976.
- : Zur Korrelation geochemischer Charakteristika der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth mit anderen schichtgebundenen Vererzungen in Karbonatgesteinen. – 131–158, 7 Abb., 3 Tab. [In:] ZAPFE, H. (ed.): Ergebnisse der österreichischen Projekte des Internationalen Geologischen Korrelationsprogrammes (IGCP) bis 1976. – *Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe Erdwiss. Kommiss.*, **3**, Wien-New York (Springer) 1978.
- & WEDEPOHL, K. H.: Schwefelisotopenuntersuchungen an einigen Sulfid- und Sulfatmineralen der Blei-Zink-Erzlagerstätte Bleiberg/Kreuth, Kärnten. – *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, **17**, 286–290, 1 Tab., Wien (Springer) 1972.
- SCHULZ, O.: Beispiele für synsedimentäre Vererzungen und paradiagenetische Formungen im älteren Wettersteindolomit von Bleiberg-Kreuth. – *Berg- u. hüttenmänn. Mh.*, **105**, 1, 1–11, 6 Abb., Wien-New York (Springer) 1960 a.
- : Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max). – *Carinthia II, Sdh.* **22**, 93 S., 66 Abb., 3 Beil., Klagenfurt 1960 b.
- : Tektonische Gefügeanalyse der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – *Carinthia II, Sdh.* **34**, 71 S., 5 Abb., 119 Diagramme, Klagenfurt 1978.
- & SCHROLL, E.: Die Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth. – *Verh. geol. B.-A.*, **1977**, H. 3, 375–386, 1 Abb., Wien 1977.
- STRUCL, I.: Some ideas on the genesis of the Karawank Lead-Zinc ore deposits with special regard to the Mežica ore deposit. – *Mining and Metallurgy Quarterly*, **2**, 25–34, Ljubljana 1965.
- : 1. Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem, delu severnih Karavank. – 2. Poseben tip mežiškega svinčovo cinkovega orudnenja v rudišču Graben. – *Stratigraphie und Tektonik der östlichen Teile der Nordkarawanken – Die Zn-Pb-Vererzungen des Grabenreviers – ein besonderer Typ der Lagerstätte von Mežica.* – *Geologija – Razprave in Poročila, Geological Transactions and Reports*, Jg. 1970, **13**, 5–34, Ljubljana 1970.
- : On the Geology of the Eastern Part of the Northern Karawankes with Special Regard to the Triassic Lead-Zinc-Deposits. – *Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook, VIII<sup>th</sup> Int. Sediment. Congress 1971 Heidelberg*, 285–301, Heidelberg 1971.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich. Band I: Die Zentralalpen.* – XIV + 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.
- : Die Seitenverschiebung an der Periadriatischen Naht auf Grund des Vergleiches der Triasfazies. – *Schriftenr. erdwiss. Kommiss. österr. Akad. Wiss.*, 179–192, 1 Abb., Wien 1978 a.
- : Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **69**, 291–351, 11 Abb., Wien 1978 b.
- TORNQUIST, A.: Die Blei-Zinkerzlagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. – 106 S., 29 Abb., 1 Taf., 1 Karte, Wien (Springer) 1927.
- TUFAR, W.: *Ostalpine Lagerstätten.* – *Exkursionsführer dt. geol. Ges.*, **B 3**, 1–127, 53 Abb., Marburg 1979.
- TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H.: Distribution of the elements in some

- major units of the Earth's crust. – Bull. Geol. Soc. Amer., **72/2**, 175–192, 1 Tab., New York 1961.
- WEDEPOHL, K. H.: Geochemische Daten von sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihrem faziellen und petrogenetischen Aussagewert. – Verh. geol. B.-A., **1970**, 4, 692–705, 4 Abb., 1 Tab., Wien 1970.
- WIESSNER, H.: Geschichte des Kärntner Bergbaues. (II. Teil). – Archiv. vaterld. Gesch. u. Topogr., **36/37**, 1–298, 6 Taf., 1 Karte, Klagenfurt 1951.
- ZANINETTI, L.: Les Foraminifères du Trias, Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mésogéens européen et asiatique. – Riv. Ital. Paleont., **82**, 1–258, 11 Abb., 2 Tab., 24 Taf., Milano 1976.
- ZIMMER, E.: Zur Geochemie des Fluors im Oberen Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias) der Ostalpen. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Berlin, 78 S., 11 Abb., 16 Tab., XVI S. Anhang, Berlin 1976.

**Dank**

Die Dissertation entstand am Institut für Geologie der Universität Wien und bei der Bleiberger Bergwerks Union AG.

Herrn Dr. I. CERNY (Chefgeologe der BBU) danke ich für die Anregung zu dieser Arbeit und für die vielen wertvollen Ratschläge und Diskussionen sehr herzlich.

Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN (Vorstand des Institutes für Geologie der Universität Wien) und Herrn Prof. Dr. E. SCHROLL (Direktor des Geotechnischen Institutes der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal) danke ich für die Annahme des Dissertationsthemas und für die nützlichen Hinweise und Diskussionen, die sich während der Arbeit ergaben.

Der BLEIBERGER BERGWERKS UNION AG, namentlich Herrn Bergdirektor Dipl. Ing. W. ENZFELDER und Herrn Berginspektor i. R. Dipl. Ing. H. RAINER danke ich für die freundliche Genehmigung und Förderung der untertägigen Arbeiten. Den Bergverwaltern Herrn Dipl. Ing. H. HRIBERNIGG und Herrn Dipl. Ing. E. ECKHARDT sowie dem Obermarkscheider S. LIPPITZ verdanke ich manch wichtige bergbauliche Information und Unterstützung. Herrn Dr. G. HÜBEL, Geologe, danke ich für viele gemeinsame Grubenbefahrungen und Diskussionen. Der gesamten Geologischen Abteilung der BBU danke ich für die freundliche Hilfe bei der Bewältigung von ober- und untertägigen Problemen und Arbeiten.

Herrn Prof. Dr. L. KOSTELKA (Montanuniversität Leoben) und die TREIBACHER CHEMISCHEN WERKE ermöglichten die Aufnahme des Förolacher Erbstollens.

Die geologische Übersichtsbearbeitung im Bergbau Mežica wurde durch den freundlichen Einsatz des Chefgeologen, Herrn Dipl. Ing. S. BRUMEN, und den Einsatz von Herrn Dipl. Ing. M. PUNGARTNIK ermöglicht.

Für die anregenden Diskussionen bei der Bearbeitung des Dünnschliffmaterials danke ich besonders Herrn Prof. Dr. E. FLÜGEL (Inst. f. Paläontologie, Universität Erlangen/BRD), Herrn Dr. R. LEIN (Institut für Geologie, Wien) und Herrn Dr. W. PILLER (Institut für Paläontologie, Wien).

Für die vielen Ratschläge bei der Durchführung geochemischer und mineralogischer Analysen schulde ich Herrn Dr. M. GÖTZINGER (Institut für Mineralogie und Kristallographie, Wien) recht herzlichen Dank.

Herrn Prof. Dr. W. TUFAR (Institut für Mineralogie, Abteilung für Erzlagerstättenforschung, Univ. Marburg/Lahn, BRD) und Herrn Doz. Dr. A. BERAN (Institut für Mineralogie, Wien) danke ich für die Hilfe bei der Herstellung und Auswertung der Anschliffe.

Für kritische Bemerkungen bei der Auswertung der ton- und schwermineralogischen Untersuchungsergebnisse danke ich Herrn Doz. Dr. P. FAUPL (Institut für Geologie, Wien) und Herrn Doz. Dr. H. KURZWEIL (Institut für Petrologie, Wien) recht herzlich.

Herrn Abteilungsdirektor Dipl. Kaufm. Dr. K. STICKER (Referent für Statistik beim HUK-Verband, Hamburg/BRD) und Herrn H. NOWOTNY (Institut für Mineralogie, Wien) danke ich für die Informationen bei der statistischen Bearbeitung und Auswertung des umfangreichen Datenmaterials.

Die rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen wurden dankenswerter Weise von Herrn Dr. J. HOHENEGGER (Institut für Paläontologie, Wien) durchgeführt.

Für weitere, zahllose Diskussionen und Anregungen möchte ich besonders Herrn Prof. Dr. W. MEDWENITSCH (Institut für Geologie, Wien), Herrn Dr. L. WEBER (Bundesministerium für Handel, Gewerbe und Industrie, Oberste Bergbehörde) und Herrn Dr. D. SANGSTER (Geol. Survey of Canada) danken.

Nicht zuletzt möchte ich mich bei Herrn Jakob MOSSER und seiner Gattin Anne sehr herzlich für die liebevolle Aufnahme in ihrem Heim während der Aufenthalte in Bad Bleiberg bedanken.



Das war's!