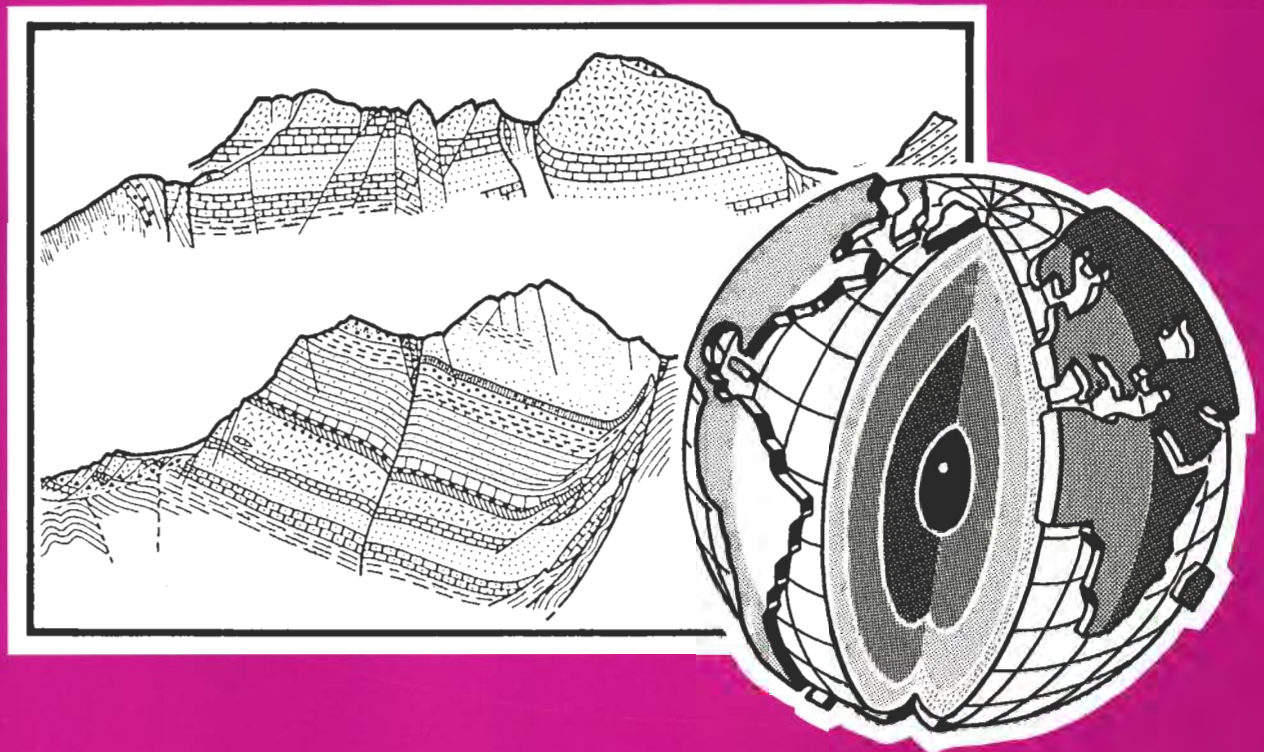


# MITTEILUNGEN

## DER GESELLSCHAFT DER GEOLOGIE UND BERGBAUSTUDENTEN IN ÖSTERREICH

Band 38

Wien 1992



## Inhalt/Contents

1. HOMAYOUN, M. & FAUPL, P.: Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich)/(Lower and mid-Cretaceous flysch successions in the Ybbsitz Klippen belt (Lower Austria)) ..... 1-20
2. SCHLAGINTWEIT, F. & WAGREICH, M.: Über ein Vorkommen von *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. in der obersantonen-untercampanen Gosau Gruppe des Miesenbachtals (Niederösterreich)/(On the occurrence of *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. in the Late Santonian-early Campanian Gosau Group of the Miesenbach Valley (Lower Austria)) ..... 21-29
3. KRALIK, C. & KIESL, W.: Geochemische Untersuchungen an Kugeldolomiten der Magnesitlagerstätte Sunk-Hohentauern (Steiermark/Österreich)/(Geochemistry of orbicular dolomite ("Kugeldolomit" from the magnesite deposit Sunk-Hohentauern (Styria/Austria)) ..... 31-39
4. HÄUSLER, H.: Chromspinellführung der „Serie von Ardez“ (Unterengadiner Fenster, Schweiz)/(Chromian spinel of the Ardez series (Lower Engadin window, Switzerland)) ..... 41-46
5. GÖTZINGER, M. & GRUM, W.: Die Pb-Zn-F-Mineralisationen in der Umgebung von Evaporiten der Nördlichen Kalkalpen, Österreich – Herkunft und Zusammensetzung der fluiden Phase/(Pb-Zn-F-mineralizations in the vicinity of evaporites in the Northern Calcareous Alps, Austria – origin and composition of fluids) ..... 47-56
6. JILG, W.: Regionale Verteilung von Gesteinsdichten und magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmisches Masse Österreichs/(Regional Distribution of Rock Densities and Magnetic Susceptibilities in the Bohemian Massif of Austria) ..... 57-72
7. GRUM, W., FRIMMEL, H. E. & KOLLER, F.: Sr-Isotopendaten zur Genese der Antimonit-Lagerstätte Schlaining (Burgenland)/(Sr-Isotope and whole rock geochemical studies on the genesis of the stibnite deposit Schlaining (Penninic unit, Eastern Alps)) ..... 73-92
8. DECKER, K. & JARNIK, M.: Structur analysis of the Late Cretaceous Group of Rigau, Fahrenberg and Nussensee (Northern Calcareous Alps, Salzburg-Oberösterreich): Tertiary deformation during lateral extrusion illustrated ..... 93-106
9. PERESSON, H.: Computer aided kinematic analysis of fault sets ..... 107-119
10. KLÖTZLI, U.: Kritische Bemerkungen zur Verwendung von relativen Isotopenverhältnissen ( $\delta$ - und  $\varepsilon$ -Werte)/(Critical remarks on the use of relative isotope ratios ( $\delta$ - and  $\varepsilon$ -Werte)) ..... 121-128
11. GRUPE, S.: Ausbreitung von Bor im Grundwasser der Oberen Lobau/Wien/(Spreading of Boron in the Groundwater of the Upper Lobau Area/Vienna) ..... 129-173
12. ZETTER, R. & DIMTER, A.: Palynostratigraphische Untersuchungen oberkretazischer Sedimente des Krappfeldes (Kärnten)/(Palynostratigraphic investigations of Upper-Cretaceous sediments from Krappfeld (Carinthia)) ..... 175-183
13. WEISS, A.: Zur Geschichte der Nutzung steirischer Industriemineralien und Gesteine im 19. Jahrhundert/(On the history of the utilization of Styrian industrial minerals and rocks in the 19<sup>th</sup> century) ..... 185-193
14. AUGUSTIN-GYURITS & SCHROLL, E.: Beitrag zur geochemischen Charakterisierung österreichischer Kohlen/(Contribution to the Geochemical Characterization of Coal from Austria) .... 195-211
15. WEBER, L.: mit Beiträgen der Exkursionsteilnehmer: Exkursion 1991 zu Lagerstätten Ostkanadas/(Excursion 1991 to mineral deposits of Eastern Canada) ..... 213-254

Mitteilungen der Gesellschaft  
der Geologie- und Bergbaustudenten  
in Österreich

Band 38

## **Vorstand für das Studienjahr 1991/1992**

Obmann: Wolfgang MÜLLER

Vize-Obfrau: Susanne GÖDEL

1. Kassierin: Marion JARNIK

2. Kassier: Mag. Gerd FRIK

Rechnungsprüfer: Dr. Wolfgang PAVLIK

Schriftführer: Gerhard BRYDA

### **Schriftleitung:**

Martin JUNG

(Institut für Geologie, Universität Wien)

### **Beirat:**

Univ.-Doz. Dr. Richard LEIN

### **Zeichner:**

Leo LEITNER

### **Satz und Layout:**

Monika THÖNI

Alle Rechte vorbehalten.

Die Artikel stellen die Auffassungen der Autoren selbst dar.

Für Inhalt und Form sind die Verfasser verantwortlich

Herausgeber, Eigentümer und Verleger:

Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich,

am Institut für Geologie der Universität Wien,

Universitätsstraße 7, A-1010 Wien

### **Druck:**

Peter SCHINDLER

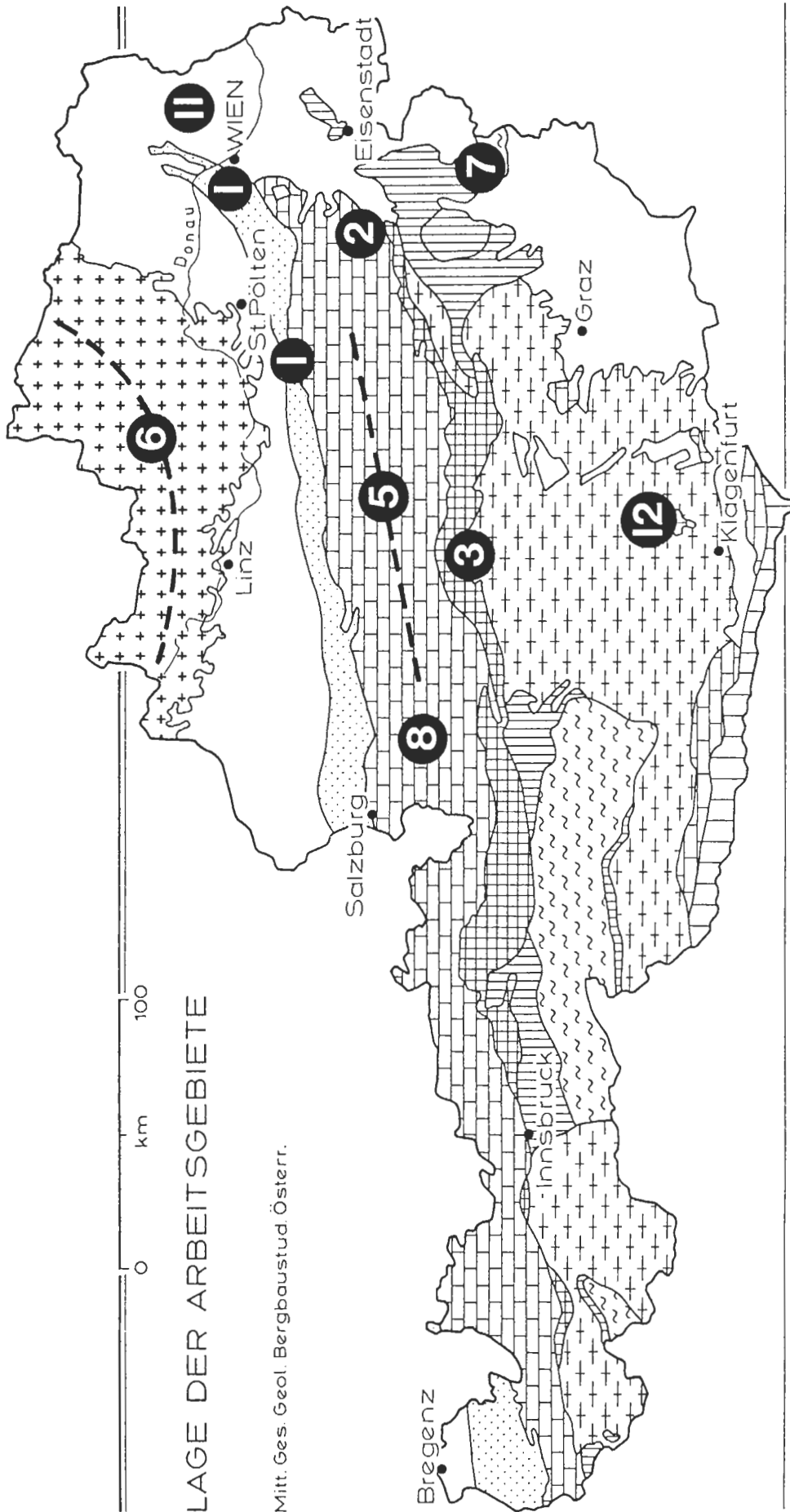
Conrathstraße 35a, A-3950 Gmünd

## Förderer und Spender

Dr. A. Bernhauser  
Dr. H. Brandecker  
DDr. H. Bertle  
Dipl.-Ing. A. Bilak  
Prof. Dr. F. Brix  
Prof. Dr. E. Clar  
Prof. Dr. Ch. Exner  
Prof. Dr. P. Faupl  
Dr. P. Gottschling  
Dr. M. Götzinger  
Mag. W. Grum  
Dr. G. Hagenguth  
Dr. W. Hamilton  
Dr. E. Hejl  
Dr. J. Hellerschmidt-Alber  
Dr. K. Hösch  
Dr. F. Kahler  
Dr. J. Kaiser  
Prof. Dr. G. Kleinschmidt  
Prof. Dr. F. Koller  
Prof. Dr. H. Krumm  
Dr. J. Kupka  
Ing. Dr. W. Leithner

Dr. H. Lobitzer  
Dr. A. Matura  
Prof. Dr. W. Medwenitsch (†)  
Dr. K. Messner  
Dr. Ch. Milota  
Dr. J. Pistotnik  
Dr. B. Plöchinger  
Dr. R. Poisel  
Dr. F. Popp  
Dr. R. Roetzel  
Dr. S. Scharbert  
Prof. Dr. J.-M. Schramm  
Dr. P. Slapansky  
Prof. Dr. G. Spaun  
Hon.-Prof. Dr. H. Stowasser  
Dr. M. Thöni  
Dr. F. X. Traub  
Prof. Dr. D. van Husen  
Dr. N. Vavra  
Dr. K. Vohryzka  
Dr. F. Weber  
Dr. F. Wurm

# Lage der Arbeitsgebiete



LAGE DER ARBEITSGEBIETE

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

## Inhalt des Bandes Nummer 38, 1992

Seite

1. HOMAYOUN, M. & FAUPL, P.: Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich) ..... 1–20
2. SCHLAGINTWEIT, F. & WAGREICH, M.: Über ein Vorkommen von *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. in der obersantonen-untercampanen Gosau Gruppe des Miesenbachtals (Niederösterreich) ..... 21–29
3. KRALIK, C. & KIESL, W.: Geochemische Untersuchungen an Kugeldolomiten der Magnesitlagerstätte Sunk-Hohentauern (Steiermark/Österreich) ..... 31–39
4. HÄUSLER, H.: Chromspinellführung der „Serie von Ardez“ (Unterengadiner Fenster, Schweiz) ..... 41–46
5. GÖTZINGER, M. & GRUM, W.: Die Pb-Zn-F-Mineralisationen in der Umgebung von Evaporiten der Nördlichen Kalkalpen, Österreich – Herkunft und Zusammensetzung der fluiden Phase ..... 47–56
6. JILG, W.: Regionale Verteilung von Gesteinsdichten und magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmisches Masse Österreichs ..... 57–72
7. GRUM, W., FRIMMEL, H. E. & KOLLER, F.: Sr-Isotopendaten zur Genese der Antimonit-Lagerstätte Schlaining (Burgenland) ..... 73–92
8. DECKER, K. & JARNIK, M.: Structur analysis of the Late Cretaceous Group of Rigau, Fahrenberg and Nussensee (Northern Calcareous Alps, Salzburg–Oberösterreich): Tertiary deformation during lateral extrusion illustrated ..... 93–106
9. PERESSON, H.: Computer aided kinematic analysis of fault sets ..... 107–119
10. KLÖTZLI, U.: Kritische Bemerkungen zur Verwendung von relativen Isotopenverhältnissen ( $\delta$ - und  $\varepsilon$ -Werte) ..... 121–128
11. GRUPE, S.: Ausbreitung von Bor im Grundwasser der Oberen Lobau/Wien 129–173

	Seite
12. ZETTER, R.: Palynostratigraphische Untersuchungen oberkretazischer Sedimente des Krappfeldes (Kärnten) .....	175–183
13. WEISS, A.: Zur Geschichte der Nutzung steirischer Industriemineralien und Gesteine im 19. Jahrhundert .....	185–193
14. AUGUSTIN-GYURITS & SCHROLL, E.: Beitrag zur geochemischen Charakterisierung österreichischer Kohlen .....	195–211
15. WEBER, L.: mit Beiträgen der Exkursionsteilnehmer: Exkursion 1991 zu Lagerstätten Ostkanadas .....	213–254
16. Diplomarbeiten/Dissertation .....	255–259
17. Buchbesprechungen .....	260–271
Nachruf Prof. Dr. W. Medwenitsch .....	272–276
Nachruf Dr. S. Prey .....	277–278

### Contents of volume 38, 1992

	page
1. HOMAYOUN, M. & FAUPL, P.: Lower and mid-Cretaceous flysch successions in the Ybbsitz Klippen belt (Lower Austria) .....	1–20
2. SCHLAGINTWEIT, F. & WAGREICH, M.: On the occurrence of <i>Munieria grambasti sarda</i> CHERCHI et al. in the Late Santonian-early Campanian Gosau Group of the Miesenbach Valley (Lower Austria) .....	21–29
3. KRALIK, C. & KIESL, W.: Geochemistry of orbicular dolomite ("Kugeldolomit" from the magnesite deposit Sunk-Hohentauern (Styria/Austria) .....	31–39



4. HÄUSLER, H.: Chromian spinel of the Ardez series (Lower Engadin window, Switzerland) ..... 41–46
5. GÖTZINGER, M. & GRUM, W.: Pb-Zn-F-mineralizations in the vicinity of evaporites in the Northern Calcareous Alps, Austria – origin and composition of fluids ... 47–56
6. JILG, W.: Regional Distribution of Rock Densities and Magnetic Suszeptibilities in the Bohemian Massif of Austria ..... 57–72
7. GRUM, W., FRIMMEL, H. E. & KOLLER, F.: Sr-Isotope and whole rock geochemical studies on the genesis of the stibnite deposit Schlaining (Penninic unit, Eastern Alps) ..... 73–92
8. DECKER, K. & JARNIK, M.: Structure analysis of the Late Cretaceous Group of Rigau, Fahrenberg and Nussensee (Northern Calcareous Alps, Salzburg–Oberösterreich): Tertiary deformation during lateral extrusion illustrated ..... 93–106
9. PERESSON, H.: Computer aided kinematic analysis of fault sets ..... 107–119
10. KLÖTZLI, U.: Critical remarks on the use of relative isotope ratios ( $\delta$ - and  $\varepsilon$ -Werte) ..... 121–128
11. GRUPE, S.: Spreading of Boron in the Groundwater of the Upper Lobau Area/Vienna ..... 129–173
12. ZETTER, R.: Palynostratigraphic investigations of Upper-Cretaceous sediments from Krappfeld (Carinthia) ..... 175–183
13. WEISS, A.: On the history of the utilization of Styrian industrial minerals and rocks in the 19<sup>th</sup> century ..... 185–193
14. AUGUSTIN-GYURITS & SCHROLL, E.: Contribution to the Geochemical Characterization of Coal from Austria ..... 195–211
15. WEBER, L.: Excursion 1991 to mineral deposits of Eastern Canada ..... 213–254

VIII

16. Theses/Dissertation .....	255–259
17. Bookreviews .....	260–271
Nachruf Prof. Dr. W. Medwenitsch .....	272–276
Nachruf Dr. S. Prey .....	277–278

# Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich)

Lower and mid-Cretaceous flysch successions in the  
Ybbsitz Klippen belt (Lower Austria)

M. HOMAYOUN & P. FAUPL

mit 13 Abbildungen und 3 Tabellen

Schlüsselwörter:

*Ybbsitzer Klippenzone*  
*Penninikum*  
*Kreide*  
*Flysch*  
*Glosbachschichten*  
*Haselgrabenschichten*  
*Ybbsitzer Schichten*

Keywords:

*Ybbsitz Klippen belt*  
*Penninic realm*  
*Cretaceous*  
*Flysch*  
*Glosbach Formation*  
*Haselgraben Formation*  
*Ybbsitz Formation*

Adresse der Autoren:

Address of the authors:

Mag. Mandana Homayoun  
Univ.-Prof. Dr. Peter Faupl  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III  
A-1010 Wien

Gedruckt mit Unterstützung der Kulturabteilung  
des Amtes der NÖ Landesregierung

**Inhalt**

	Seite
Zusammenfassung, Abstract .....	3
1. Einleitung .....	3
2. Schichtfolge .....	4
2.1. Glosbachschichten .....	5
2.2. Haselgrabenschichten .....	5
2.3. Ybbsitzer Schichten .....	9
3. Sedimentationsbedingungen .....	11
4. Schwermineralführung .....	13
5. Zur Stellung der Ybbsitzer Klippenzone .....	15
6. Literatur .....	18

**Contents**

1. Introduction .....	3
2. Stratigraphy and facies .....	3
2.1. Glosbach Formation .....	5
2.2. Haselgraben Formation .....	5
2.3. Ybbsitz Formation .....	9
3. Facies interpretation and depositional environments .....	11
4. Heavy mineral distributions .....	13
5. On the paleogeographic position of the Ybbsitz Klippen belt .....	15
6. References .....	18

## Zusammenfassung

Die kretazischen Flysche der Ybbsitzer Klippenzone treten im unmittelbar Liegenden des Ostabschnittes der Kalkalpen auf. Die Basis der Flysche wird von einer jurassischen Ophiolithabfolge aus ultrabasischen und basischen Gesteinen, einer manganvererzten Chertserie, Radiolariten und pelagischen Kalken gebildet. Die kretazischen Flysche umfassen die Formationen Glosbachschichten (tiefere Unterkreide), Haselgrabenschichten (Alb), Ybbsitzer Schichten (Cenoman - Coniac) und Kahlenberger Schichten (Santon - Campan).

Die Glosbachschichten setzen sich aus einer turbiditischen Abfolge kieselig-mergeliger Kalksiltite bis feinkörniger Kalksandsteine im Wechsel mit kieseligen Tonstein-Tonmergellagen zusammen. Bei den Haselgrabenschichten handelt es sich um eine turbiditische Entwicklung aus kieseligen Kalksandsteinen, vereinzelt Feinbreccienlagen und dominierenden schwarzen kieseligen Tonsteinen, die unter der lokalen CCD abgelagert wurden. Die Ybbsitzer Schichten stellen eine siliziklastikadominierte, sandsteinreiche Turbiditfazies mit geringmächtigen Pelitintervallen dar. Bunte Tonsteinintervalle bilden einen charakteristischen Bestandteil dieses Schichtgliedes. Die Kahlenberger Schichten entsprechen faziell dem Helminthoidenflysch. Sie waren nicht Gegenstand dieser Studie.

Aufgrund ihrer faziellen Entwicklung, des detritischen Materials sowie der Schwermineralführung unterscheiden sich die Schichtglieder der Ybbsitzer Klippenzone von jenen der Rhenodanubischen Flyschzone. Dem Auftreten von Chromspinnell in den Ybbsitzer Schichten kommt hier besondere Bedeutung zu. Detritisches Material und Schichtfolge weisen am ehesten auf eine Herleitung dieser Zone aus dem südpenninischen Raum hin. Eine Ablagerung der kretazischen Flysche im Nahbereich einer aktiven Subduktionszone wird vermutet.

## Abstract

The Cretaceous flysch sequences of the Ybbsitz Klippen belt occur in a tectonic unit sandwiched between the Rhenodanubian Flysch below and the Northern Calcareous Alps above. The basal series of the flysch sequences consist of an Jurassic ophiolitic succession with fragments of ultrabasic and basic rocks, manganese cherts, radiolarites and pelagic limestones. The flysch sequence comprises the Glosbach Fm. (Lower Cretaceous), the Haselgraben Fm. (Albian), the Ybbsitz Fm. (Cenomanian-Coniacian) and the Kahlenberg Fm. (Santonian-Campanian).

The Glosbach Fm. consists of a turbiditic sequence of siliceous marly calcareous siltstones and fine-grained calcareous sandstones intercalating with

siliceous claystones to marly claystone intervals. The Haselgraben Fm. is characterized by a turbiditic development of siliceous calcareous sandstones, isolated layers of fine-grained breccias interbedded with predominantly black siliceous claystones, which were deposited below the local CCD. The Ybbsitz Fm. is a turbiditic deposit rich in siliciclastic sandstones with thin pelitic interlayers. Intercalations of variegated claystones are a common feature of this formation. The Kahlenberg Fm. corresponds to the Helminthoid-typ flysch due to their calcilititic facies; it was not subject of these studies.

Because of their facies development, detrital material and heavy mineral distribution the Ybbsitz Klippen belt can be distinguished from the Rhenodanubian flysch zone. Especially, the occurrence of chrome spinel in the Ybbsitz Fm. seems to be of great importance. The Ybbsitz Klippen belt, probably, can be derived from the South Penninic realm by means of clastic material and stratigraphic succession. A close vicinity to an active subduction zone is assumed for the flysch sequences.

## 1. Einleitung

Im Zuge seiner Arbeiten an der geologischen Karte von Ybbsitz konnte SCHNABEL (1979, 1988) im Bereich der ehemaligen „Grestener Klippenzone“ zwei Arten von Klippenabfolgen unterscheiden: (1) Die Grestener Klippenzone s. str. mit den charakteristischen fluviatilen bis seichtmarinen Grestener Schichten des Lias-Dogger und der kretazischen bis eozänen Buntmergelserie; sie wird tektonisch von der Flyschzone überlagert. (2) Die Ybbsitzer Klippenzone als neues tektonisches Element, welches unmittelbar an der Basis der Kalkalpen liegt, und durch das Vorkommen von ultrabasischen und basischen Gesteinen, von Radiolariten und Tiefwasserkarbonaten sowie durch kretazische Flyschabfolgen gekennzeichnet ist (Abb. 1). Bereits LAUER (1970) hatte aufgrund unterschiedlich entwickelter Kreideablagerungen versucht, eine Untergliederung innerhalb der Klippenzone vorzunehmen.

Während die Entwicklung des Lias und Dogger in der eigentlichen Grestener Klippenzone deutliche fazielle Beziehungen zum autochthonen Mesozoikum des Molasseuntergrundes (BRIX et al., 1977; ELIAS & WESSELY, 1990) im Osten von Österreich erkennen läßt, handelt es sich bei der Juraschichtfolge der Ybbsitzer Klippenzone um einen Teil einer typischen Ophiolithsequenz (DECKER, 1987, 1990).

Bei geologischen Aufnahmen an der Flysch/Kalkalpengrenze, weiter im Osten, auf den Kartenblättern 54 Melk und 55 Obergrafendorf konnten nun SCHNABEL et al. (1986) und SARNTHEIN et al. (1986) zeigen, daß sich die Ybbsitzer Klippenzone in die sogenannte „Kieselkalkzone“

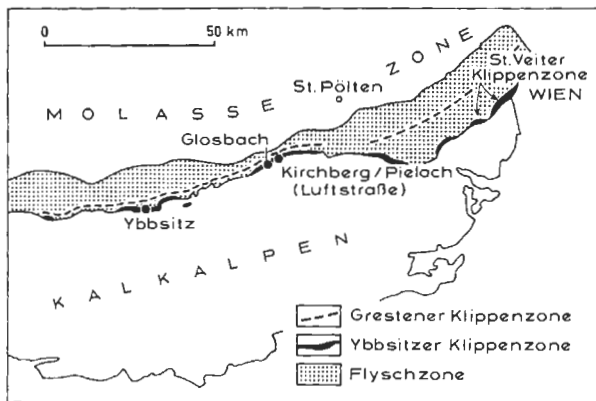


Abb. 1: Tektonische Kartenskizze des Ostabschnittes der Flyschzone und der Nördlichen Kalkalpen mit schematischer Darstellung der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone (einschließlich „Kieselkalkzone“ und St. Veiter Klippenzone bei Wien).

Fig. 1: Tectonic sketch map of the eastern part of the Flysch zone and the Northern Calcareous Alps representing schematically the occurrences of the Gresten and Ybbsitz Klippen belt (including "Kieselkalkzone" and St. Veit Klippen belt near Vienna).

fortsetzt. Die „Kieselkalkzone“ wurde auch mit der „Cenoman-Randschuppe“ verglichen (SCHWINGENSCHLÖGEL, 1979; TOLLMANN, 1985:204), und bisher immer tektonisch den Kalkalpen zugeordnet. Als weitere Fortsetzung der Ybbsitzer Klippenzone gegen Osten erwähnt SCHNABEL (1979) die St. Veiter Klippenzone von Wien. Nach Beobachtungen von PREY (1975, 1979) bildet dieses Klippenelement die Basis der Kahlenberger Decke der Flyschzone des Wienerwaldes (vgl. TOLLMANN, 1963). BIRKENMAJER (1986) sieht in der St. Veiter Klippenzone die westliche Fortsetzung der Pieninischen Klippenzone der Karpaten.

Die paläogeographische Stellung der Ybbsitzer Klippenzone ist Gegenstand einer laufenden Diskussion, die in erster Linie auf der Kenntnis der jurassischen Schichtglieder beruht (DECKER, 1987, 1990; WIDDER, 1987, 1988). Die Flysche sind jedoch noch unbearbeitet. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es daher, die Datenbasis durch Untersuchung der Flysche zu verbreitern, um so den Überlegungen zur paläogeographischen Position dieses tektonischen Elementes eine fundiertere Grundlage zu verschaffen.

## 2. Schichtfolge

Eine detaillierte Darstellung der jurassisch-neokomen Schichtfolge der Ybbsitzer Klippenzone hat DECKER (1987, 1990) gegeben. Es handelt sich

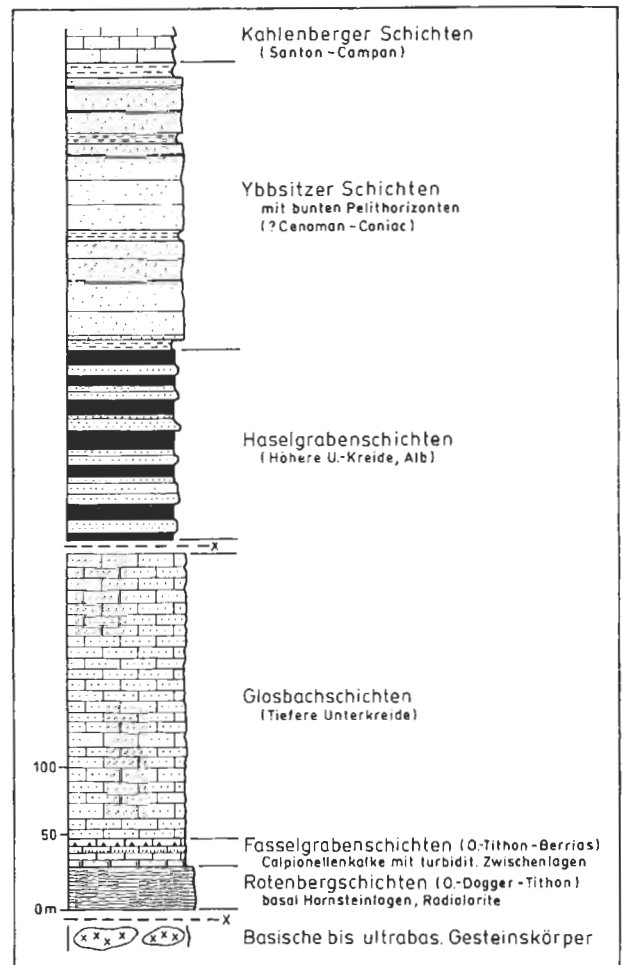


Abb. 2: Übersichtsprofil der Schichtfolge der Ybbsitzer Klippenzone.

Fig. 2: General stratigraphic section of the Ybbsitz Klippen belt.

um die pelagische Sedimentabfolge einer Ophiolithsequenz, die den oberen Dogger (?) bis Barreme umfaßt (Abb. 2). Die Schichtfolge setzt mit den bis zu 30 m mächtigen Rotenbergsschichten ein. Ihr liegender Abschnitt wird von einer dünnbankigen, kalkfreien, grauen Hornsteinabfolge, die abschnittsweise eine hydrothermale Eisen-Manganvererzung führt, aufgebaut (DECKER, 1990:91). Die hangende Partie nehmen rote Radiolarite ein, die in die Calpionellen-führenden Mikritkalke der Fasselgrabenschichten (-20 m) übergehen. Dieses Schichtglied ist abschnittsweise als Kalk/Mergel-Rhythmite entwickelt. Besonders kennzeichnend sind Einschaltungen von Zentimeter-dünnen, siliziklastikareichen distalen Turbiditen. In Verbindung mit diesen Turbiditen treten auch karbonatreiche Feinbreccienlagen auf.

Die Flyschschichtfolge der Ybbsitzer Klippenzone

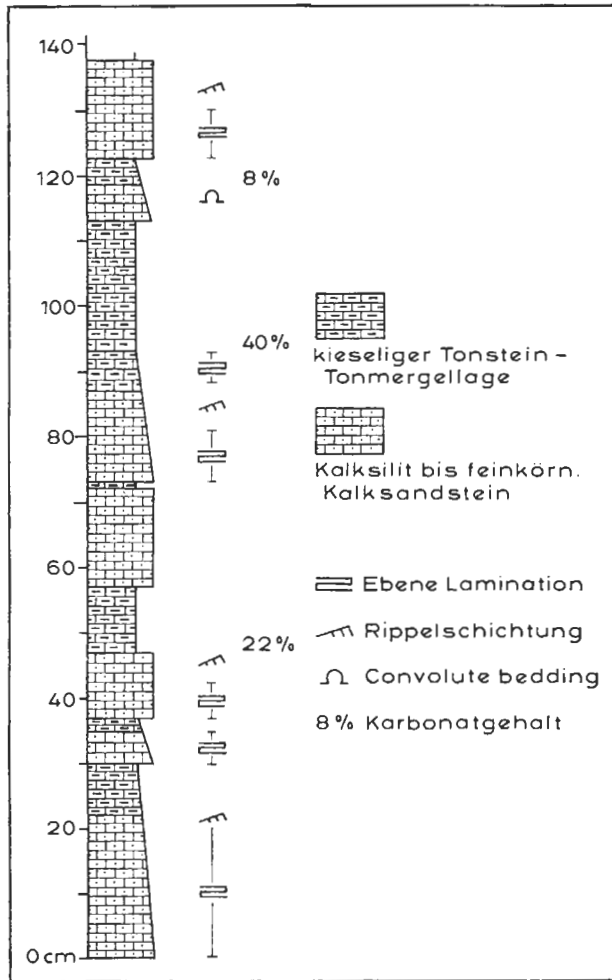


Abb. 3: Bankprofilausschnitt aus den Glosbachschichten. Kirchberg/Pielach, Luftstraße.

Fig. 3: Typical section from the Glosbach Formation. Luftstraße near Kirchberg/Pielach.

besteht nach heutiger Kenntnis aus vier Schichtgliedern (Abb. 2):

- (1) Glosbachschichten
- (2) Haselgrabenschichten
- (3) Ybbsitzer Schichten
- (4) Kahlenberger Schichten.

Diese Schichten bilden kartierbare Einheiten, denen der Rang einer Formation zukommt. Die schlechte Aufschlußsituation und die ungemein starke Tektonisierung in dieser Zone läßt kaum profilmäßige Einblicke in die Bankabfolgen zu. Es können daher keine echten Typprofile, sondern nur charakteristische Aufschlüsse bzw. Aufschlußgruppen angegeben werden.

## 2.1. Glosbachschichten

Die Glosbachschichten werden von einer mittel- bis dünnbankigen Abfolge von kieselig-mergeligen Kalksiltiten bis feinkörnigen Kalksandsteinen im Wechsel mit kieseligen Tonstein- bis Tonmergellagen aufgebaut (Abb. 3). Ihre maximale Mächtigkeit liegt bei etwa 200 m. Die Bankdicken sowohl der Siltite als auch der Mergellagen schwanken zwischen wenigen Zentimetern und 25 cm. Auf die Feinsand- bis Siltitbänke läßt sich die BOUMA-Abfolge anwenden. Die häufigsten sedimentären Strukturen sind ebene Feinlamination und untergeordnet auch Rippelschichtung. Basale Ta-Abschnitte fehlen. Einmeßbare Unterflächenmarken konnten nicht beobachtet werden. Die Kalksiltite weisen nur einen sehr geringen Gehalt an siliziklastischem Material auf. Der Karbonatgehalt der pelitischen Intervalle schwankt zwischen 8 und 40% CaCO<sub>3</sub>. Häufig sind auch gut abgrenzbare pelitische Bänke festzustellen. In der Schichtabfolge wurden keine deutlichen Bankmotive, wie thinning/thickening-upward, beobachtet.

Die Glosbachschichten lassen sich gut mit der Tiefwasserfazies D2.1 (Graded-stratified silt) im Übergang zu C2.2 (Medium bedded sand-mud couplets) von PICKERING et al. (1986) vergleichen.

Die Glosbachschichten sind nach dem Glosbach, zwischen Rabenstein und Texing, ca. 3,5 km ENE von Texing gelegen, benannt. Weitere Aufschlüsse finden sich im Bereich der Luftstraße, ca. 5 km NW von Kirchberg a. d. Pielach, sowie an einer Forststraße im oberen Höllgraben, 2,5 km SE von Texing. Es handelt sich bei diesen Vorkommen um die Schichten der ehemaligen „Kieselkalkzone“ (vgl. SCHWENK, 1949). SCHWINGENSCHLÖGEL (1979) konnte an der Luftstraße mit Hilfe von Ammonitenbruchstücken das Unterkreidealter dieses Schichtgliedes belegen (vgl. hierzu IMMEL, 1987:15 u. 149). Er betrachtete allerdings dieses Vorkommen als kieselige Varietät der Schrambachschichten der Cenoman-Randschuppe. Eine Beprobung auf Nannofossilien im Zuge der vorliegenden Studie erbrachte keine Ergebnisse (ebenso SARNTHEIN et al., 1986). Sowohl im Bereich des Glosbaches als auch im Höllgraben läßt sich, trotz der schlechten Aufschlußverhältnisse und der starken tektonischen Überprägung, ein Übergang von den Fasselgrabenschichten mit ihren charakteristischen Feinbreccien in die Glosbachschichten belegen. Im Gebiet um Ybbsitz konnten bis jetzt keine Glosbachschichten aufgefunden werden.

## 2.2. Haselgrabenschichten

Bei den Haselgrabenschichten handelt es sich um eine turbiditische Abfolge von kieseligen Kalksandsteinen, vereinzelt Feinbreccienlagen sowie kenn-

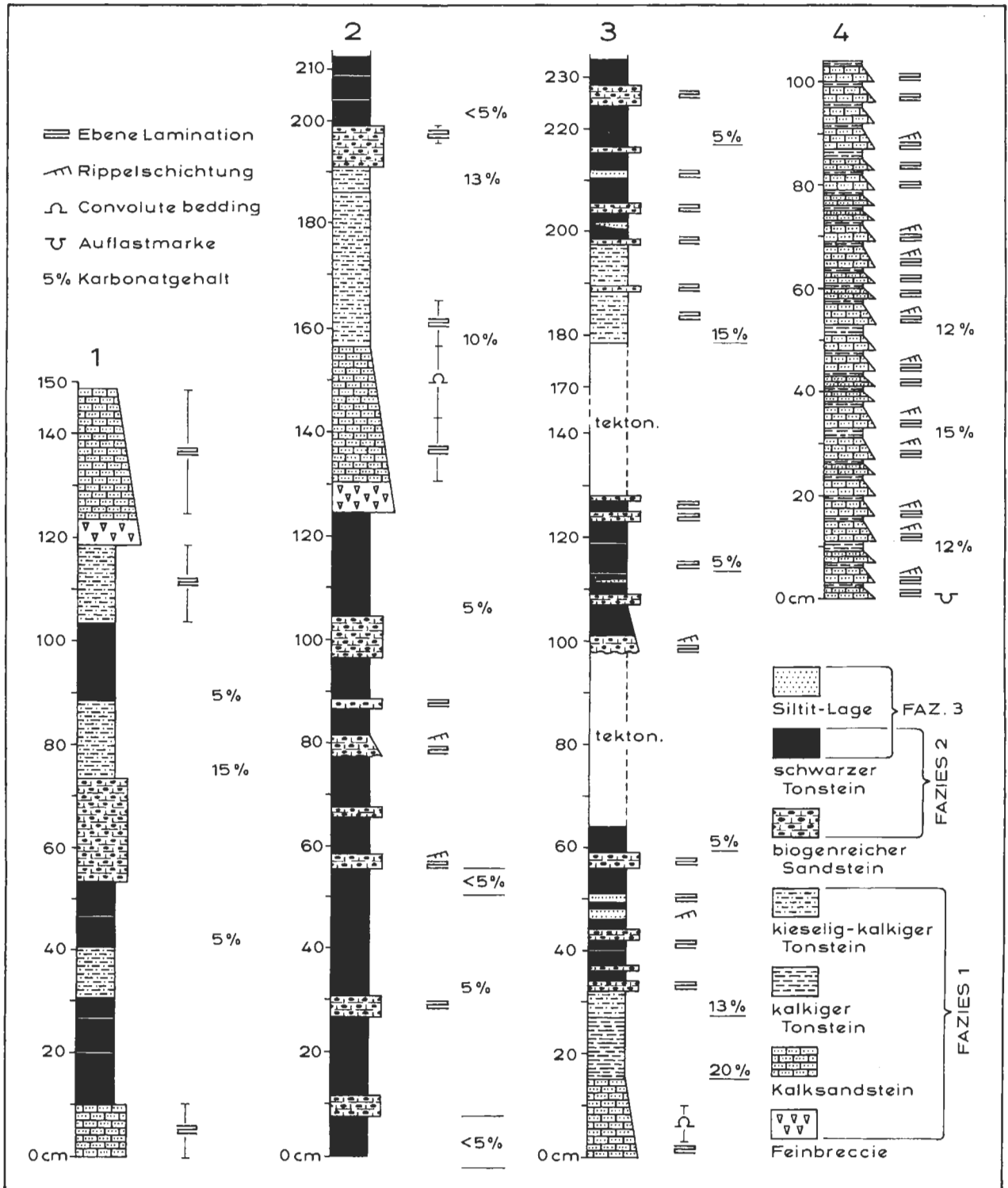


Abb. 4: Bankprofilausschnitte aus den Haselgrabenschichten. Profile 1-3: Haselgraben, NE Ybbsitz, Profil 4: Hubegggraben, N Ybbsitz.

Fig. 4: Typical sections from the Haselgraben Formation. Section 1-3: Haselgraben, NE Ybbsitz, section 4: Hubegggraben, N Ybbsitz.



zeichnenden schwarzen, kieseligen Tonsteinen. Die Haselgrabenschichten sind durch zwei Arten von pelitischen Gesteinen geprägt. Einerseits treten kalkfreie ( $\text{CaCO}_3 < 5\%$ ), kieselige, schwarze Tonsteine bis siltige Tonsteine auf. Andererseits kommen mittelgraue bis grüngraue, kieselige Pelite mit Karbonatgehalten von 10–25%  $\text{CaCO}_3$  vor. Es lassen sich in den Haselgrabenschichten drei Fazies unterscheiden (Abb. 4):

- (1) Turbidite mit tonmergeligen Pelitintervallen
- (2) Biogenreiche Turbidite mit schwarzen Tonsteinintervallen
- (3) Turbiditische Siltitbänke in Verbindung mit schwarzen Tonsteinintervallen

(1) *Turbidite mit tonmergeligen Pelitintervallen* (Abb. 5)

Die überwiegende Anzahl der Bänke entspricht der Fazies D von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975), auf die die BOUMA-Abfolge (Tbcde, Tbce) anwendbar ist. Die Bankdicke liegt bei 10 bis 75 cm. An sedimentären Strukturen sind ebene Lamination und Convolute Bedding zu beobachten. Ta fehlt in den meisten Fällen. In der Gliederung der Tiefwasserfazies nach PICKERING et al. (1986, 1989) sind diese Ablagerungen den Fazies C2.3 (Thin-bedded sand-mud couplets), C2.2 (Medium bedded sand-mud couplets) und vereinzelt C2.1 (Very thick/thick-bedded sand-mud couplets) zuzuordnen.

Nur in seltenen Fällen findet sich an der Basis der Turbiditbänke auch ein Ta-Abschnitt in Form von Grobsandsteinen und kieseligen Feinbreccien. Auch einzelne isolierte Feinbreccienbänke (Tae-Abfolgen) konnten beobachtet werden. Die Mächtigkeit der Ta-Abschnitte schwankt zwischen 12 und 24 cm. Besonders in den Feinbreccien fällt neben Hornstein- und Tonsteinkomponenten ein hoher Dolomitgehalt auf. Die meisten turbiditischen Bänke werden von feinkörnigen Kalksandsteinen gebildet, die relativ geringe Gehalte (um 50 %) an siliziklastischem Material führen. Der Siliziklastikagehalt ist jedoch deutlich höher als in den Glosbachschichten.

Die Te-Abschnitte werden einerseits von mittel- bis dunkelgrauen kalkigen Tonsteinen bis 25 %  $\text{CaCO}_3$  aufgebaut, andererseits treten auch isolierte Bänke kieselig-kalkiger Tonsteine mit durchschnittlich 17 %  $\text{CaCO}_3$  auf. Diese isolierten Tonsteine bilden Schlamm-turbiditbänke, die an der Basis noch feine Lamination des Td-Intervalles erkennen lassen. Vereinzelt weisen solche Lagen auch eine durchgehende Lamination auf. Die isoliert auftretenden Schlamm-turbidite entsprechen der Fazies E1.1 (Structureless muds) oder E2.1 (Graded muds) sowie E2.2 (Laminated muds and clays) nach PICKERING

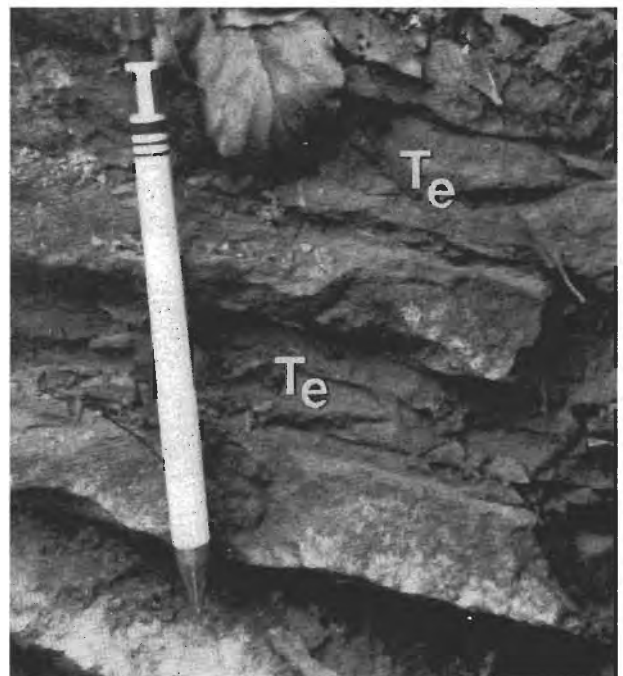


Abb. 5: Haselgrabenschichten: Oben) Rechts der Störung turbiditische Bänke der Fazies 1.(1) Feinbreccienbänke, (2) kieselig-kalkige Tonsteine (Schlamm-turbidite). Links der Störung Fazies 2 und 3. Diese Abbildung veranschaulicht die intensive Deformation dieser Zone. (Hammerstiel 35 cm). Unten) Dünnbankige Turbidite der Fazies 1 mit kalkigen Tonsteinintervallen (Te), Hubegggraben (siehe Abb. 4, Profil 4). (Länge des Stiftes 15 cm).

Fig. 5: Haselgraben Formation: Above) Turbiditic facies 1 (right of the fault) composed of fine-grained breccias (1), and siliceous-calcareous claystones (mud turbidites) (2). On the left side of the fault facies 2 and 3. This figure also demonstrates the style of deformation. Haselgraben. (Hammer 35 cm). Below) Thin-bedded turbidites of facies 1 with calcareous claystone intervals (Te), Hubegggraben (in section 4, Fig. 4). (Pencil 15 cm).

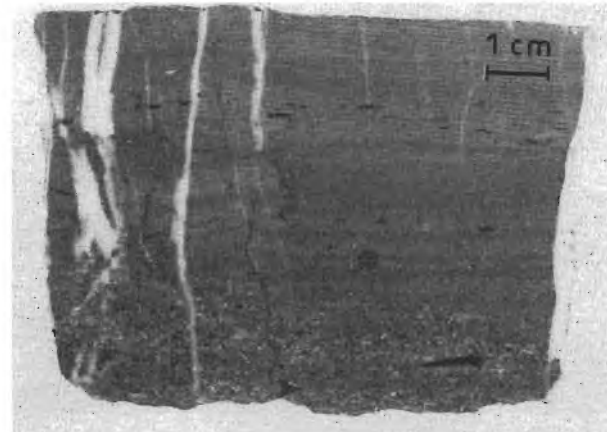


Abb. 6: Haselgrabenschichten: Oben) Biogenreiche Turbiditbänke mit schwarzen Tonsteinintervallen der Fazies 2. (Länge des Stiftes 15 cm). Unten) Gradierte Bank der Fazies 2 (Anschnitt) mit einer Anreicherung von schwarzen Tonklasten im Hangendabschnitt. Haselgraben, NE Ybbsitz.

Fig. 6: Haselgraben Formation: Above) Biogene-rich turbiditic layers with black claystone intervals of facies 2. (Pencil 15 cm). Below) Layer with graded bedding in facies 2 (polished section), black rip-up clasts are enriched in the upper part of the bed. Haselgraben, NE of Ybbsitz.

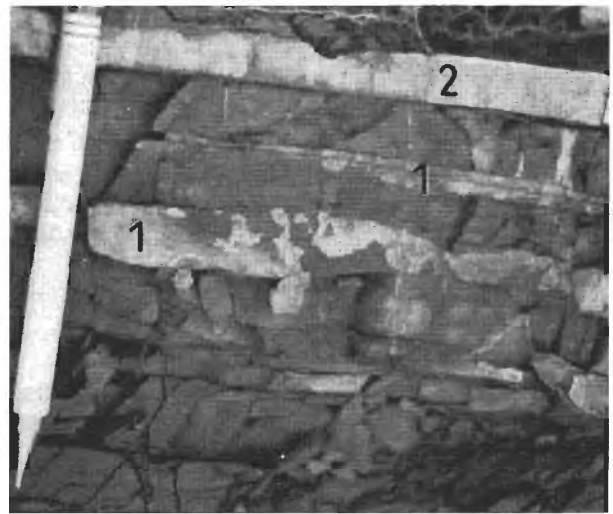


Abb. 7: Haselgrabenschichten: Turbiditische Siltitbänke (1) der Fazies 3 und eine biogenreiche Turbiditbank (2) der Fazies 2 in Verbindung mit schwarzen Tonsteinintervallen. Haselgraben, NE Ybbsitz. (Länge des Stiftes 15 cm).

Fig. 7: Haselgraben Formation: Turbiditic siltstones of facies 3 (1) and biogene-rich turbidites of facies 2 (2) intercalated with black claystones. Haselgraben, NE Ybbsitz. (Pencil 15 cm).

(2) *Biogenreiche Turbidite mit schwarzen Tonsteinintervallen* (Abb. 6 u. 7)

Dünne ungradierte Bänke mit scharfer Basis und Top sowie gradierte Bänke mit Übergängen in die Tonsteinintervalle bilden diese Fazies. Ihre Bankmächtigkeit liegt zwischen 3 und 25 cm. An sedimentären Strukturen findet man ebene Lamination, seltener Rippelschichtung. Die Kalkarenite zeichnen sich durch hohe Gehalte sowohl an kieseligen (Radiolarien, Schwammnadeln), als auch an kalkigen Biogenen (vor allem Echinodermengrus) aus. Sie unterscheiden sich von der Fazies 1 durch diesen hohen Biogenanteil und durch die Verbindung mit schwarzen Tonsteinen. Siliziklastisches Material in Sand- bis Grobsiltkorngröße fehlt weitgehend.

(3) *Turbiditische Siltitbänke in Verbindung mit schwarzen Tonsteinintervallen* (Abb. 5, 6 u. 7)

In Verbindung mit den kieseligen schwarzen Tonsteinintervallen treten auch dünne Siltitlagen (0.5–2 cm) aus karbonatisch-kieseligem Material auf. Charakteristisch ist das starke Schwanken in der Dicke einzelner Lagen bis hin zu völligem Auskeilen. An sedimentären Strukturen treten Lamination, Rippelschichtung und Convolute Bedding auf. Basis und Top sind scharf ausgebildet. Nach PICKERING et al. (1986, 1989) entspricht diese Entwicklung den Fazies D2.2 (Thick irregular silt and mud laminae),

et al. (1986, 1989). Bei MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) sind sie unter der Fazies D3 dargestellt.

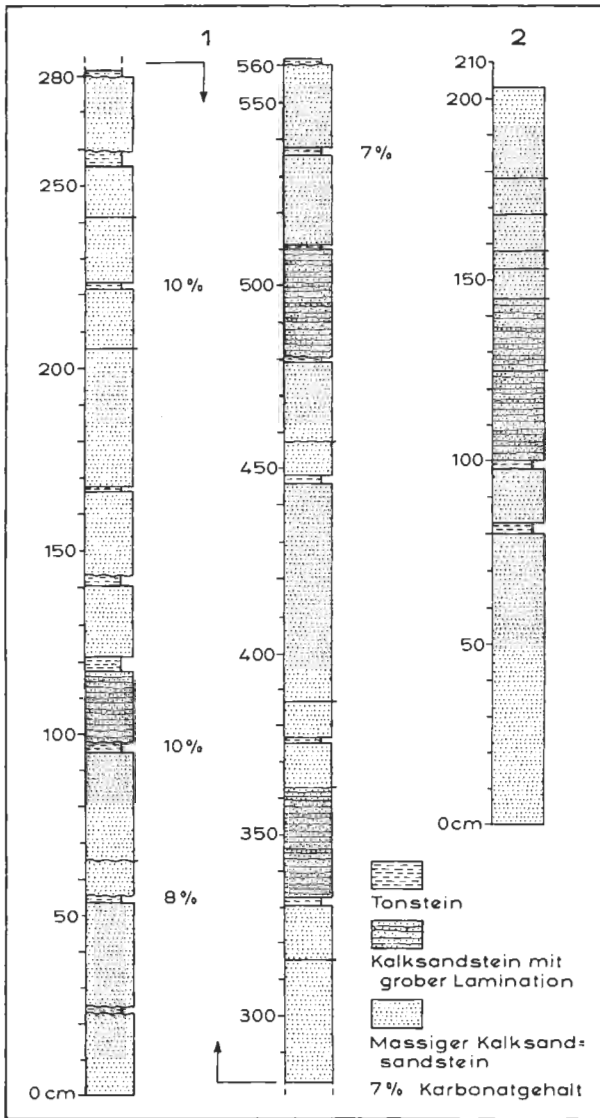


Abb. 8: Bankprofile von den sandsteinreichen Abschnitten der Ybbsitzer Schichten. Profil 1-2: Straßenaufschluß beim Sportplatz von Ybbsitz. Profil 3: Graben zum Haselsteinhof, S Ybbsitz.

Fig. 8: Typical sections from the sandstone-rich members of the Ybbsitz Formation. Section 1: roadcut near the sports field of Ybbsitz, section 2: creek to the Haselsteinhof, S Ybbsitz.

D2.3 (Thin regular silt and mud laminae) sowie E2.1 (Graded muds).

Die typischen Aufschlüsse der Haselgrabenschichten liegen im namensgebenden Haselgraben, ca. 4 km NE von Ybbsitz (ÖK50 Ybbsitz 71). Weitere Aufschlüsse konnten im Kleinhöllgraben und Hubegggraben (beide ÖK50 Ybbsitz 71) untersucht werden. In der Legende zur Geologischen Karte von Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988) sind diese



Abb. 9: Charakteristische sandsteinreiche Entwicklung der Ybbsitzer Schichten. Strassenaufschluß beim Sportplatz von Ybbsitz (Profil 1 in Abb. 8). (Hammerstiel 35 cm).

Fig. 9: Sandstone-rich facies of the Ybbsitz Formation. Roadcut near the sports field of Ybbsitz (section 1 in Fig.8). (Hammer 35 cm).

Schichten als „Flysch-Gault“ bezeichnet. Im Hubegggraben ist der Grenzbereich zu den Ybbsitzer Schichten erschlossen. Es treten dort auch rote und grüne Tonschiefer auf. Die Ybbsitzer Schichten setzen dort mit glimmerreichen Sandsteinen ein. Das stratigraphisch Liegende der Haselgrabenschichten konnte in den Aufschlüssen nirgends beobachtet werden. Ihre Mächtigkeit liegt zwischen 100 und 150 m.

Die Haselgrabenschichten sind nur aus dem Gebiet um Ybbsitz bekannt, und konnten bis jetzt nicht in der ehemaligen „Kiesalkzone“ nachgewiesen werden. Aus diesem Grunde kann nicht ausgeschlossen werden, daß noch weitere Schichtglieder zwischen Glosbach- und Haselgrabenschichten vorkommen.

Mit Hilfe einer schlecht erhaltenen Nannoflora aus dem Haselgraben und Hubegggraben (det. R. BRAUNSTEIN, Wien) konnte Alb (*Nannoconus regularis*) belegt werden. Palynologisch war nur allgemein Kreide festzustellen. Schlammproben erwiesen sich als vollkommen fossilfrei.

### 2.3. Ybbsitzer Schichten

In der Karte von RUTTNER & SCHNABEL (1988) werden zu den Ybbsitzer Schichten eine sandsteinreiche Entwicklung (Hubbergsandstein) sowie unter- und überlagernde als auch zwischengeschaltete bunte Schiefer gerechnet. Für diesen gesamten Komplex

Tabelle 1: Zusammensetzung der Sandsteine der Ybbsitzer Klippenzone. – Punktzählmethode, 200 Treffer, Werte in % . Abkürzungen: Qm – monokristalliner Quarz, Qp – polykristalliner Quarz, K – Alkalifeldspat, P – Plagioklas, L – lithische Fragmente, CcK – calcitische Komponenten, Bio – Bioklasten, Dol – Dolomit, Gl – Glimmer, CcG – calcitische Grundmasse (Fe-hältiger Calcit). Haselgrabenschichten: 1–3, Hubegggraben (HB); Ybbsitzer Schichten: 4–5, Hubegggraben (HB); 6–12, Graben zum Haselsteinhof (P); 13–17, Sportplatz/Ybbsitz (SP); 18–19, Graben zum Sonnhalmberg (V).

Table 1: Composition of sandstones from the Ybbsitz Klippen belt. – Point counting method, 200 counts, data in % . Abbreviations: Qm – monocryalline quartz, Qp – polycryalline quartz, K – alkalifeldspar, P – plagioclase, L – lithic fragments, CcK – calcitic fragments, Bio – bioclasts, Dol – dolomite, Gl – mica, CcG – calcitic groundmass (ferroan calcite). Haselgraben Formation: 1–3, Hubegggraben (HB); Ybbsitz Formation: 4–5, Hubegggraben (HB); 6–12, creek to the Haselsteinhof (P); 13–17, sports field/Ybbsitz (SP); 18–19, creek to the Sonnhalmberg (V).

	P. Nr.	Qm	Qp	K	P	L	cCK	Bio.	Dol.	Gl	CcG
1.	Hb8	40	2	2	1	8	17	–	7	9	14
2.	Hb17	24	6	2	1	5	27	–	16	2	17
3.	Hb33	35	2	–	1	8	23	1	19	2	9
4.	Hb2	46	7	1	2	6	8	1	22	4	3
5.	Hb6	40	4	2	2	9	10	1	20	6	6
6.	P1	39	2	1	1	3	8	–	39	3	4
7.	P5	34	2	2	1	6	20	–	17	3	15
8.	P7	53	14	3	4	5	–	–	16	4	1
9.	P10	43	8	2	3	6	22	–	7	3	6
10.	P19	44	7	2	3	7	18	–	10	4	5
11.	P20	45	8	1	2	8	6	–	26	2	2
12.	P22	45	6	1	3	8	2	–	29	5	1
13.	SP1	60	6	2	3	6	3	–	15	3	2
14.	SP2	46	8	2	4	7	2	–	28	2	1
15.	SP3	54	4	3	1	8	3	–	23	2	2
16.	SP4	60	7	1	1	6	5	–	14	3	3
17.	SP6	55	8	–	2	5	7	–	15	3	5
18.	V1	31	7	4	3	4	6	–	37	4	4
19.	V2	40	6	3	1	7	5	–	33	1	4

wird ein Alter von Cenoman bis Coniac angenommen. Die sandsteinreiche Entwicklung der Ybbsitzer Schichten wurde von SCHNABEL (1979) als stratigraphisches Äquivalent zum Reischberger Sandstein betrachtet. Gegenstand der vorliegenden Untersuchung ist der die Hauptmasse der Ybbsitzer Schichten bildende Sandsteinkomplex. Es handelt sich dabei um eine sandsteindominierte Flyschentwicklung mit geringmächtigen Pelitintervallen. Die für das gesamte Schichtglied kennzeichnenden „Bunten Schiefer“ sind durch einen dünn-schichtigen Wechsel teils siltiger, roter und grüner Tonsteinlagen charakterisiert. Ihre durchschnittliche Bankdicke liegt zwischen 1 und 5 cm. Die Gesteine erwiesen sich als karbonatfrei.

Die sandsteinreichen Abschnitte (Abb. 8 u. 9) werden überwiegend von feinkörnigen karbonatreichen Sandsteinen mit einem hohen Hellglimmergehalt aufgebaut. Im Durchschnitt 25 cm (5–60) dick, wei-

sen die Bänke ebene Basisflächen und auch relativ scharfe Topflächen auf. Sie lassen sich nicht mit der BOUMA-Abfolge beschreiben, vielmehr handelt es sich um massive Sandsteine ohne deutliche Gradierung. Selten ist eine grobe, undeutliche Lamination erkennbar. Einige Paläoströmungsrichtungen von W nach E konnte SCHNABEL (1971 und mündl. Mitt.) beobachten. Pelitische Te-Intervalle von grauen bis grünlichen Tonsteinen bis kalkigen Tonsteinen (5–13% CaCO<sub>3</sub>) treten gegenüber den Sandsteinen zurück. Vereinzelt wurden auch rötliche Partien beobachtet. Abschnittsweise bilden sie nur dünne Pelitfugen. Amalgamation der Sandsteinbänke tritt häufig auf. In den Bankabfolgen konnten keine Bankmotive beobachtet werden.

Die karbonatisch zementierten Sandsteine zeichnen sich neben dem auffallenden Hellglimmergehalt auch durch einen hohen Gehalt an detritärem Dolomit ( $\bar{x}$  = 23 %, 7–40) aus. Der siliziklastische De-

tritus wird von monokristallinem Quarz ( $\bar{x} = 47\%$ , 31–62) dominiert (Tab. 1).

Die Sandsteinentwicklung der Ybbsitzer Schichten entspricht in der Tiefwasserfazies-Gliederung von PICKERING et al. (1989) der Fazies B1.1 (Thick/medium-bedded, disorganized sands). Vereinzelt sind Bänke der Fazies B2.2 (parallel-stratified sands) zuzuordnen. In der Turbidit-Faziesgliederung von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) kommen diese Ablagerungen der Fazies B1 am nächsten.

Die Mächtigkeit des gesamten Schichtgliedes ist in den Aufschlußgruppen nur schwer abschätzbar. Sie wird mit ca. 200 m angenommen. Als typischer Aufschluß dieser Sandsteinentwicklung ist der Straßenanriß beim Sportplatz von Ybbsitz zu nennen. Weitere Aufschlüsse und Aufschlußgruppen, alle im unmittelbaren Nahbereich von Ybbsitz (ÖK 50 Ybbsitz 71), finden sich im Hubegggraben N' von Ybbsitz, zwischen Höhenmeter 500 und 550, weiters im Graben zum Haselsteinhof und im Graben zum Sonnhalmberg. Hinweise auf eine Verbreitung der Ybbsitzer Schichten weiter gegen Osten, im Gebiet der ehemaligen „Kieselkalkzone“, finden sich im Größingfenster bei Plankenstein (SCHNABEL et al., 1986) und in einem Graben zwischen Glosbach und der Luftstraße (SARNTHEIN et al., 1986).

Die stratigraphische Position der Ybbsitzer Schichten konnte bis jetzt mikropaläontologisch nicht fixiert werden. Ihr stratigraphisch Hangendes bilden die Kahlenberger Schichten (RUTTNER & SCHNABEL, 1988, „Zementmergelserie“ – Steinkeller Schichten, Santon–Campan; vgl. auch MÜLLER, 1987).

### 3. Sedimentationsbedingungen

In der Ybbsitzer Klippenzone herrschte von der Unter- bis in die Oberkreide durchgehend turbiditische Sedimentation. Diese Entwicklung setzt bereits in den oberjurassischen *Fasselgrabenschichten* ein. In ihnen treten zwischen den Tiefwasserkarbonatbänken erste dünne Turbiditlagen auf. Im Laufe der Kreide stieg der siliziklastisch-terrigenen Eintrag an und erreichte mit der Ablagerung der Ybbsitzer Schichten seinen Höhepunkt.

Die kalkreichen distalen Turbidite der *Glosbachschichten*, welchen auffallende Bankmotive fehlen, sind entweder im Bereich einer Beckenebene oder am äußeren Rande eines Tiefseefächers zur Ablagerung gelangt. Aufgrund des relativ hohen Anteiles von kieseligen Skelettelementen scheint besonders Material vom äußeren Schelf bzw. oberen Hang beteiligt gewesen zu sein. Das Karbonatmaterial stammt wahrscheinlich aus dem inneren Schelfbereich.

Mit dem Einsetzen der *Haselgrabenschichten* ändert sich das Milieu grundlegend. In der Hauptmasse gelangen kieselige schwarze Tone unter weit-

gehend anoxischen Bedingungen zum Absatz. Ein Großteil dieser Tone scheint turbiditischer Herkunft zu sein. Sie sind zusammen mit biogenreichen Turbiditen (Fazies 2) und dünnen Siltiten (Fazies 3) zur Ablagerung gekommen.

Die biogenreichen Turbidite der Haselgrabenschichten dürften überwiegend aus der Umlagerung von hemipelagischen kieselig-kalkigen Schlämmen hervorgegangen sein. Nach STOW & PIPER (1984) lassen sich bei biogenreichen Turbiditen „siliceous-calcareous-clayey“ (smarl) von „siliceous-clayey“ (sarl) Sedimenten unterscheiden. Die arenitischen Bänke entsprechen dem *smarl*-Typ, die pelitischen Anteile dem *sarl*-Typ. Ein größerer siliziklastisch-terrigenen Eintrag fehlt in diesen beiden Fazies weitgehend.

In Verbindung mit den dünnen Siltitbänkchen der Fazies 3 ist auch der Frage nachzugehen, ob es sich hierbei nicht um Konturite im Sinne von HOLLISTER & HEEZEN (1972) handeln könnte. Die Charakteristika von Konturiten sind bei STOW & LOVELL (1979), STOW (1979) und LOVELL & STOW (1981) zusammengefaßt. Als wesentlich für Konturite erscheint der Nachweis, daß tatsächlich eine den Konturen des Beckens folgende Strömung geherrscht hat, im Gegensatz zu turbidity currents, die dem Gefälle folgen (vgl. STOW, 1979). Ein solcher Beleg war hier nicht zu erbringen, da auch über die sicheren Turbidite keine Paläoströmungsdaten vorliegen. Gegen den Einfluß lange anhaltender thermohaliner Konturenströmungen spricht jedoch das weitgehend anoxische Milieu in dem sich die schwarzen Tonsteinintervalle gebildet haben. Solche Strömungen sollten eine gewisse Durchlüftung des Sedimentationsraumes bewirkt haben.

In die schwarzen Tone schalten sich als episodische Ereignisse Turbidite der Fazies 1 ein. Diese sind durch einen deutlich höheren siliziklastisch-terrigenen Eintrag gekennzeichnet. Ihr turbiditisches Pelitmaterial unterscheidet sich durch einen höheren Karbonatgehalt von den schwarzen Tonen. Schlamm-turbidite aus kieseligen Tonmergeln bilden einen wichtigen Bestandteil der Fazies 1. Für die Entwicklung der Haselgrabenschichten sind zwei getrennte Liefergebiete vorstellbar (Abb. 10). Fazies 1 repräsentiert Material des äußeren Schelfes und des oberen Hanges. Durch turbiditische Resedimentation gelangte dieses Material wahrscheinlich unter der lokalen CCD, unter anoxischen Bedingungen, zur Ablagerung. Das Material der Fazies 2 und 3 dürfte hingegen aus tiefergelegenen Hangbereichen des Beckens, unterhalb der CCD, stammen, wo es bereits vor der turbiditischen Resedimentation eine intensive Entkalkung erfahren hatte.

Eine Unterscheidung von turbiditischem und nichtturbiditischem Material war in den Haselgrabenschichten nicht möglich. Ein deutlicher Karbo-

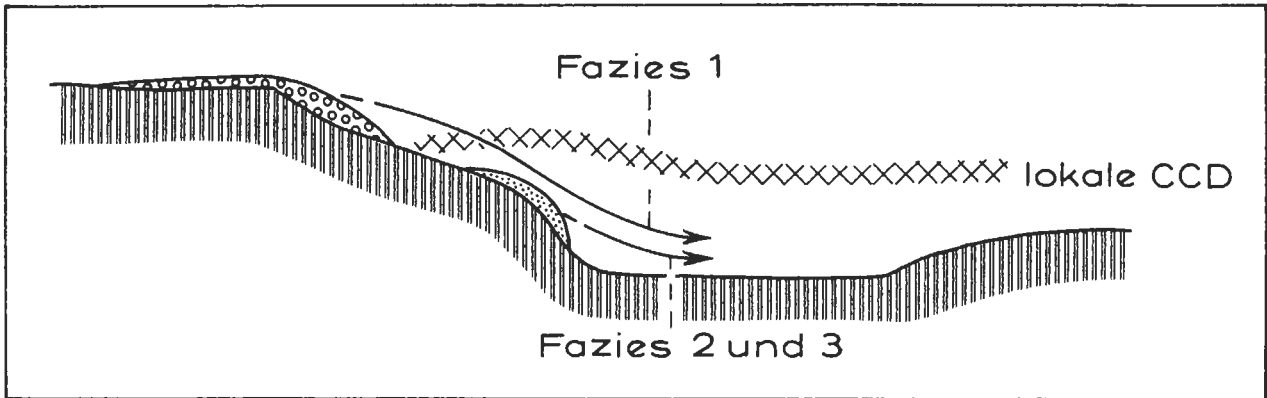


Abb. 10: Schematische Darstellung der Sedimentationsbedingungen der Haselgrabenschichten. Für die Entwicklung der Haselgrabenschichten wird von zwei getrennten Liefergebieten ausgegangen. Fazies 1 repräsentiert Material des äußeren Schelfes und des oberen Hanges, Fazies 2 und 3 enthält Material, das bereits eine intensive Entkalkung unterhalb der lokalen CCD erfahren hat.

Fig. 10: Schematic diagram illustrating the depositional environment of the Haselgraben Formation. The clastic material of the Haselgraben Formation derives from two distinct source area. Facies 1 represents material of the outer shelf and upper slope, facies 2 and 3 obtain material which has been already intensively decarbonized beneath the local CCD.

natgehaltssprung innerhalb der Pelite, wie er aus der Zementmergelerde (HESSE, 1975; MÜLLER, 1987) oder aus den Sievinger Schichten (FAUPL, 1980) der Flyschzone bekannt ist, konnte nicht beobachtet werden.

Mit der siliziklastikreichen Sedimentation der *Ybbsitzer Schichten* wird eine erhöhte Aktivität des Liefergebietes angezeigt. Als Ablagerungsmechanismus für die Sandsteine ist eine rasche Sedimentation in Folge intergranularer Reibung aus hochkonzentrierten Suspensionsströmen vorzustellen. Die pelitischen Intervalle verkörpern Ablagerungen aus den feinen „Schwänzen“ dieser Suspensionsströme.

In den Bankabfolgen lassen sich, soweit dies auf Grund der Aufschlußsituation beurteilbar ist, keine Motive für Rinnen-dominierte bzw. Lobe-dominierte Bereiche eines Tiefseefächers ableiten (vgl. MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; RICCI LUCCHI, 1975; WALKER, 1978). Die ungradierten, massigen, teilweise goblaminieren Bänke weisen jedoch auf ein eher proximales Ablagerungsregime hin. RICCI LUCCHI & VALMORI (1980) beschreiben *aggradational lobes*, die durch laterale und vertikale Anlagerung entstehen, und im Gegensatz zu *progradational lobes* keine charakteristischen Bankmächtigkeitstrends in der Schichtung erkennen lassen (vgl. auch SHANMUGAM & MOIOLA, 1991). Unzureichende Informationen über den gesamten Schichtaufbau und die Paläoströmungsverhältnisse ermöglichen keine Aussage bezüglich einer Ablagerung der Ybbsitzer Schichten in einem Tiefseefächersystem. So würde eine Ablagerung in einem aktiven Tiefseegraben sowohl die „proximale Fazies“ als auch das Fehlen von Bankmächtigkeitstrends erklären. Der

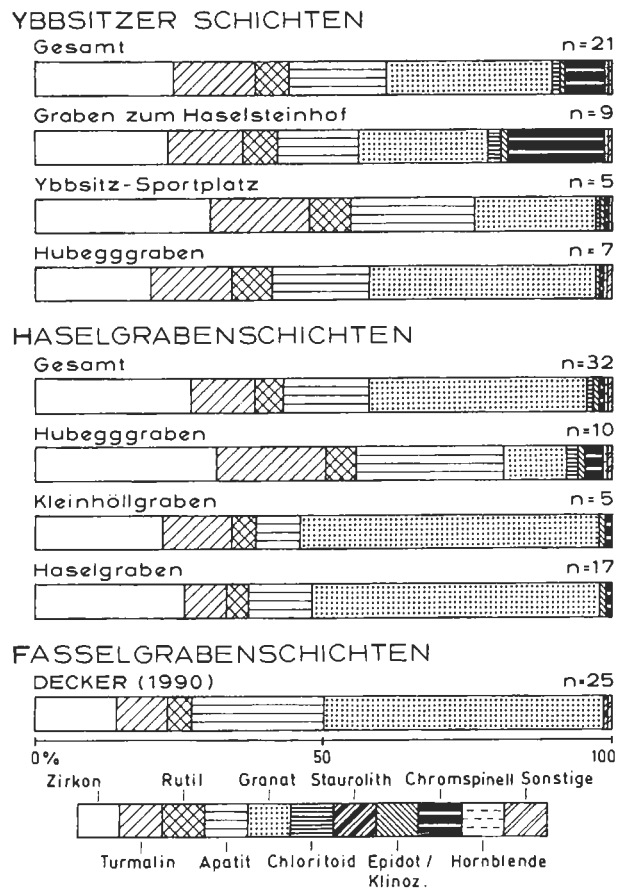


Abb. 11: Durchschnittliche Schwermineralverteilungen in der Ybbsitzer Klippenzone.

Fig. 11: Averages of heavy mineral distributions from the Ybbsitz Klippen belt.

steigende Gehalt an Terrigenen, von den Glosbachschichten bis zu den Ybbsitzer Schichten, könnte durch eine allmähliche Einbeziehung des Sedimentationsgebietes in den Bereich einer aktiven Subduktionszone interpretiert werden.

Inwiefern relative Meeresspiegelschwankungen auf die Materialzusammensetzung und Fazies der Flysche Einfluß gehabt haben, läßt sich schon aufgrund der ungenauen stratigraphischen Daten nur schwer beantworten. Nach HAQ et al. (1987) wird im Turon, während der Ablagerung der Ybbsitzer Schichten der höchste Meeresspiegelstand während der gesamten Kreide erreicht, so daß eher pelitdominierte geringmächtige Turbidite zu erwarten wären (vgl. SHANMUGAM & MOIOLA, 1982). Es ist vielmehr zu vermuten, daß tektonische Aktivitäten im Bereich des Liefergebietes die Faziesentwicklung geprägt haben. Die anoxischen Bedingungen während der Sedimentation der Haselgrabenschichten korrelieren hingegen mit der weltweiten Verbreitung bituminöser Tongesteine während des Apt–Albs (vgl. HALLAM, 1987). Dieses anoxische Event ist im alpinen Raum gut bekannt.

#### 4. Schwermineralführung

Schwerminerale bieten eine gute Möglichkeit zur Charakterisierung des terrigenen Materials der Turbidite. Auch liegen für Vergleiche mit anderen Abfolgen der Ostalpen zahlreiche Daten vor (vgl. WOLETZ, 1967; WILDI, 1985; FAUPL & WAGREICH, im Druck), so daß auch zur Frage der paläogeographischen Position der Ybbsitzer Klippenzone mit Hilfe dieser Methodik beigetragen werden kann.

Zur Untersuchung gelangte die Korngrößenfraktion 0.4–0.063 mm. Die Abtrennung erfolgte mittels Tetrabromäthan (Dichte 2,96) an mit Essigsäure entkalktem Material. Pro Präparat wurden bis 250 transluzente Körner gezählt. Als Untergrenze für die Auswertbarkeit einer Probe wurden 100 Körner genommen. Die Schwermineralverteilungen wurden mit Hilfe der Korrespondenzanalyse, einem verteilungsfreien, faktorenanalytischen statistischen Verfahren untersucht (Programmpaket A. LEES, 1991). Diese Technik kombiniert sowohl R-Modus (Minerale) als auch Q-Modus (Proben). Sechs Minerale (Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit, Granat, Chromspinell) sind bei der Berechnung der drei Faktorachsen berücksichtigt worden. Die Minerale Epidot und Chloritoid wurden in die Kalkulation nicht einbezogen. Die Ergebnisse der Korrespondenzanalyse sind in Abb. 12 dargestellt.

Für die Turbiditlagen aus den *Fasselgrabenschichten* gibt DECKER (1990, Tab. 3) eine Granatvorkommung mit massiver Apatitbegleitung an. Die stabile Gruppe, angeführt von Zirkon, umfaßt zusammen durchschnittlich 27 %. Chromspinell ist nicht be-

kannt (Abb. 11). Aus den *Glosbachschichten* konnten wegen des geringen Siliziklastikagehaltes, trotz zahlreicher Versuche, keine Schwerminerale gewonnen werden.

In den *Haselgrabenschichten* (Tab. 2, Abb. 11, 12) ist die Schwermineralführung an die Fazies 1 und 2 gebunden. Auch hier ist jedoch der Gehalt sehr gering, so daß relativ große Sandsteinproben aufbereitet werden mußten. Zur Untersuchung gelangten 3 Aufschlußgruppen: Aufschlüsse im Haselgraben und Kleinhöllgraben repräsentieren tiefere Profilschnitte als jene aus dem Hubegggraben. Der Liegendabschnitt (Haselgraben, Kleinhöllgraben) ist in den Schwermineralgehalten den Fasselgrabenschichten sehr ähnlich (Abb. 11). Auch hier dominiert Granat mit durchschnittlich 50%. Chromspinell tritt nur akzessorisch auf. Im Hubegggraben erlangt die stabile Gruppe mit durchschnittlich 32% Zirkon die Oberhand über Granat und Apatit. Geringe Gehalte von Chromspinell (3%), begleitet von Chloritoid (2%), sind kennzeichnend.

In den Achsendiagrammen der Korrespondenzanalyse (Abb. 12) bilden die Proben aus dem Kleinhöll- und Haselgraben ein gemeinsames Cluster, während sich die Proben des Hubegggrabens deutlich absetzen. Diese Separation wird im wesentlichen durch den Einfluß der 1. Achse und nachrangig durch die 2. Achse bewirkt. Die 1. Achse ist im negativen Abschnitt durch Granat und im positiven Abschnitt durch Chromspinell, Apatit und Turmalin gewichtet. Die 2. Achse wird im positiven Bereich von den stabilen Mineralen und im entgegengesetzten Abschnitt von Apatit bestimmt. Die 3. Achse, durch Turmalin im positiven und Zirkon im negativen Abschnitt gewichtet, hat auf die Separation keinen entscheidenden Einfluß.

Die *Ybbsitzer Schichten* zeichnen sich durch eine gute Schwermineralführung aus. Es wurden drei Aufschlußgruppen untersucht (Tab. 3, Abb. 11, 12). Die Aufschlußgruppe Hubegggraben repräsentiert den stratigraphisch tiefsten Abschnitt dieses Schichtgliedes. Im Gegensatz zu den Haselgrabenschichten dieser Lokalität herrscht nun wieder Granat (40%), begleitet von Apatit (17%), vor. Chromspinell ist nur akzessorisch vertreten. Dieser Unterschied gegenüber den Haselgrabenschichten läßt sich möglicherweise auf Korngrößenänderungen zurückführen. In den beiden anderen Lokalitäten sind die stabile Mineralgruppe und Granat-Apatit mengenmäßig ausgeglichen. Die Granatgehalte sind jedoch im Vergleich zum Hubegggraben deutlich niedriger (ca. 20%). Während im Aufschluß beim Sportplatz so wie im Hubegggraben Chromspinell nur akzessorisch vorkommt, erreicht er im Graben zum Haselsteinhof durchschnittlich 17% (0–62).

Die faktorenanalytische Untersuchung der Schwermineralführung der Ybbsitzer Schichten (Abb. 12)

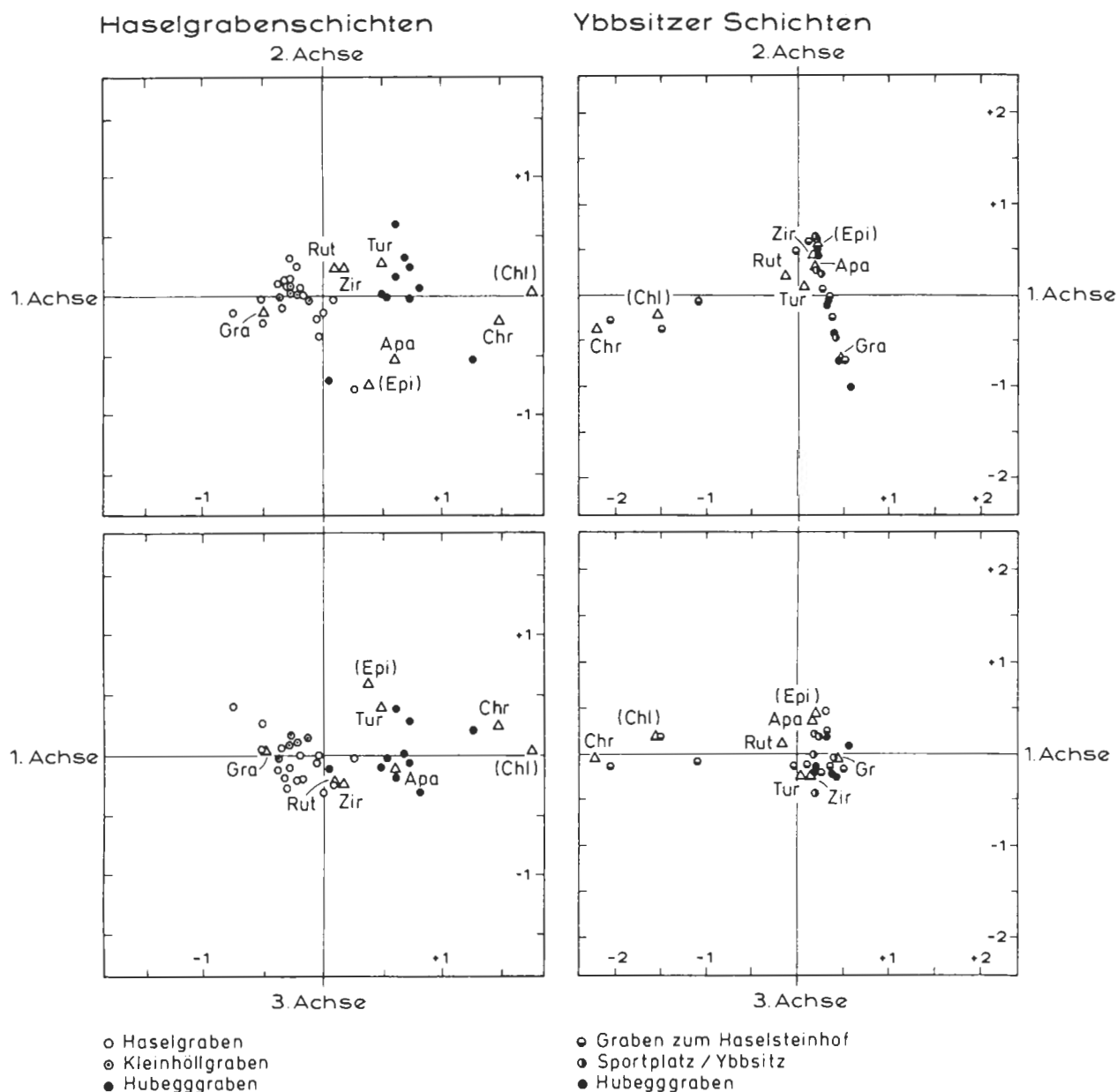


Abb. 12: Ergebnisse der Korrespondenz-Faktorenanalyse von Schwermineralverteilungen der Ybbsitzer Klippenzone (Tab. 2, 3). Die Minerale Epidot und Chloritoid sind bei der Faktorachsenkalkulation nicht berücksichtigt worden.

Fig. 12: Results of the correspondence factor analysis of the heavy mineral data of the Ybbsitz Klippen belt (Tab. 2, 3). The supplementary minerals epidote and chloritoid have not participated in the factor axes calculations.

zeigt, daß alle Proben mit Ausnahme der drei chromspinnellreichen (P19, P24, P25) aus dem Graben zum Haselsteinhof einem Cluster angehören. Die Abgrenzung dieser drei Proben wird durch die hohe Gewichtung von Chromspinnell im negativen Abschnitt der 1. Achse hervorgerufen, während im positiven Abschnitt Granat den Haupteinfluß ausübt. Innerhalb des markanten Clusters herrscht jedoch ein deutlicher Trend vor, der überwiegend auf den Einfluß der 2. Achse zurückzuführen ist. Diese Achse wird im negativen Abschnitt durch Granat und im positiven

Bereich vorherrschend durch Zirkon gewichtet. Es scheint sich hierin vor allem ein Korngrößeneinfluß widerzuspiegeln. Eine Abgrenzung einzelner Aufschlußgruppen ist nicht gegeben.

Die von POBER & FAUPL (1988, Fig. 11b) mitgeteilte chemische Zusammensetzung der Chromspinnelle aus dem Ybbsitzer Sandstein ist nicht aussagekräftig, weil ein Teil der Probenpunkte nachträglich als nicht zur Ybbsitzer Klippenzone gehörig erkannt wurde.



Tabelle 2: Die Schwermineralführung der Haselgrabenschichten. – ZIR Zirkon, TUR Turmalin, RUT Rutil, APA Apatit, GRA Granat, CHL Chloritoid, DIS Disthen, CHR Chromspinell, EPI Epidot/Klinozoisit, HOR Hornblende, SON sonstige SM. Korngrößenspektrum: 0.4–0.063 mm. Proben: H – Haselgraben, K – Kleinhöllgraben, HB – Hubegggraben.

Table 2: Heavy mineral analyses of the Haselgraben Formation. – ZIR zircon, TUR tourmaline, RUT rutile, APA apatite, GRA garnet, CHL chloritoid, DIS kyanite, CHR chromian spinel, EPI epidote/clinozoisite, HOR hornblende, SON others. Grain size: 0.4–0.063 mm. Samples: H – Haselgraben, K – Kleinhöllgraben, HB – Hubegggraben.

	Probe	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	CHL	DIS	CHR	EPI	HOR	SON
1.	H2	24	8	–	10	58	–	–	–	–	–	–
2.	H11	37	3	5	6	48	–	–	–	–	–	–
3.	H12	9	10	2	9	69	–	–	–	1	–	–
4.	H25	9	7	1	45	38	–	–	–	–	–	–
5.	H30	20	8	–	23	43	–	3	–	3	–	–
6.	H33	25	8	2	20	44	–	–	–	1	–	–
7.	H34	7	11	–	–	80	–	–	–	2	–	–
8.	H36	5	9	5	50	–	–	–	1	–	–	–
9.	H38	32	6	6	18	32	–	–	1	–	–	5
10.	H39	33	5	3	4	55	–	–	–	–	–	–
11.	H42	28	2	14	7	49	–	–	–	–	–	–
12.	H44	31	5	6	12	46	–	–	–	–	–	–
13.	H45	35	10	8	–	47	–	–	–	–	–	–
14.	H60	19	6	5	8	62	–	–	–	–	–	–
15.	H62	35	3	3	21	38	–	–	–	–	–	–
16.	H65	27	8	5	6	50	–	–	3	1	–	–
17.	H68	39	6	6	3	45	–	–	1	–	–	–
18.	K2	18	12	6	11	47	–	1	2	3	–	–
19.	K3	26	12	3	6	53	–	–	–	–	–	–
20.	K5	20	13	7	10	50	–	–	–	–	–	–
21.	K6	18	14	6	8	54	–	–	–	–	–	–
22.	K7	27	7	2	7	57	–	–	–	–	–	–
23.	HB8	41	18	6	25	6	–	–	–	–	3	1
24.	HB12	12	2	2	38	46	–	–	–	–	–	–
25.	HB13	36	15	4	24	18	–	–	3	–	–	–
26.	HB15	34	19	2	27	15	–	–	1	0.5	1	0.5
27.	Hb17	13	17	5	42	1	5	–	12	5	–	–
28.	HB21	44	10	5	25	3	5	–	7	–	1	–
29.	HB28	41	23	4	18	5	6	–	3	–	–	–
30.	HB30	29	31	7	21	7	2	–	3	–	–	–
31.	HB33	39	38	4	9	8	–	–	2	–	–	–
32.	HB34	28	18	8	29	6	5	1	2	1	2	–

## 5. Zur Stellung der Ybbsitzer Klippenzone

Bei Überlegungen zur paläogeographischen Stellung der Ybbsitzer Klippenzone müssen zwei Umstände besonders berücksichtigt werden:

(1) Sie tritt als eigenes tektonisches Element im unmittelbar Liegenden der Kalkalpen auf und überlagert tektonisch die Gesteinsserien der Rhenodanubischen Flyschzone.

(2) Aufgrund der Verbindung der kretazischen Flysche mit jurassischen ophiolithischen Sequenzen kommen nur ozeanische und somit penninische Ablagerungsbereiche in Betracht.

SCHNABEL (1979) hat die Unterschiede zwischen den Flyschschichtfolgen der Ybbsitzer Klippenzone und der Rhenodanubischen Flyschzone herausgearbeitet, wobei sich diese besonders in der Mittelkreide manifestieren. Auch dem Umstand, daß die Sandsteine der Ybbsitzer Schichten detritären Chromspinell führen, während der altersgleiche Reiselberger

Tabelle 3: Die Schwermineralführung der Ybbsitzer Schichten. – Abkürzungen siehe Tab. 2. Korngrößen-spektrum: 0.4–0.063 mm. Proben: P – Graben zum Haselsteinhof, SP – Sportplatz/Ybbsitz, HB – Hubegggraben.

Table 3: Heavy minerals of the Ybbsitz Formation. – Abbreviations see Tab. 2. Grain size: 0.4–0.063 mm. Samples: P – creek to the Haselsteinhof, SP – sports field/Ybbsitz, HB – Hubegggraben.

	Probe	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	CHL	DIS	CHR	EPI	HOR	SON
1.	P1	37	21	8	2	6	–	–	6	2	–	–
2.	P7	44	14	12	20	6	–	–	2	–	–	2
3.	P13	21	4	2	5	68	–	–	–	–	–	–
4.	P17	2	20	5	13	42	–	–	–	–	–	–
5.	P19	18	13	1	12	9	15	–	31	1	–	–
6.	P21	17	13	7	27	33	1	–	–	1	0.5	–
7.	P24	7	3	14	10	15	6	–	45	–	–	–
8.	P25	9	18	7	4	–	–	–	62	–	–	–
9.	P20	35	14	–	16	30	–	–	–2	3	–	–
10.	SP1	40	7	6	34	7	1	–	1	4	–	–
11.	SP2	38	24	9	7	19	–	–	1	–	2	–
12.	SP3	14	16	4	14	52	–	–	–	–	–	–
13.	SP4	39	20	8	28	3	–	–	–	2	–	–
14.	SP6	25	15	10	28	21	–	–	–	1	–	–
15.	HB1	47	12	8	19	12	–	–	1	–	1	–
16.	HB5	15	15	7	24	32	1	–	–	5	–	–
17.	HB9	39	14	3	20	13	–	–	1	–	2	1
18.	HB24	3	6	–	12	79	–	–	–	–	–	–
19.	HB25	10	10	8	33	36	–	2	1	–	–	–
20.	HB37	12	28	2	10	48	–	–	–	–	–	–
21.	HB38	16	10	7	–	65	–	–	0.5	–	–	1

Sandstein der Rhenodanubischen Flyschzone massiv granatdominiert und chromspinellfrei ist (Abb. 13), kommt entsprechende Bedeutung zu. Ebenso bestehen Unterschiede in der Schwermineralzusammensetzung zwischen dem Flyschgault (Hesse, 1973) bzw. den Wolfpassinger Schichten (Barreme-Apt, Wienerwald, GRÜN et al., 1972) und den Haselgrabenschichten der Ybbsitzer Klippenzone (vgl. Abb. 13). In der St. Veiter Klippenzone bei Wien (Lainzer Tiergarten) sieht SCHNABEL (1979) ein Äquivalent zur Ybbsitzer Klippenzone. Die Mittelkreideablagerungen dieser Einheit (Satzbergzug) sollten demnach mit den Ybbsitzer Schichten vergleichbar sein. Vor allem die dort beobachteten bunten Schiefer (PREY 1973, 1975) sprechen für diese Verbindung. In der Schwermineralzusammensetzung bestehen jedoch gewisse Unterschiede (vgl. Abb. 13). So führen die Proben von PREY (1973) aus dem Lainzer Tiergarten praktisch keinen Chromspinell und sind deutlich granatdominiert, SCHNABEL (mündl. Mitt.) hingegen fand deutliche Spinellgehalte. Auch die Bartbergschichten (Alb) der Kahlenberger Decke lassen sich aufgrund ihrer Schwermineralführung nicht mit den Haselgrabenschichten der Ybbsitzer Klippenzone vergleichen. Sie stehen vielmehr dem Flyschgault der westlichen Rhenodanubischen Flyschzone nahe.

Paläogeographisch ordnet SCHNABEL (1979:33) die Ybbsitzer Klippenzone einem „Ablagerungsraum im Südteil des Rheno-Danubischen Flysches“ zu. Für eine südenninische Position der Ybbsitzer Klippenzone spricht sich EGGER (1990) aus. Er weist auch dem Rhenodanubischen Flysch eine südenninische Herkunft zu, ohne dabei allerdings auf die bekannten Beziehungen der mittelpenninischen Falknis- und Tasna-Decke zum Rhenodanubischen Flysch (HESSE, 1973; SCHWIZER, 1983) einzugehen.

TOLLMANN (1987:57f) sieht in der Ybbsitzer Klippenzone ein Element des penninischen Nordtroges. Er betont die tektonische Position und „eigenständige Serienentwicklung“ sowie den „Umstand, daß zur Zeit der Ybbsitzer Flyschbildung in diesem östlichen Abschnitt Süd- und Mittelpennin bereits als Sedimenttröge tektonisch ausgeschaltet waren“ (TOLLMANN, l.c.).

Zwischen den altersäquivalenten Schichtgliedern der Rhenodanubischen Flyschzone und der Ybbsitzer Klippenzone bestehen bezüglich Fazies und Schwermineralführung wenige Anknüpfungspunkte. Hingegen lassen sich aufgrund der Chromspinellführung und der Schichtfolge Parallelen zur Arosazone und somit zum südenninischen Sedimentationsraum aufzeigen, wie dies bereits auch SCHNA-

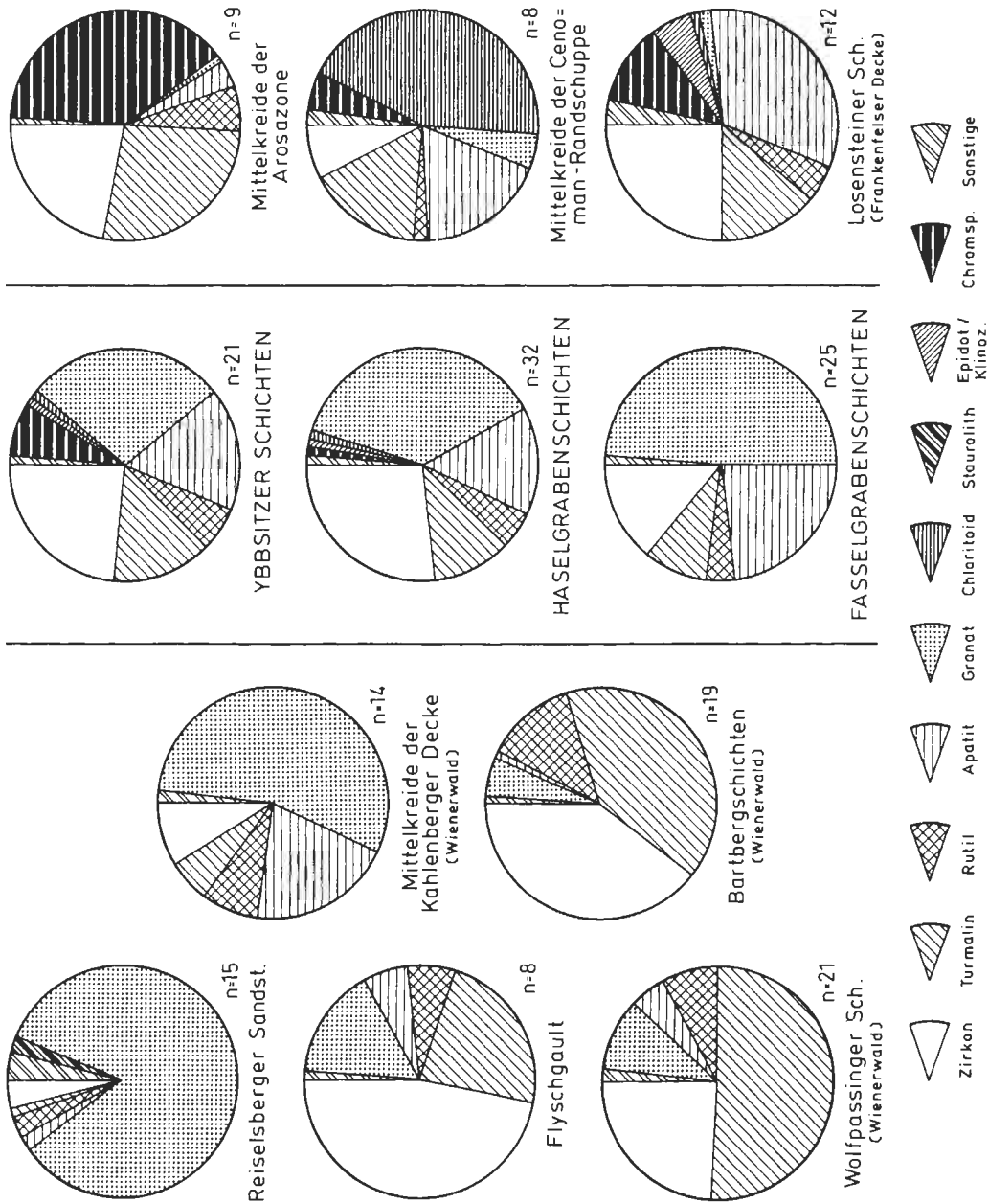


Abb. 13: Durchschnittliche Schwermineralverteilungen von Flyschchen der Ostalpen. Reiselsberger Sandstein aus FREIMOSER (1972), Flyschgault aus HESSE (1973), Mittelkreide der Kahlenberger Decke aus PREY (1973), Wolfpassinger Schichten und Bartbergsschichten aus GRÜN et al. (1972).

Fig. 13: Averages of heavy mineral distributions of flysch deposits from the Eastern Alps. Data of the Reiselsberg Formation, FREIMOSER (1972), Flyschgault, HESSE (1973), Mid-Cretaceous deposits from the Kahlenberg nappe, PREY (1973), Wolfpassing and Bartberg Formation, GRÜN et al. (1972).

BEL (1979) betont hat. So bestehen in der jurassischen Ophiolithabfolge ganz große Ähnlichkeiten. Auch in der kretazischen Schichtfolge ergeben sich trotz der Metamorphoseunterschiede, lithofazielle Vergleichsmöglichkeiten zwischen den Palombinikalken und Lavagnaschiefern der Arosazone (LÜDIN, 1987) auf der einen Seite und den Glosbachschichten und Haselgrabenschichten der Ybbsitzer Klippenzone auf der anderen Seite. Allerdings führen die Mittelkreideflysche der Arosazone (z. B. Verspala Flysch) im Durchschnitt wesentlich höhere Chromspinellgehalte und viel weniger Granat als die Ybbsitzer Schichten (vgl. Abb. 13; siehe auch LÜDIN, 1987).

Die aufgezeigten faziellen Beziehungen sowie die Schwermineralführung sprechen daher am ehesten dafür, daß die *Ybbsitzer Klippenzone ein Element des südpenninischen Ablagerungsraumes* repräsentiert. Der ophiolithische Detritus im höheren Teil der Schichtfolge würde sich von einer Akkretionszone herleiten, die sich im Laufe der Unterkreide im Zuge der Subduktionstätigkeit am Nordrand des Ostalpins, von den Westalpen bis in die Karpaten, entwickelt hat (FAUPL & WAGREICH, im Druck). In diesem Zusammenhang ist auch der Fund von Obertrias-Oolithkomponenten in Feinbreccien der Faselgrabenschichten von Bedeutung. Dieser Faziestyp, der nur aus dem ostalpinen Rhät bekannt ist, stützt die Vorstellung von der paläogeographischen Nähe des ostalpinen Randes (DECKER, 1990:94). In der Zunahme des terrigenen Detritus (hohe Dolomitgehalte) in der Ybbsitzer Klippenzone kann die allmähliche Annäherung des Sedimentationsraumes an die aktive Subduktionszone und somit auch an das Ostalpin gesehen werden.

Nach den hier vertretenen Vorstellungen würde die Flyschzone der Ostalpen von zwei paläogeographisch verschiedenen Elementen aufgebaut sein (FAUPL & WAGREICH, im Druck). Der Hauptmasse der *Rhenodanubischen Flyschzone s. str.*, die nordpenninischer Herkunft ist, steht ein tektonisch höheres Element in Form der *Ybbsitzer Klippenzone* gegenüber. Diese ist durch chromspinellführende Mittelkreide charakterisiert, wie dies für die mittelkretazischen Flysche der ligurisch-piemontaischen Zone allgemein kennzeichnend ist (WILDI, 1985). Im Bereich des Wienerwaldes repräsentiert die Greifensteiner Decke die Rhenodanubische Flyschzone s. str., welche in den Karpaten in der Maguradecke ihre Fortsetzung findet. Die Kahlenberger Decke des Wienerwaldes wäre hingegen am ehesten dem südpenninischen Bereich zuzurechnen, wenn sich die von SCHNABEL (1979) aufgezeigten Verbindungen erhärten ließen. In diesem Falle sollte dann in konsequenter Weise der Begriff Ybbsitzer Klippenzone durch den älteren Ausdruck Kahlenberger Decke ersetzt werden.

### Danksagung

Die Untersuchungen wurden in dankenswerter Weise durch den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, Projekt „Paläogeographie und Geodynamik der ostalpinen Kreide“ (P7462) finanziell unterstützt. Besonderer Dank gebührt Herrn Dr. W. SCHNABEL, Geologische Bundesanstalt in Wien, der bei der Auswahl der Aufschlüsse behilflich war sowie mit Anregungen und Diskussion zum Gelingen der Arbeit beitrug. Für eine kritische Durchsicht und Diskussion des Manuskripts sei Herrn Dr. K. DECKER und Dr. M. WAGREICH, beide Universität Wien, herzlich gedankt.

### 6. Literatur

- BIRKENMAJER, K. (1986): Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen belt, Carpathians. — *Studia Geol. Polonica*, **88**: 7–32, Warschau.
- BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1977): Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. — *Erdöl-Erdgas Zs., Sonderausgabe 1977*: 12–35, Hamburg-Wien.
- DECKER, K. (1987): Faziesanalyse der Oberjura bis Neokomschichtfolgen der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich. — Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ., 248 S, Wien.
- DECKER, K. (1990): Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). — *Sedimentary Geology*, **67**: 85–99, Amsterdam.
- EGGER, H. (1990): Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, **133**: 147–155, Wien.
- ELIAS, M. & WESSELY, G. (1990): The autochthonous Mesozoic on the eastern flank of the Bohemian Massif - an object of mutual geological efforts between Austria and CSSR. — In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): *Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia*: 78–83, Wien-Prag.
- FAUPL, P. (1980): Über turbiditische und nicht-turbiditische Pelite in den Sieveringer Schichten (Maastricht, Wienerwald-Flyschzone). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**: 285–293, Wien.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (im Druck): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlation, heavy minerals and

- palaeogeographic implications. — *Cretaceous Research*.
- FREIMOSER, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. — *Geologica Bavarica*, **66**: 7–91, München.
- GRÜN, W., KITTLER, G., LAUER, G., PAPP, A., SCHNABEL, W. & CORNA, O. (1972): Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. — *Jb. Geol. B.-A.*, **115**: 103–186, Wien.
- HALLAM, A. (1987): Mesozoic marine organic-rich shales. — *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **26**: 251–261, Oxford.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. — *Science*, **235**: 1156–1167.
- HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. — *Geologica et Palaeontologica*, **Sb. 2**: 1–90, Marburg.
- HESSE, R. (1975): Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. — *Sedimentology*, **22**: 387–416, Oxford.
- HOLLISTER, C. D. & HEEZEN, B. C. (1972): Geological effects of bottom currents: western North Atlantic. — *Studies in Physical Oceanography – A tribute to George Wüst on his 80 Birthday*, GORDON, A. L. (ed.), **II**: 37–66, New York.
- IMMEL, H. (1987): Die Ammoniten der Nördlichen Kalkalpen. — *Zitteliana*, **15**: 3–163, München.
- LAUER, G. (1970): Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudenten*, **19**: 103–130, Wien.
- LOVELL, J. P. B. & STOW, D. A. V. (1981): Identification of ancient sandy contourites. — *Geology*, **9**: 347–349, Boulder.
- LÜDIN, P. (1987): Flysche und tektonische Melanges im südpenninisch/unterostalpinen Grenzbe-  
reich (Arosazone, Mittelbünden und Rätikon, Schweiz). — 281 S., Diss. Phil. Naturw. Fak. Univ. Basel, 281 S., Basel.
- MÜLLER, A. (1987): Zur Lithofazies und Stratigraphie der Kahlenberger Schichten der Flyschzone des Wienerwaldes. — Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 191 S., Wien.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. — IX. Internat. Congress of Sedimentology, Guide to field trip A **11**: 21–36, Nice.
- PICKERING, K., HISCOTT, R. N., HEIN, F. J. (1986): Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. — *Earth Sci. Rev.*, **23**: 75–174, Amsterdam.
- PICKERING, K. T., HISCOTT, R. N., HEIN, F. J. (1989): Deep-marine environments: Clastic sedimentation and tectonics. — 416 S., London (Unwin Hyman).
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. — *Geol. Rdsch.*, **77**: 641–670, Stuttgart.
- PREY, S. (1973): Der südöstlichste Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**: 67–94, Wien.
- PREY, S. (1975): Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1975**: 1–25, Wien.
- PREY, S. (1979): Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raume Purkersdorf - Wienerwaldsee (Wienerwald). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**: 205–228, Wien.
- RICCI LUCCHI, F. (1975): Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennins. — *Jour. Sed. Petrol.*, **45**: 3–43, Tulsa.
- RICCI LUCCHI, F. & VALMORI, E. (1980): Basin-wide turbidites in a Miocene, over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. — *Sedimentology*, **27**: 241–270, Oxford.
- RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geol. Karte der Rep. Österreich 1:50 000, 71 Ybbsitz. — *Geol. B.-A.*, Wien.

- SARNTHEIN, M., SCHNABEL, W., BAUMANN, K.-H., HORNEGE, S. & SIROCKO, F. (1986): Bericht 1983-1985 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen auf Blatt 55 Obergrafendorf. — *Jb. Geol. B.-A.*, **129**: 399-401, Wien.
- SCHNABEL, W. (1971): Bericht 1970 über geologische Arbeiten auf Blatt Ybbsitz (71). — *Verh. Geol. B.-A.*, A80-A81, Wien.
- SCHNABEL, W. (1979): Arbeitstagung der Geol. B.-A. 1979: Thema Blatt 71 Ybbsitz. — *Geol. B.-A.*, 80 S., Wien.
- SCHNABEL, W. (1979): Bericht 1978 über geologische Arbeiten in der Flyschzone auf Blatt 71 Ybbsitz (Westliche niederösterr. Voralpen). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**: A96-A97, Wien.
- SCHNABEL, W., SARNTHEIN, M., KASSENS, H. & VOGELANG, E. (1986): Bericht 1983-1985 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen auf Blatt 54 Melk. — *Jb. Geol. B.-A.*, **129**: 396-399, Wien.
- SCHWENK, H. (1949): Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten. — II. Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone westlich der Pielach. — Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 117 S., Wien.
- SCHWINGENSCHLÖGEL, R. (1979): Geologie der Kalkvoralpen und der subalpinen Zone im Raume Kirchberg/Pielach in Niederösterreich. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 177 S., Wien.
- SCHWIZER, B. (1983): Die Tristel-Formation. — Unveröff. Diss. Phil.-Naturw. Fak. Bern, 182 S., Bern.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R. J. (1982): Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. — *Geology*, **10**: 231-235, Tulsa.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R. J. (1991): Types of submarine fan lobes: Models and implications. — *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **75**: 156-179, Tulsa.
- STOW, D. A. V. (1979): Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin. — *Sedimentology*, **26**: 371-387, Oxford.
- STOW, D. A. V. & LOVELL, J. P. B. (1979): Contourites: Their recognition in modern and ancient sediments. — *Earth Sci. Rev.*, **14**: 251-291, Amsterdam.
- STOW, D. A. V. & PIPER, D. J. W. (1984): Deep-water fine-grained sediments: Facies models. — In: STOW, D. A. V. & PIPER, D. J. W. (Eds.): *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies*. — *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **15**: 611-646, Oxford.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. — 256 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd. 2, 710 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): Neue Wege in der Ostalpengeologie und der Beziehung zum Ostmediterrän. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **80**: 47-113, Wien.
- WALKER, R. G. (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. — *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **62**: 932-966, Tulsa.
- WIDDER, R. (1987): Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Grestener Klippenzone zwischen Ma. Neustift und Pechgraben/O.Ö. — Unveröff. Diss. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 161 S., Wien.
- WIDDER, R. (1988): Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Grestener Klippenzone zwischen Ma. Neustift und Pechgraben/O.Ö. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **34/35**: 79-133, Wien.
- WILDI, W. (1985): Heavy mineral distribution and dispersal pattern in Penninic and Ligurian flysch basins (Alps, northern Apennins). — *Giornale di Geologica*, ser. 3a, **47**: 77-99.
- WOLETZ, G. (1967): Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — *Geol. Rdsch.*, **56**: 308-320, Stuttgart.

Über ein Vorkommen von  
*Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al.  
in der obersantonen-untercampanen Gosau Gruppe  
des Miesenbachtals (Niederösterreich)

On the occurrence of  
*Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al.  
in the late Santonian-early Campanian Gosau Group  
of the Miesenbach Valley (Lower Austria).

F. SCHLAGINTWEIT & M. WAGREICH

mit 4 Abbildungen und 1 Tafel

Schlüsselwörter:

*Oberkreide*  
*Kalkalpen*  
*Miesenbachtal*  
*Gosau Gruppe*  
*Munieria*

Keywords:

*Late Cretaceous*  
*Northern Calcareous Alps*  
*Miesenbach Valley*  
*Gosau Group*  
*Munieria*

Adresse der Autoren:  
Address of the authors:

Dr. Felix Schlagintweit  
Denningerstraße 46  
D-8000 München 80

Dr. Michael Wagreich  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III  
A-1010 Wien

**Inhalt**

Seite

Zusammenfassung, Abstract .....	23
1. Geologischer Rahmen .....	23
2. Zur Altersstellung des kohleflözführenden Komplexes .....	23
3. Systematische Paläontologie .....	23
4. Anmerkungen zur Fazies und zur Verbreitung von <i>Munieria</i> -Kalken .....	25
5. Literatur .....	27

**Contents**

1. Introduction .....	23
2. The age of the coal-bearing complex .....	23
3. Systematic Paleontology .....	23
4. Remarks on facies and distribution of <i>Munieria</i> limestones .....	25
5. References .....	27



## Zusammenfassung

Aus Kalken des obersantonen-untercampanen kohleflözführenden Komplexes der Gosau Gruppe des Frohnberges S Waidmannsfeld/Miesenbachtal (Niederösterreich) wird die Kalkalge *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. beschrieben. Die Kalke werden als lakustrine Bildungen interpretiert. Ihre Position an der Basis einer Transgressionsabfolge wird diskutiert.

## Abstract

The calcareous algae *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. is described from limestone of the late Santonian-early Campanian coal-bearing series of the Gosau Group of the Frohnberg south of Waidmannsfeld in the Miesenbach valley (Lower Austria). The limestones are interpreted as lacustrine sediments. The position of *Munieria*-limestones at the base of a transgressive sequence is discussed.

## 1. Geologischer Rahmen

Der Gosaustreifen des Miesenbachtals NW der Hohen Wand, zwischen dem Piestingtal und Grünbach am Schneeberg (ÖK Blatt 75, Puchberg), liegt diskordant auf Gesteinen der tirolischen Göller-Decke und überlagernden, jurassisch eingeglittenen Schollen südlicher Herkunft (vgl. PLÖCHINGER 1964, 1967; SUMMESBERGER 1991). Zuletzt wurde dieses Gebiet im Rahmen einer Dissertation am Institut für Geologie der Universität Wien detailliert kartiert (GRUBER 1987). In dieser Arbeit wird die Gosau Gruppe des Miesenbachtals in einen liegenden Abschnitt mit exotikaführenden Konglomeraten (vgl. auch ERKAN 1973; GRUBER et al., im Druck), eine „kohleflözführende Serie“, orbitoidenführende Kalkarenite und hangende Inoceramenschichten unterteilt (vgl. Abb. 1). Diese nur lückenhaft aufgeschlossene und durch postgosauische Tektonik zerlegte Abfolge zeigt nach den Untersuchungen von GRUBER (l. c.) Gemeinsamkeiten mit jener der Gosaulde von Grünbach–Neue Welt SE der Hohen Wand (PLÖCHINGER 1961, 1967; OBERHAUSER 1963).

Aus dem kohleflözführenden Komplex wird in dieser Arbeit erstmals aus den Gosauvorkommen der Ostalpen *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. beschrieben. Die Probe stammt von der Lokalität Frohnberg S Waidmannsfeld (1. Kehre der Straße Balbersdorf-Frohnberg, SH 500 m; Probenpunkt KB26 in GRUBER 1987:Taf. 4). Die kohleflözführende „Serie“ umfaßt im betrachteten Gebiet Feinkonglomerate, Sandsteine, Mergel, Acteonellenkalke und rudistenführende Kalke. Die *Munieria*-Kalke treten in lokalen, maximal bis zu 10 m mächtigen Einschaltungen von Mergelkalken

mit geringmächtigen Kohleflözen auf (Lithofazies 4 nach GRUBER 1987:54). Aus diesen massigen bis laminierten, dunkelbraunen, mergeligen Kalken sind auch Anreicherungen von dünnchaligen Mollusken, Characeen-Oogonien und Kohleschmitzen bekannt. Das Auftreten von Characeen und das Fehlen typischer vollmariner Fossilien lassen allgemein auf einen eingeschränkten, brackischen bis limnischen Sedimentationsbereich in einem nach GRUBER (1987:61ff.) Delta-artigen Ablagerungsraum schließen.

## 2. Zur Altersstellung des kohleflözführenden Komplexes

Die kohleflözführenden Abfolgen im Gebiet der Hohen Wand werden im allgemeinen in das tiefere Campan gestellt (PLÖCHINGER 1961, 1967; OBERHAUSER 1963; SUMMESBERGER 1991). Im hangenden Teil der „kohleflözführende Serie“ des Miesenbachtals konnte GRUBER (l. c.) mit Hilfe seltener orbitoidaler Großforaminiferen höheres Campan nachweisen. Vergleiche mit dem kohleführenden Komplex der Gosaulde von Grünbach und der Neuen Welt und äquivalenten marinen Mergeln N von Piesting (BRIX & PLÖCHINGER 1988; GRUBER & WAGREICH, unveröffentlichte Aufnahmen) lassen auch einen Obersantonanteil innerhalb des tieferen Abschnittes dieses Komplexes vermuten. Aus der 4 km S gelegenen Lokalität Lanzing konnte aus vergleichbaren kohligem Mergelkalken mit Hilfe palynologischer Untersuchungen von A. SIEGL-FARKAS (Budapest, pers. Mitt.) ebenfalls höheres Santon bis tiefes Campan belegt werden.

## 3. Systematische Paläontologie

Abteilung Thallophyta

Stamm Charophyta (?)

Gattung *Munieria* DEECKE, 1883

*Munieria grambasti sarda* CHERCHI, GUSIC, SCHMIDT & SCHROEDER, 1981 (Taf. 1, Abb 1–7)

- 1981 *Munieria grambasti sarda* n.ssp. – CHERCHI et al.:142–146, Taf. 1–2, Textabb. 2–3.
- 1982 *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. – GELLAI & TOTH:268–270, Taf. 1–3.
- 1991 *Munieria grambasti* BYSTRICKY – SCHLAGINTWEIT:Taf. 1, Abb. 2, Taf. 18, Abb. 14–16.

**Vorbemerkung:** Obwohl die ursprünglich als Dasycladacee aufgestellte Gattung *Munieria* DEECKE heute als Characee interpretiert wird (vgl. CONRAD & RADOICIC, 1971; BYSTRICKY, 1976), werden zur Beschreibung in dieser Arbeit die aus

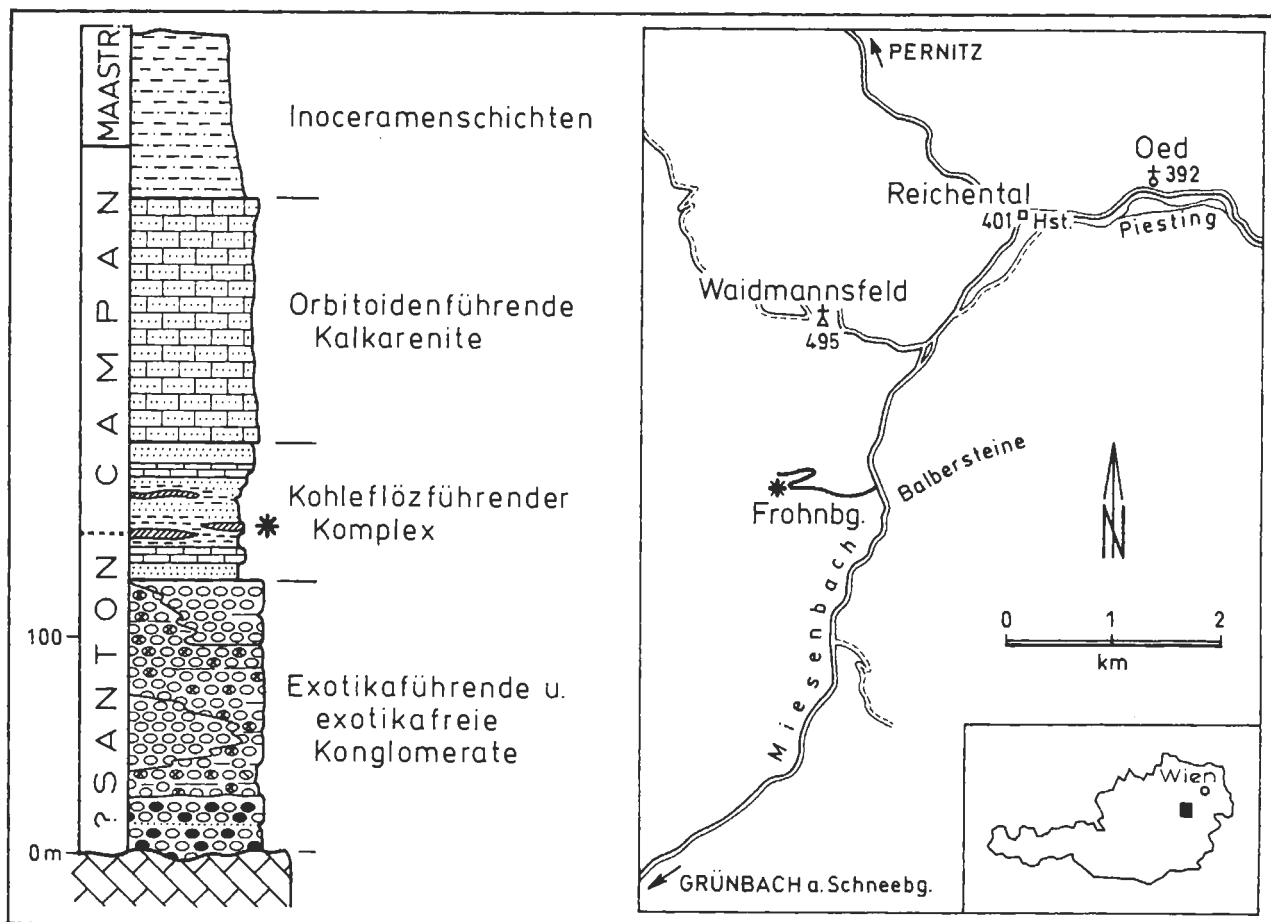


Abb. 1: Lage des Probenpunktes und schematisches Profil der Gosauabfolge des Miesenbachtals im Gebiet zwischen Waidmannsfeld und dem Frohnberg nach GRUBER (1987) und GRUBER et al. (im Druck).

Fig. 1: Sample location and schematic stratigraphic sequence of the Gosau Group of the Miesenbach Valley between Waidmannsfeld and Frohnberg after GRUBER (1987) and GRUBER et al. (in press).

der Dasycladaceeterminologie stammenden Begriffe „Stammzelle“ und „Wirtelabstand“ beibehalten.

**Beschreibung:** Bei dem vorliegenden Schliffmaterial handelt es sich um biogenführende Wackestones (Taf. 1, Abb. 1). Bruchstücke von *M. grambasti sarda* liegen zusammen mit Resten von Gastropoden in einer mikritischen Matrix. Der Durchmesser (D) der einzelnen Fragmente beträgt 0.09–0.5 mm (Mittelwert 0.245 mm bei 65 Messungen). Die Breite der Stammzelle (d) liegt zwischen 0.035 und 0.17 mm (Mittelwert 0.07 mm bei 40 Messungen) und ist im Verhältnis zum Gesamtdurchmesser relativ schmal (Verhältnis d/D im Mittel bei 0.37). Im Querschnitt sind 18 bis 25 konkave Einbuchtungen an der Peripherie zu erkennen (Taf. 1, Abb. 2, 4); sie repräsentieren die parallel zur Thallusachse verlaufende Rillenskulptur. In Längsschnitten zeigen sich die senkrecht zur Achse verlaufenden Poren, deren Durchmesser in etwa dem der Stammzelle entsprechen (Taf. 1, Abb. 3, 7). Die Anzahl der Poren pro Wirtel kann

nicht ermittelt werden, da kein Segment im Wirtelbereich ideal angeschnitten ist. Der Abstand zwischen den einzelnen Wirteln beträgt 0.15–0.24 mm. Die von CHERCHI et al. (1981) beschriebenen Lösungsstadien sind in dem kalkalpinen Material nur andeutungsweise bis gar nicht vorhanden. Die Segmente liegen nahezu durchwegs im Erhaltungsstatus a entsprechend Abb. 2 vor.

**Bemerkung:** Die Unterscheidung verschiedener Arten und Unterarten der Gattung *Munieria* DEECKE beruht auf dem Verhältnis Wirtelabstand (h) zu Segmentdurchmesser (D). Wie der Abb. 3 zu entnehmen ist, liegen die Werte der Proben aus dem Miesenbachtal z. T. im Bereich der Werte von *M. grambasti sarda* CHERCHI et al. aus der Typlokalität, teilweise überschneiden sich die Werte auch mit jenen von Vorkommen aus der Oberkreide von Ungarn. Auf jeden Fall unterscheiden sich die Werte deutlich von den Abmessungen von *M. grambasti* BYSTRICKY.

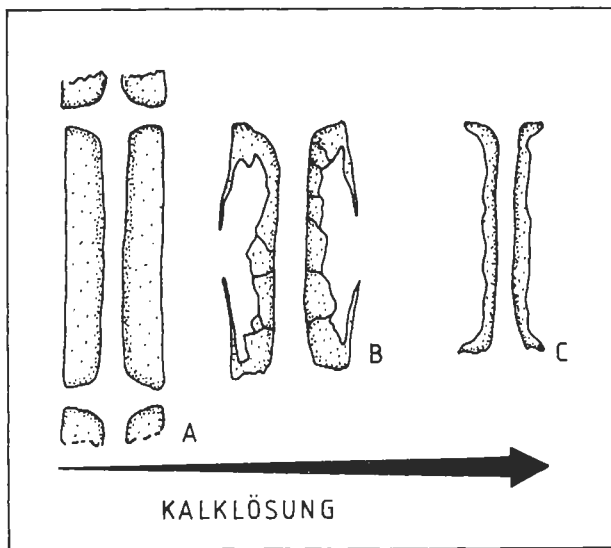


Abb. 2: Lösungsstadien von *Munieria grabbasti sarda*, in Anlehnung an CHERCHI et al. (1981).

Fig. 2: Dissolution stadi of *Munieria grabbasti sarda* modified after CHERCHI et al. (1981).

#### 4. Anmerkungen zur Fazies und zur Verbreitung von *Munieria*-Kalken

Kalke mit Vertretern der Gattung *Munieria* werden allgemein als lakustrine bis brackische Ablagerungen angesehen, wobei oft Massenvorkommen zusammen mit (anderen) Characeen und Süßwassermollusken in dunklen, feinkörnigen Kalken kennzeichnend sind (DELMAS & DELOFFRE, 1962:218: "type laguno-lacustre"; BASSON & EDGELL, 1971:416: "intertidal and restricted shelf"; MISIK, 1979:710: "freshwater limestones"; GELLAI & TOTH, 1982: "brackish layer"; CHERCHI et al., 1981:139: "lacustrine deposits"; CSASZAR & BODROGI, 1983:212: "quiet (micritic) freshwater environment"; CSASZAR, 1985:172: "halophob element").

*Munieria*-Kalke finden sich oft innerhalb von Abfolgen, die ehemaligen Landflächen mit Bauxitbildungen aufliegen, so beispielsweise im Santon von Südfrankreich (POIGNANT, 1968), im Alb von Ungarn (CSASZAR, 1985) und im Cenoman von Sardinien (CHERCHI et al., 1981). Häufig werden die *Munieria*-Kalke von marinen Sedimenten überlagert, sind also an der Basis einer transgressiven Serie abgelagert worden. CHERCHI et al. (1981) stellen eine Ablagerung in kleinen morphologischen Depressionen zur Diskussion. Für die Emersion der Landgebiete im ungarischen Transdanubikum und auf Sardinien machen die o.a. Autoren die "austrischen Bewegungen" der mittleren Kreide verantwortlich, sodaß sowohl die fazielle Entwicklung als auch der tektonische Rahmen durchaus Vergleiche mit den *Munieria*-Kalken der Gosau zulassen.

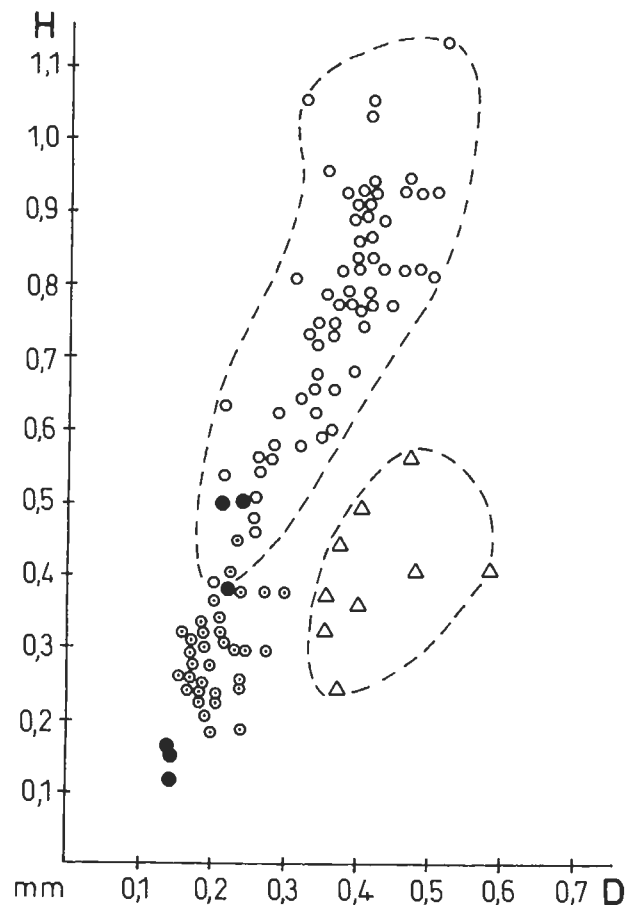


Abb. 3: Diagramm Länge (h) gegen Durchmesser (D) der Segmente von *Munieria grabbasti sarda* CHERCHI et al. aus der Gosau von Waidmannsfeld (●). Vergleichsdaten von *Munieria grabbasti sarda* CHERCHI et al. aus dem Cenoman von Sardinien (○), CHERCHI et al., 1981) und aus dem oberen Santon/unteren Campan von Ungarn (⊙), GELLAI & TOTH, 1982) und von *Munieria grabbasti* BYSTRICKY (△), BYSTRICKY 1976) aus Unterkreidegeröllen der Klippenzone der Westkarpaten.

Fig. 3: Diagram of length (h) versus diameter (D) of Segments of *Munieria grabbasti sarda* CHERCHI et al. from the Gosau Group of Waidmannsfeld (●) and data from *Munieria grabbasti sarda* CHERCHI et al. of the Cenomanian of Sardinia (○), CHERCHI et al., 1981) and from the late Santonian-early Campanian of Hungary (⊙), GELLAI & TOTH, 1982) and from *Munieria grabbasti* BYSTRICKY (△), BYSTRICKY 1976) from pebbles of early Cretaceous rocks of the Klippen belt of the Western Carpathians.

Lakustrin-brackische Kalke, oft auch mit Characeen und Mollusken, sind aus dem liegenden Anteil etlicher Gosauvorkommen bekannt, u.a. aus der benachbarten Grünbacher Gosaumulde (PLÖCHIN-

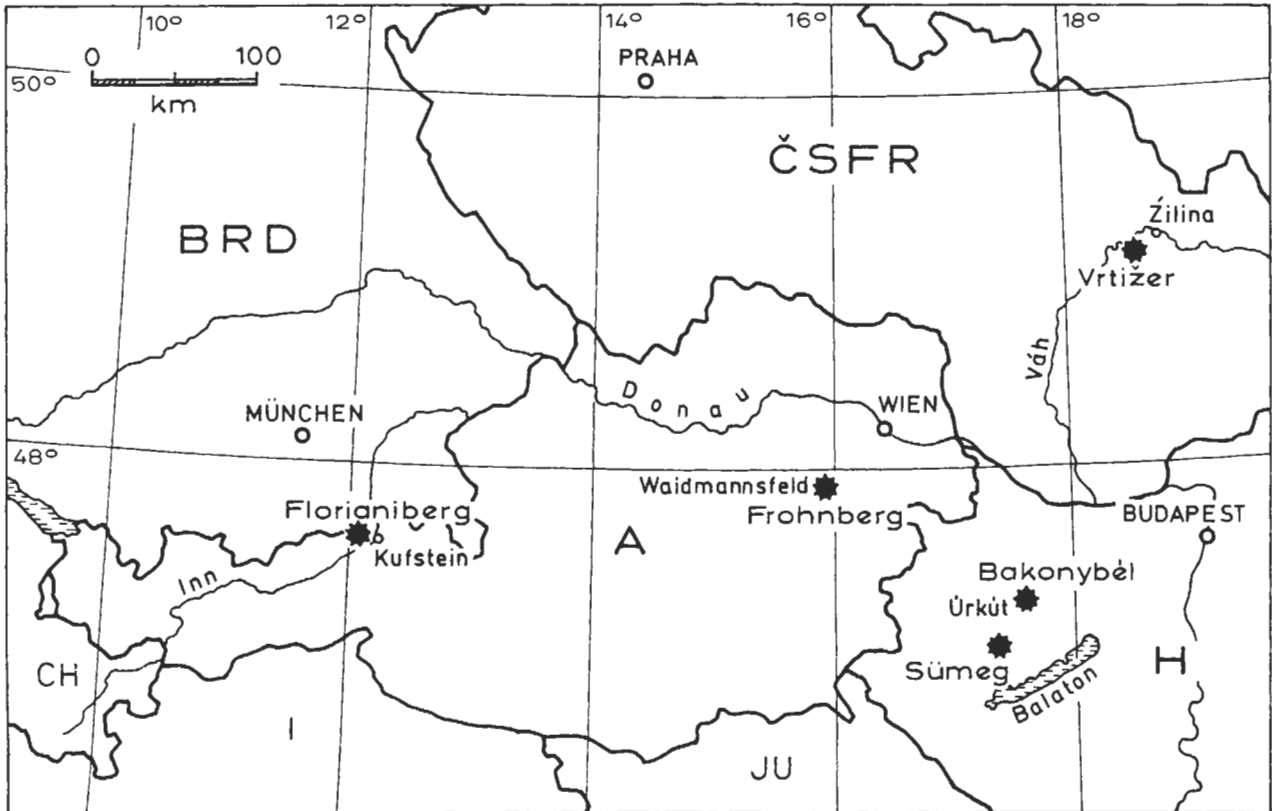


Abb. 4: Typlokalität von *Munieria grambasti* BYSTRYCKY (Vrtizer bei Žilina) und bisher bekannte Vorkommen von *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. in den Ostalpen und benachbarten Gebieten.

Fig. 4: The type locality at *Munieria grambasti* BYSTRYCKY (Vrtizer near Žilina) and occurrences of *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. in the Eastern Alps and surrounding areas.

GER, 1961; OBERHAUSER, 1963), Wildalpen (OBERHAUSER, 1963), dem Gebiet der Weyerer Bögen-Unterlaussa-St. Gallen (RUTTNER & WOLLETZ, 1956; PLÖCHINGER, 1987), Wörschach (POBER, 1984), Gosau-Rußbach (WAGREICH, 1986), St. Wolfgang (PLÖCHINGER, 1982) und Brandenburg (HERM, 1977). Auch aus dem zentralalpinem Oberkreidevorkommen von Kainach sind lakustrine Bildungen bekannt (GRÄF, EBNER & FLADERER, 1980). Aus den Nördlichen Kalkalpen ist die Kalkalge *Munieria* bisher allerdings, mit Ausnahme des hier beschriebenen Vorkommens, nur aus einem Geröll der basalen Gosau des Florianiberges beschrieben worden, das aufgrund des Auftretens von Characeen in Urgonkalken in die Unterkreide gestellt wurde (SCHLAGINTWEIT, 1991). Auf Grund der faziellen Ausbildung wären *Munieria*-Kalke auch in anderen Gosauvorkommen mit lakustrin-brackischen Ablagerungen zu erwarten. Das Vorkommen von *Munieria* im Miesenbachtal ist sowohl faziell als auch stratigraphisch sehr gut mit dem von GELLAI & TOTH (1982) beschriebenen Auftreten in der Ajka-Kohle-Formation (oberes Santon/tieferes Campan) des transdanubischen Mittel-

gebirges von Ungarn vergleichbar (vgl. Abb. 4). Beiden Vorkommen ist das Auftreten von *Munieria*-Kalken in einer kohleführenden Abfolge über einem Bauxitniveau an der Basis einer übergeordneten transgressiven Sequenz gemein. Daneben treten Kalke mit *Munieria* auch in mit der Gosau Gruppe vergleichbaren Sedimenten der Karpaten auf (MISIK & SYKORA, 1980).

Als bestimmender Faktor für das Auftreten von lakustrin-brackischen Sedimenten in basalen Gosausedimenten im allgemeinen und *Munieria*-Kalken im besonderen erscheint die lokale Geländemorphologie der Absenkungsbereiche der initialen Gosaubecken, die in bezug auf Relief und Entwässerung in unterschiedlichem Ausmaß für die Ausbildung einer lakustrinen Fazies geeignet war. Kalke markieren dabei Bereiche abseits von Flüssen bzw. aktiven Deltabildungen, in denen weitgehend ruhige Sedimentationsbedingungen herrschten. Das Auftreten dieser Kalke an der Basis von Transgressionssequenzen, oft auch innerhalb von Kohlezyklen und über Bauxiten, ist somit an lakustrin-brackische Senken ohne den ansonsten in der Tieferen Gosau so dominierenden klasti-

schen Eintrag gebunden. Als letztlich steuernde Mechanismen wirken das unterschiedlich starke, tektonisch induzierte Subsidenzverhalten der schollenartig einbrechenden Becken (vgl. WAGREICH, 1991) und das übergeordnete Transgressionsgeschehen (unidirektional, oszillierend).

**Dank:** Herrn Dr. P. GRUBER (Baden/NÖ) danken wir für die Erlaubnis zur Benützung des Probenmaterials (Sammlung des Instituts für Geologie der Universität Wien).

## 5. Literatur

- BASSON, P. W. & EDGELL, H. S. (1971): Calcareous algae from the Jurassic and Cretaceous of Lebanon. — *Micropaleont.*, **17**, 411–433, 3 Abb., 7 Taf., New York.
- BRIX, F. & PLÖCHINGER, B. (1988): Erläuterungen zu Blatt 76 Wiener Neustadt. — 85 S., 7 Abb., 4 Tab., Wien (Geol. B.-A.).
- BYSTRICKY, J. (1976): *Munieria grambasti* sp. nov. in Kalkgeröllen der „Upohlaver-Konglomerate“ des mittleren Váh-Gebietes (Klippenzone, Westkarpaten). — *Geol. Carpathica*, **27**, 45–64, 1 Abb., 3 Tab., 4 Taf., Bratislava.
- CHERCHI, A., GUSIC, I., SCHMIDT, M. & SCHROEDER, R. (1981): Lacustrine middle Cretaceous with *Munieria grambasti sarda* n. ssp. (Charophyta ?) of Alghero (NW Sardinia). — *Rev. Micropaléont.*, **23**, 138–150, 3 Abb., 2 Taf., Paris.
- CONRAD, M.A. & RADOICIC, R. (1971): On *Munieria baconica* DEECKE (Characea) and *Clypeina ? solkani* n. sp. (Dasycladaceae). A case of homeomorphism in calcareous algae. — *C. R. Soc. Phys. Hist. nat.*, **4**, 87–95, 4 Abb., 2 Taf., Genf.
- CSASZAR, G. (1985): Middle Cretaceous formations of the Transdanubian Central Range: Stratigraphy and connection with bauxite genesis. — *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **23**, 149–207, 60 Abb., 43 Taf., Budapest.
- CSASZAR, G. & BODROGI, I. (1983): *Munieriak* a magyarországi Kretaban. — *M. All. Földt. Intezet, AZ* **1983**, 167–212, 8 Abb., 14 Taf., Budapest (Ungarisch mit englischer Kurzfassung).
- DELMAS, M & DELOFFRE, R. (1962): Un niveau à algues calcaires au passage Albien-Cenomanien en Aquitaine. — *Rev. Micropaléont.*, **5**, 214–223, 1 Abb., 4 Taf., Paris.
- ERKAN, E. (1973): Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **65**, 33–108, 18 Abb., 6 Taf., Wien.
- GELLAI, M. & TOTH, K. (1982): *Munieriak* a Sümeg-Gyepükajan Környeki szenonbol (ajkai formacio). — *Földt. Közl. Bull. Hung. Geol. Soc.*, **112**, 267–274, 2 Abb., 3 Taf., Budapest (Ungarisch mit englischer Kurzfassung).
- GRÄF, W., EBNER, F. & FLADERER, F. (1980): Faziesindikatoren in der basalen Gosau von Kainach. — *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **83**, 91–104, 1 Abb., 1 Taf., Wien.
- GRUBER, P. (1987): Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen der Gosaugruppe zwischen Puchberg/Schneeberg und Waidmannsfeld (Miesenbachtal, Niederösterreich). — Unveröff. Diss. Form. und Naturwiss. Fak., Univ. Wien, 142 S., 64 Abb., 8 Tab., 4 Taf., Wien.
- GRUBER, P., FAUPL, P. & KOLLER, F.: Zur Kenntnis basischer Vulkanitgerölle aus Gosaukonglomeraten der östlichen Kalkalpen – Ein Vergleich mit Vulkaniten aus dem Haselgebirge. — *Mitt. Geol. Ges. Österr.*, 11 Abb., 2 Tab., (Arbeit im Druck).
- HERM, D. (1977): Zyklische Regressions-Sedimentation und Fossil-Vergesellschaftungen in der Gosau (Santonium) von Brandenburg/Tirol. — *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **17**, 257–277, 5 Abb., München.
- MISIK, M. & SYKORA, M. (1980): Jura der Silica-Einheit, rekonstruiert aus Geröllen, und oberkretazische Süßwasserkalke des Gemerikums. — *Geol. Carpathica*, **31**, 2 Abb., 3 Taf., Bratislava.
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum in mikropaläontologischer Sicht. — *Jb. geol. B.-A.*, **106**, 1–88, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1961): Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (N. Ö.), mit Beiträgen von G. BARDOSSY, R. OBERHAUSER und A. PAPP. — *Jb. geol. B.-A.*, **104**, 359–441, 19 Abb., 1 Taf., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1964): Geologische Karte des Hohe Wand-Gebietes (Niederösterreich) 1:25.000. — Wien (Geol. B.-A.).

PLÖCHINGER, B. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe Wand-Gebietes (Niederösterreich). — 142 S., 20 Abb., 4 Taf., Wien (Geol. B.-A.).

PLÖCHINGER, B. (1982): Erläuterungen zu Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut. — 74 S., 17 Abb., 2 Taf., Wien (Geol. B.-A.).

PLÖCHINGER, B. (1987): Zur Klärung der geologischen Situation am Süden der Weyerer Bögen (Steiermark). — Jb. geol. B.-A., 130, 93–108, 15 Abb., Wien.

POBER, E. (1984): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der Gosau von Wörschach (Steiermark). — Unveröff. Diss. Formal.- Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 296 S., 91 Abb., 13 Tab., 6 Taf., Wien.

RUTTNER, A. & WOLETZ, G. (1956): Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. — Mitt. geol. Ges. Wien, 48, 221–256, 5 Abb., 2 Taf., Wien.

POIGNANT, A.-F. (1968): Les Algues du toit des bauxites des environs de Mazaugues (Var.). — Rev. Micropaléont., 11, 233–240, 2 Taf., Paris.

SCHLAGINTWEIT, F. (1991): Allochthone Urgonkalke im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen: Fazies, Paläontologie und Paläogeographie. — Münchner Geowiss. Abh., (A), 20, 1–120, 37 Abb., 6 Tab., 13 Taf., München.

SUMMESBERGER, H. (1991): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 75 Puchberg am Schneeberg. — Wien (Geol. B.-A.).

WAGREICH, M. (1986): Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen des tieferen Abschnittes der Gosauschichten von Gosau und Rußbach (Oberösterreich-Salzburg). — Unveröff. Diss. Formal.- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 253 S., 78 Abb., 37 Tab., 8 Taf., Wien.

WAGREICH, M. (1991): Subsidenzanalyse an kalkalpinen Oberkreideserien der Gosau-Gruppe (Österreich). — Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1990, 1645–1657, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

## Tafel 1

*Munieria grambasti sarda* CHERCHI, GUSIC, SCHMIDT & SCHROEDER aus dem Gosauvorkommen der Miesenbachtals/Niederösterreich (O. Santon/U. Campan).

*Munieria grambasti sarda* CHERCHI, GUSIC, SCHMIDT & SCHROEDER from the Gosau Group of Miesenbach/Lower Austria (late Santonian-early Campanian).

Fig. 1: Mikrofazies der *Munieria*-Kalke: Mikrit (Wackestone) mit kalkigem Detritus im Siltbereich (x 10).

Fig. 1: Microfacies of *Munieria*-limestones: Micrit (wackestone) with silty calcareous detritus (x 10).

Fig. 2: leicht schräger Querschnitt mit skulpturierter Außenfläche (x 160)

Fig. 2: slightly oblique section with sculptured outer surface (x 160).

Fig. 3: Thallus-Längsschnitt durch die Stammzelle (x 63).

Fig. 3: Longitudinal section of thallus (x 63).

Fig. 4: Querschnitt (x 160).

Fig. 4: Transversal section (x 160).

Fig. 5: Längsschnitt durch ein Segment (x 160)

Fig. 5: Longitudinal section of a segment (x 160).

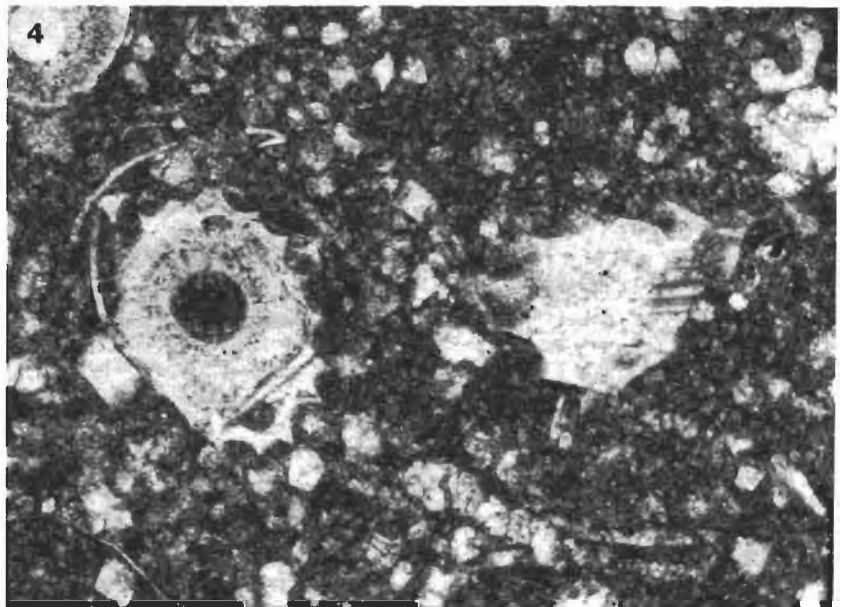
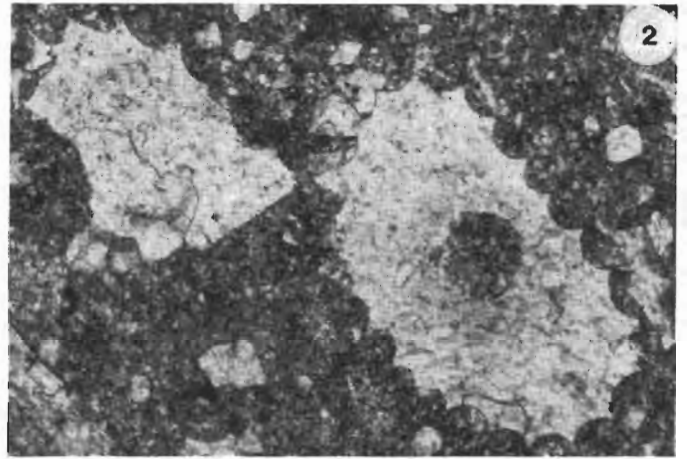
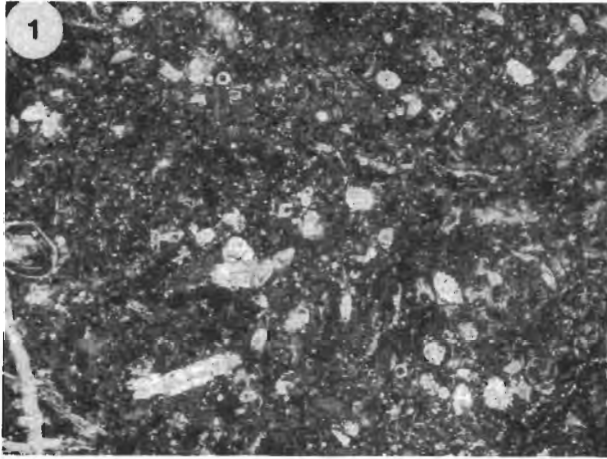
Fig. 6: Tangentialschnitt (x 25)

Fig. 6: Tangential section (x 25).

Fig. 7: Thallus-Längsschnitt (x 63)

Fig. 7: Longitudinal section of thallus (x 63).

TAFEL 1



# Geochemische Untersuchungen an Kugeldolomiten der Magnesitlagerstätte Sunk–Hohentauern (Steiermark/Österreich)

Geochemistry of orbicular dolomite  
("Kugeldolomit") from the sparry magnesite deposit  
at Sunk–Hohentauern (Styria/Austria).

C. KRALIK & W. KIESL

mit 3 Abbildungen und 2 Tabellen

Schlüsselwörter:

*Sunk–Hohentauern*  
*Kugeldolomite*  
*Spurenelementgeochemie*  
*Spatmagnesitlagerstätten*

Keywords:

*Sunk–Hohentauern*  
*orbicular dolomite*  
*geochemistry of trace elements*  
*sparry magnesite deposits*

Adresse der Autoren:  
Address of the authors:

Mag. Claudia Kralik  
Prof. Dr. Wolfgang Kiesel  
Institut für Geochemie der Universität Wien  
Dr. Karl Luegerring 1  
A-1010 Wien



## Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Abstract .....	33
1. Einleitung .....	33
2. Geologie der Lagerstätte .....	33
3. Probenbeschreibung .....	34
4. Analytische Methoden .....	35
5. Ergebnisse und Diskussion .....	35
6. Literatur .....	39

## Contents

Zusammenfassung, Abstract .....	33
1. Introduction .....	33
2. Geological setting .....	33
3. Samples .....	34
4. Analytical methods .....	35
5. Results and discussion .....	35
6. References .....	39

## Zusammenfassung

Untersucht wurde die Haupt- und Spurenelement-geochemie von Kugeldolomiten mit Pinolitmagnesitkern aus der Magnesitlagerstätte Sunk-Hohentauern (Steiermark, Österreich).

Der Schwerpunkt der Untersuchungen wurde dabei auf die Geochemie der Seltenen Erdelemente (REE) gelegt, da diese für die Klärung genetischer Fragen von besonderer Bedeutung sind. Die fehlende Korrelation zwischen den Al und REE-Gehalten deutet darauf hin, daß der Hauptteil der REE in der Karbonatfraktion der Proben enthalten ist.

Die Daten unterstützen eine synsedimentäre-frühdiagenetische Bildung der Kokarde aus dem feinklastischen Dolomitsediment, das die Matrix der Kugeldolomite bildet. Die vom „normalen“ Pinolitmagnesit der Lagerstätte abweichenden Spurenelementgehalte der Pinolitmagnesitkerne weisen auf eine teilweise beträchtliche Redolomitierung dieser Kerne hin. Die REE Muster der umgewandelten Pinolitkerne zeigen, daß der Dolomit der Kerne nicht durch Remobilisation aus dem Dolomit der Matrix entstanden sein kann, sondern die Redolomitierung durch eine von außen zugeführte hydrothermale Lösung erfolgt sein dürfte.

## Abstract

The major and trace element composition of orbicular dolomite ("Kugeldolomit"), containing cores of pinolitic magnesite, from the sparry magnesite deposit of Sunk-Hohentauern (Styria/Austria) has been studied with particular emphasis on the geochemistry of the rare earth elements (REE).

The lack of correlation between Al and REE content in the samples implies that the REE are mostly hosted within the carbonate fraction.

The white dolomitic rim ("Kokarde") was probably derived by synsedimentary - early diagenetic crystallisation from the finegrained clastic sediment which forms the matrix of the orbicular dolomite. The differences in trace element patterns of the "ordinary" pinolitic magnesite of the deposit from the trace element patterns of the cores of pinolitic magnesite (enclosed in the white dolomitic rims) reveal that the cores have undergone considerable redolomitization (i. e. conversion of magnesite to dolomite). The REE patterns of these redolomitized pinolitic cores point to an outside source such as hydrothermal fluids rather than remobilization from the dolomitic matrix.

## 1. Einleitung

Kugel- oder Kokardendolomite stellen eine interessante Sonderform karbonatischer Bildungen dar,

die bisher nur aus der Magnesitlagerstätte Sunk-Hohentauern in der östlichen Grauwackenzone beschrieben wurden. Zu den Kugeldolomiten liegen nach Kenntnis der Verfasser bis jetzt nur petrographisch orientierte Arbeiten vor, die in bezug auf die Genese dieser Gebilde zu durchaus unterschiedlichen Ergebnissen kommen (REDLICH, 1935, HADITSCH, 1968, SIEGL & FELSER, 1973). Das hängt sicher nicht zuletzt mit der bis heute bestehenden Uneinigkeit über die Entstehung von Spatmagnesit zusammen. Es erschien daher interessant, Kugeldolomite geochemisch zu untersuchen und die Ergebnisse auch im Lichte neuerer Arbeiten über Magnesit- und Dolomitentstehung zu diskutieren. Im folgenden sind die Ergebnisse früherer Arbeiten zur Genese der Kugeldolomite kurz zusammengefaßt.

Der Kugel- oder Kokardendolomit aus der Hangend- Magnesitbank der Lagerstätte Sunk-Hohentauern wurde erstmals von REDLICH (1935) erwähnt. Er beschreibt diese Bildungen als „graue, teilweise verquarzte Dolomitbrocken“, die „von weißen Dolomitkränzen umgeben“ in einer „grauen Dolomitzwischenmasse“ stecken und deutet sie als „Brekzie, die als breiter Streifen mitten in der Magnesitmasse gefunden“ wird. HADITSCH (1968) deutet den Kugeldolomit als „Dolomitmikrit mit Inhomogenitätsbrekzien und oolithischer Textur“, der als „synsedimentäre Einlagerung in den jungpaläozoischen Triebensteinkalken“ auftritt. Nach SIEGL & FELSER (1973) sind „der Kokardendolomit und der Magnesit in den er schichtparallel eingelagert ist, sedimentär entstanden und verdanken ihre heutige Tracht den Vorgängen während der Diagenese“.

## 2. Geologie der Lagerstätte

Die Spatmagnesitlagerstätten des östlichen Abschnittes der nördlichen Grauwackenzone liegen alle innerhalb der Veitscher Decke, der tektonisch tieferen Einheit der Grauwackenzone. Die Veitscher Decke besteht aus niedrigmetamorphen Sedimentgesteinen (Grünschieferfazies) des Karbon. Die Nebengesteine der Magnesitlagerstätten werden stratigraphisch als Unterkarbon (Visé D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>) eingestuft (FELSER, 1977).

Die Magnesitlagerstätte Sunk-Hohentauern bei Trieben liegt im Triebensteinkalk. Sie wird im Hangenden von Oberkarbon begleitet, das die benachbarte Graphitlagerstätte Sunk enthält. Die Lagerstätte ist im Bereich des - heute aufgelassenen - Tagbaues in drei Magnesitlinsen gegliedert, die als Liegend-, Mittel- und Hangendbank bezeichnet werden (Abb. 1). Das Liegende der Magnesitlinsen bilden gebankte, fossilführende Kalke und Dolomite. In die Liegendbank sind zweimal dünn-schichtige, zum Teil stark pigmentierte Dolomite eingeschaltet, die teilweise Crinoidenstielglieder führen. In der Umge-

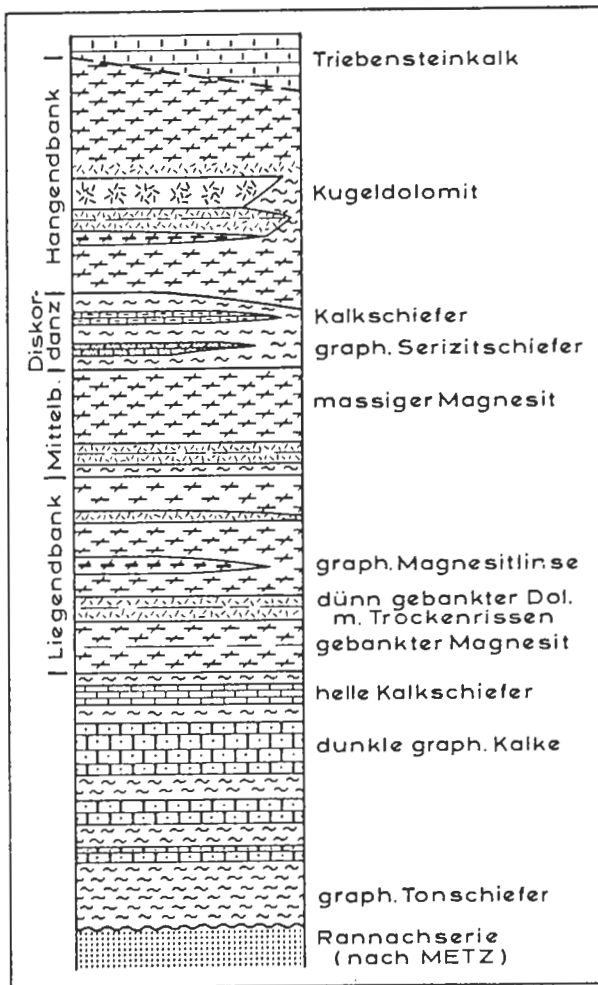


Abb. 1: Idealprofil der Magnesitlagerstätte Sunk-Hohentauern/Stmk.

Fig. 1: Idealized profile for the magnesite deposit of Sunk-Hohentauern/Styria (Austria) (FELSER, 1977).

bung dieser Dolomite ist auch der Magnesit meist deutlich gebankt. Den Übergang zum Magnesit der Mittelbank bilden wieder dünngebankte Dolomite, die in eine schmale Zone massigen Dolomites und schließlich in den massigen, grobkristallinen bis pinolitischen Magnesit der Mittelbank übergehen.

Zwischen Mittel- und Hangendbank ist eine breitere Zone von wechsellagernden, serizitischen Schiefen und hellgrauen, feinkristallinen Kalkschiefern eingeschaltet. Sie sind stark zerschert und ausgewalzt, da sie innerhalb der Magnesitabfolge Schwächezonen darstellen, die nachträglich tektonisch überprägt wurden. Die Grenze zur Hangendbank ist heute eine tektonische. Die Hangendbank besteht aus grauem, spätigem Magnesit, in den nach 8–10 m Magnesit schichtparallel die Kugeldolomitbank eingelagert ist. Ihr Verlauf konnte über fast 4 Abbauetagen nach oben verfolgt werden und endete an einer Bewegungsbahn in Höhe der Etage IX (SIEGL & FELSER, 1973). Heute ist die Kugel-

dolomitbank durch Mineraliensammler fast gänzlich abgebaut.

Beim Magnesit der Lagerstätte Sunk überwiegt in den Bereichen der Liegend- und Mittelbank das als pinolitisch bezeichnete Wachstumsgefüge, in dem Pigment und tonige Verunreinigungen eine dunkle Füllmasse zwischen pinienkernförmigen helleren Kristallen bilden. Die Hangendbank zeigt ein weniger stark ausgeprägtes pinolitisches Gefüge (MEIXNER & CLAR, 1953).

### 3. Probenbeschreibung

Als Kugel- oder Kokardendolomite werden weiße, grobkörnige, rundliche Aggregate (Kokarden) wechselnder Größe (mm bis dm Durchmesser) und Form bezeichnet, die in feinkörnigen dunklen Dolomitsammit eingebettet sind (Abb. 2). Zahlreiche dieser hellen Einschlüsse lassen einen dunklen Kern erkennen, der entweder aus dem Material der Grundmasse, das auch die Zwickel zwischen den hellen Kokarden ausfüllt, oder aus fremden Gesteinsbruchstücken aufgebaut ist. Die Kerne haben überwiegend unregelmäßige Form. Die Kokarden bilden eine durchgehende Schale meist gleichmäßiger Dicke um diese Kerne. Die Dicke reicht von ca. 3 mm bis zu 1–2 cm. Sekundär weisen besonders jene Kokarden, die größere Kerne umschließen häufig Risse auf, die mit dem dunklen Material der Matrix verfüllt sind. Große Gebilde mit dickschaligen Kokarden enthalten manchmal einen Kern aus Pinolitmagnesit. Diese Kerne zeigen in einigen Fällen einen gelblichen Pinolitmagnesit. Bei den untersuchten Handstücken handelt es sich aber nur um oberflächliche Verwitterungserscheinungen (vgl. im Gegensatz dazu SIEGL & FELSER, 1973).

Die Handstücke stammen alle aus der Etage XIV des aufgelassenen Tagbaues vom unteren Ende der Kugeldolomitbank. Dort herrschen große dickschalige Kokarden mit einem Kern aus Pinolitmagnesit vor. Es wurden nur unverwitterte Proben mit einem solchen Kern aus Pinolitmagnesit untersucht. Dünnschliffe zeigen, daß die pinolitischen Kerne der Kugeldolomite in beträchtlichem Ausmaß redolomitisiert („Demagnesitisierung“ nach M. KRÁLIK, 1977) sind. Die redolomitisierende Lösung drang bevorzugt durch Risse in der Kokarde in den Kern ein und bewegte sich in Pinolitmagnesit entlang des Netzwerkes aus tonig-graphitischen Verunreinigungen fort. Die Pinolitkristalle wurden dabei vom Kornrand her fortschreitend durch feinkristallinen Dolomit ersetzt. In den Kristallen selbst drang die Lösung auch entlang von Rissen weiter vor. Die Korngrenzen wurden im Frühstadium der Redolomitisierung beibehalten. Erst im vorgeschrittenen Stadium zeigt sich eine Korrosion der Umrisse der Pinolitkristalle.

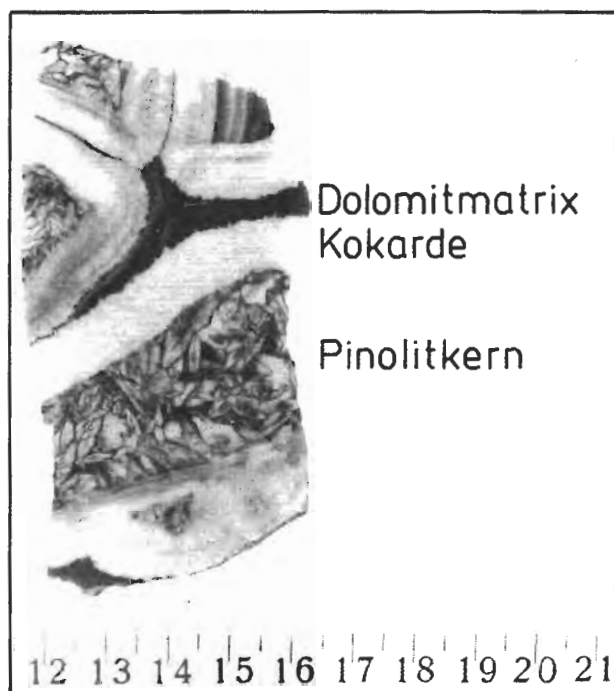


Abb. 2: Kugeldolomit mit Pinolitmagnesitkern aus der Lagerstätte Sunk-Hohentauern.

Fig. 2: Orbicular dolomite with core of pinolitic magnesite from the Sunk-Hohentauern deposit.

#### 4. Analytische Methoden

Die Handstücke wurden grob zerkleinert, die interessierenden Phasen (Kern, Kokarde, dunkle Dolomitmatrix) makroskopisch separiert und in der Achatmühle analysenfein gemahlen. Die mineralogische Zusammensetzung der separierten Phasen wurde semiquantitativ durch Röntgendiffraktometrie bestimmt. Nach einem Lithiummetaborataufschluß von etwa 500 mg Probe wurden die Elemente Mg, Ca, Al, Si, Fe, Mn, Ti, Ni, Cr, P sowie Sr mittels DCP analysiert. Zur Kontrolle der Analyseergebnisse wurden die Hauptelemente und einige Spuren auch durch RFA von Preßpillen gemessen.

Kohlenstoff und Schwefel wurden mit einem simultanen Kohlenstoff/Schwefel-Analysator (LECO CS-244) bestimmt.

Die Seltenerd-Elemente (REE) und weitere Spurenelemente wurden mit instrumenteller Neutronenaktivierungsanalyse bestimmt. Dazu wurden etwa 200 mg Probe zusammen mit synthetischen Multielementstandards und einem internationalen Gesteinsstandard als Referenzmaterial im TRIGA Mark II Reaktor des Atominstutes der Österreichischen Universitäten ca. 24 Stunden bei einem Neutronenfluß von  $1.7 \times 10^{12} \text{ N cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  bestrahlt. In mehreren Meßdurchgängen, die nach verschiedenen langen Abklingzeiten auf HPGe Detektoren durchgeführt wurden, konnten folgende Elemente bestimmt werden: Na, K, Sc, Cr, Fe, Co, Zn, As, Br,

Rb, Sr, Zr, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, Th, U und die Seltenerd-Elemente La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Yb und Lu.

Die Meßgenauigkeit liegt bei den Hauptelementen in Abhängigkeit von der Methode bei 1–2 rel.% (DCP) bzw. < 5 rel.% (RFA), bei den Spuren im ppm-Bereich bei 3–15 rel.%, bei denen im ppb-Bereich bei 20–30 rel.%. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 und 2 zusammengefaßt.

#### 5. Ergebnisse und Diskussion

Die röntgendiffraktometrische Untersuchung der separierten Phasen ergab, daß die Pinolitmagnesite auch Dolomit als Hauptgemengteil (ca. 30–40 %) enthalten. Die Kokarden bestehen aus Dolomit mit untergeordneten Mengen an Kalzit, die dunkelgraue Dolomitmatrix praktisch aus reinem Dolomit. Ihre Färbung dürfte auf feinverteilten Kohlenstoff in Form von Graphit zurückzuführen sein, der in der Lagerstätte Sunk auch im Pinolitmagnesit überall auftritt. Alle Proben enthalten Talk und Chlorit in Spuren (< 1%).

Es zeigt sich, daß die Kokarden an Al, Si und Ti signifikant gegenüber der Dolomitmatrix abgereichert sind. Dies weist auf einen wesentlich niedrigeren Anteil an Tonfraktion in den Kokarden hin. Die Gehalte an Al, Si und Ti in den Pinolitkernen weisen keinen signifikanten Unterschied zur Dolomitmatrix auf. Beide Phasen enthalten also etwa denselben Anteil an Tonfraktion.

In den Pinolitkernen sind die Fe- und Mn-Gehalte etwa doppelt so hoch wie in den Dolomiten. Dies zeigt in Übereinstimmung mit der Literatur, daß diese beiden Elemente bevorzugt in Magnesit eingebaut werden bzw. im Dolomit die  $\text{Mg}^{2+}$ -Positionen im Kristallgitter besetzen (MÖLLER 1989, ZEMANN, 1989).

Von den Spuren sind die Elemente Sc, Cr, Co, As, Hf, Ta, Th und U in den Kokarden signifikant gegenüber der Dolomitmatrix abgereichert. Diese Elemente sollten also an die Tonfraktion der Proben gebunden sein. Die Pinolitmagnesitkerne weisen mit Ausnahme von As, Sb und U ähnliche Gehalte an Spurenelementen in der Tonfraktion auf wie die Matrix. Die erhöhten As- und Sb-Gehalte sind wahrscheinlich auf den gegenüber der Matrix leicht erhöhten Schwefelgehalt der Kerne zurückzuführen, während ihre höheren U-Gehalte mit einem größeren Anteil an organischem Kohlenstoff in der Tonfraktion zusammenhängen dürften (MASON & MOORE, 1985). Die Kokarden weisen ein wesentlich größeres Cl/Br-Verhältnis auf als die Dolomitmatrix und die Pinolitkerne. Nach Untersuchungen an Magnesiten und Dolomiten der Magnesitlagerstätte Oberdorf an der Laming (KIESL et al., 1990) ist das Cl/Br-Verhältnis in Dolomiten höher

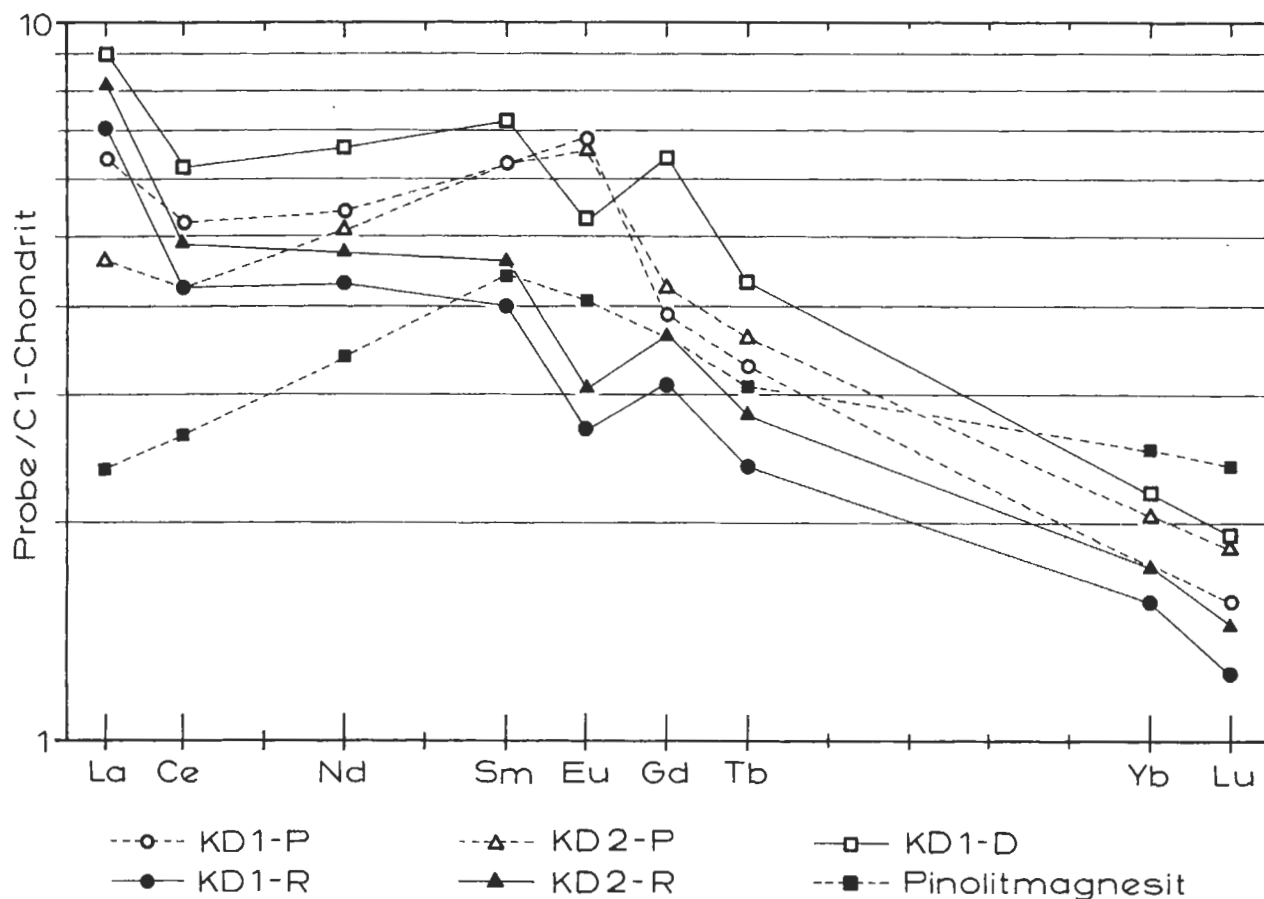


Abb. 3: Chondritnormierte REE Muster der separierten Phasen von Kugeldolomiten mit Pinolitkernen ( P... Pinolitkern, R...Kokarde, D...Dolomitmatrix) sowie eines Pinolitmagnesites (P1) der Lagerstätte Sunk-Hohentauern.

Fig. 3: Chondrite normalized REE patterns of separated phases of orbicular dolomite with cores of pinolitic magnesite ( P...pinolitic core, R...dolomitic rim, D...dolomitic matrix) and of pinolitic magnesite (P1) from the Sunk-Hohentauern deposit.

als in Magnesiten.

Die Gruppe der Seltenen Erden (REE) wurde aufgrund ihrer Bedeutung als geochemische Indikatorelemente zur Klärung genetischer Fragen getrennt von den anderen Spuren ausgewertet. Die Elementgehalte wurden auf C1-Chondritwerte (Werte aus TAYLOR, 1982) normiert.

Die normierten REE-Kurven zeigen in allen Proben eher flache Muster mit einer Abreicherung der schweren Seltenen Erden (HREE) relativ zu den leichten Seltenen Erden (LREE) (Abb. 3). Die Kokarden haben fast identische REE-Gehalte und weisen ein zur Dolomitmatrix zu tieferen Gehalten hin parallelverschobenes REE-Muster auf. In allen untersuchten Dolomitproben tritt eine deutliche negative Ce- und eine negative Eu-Anomalie auf, wie sie bei marinen Karbonaten häufig beobachtet wird. Die Pinolitmagnesitkerne zeigen ebenfalls zueinander parallele REE-Muster, die sich von den REE-Mustern der Dolomite aber durch eine weniger ausgeprägte negative Ce-Anomalie sowie eine schwach positive Eu-Anomalie unterscheiden. Die Absolutge-

halte an REE liegen bis auf La und Eu immer zwischen denen der Kokarden und der Dolomitmatrix.

Bei Diskussion der REE-Verteilungsmuster der Karbonate muß zunächst der Einfluß der Nichtkarbonatkomponente der Proben geklärt werden. Der  $Al_2O_3$ -Gehalt der Kokarden ist etwa zehnmal niedriger als der der Dolomitmatrix. Die REE sind aber nur bis zu einem Faktor 0.5 (Eu) in den Kokarden gegenüber der Dolomitmatrix abgereichert. Das bedeutet, daß der überwiegende Anteil der REE in der Karbonatfraktion der Kokarde eingebaut sein muß. Die Ähnlichkeit der REE Muster von Kokarde und Matrix ist ein Anhaltspunkt dafür, daß auch das REE Muster der Matrix nicht von der Tonfraktion bestimmt sein kann.

Zum Vergleich mit den vorliegenden Proben wurden Untersuchungen an Magnesiten und dolomitischen Nebengesteinen von Magnesitlagerstätten der westlichen Grauwackenzone herangezogen (MORTEANI, 1982). Dabei stellt man fest, daß die Dolomite aus Sunk-Hohentauern in Absolutgehalt und Muster den dolomitischen Nebengesteinen des

Tabelle 1: Hauptelementchemismus der separierten Phasen von Kugeldolomiten der Lagerstätte Sunk-Hohentauern.

Table. 1: Major element composition of separated phases of orbicular dolomite from the Sunk-Hohentauern deposit.

Probe	KD1-P Kern	KD1-R Kokarde	KD1-D Matrix	KD2-P Kern	KD2-R Kokarde	P1 Pinolit- magnetit
MgO	31.34	20.30	20.94	37.86	20.26	41.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	0.03	0.39	0.20	0.03	0.26
SiO <sub>2</sub>	0.38	0.10	0.61	0.32	0.09	0.65
CaO	18.46	31.75	30.25	10.46	32.40	4.43
TiO <sub>2</sub>	0.010	0.002	0.008	0.005	0.002	0.014
MnO	0.10	0.06	0.06	0.12	0.07	0.14
FeO	1.41	0.81	0.71	1.58	0.75	1.98
SO <sub>3</sub>	0.014	0.006	0.010	0.012	0.004	0.015
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.04	0.09	0.10	0.04	0.09
GV	48.05	46.94	45.79	49.40	46.95	49.78
Total	100.16	100.02	98.85	100.05	100.58	99.34
CO <sub>2</sub>	47.04	44.83	44.87	49.04	45.42	48.90
I. R.	0.91	n.b.	1.62	0.75	0.06	3.10

Alle Werte in %; I. R. ... säureunlöslicher Rückstand  
All data in wt%; I. R. ... Insoluble residue

Magnetitvorkommens Hochfilzen sehr ähnlich sind. Beide weisen eine negative Ce-Anomalie, negative Eu-Anomalie sowie ähnliche La/Yb Verhältnisse auf. Auch die Größe der Eu-Anomalie ist wie in Hochfilzen unabhängig vom Absolutgehalt an REE.

Die negative Eu-Anomalie der Dolomite liegt in der für phanerozoische Sedimente üblichen Größenordnung ( $Eu/Eu^* = 0.66-0.70$ ). Das bedeutet, daß Eu trotz der reduzierenden Bedingungen (Graphitgehalt der Matrix) dreiwertig vorgelegen sein muß, denn nur in dieser Oxidationsstufe wird es in Ca-Karbonate eingebaut (MORTEANI, 1982). Neuere Untersuchungen über die Temperatur- und pH-Abhängigkeit des Redoxpotentials von  $Eu^{3+}/Eu^{2+}$  zeigen, daß Eu bei höheren Temperaturen ( $>200^\circ C$ ) schon in schwach reduzierendem Milieu überwiegend zweiwertig vorliegt (BAU & MÖLLER, 1991; BAU, 1991). Die Dolomitierung muß also wegen der reduzierenden Bedingungen bei niedrigen Temperaturen stattgefunden haben.

Das REE Muster der Pinolitmagnetitkerne ist hingegen mit keinem Magnetit aus den Lagerstätten der westlichen Grauwackenzone vergleichbar. Dort zeigen Magnetite keine positive Eu-Anomalie, selbst wenn das dolomitische Nebengestein eine solche aufweist (MORTEANI, 1982).

Vergleicht man die Kerne der Kugeldolomite mit Pinolitmagnetiten aus der Hangendbank von Sunk (Etage XIV) so erkennt man deutliche Unterschiede bei den REE Mustern. Die Pinolitmagnetite weisen niedrigere LREE Gehalte auf und es fehlt ihnen die negative Ce- sowie die positive Eu-Anomalie der Pinolitmagnetitkerne. Die in den Dünnschlif-

fen erkennbare Redolomitierung bewirkte offenbar eine Veränderung des REE-Musters der Magnetitkerne. Die LREE wurden gegenüber den HREE stärker angereichert. Darüber hinaus wurde dem ursprünglichen Muster der Pinolitmagnetite eine negative Ce-Anomalie sowie eine positive Eu-Anomalie aufgeprägt. Sekundär entstandene Karbonate, die durch Remobilisation des Nebengesteins gebildet wurden, zeigen üblicherweise Fraktionierung der REE mit einer Abreicherung der LREE gegenüber den HREE sowie keine Eu-Anomalie (MORTEANI, 1982; MÖLLER & MORTEANI, 1983). Es ist daher unwahrscheinlich, daß der Dolomit der Pinolitkerne durch Remobilisation aus der Dolomitmatrix entstand. Die redolomitisierende Lösung dürfte vielmehr von außen zugeführt worden sein. Da die Lösung durch Risse in der Kokarde in den Kern eindrang, muß die Redolomitierung nach der Verfestigung der Kokarde stattgefunden haben. Die gegenüber den unveränderten Pinolitmagnetiten der Lagerstätte erhöhten REE-Gehalte und das „steilere“ REE-Muster (d. h. größeres La/Yb-Verhältnis) weisen auf Bildung aus einer hydrothermalen Lösung hin. Die negative Ce-Anomalie verbunden mit einer positiven Eu-Anomalie deutet auf eine Lösung, die ihre REE-Fracht im Gleichgewicht mit feldspatreichen Sedimenten hoher Sauerstoffugazität erhalten hat (MORTEANI, 1982).

Die chemischen Analysen bestätigen die in früheren Arbeiten aus petrographischen Untersuchungen gewonnenen Erkenntnisse über die Entstehung der Kugeldolomite weitgehend. Allerdings kann die Bildung der Kugeldolomite nicht als primär

Tabelle 2: Spurenelementchemismus der separierten Phasen von Kugeldolomiten der Lagerstätte Sunk-Hohentauern.

Table. 2: Trace element composition of separated phases of orbicular dolomite from the Sunk-Hohentauern deposit.

Probe	KD1-P Kern	KD1-R Kokarde	KD1-D Matrix	KD2-P Kern	KD2-R Kokarde	P1 Pinolit- magnesit
Na	143	228	127	178	231	189
Cl	180	n. b.	110	190	360	255
K	24	27	16	24	53	28
Sc	0.77	0.13	0.99	0.66	0.13	1.27
Cr	5.02	0.37	6.85	4.10	0.54	16.21
Co	0.31	0.05	0.25	0.21	0.04	0.30
Zn	9.2	6.6	4.4	9.2	6.2	4.7
As	3.44	0.19	1.78	2.32	0.18	2.45
Br	12.04	3.58	3.56	14.47	3.94	21.93
Rb	0.62	0.59	0.65	0.65	0.55	0.64
Sr	379	350	396	270	416	103
Zr	16	23	45	25	22	20
Sb	0.200	0.084	0.140	0.193	0.044	0.177
Cs	0.158	0.068	0.061	0.108	0.095	0.063
Ba	< 2	1.7	2.3	2.3	< 1	3.0
Hf	0.058	0.009	0.057	0.036	0.008	0.113
Ta	< 0.02	0.015	0.045	0.021	< 0.01	0.029
Th	0.380	0.024	0.263	0.254	0.027	0.415
U	0.43	0.09	0.38	1.03	0.10	1.34
La	2.344	2.606	3.300	1.705	3.002	0.872
Ce	4.993	4.084	5.975	4.075	4.696	2.523
Nd	3.848	3.061	4.737	3.653	3.388	2.412
Sm	1.459	0.928	1.675	1.456	1.077	1.023
Eu	0.593	0.234	0.461	0.575	0.267	0.355
Gd	1.194	0.953	1.973	1.300	1.118	1.107
Tb	0.191	0.139	0.253	0.210	0.164	0.179
Yb	0.433	0.385	0.547	0.507	0.431	0.626
Lu	0.059	0.047	0.073	0.070	0.055	0.091
Lan/Ybn	3.66	4.57	4.08	2.27	4.71	0.96
Eu/Eu*	1.37	0.76	0.77	1.28	0.74	1.02
∑REE	15.11	12.44	18.99	13.55	14.20	9.19
Cl/Br	15	n. b.	30	13	91	12

Alle Werte in ppm.

All data in ppm.

sedimentärer Prozeß erklärt werden. Nach neueren Untersuchungen wird direkte Dolomitbildung nur im evaporitischen Milieu beobachtet (HARDIE, 1987), für das es in der Lagerstätte Sunk keine Hinweise gibt. Wahrscheinlicher ist eine Deutung des Dolomites als klastisches Sediment. Dafür sprechen auch die Dolomitfragmente, die den überwiegenden Teil der Kugeldolomitkerne ausmachen. Von der Abtragung wurde zu einem geringeren Teil auch der schon bestehende Pinolitmagnesit der Lagerstätte erfaßt, was das seltenere Auftreten von Pinolitmagnesitfragmenten als Kerne erklärt. Die Gesteinsbruchstücke können dabei nicht weit transportiert worden sein, da die Kerne meist keine abgerundeten Formen aufweisen. Die Bruchstücke von Pinolitmagnesit und

Dolomit dienten dann als Kristallisationskeime für die Bildung der Kokarden. Die ähnlichen REE Muster und Spurenelementgehalte der Karbonatfraktion von Kokarden und Matrix deuten auf eine Entstehung der Kokarden aus dem Material der Matrix hin. Das Wachstum der Kokarden dürfte allerdings schon vor der Kompaktion der Matrix weitgehend abgeschlossen gewesen sein, da sich um die Kokarden keine vermehrte Pigmentierung angesammelt hat, wie es bei Kristallisation der Kokarde in einer bereits verfestigten Matrix der Fall gewesen wäre. Die Pinolitmagnesitkerne der Kugeldolomite wurden dann sekundär durch eine von außen zugeführte hydrothermale Lösung teilweise redolomitisiert.

### Danksagung

Die Verfasser möchten Herrn Dipl.-Ing. K. H. KRISCH von der Veitscher Magnesitwerke AG. für die Hilfe beim Sammeln der Proben sowie Frau Doz. H. EFFENBERGER (Institut für Mineralogie und Kristallographie, Univ. Wien) für die röntgendiffraktometrischen Analysen an dieser Stelle herzlich danken.

### 6. Literatur

- BAU, M. (1991): Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. — *Chem. Geol.*, **93**, 219–230.
- BAU, M., MÖLLER, P. (1991): REE systematics as source of information on minerogenesis. — [In:] PAGEL, M., LEROY, J. L. (ed.), *Source, Transport and Deposition of Metals*, 17–20, Rotterdam (Balkema).
- CLAR, E., MEIXNER, H. (1953): Die Magnesitlagerstätten in Sunk bei Trieben (Obersteiermark). — *Joanneum, Min. Mittbl.*, **1953/1**, 1–6.
- FELSER K. O. (1977): Die stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). — *Berg- u. hüttenmänn. Mh.*, **122**, 2a, 17–23.
- HADITSCH J.G. (1968): Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. — *Radex-Rundschau*, **3**, 188–193.
- HARDIE, L. A. (1987): Perspectives. Dolomitization: A critical view of some current views. — *J. Sed. Petrol.*, **57**, 166–183.
- KIESL, W., KOEBERL C., KÖRNER W. (1990): Geochemistry of magnesites and dolomites at the Oberdorf/Laming (Austria) deposit and implications for their origin. — *Geol. Rundschau*, **79/2**, 327–335.
- KRALIK, M. (1977): Verbreitung und Genese der Magnesitlagerstätte von Eugui (Asturetta) W-Pyrenäen/Spainien. — *Phil. Diss. Univ. Wien*, 54ff., (unpubl.).
- MASON, B., MOORE, C.B. (1985): Grundzüge der Geochemie. — 173f., Stuttgart (Enke Verlag).
- MÖLLER, P., MORTEANI, G. (1983): On the geochemical fractionation of rare earth elements during the formation of Ca-minerals and its application to problems of the genesis of ore deposits. — [In:] Augustithis S. S. (ed.), *The Significance of Trace Elements in Solving Petrogenetic Problems & Controversies*, 747–791, Athens (Theophrastus Publ. S. A.).
- MÖLLER, P. (1989): Minor and trace elements in magnesite. — *Monograph Series on Mineral Deposits*, **28**, 173–195.
- MORTEANI, G., MÖLLER, P., SCHLEY, F. (1982): The rare earth element contents and the origin of sparry magnesite mineralizations of Tux-Lanersbach, Entachen Alm, Spiessnägel and Hochfilzen, Austria, and the lacustrine magnesite deposits of Aiani-Kozani, Greece and Bela Stena, Yugoslavia. — *Econ. Geol.*, **77**, 617–631.
- REDLICH, K. A. (1935): Über einige wenig bekannte kristalline Magnesitlagerstätten Österreichs. — *Jb. Geol. B.-A.*, **LXXXV**, 101–133.
- SIEGL, W., FELSER, K.O. (1973): Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern/Trieben. — *Berg- u. hüttenmänn. Mh.*, **118/8**, 251–256.
- TAYLOR, S. R. (1982): *Planetary science: A lunar view*. — 481 pp., Houston (Lunar and Planetary Institute).
- ZEMANN, J. (1989): Crystal chemistry of magnesium carbonates and related compounds. — *Monograph Series on Mineral Deposits*, **28**, 241–257.



# Chromspinellführung der „Serie von Ardez“ (Unterengadiner Fenster, Schweiz)

Chromian spinel of the Ardez series  
(Lower Engadin window, Switzerland)

H. HÄUSLER

mit 3 Abbildungen

Schlüsselwörter:

*Chromspinell*  
*Tasna-Decke*  
*„Serie von Ardez“*  
*Unterengadiner Fenster*

Keywords:

*Chromian spinel*  
*Tasna nappe*  
*Ardez series*  
*Lower Engadin window*

Adresse des Autors:

Address of the author:

Ass.-Prof. Univ.-Doz. Dr. Hermann Häusler  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III  
A-1010 Wien

**Inhalt**

Seite

Zusammenfassung, Abstract .....	43
1. Einleitung .....	43
2. Chromspinnelführung der „Serie von Ardez“ .....	44
3. Diskussion .....	45
4. Literaturverzeichnis .....	45

**Contents**

Zusammenfassung, Abstract .....	43
1. Introduction .....	43
2. Chromian spinel of the Ardez series .....	44
3. Discussion .....	45
4. References .....	45

## Zusammenfassung

Im Vergleich mit dem von H. HÄUSLER (1988, S. 53) beschriebenen Chromspinell-reichen Spektrum aus dem Jura der Tasna-Decke (Fimberzone, Idalpe), am Nordrand des Unterengadiner Fensters, wird über ein ähnliches Schwermineralspektrum aus der Tonschieferserie im Südwesten des Unterengadiner Fensters, aus der „Serie von Ardez“, berichtet.

Beide Serien werden als Ablagerungen in einem Kontinentalrandbereich mittelpenninischer Position interpretiert. Das Auftreten von Chromspinell in den grobklastischen Jurasedimenten wird auf die (submarine) Erosion lokaler ultrabasischer Liefergebiete zurückgeführt.

Als Mechanismus für die Platznahme derartiger Ultrabasite in einem frühen Riftstadium könnte, wie für das ostalpine Unterostalpin von H. HÄUSLER (1988, S. 101) postuliert, ein diapirartiges Aufpresen bzw. Aufschürfen entlang von strike slip faults bzw. transform faults angesehen werden.

## Abstract

In comparison with the recently described outcrops of chromian spinel bearing Jurassic beds within the Tasna nappe along the northern margin of the Lower Engadine window (Idalp south of Ischgl; H. HÄUSLER, 1988, p. 53) a chromian spinel-spectrum is described within a comparable formation, the Ardez series south of Ardez in the southwestern Lower Engadin window.

This supposed Jurassic formation is assumed to have been paleogeographically situated at the southern margin of the Briançonnais (= Middle Penninic), too.

The occurrence of chromian spinel in the heavy mineral spectrum of the graywacke beds of the Jurassic formation of the Briançonnais and of the Lower Austroalpine of the Tarntal mountains (H. HÄUSLER, 1988) are interpreted as being due to local submarine erosion of ultrabasic source areas.

Diapirism and/or upthrusting along strike slip faults or transform faults may have been likely mechanisms for the emplacement of ultrabasic bodies in a period of general extensional tectonics within a passive continental margin environment (e. g.: H. HÄUSLER, 1988, p. 101).

## 1. Einleitung

Das Auftreten von detritischem Chromspinell (ophiolithischer Herkunft) in nachjurassischen Serien der Alpen weist indirekt auf die Subduktion/Obduktion ozeanischer Krustenteile (vgl. E. POBER & P. FAUPL, 1988) hin. Über die Ablagerung von Chromspinell auf den Kontinentalrändern

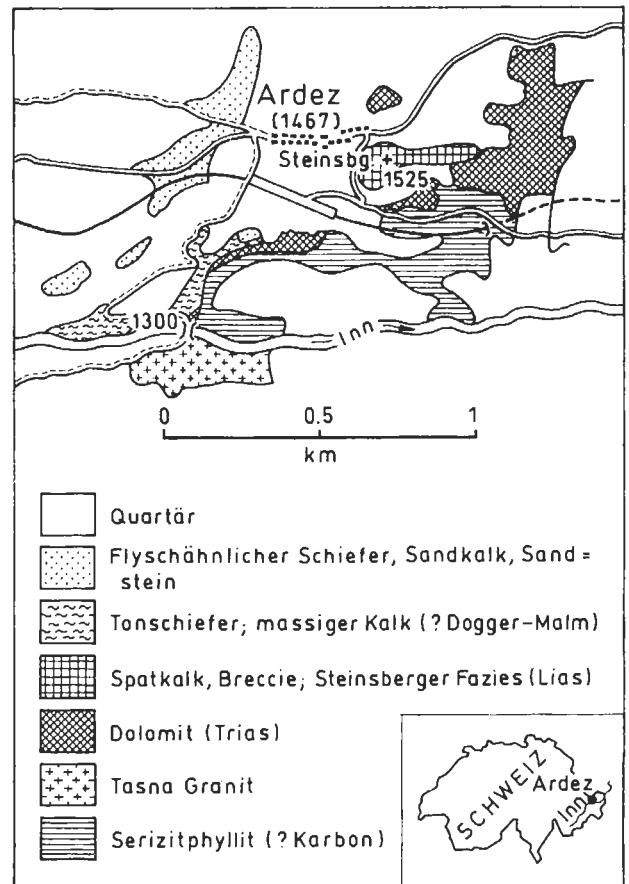


Abb. 1: Geologische Übersichtsskizze der Umgebung südlich Ardez am SW-Rand des Unterengadiner Fensters (umgezeichnet nach F. SPAENHAUER et al., 1940). Die beprobten Juraschiefer der „Serie von Ardez“ sind entlang des Weges von der Innbrücke (1300) in Richtung Ardez aufgeschlossen.

Fig. 1: Geological sketch of the surrounding south of Ardez at the SW of the Lower Engadin window (generalized after F. SPAENHAUER et al., 1940). The Jurassic shists of the Ardez series were investigated along the road from the Inn river (bridge 1300) to Ardez village.

in der Nähe eines frühen „Jura-Ozeans“ liegen erst wenige Beobachtungen vor.

Nach den ersten Funden von Chromspinell in der fossilbelegten Idalpsandsteinsfolge des Callovien der Fimber Einheit (R. OBERHAUSER in V. HÖCK et al., 1986, S. 111; vgl. Profil H. HÄUSLER, 1988, Abb. 18; G. FUCHS & R. OBERHAUSER, 1990) und im Jura der unterostalpinen Decken der Tarntaler Berge (Hippold- und Reckner Decke; H. HÄUSLER, 1988), wurde im Sommer 1988 auch die „Serie von Ardez“ auf eine möglicherweise vergleichbare Chromspinell-Führung hin beprobt. Das akzessorische Vorkommen von Chromspinell im Jura der Tasna-Decke wurde bereits von U. GRUNER (1981, Fig. 44) erwähnt.

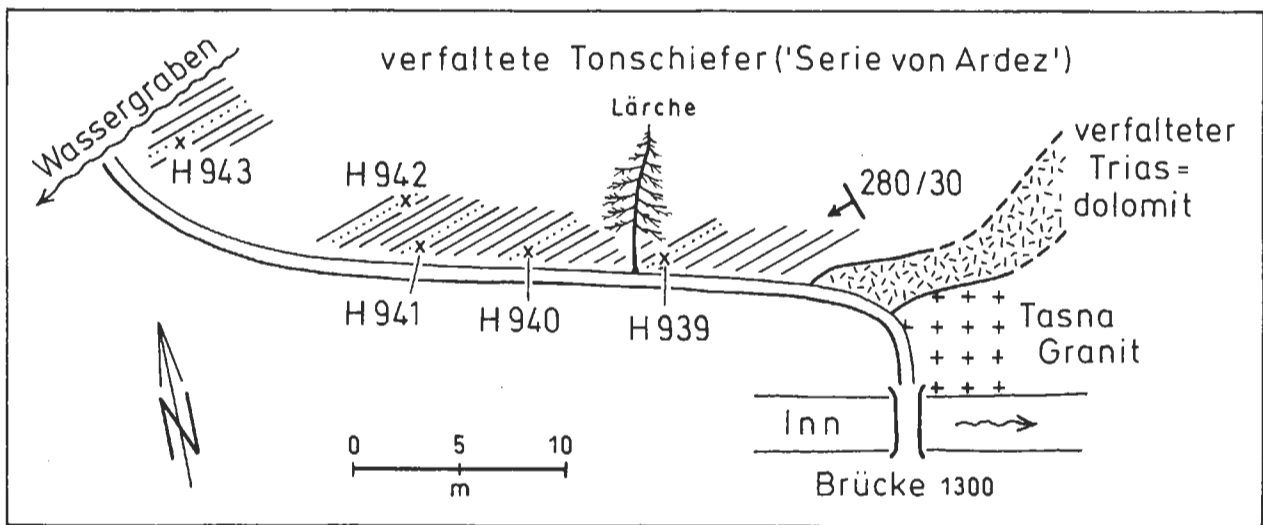


Abb. 2: Aufschlußskizze der verfalteten Tonschiefer-Serie („Serie von Ardez“) mit Chromspinnell-führenden Grauwackenlagen nördlich Innbrücke (1300) bei Ardez.

Fig. 2: Sketch of the slaty shists of Ardez series with chromian spinel bearing grauwacke beds north of Inn river (bridge 1300) near Ardez.

## 2. Chromspinnellführung der „Serie von Ardez“

750 m SW Ardez ist zwischen tektonisch ausgequetschtem Triasdolomit und Steinsberger Lias im Liegenden und den Neokomschichten im Hangenden eine mehrere Zehnermeter-mächtige Serie von westfallenden, schwach metamorphen, Grauwacken-führenden Tonschiefern aufgeschlossen.

Für diese, in der Literatur als „Serie von Ardez“ bezeichneten Metasedimente wird von G. GRUNER (1981, S. 44) als Alter „Lias-Dogger“ angegeben (siehe Abb. 1). Nach B. GÜRLER (1982, S. 34f.) handelt es sich bei der Chromspinnell-führenden Schichtfolge südlich Ardez um eine „Art tektonischer Durchmischung“ („eingewickelte Arosler Zone“; l. c. S. 31; Fig. 11). Eine biostratigraphische Gliederung dieser Serie ist jedenfalls noch ausständig.

Die verfaltete, im Sinne von G. GRUNER (1981) lithologisch in den Jura zu stellende, Serie besteht überwiegend aus schwarzen Tonschiefern mit wenigen, cm bis dm mächtigen Lagen bräunlich verwitternder, Karbonat-führender Grauwackenbänke (Abb. 2: H939–H943). Der an der Typlokalität östlich Ardez, am Steinsberg, gut aufgeschlossene Lias in Steinsberger Fazies keilt gegen SW hin, ebenso wie der Trias-Dolomit, aus. Die sicher tektonisch reduzierte, etwa noch 30 m mächtig aufgeschlossene Schieferserie („Serie von Ardez“) dürfte Reste des mittleren Jura repräsentieren.

Die Schwermineralspektren der Metagrauwacken (Abb. 3), die wegen des starken Erz- und Eisenkarbonatgehaltes überblicksmäßig nur in der Frak-

tion 0,16–0,063 untersucht werden konnten, enthalten Zirkon, Rutil und Turmalin sowie Granat, Epidot/Zoisit, Hornblende und durchschnittlich 25% Chromspinnell. Dieser Chromspinnellgehalt ist deutlich höher als z. B. jener der Metagrauwacken der Idalp-Serie südlich Ischgl (H. HÄUSLER, 1988; Abb. 18).

Gegenüber der Lokalität Idalpe enthalten die Spektren von Ardez auch einen deutlich höheren Granat-Anteil. Die Prozentangaben sind insofern nicht direkt mit jenen der Idalp-Serie (l. c.) vergleichbar, da die Proben der Idalpe wegen des hohen Kalkgehaltes vor dem Abtrennen mit konzentrierter Salzsäure entkarbonatisiert worden sind. Granat tritt in diesen tonig-sandigen Serien somit deutlich höher auf als in den von U. GRUNER (1981, Fig. 44) aus dem Jura der Tasna-Decke beschriebenen Vorkommen.

Die „Serie von Ardez“ ist somit in bezug auf die stratigraphische Position (im Hangenden des Steinsberger Lias), die fazielle Ausbildung (Wechselagerung von Tonschiefern mit Metagrauwacken) und die Granat- und Chromspinnellführung – als ein Äquivalent der Idalp-Serie (H. HÄUSLER, 1988, S. 53f.) anzusehen.

Paläogeographisch kann die Idalp-Serie (R. OBERHAUSER, 1980; H. HÄUSLER, 1988, S. 53) sowie die „Serie von Ardez“ (U. GRUNER, 1981) dem Sedimentationsraum der Tasna-Decke zugezählt werden.

Ein Vergleich der Jurafazies der Tasna-Decke mit jener der westlicher gelegenen Falknis- und Sulzfluh-Decke, aber auch mit jener im Unterostalpin (Err-

Bernina; Tarntal) zeigt, daß in der Tasna-Decke als grobklastische Lagen überwiegend Grauwacken vorkommen und scarp-Breccien weitestgehend fehlen.

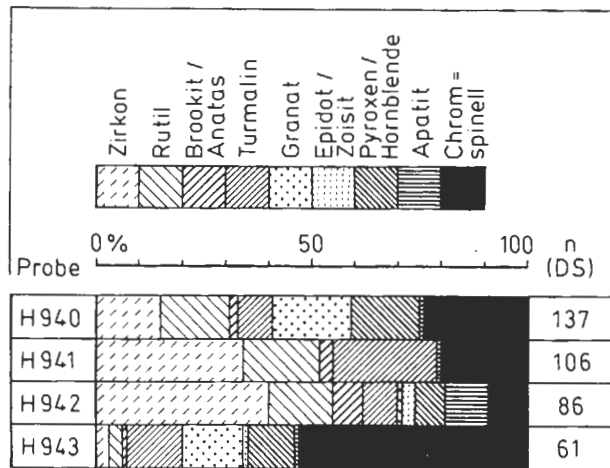


Abb. 3: Schwermineralspektren der Metagrauwacken der „Serie von Ardez“ (Proben H 940–943; Lokalisierung siehe Abb. 2; nDS = Anzahl der durchsichtigen Körner).

Fig. 3: Heavy mineral spectrum of metagraywacke of Ardez series (samples H 940–943; for locality see fig. 2; nDS = number of transparent grains).

Ob der im Jura der Tasna-Decke geschüttete Chromspinell einer früh gebildeten ozeanischen Kruste entstammt, ist nicht nachgewiesen. Nach den Untersuchungen von E. POBER & P. FAUPL (1988) sind in den Grauwackenschiefern der Hippoldfazies (Unterostalpin der Tarntaler Berge) jedoch sehr Chrom-reiche Spinelle enthalten. Falls es sich um Chromit einer früh gebildeten ozeanischen Kruste handelt, wären nach E. BONATTI et al. (1986; Beispiel Rotes Meer) Chrom-arme und Al-reiche Spinelle zu erwarten. Die Schüttung des Chromspinells aus älteren Ultrabasiten ist jedoch nicht auszuschließen.

Zur Klärung dieser Frage sollten weitere Untersuchungen erfolgen.

### 3. Diskussion

Das Auftreten von Chromspinell in unterostalpinen Serien der Ostalpen und in mittelpenninischen Juraserien der Ost-Westalpengrenze wirft die Frage nach der Herkunft des ultrabasischen Detritus in Bereichen kontinentaler Kruste ab dem mittleren Jura auf.

Aufgrund zahlreicher Hinweise wird einerseits bei der Rekonstruktion palinspastischer Alpenprofile bis in den oberen Jura (z. B.: A. TOLLMANN, 1977, Abb. 3; D. BERNOULLI et al., 1979, Fig. 2; R.

TRÜMPY, 1985, Bild 8) die Ausdünnung der kontinentalen Kruste durch Zerrungsbrüche und somit die Bildung passiver Kontinentalränder und intraozeanischer Schwellen rekonstruiert. Aufgrund neuerer Überlegungen (z. B.: St. SCHMIDT et al. 1990, Fig. 9) ließe sich eine Chromitschüttung in kontinentalen Randbereichen aber auch als Folge einer Aufpressung von Ultrabasiten in einem transpressiven Regime während der Öffnung des Juraozeans interpretieren.

Da sowohl im unterostalpinen Kontinentalrandbereich der westlichen Ostalpen (Tarntaler Berge, Grauwacken der Hippoldfazies) vor dem Radiolarit-Ereignis als auch an der Ost-Westalpengrenze, in der Idalp-Serie, Chromspinell bereits ab dem mittleren Jura auftritt, wird jedenfalls auf die lokale Platznahme und Erosion von Ultrabasiten im Ausdünnungsbereich der unterostalpinen und der mittelpenninischen Kruste ab dem mittleren Jura geschlossen.

Sowohl im unterostalpinen als auch im mittelpenninischen Ablagerungsraum kann aus dem gemeinsamen Auftreten von Chromspinell mit siliziklastischem Detritus und Karbonatgesteinsbruchstücken bzw. Granat etc. in den Grauwacken jeweils auf ein Liefergebiet geschlossen werden, in dem neben einer unterostalpinen bzw. mittelpenninischen Schichtfolge auch Ultrabasite erodiert wurden.

Aufgrund der angeführten Beobachtungen in den Juraserien der Tasna- und der Hippold-Decke wird die Platznahme ultrabasischen Materials mit nachfolgender Erosion und Chromspinell-Schüttung nicht auf frühe Subduktions- und Obduktionsvorgänge im mittelpenninisch-südpenninisch-unterostalpinen Raum, sondern auf ein Aufpressen bzw. Aufschürfen von Ultrabasiten entlang von strike-slip faults, möglicherweise auch transform faults (vgl.: H. J. WEISSERT & D. BERNOULLI, 1985, „transform margin“-Modell), zurückgeführt.

### Dank

Geländeuntersuchungen im Jahr 1988 wurden durch die finanzielle Unterstützung im Rahmen des IGCP-Projektes 198: „Evolution of the Northern Margin of the Tethys“ ermöglicht, wofür dem Projektleiter, Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN, herzlichst gedankt sei. Für die Bearbeitung der Schwermineralproben danke ich Herrn Dr. R. SAUER.

### 4. Literaturverzeichnis

- BERNOULLI, D., CARON, C., HOMEWOOD, P., KÄLIN, O. & STUIJVENBERG, J. v. (1979): Evolution of continental margins in the Alps. — Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **59**, 165–170, Zürich.

- BONATTI, E., OTTONELLO, G. & HAMLYN, P. (1986): Peridotites from the island of Zabargad (St. John), Red Sea: Petrology and geochemistry. — *J. Geophys. Res.*, **91/B1**, 599–631, 24 Abb., 14 Tab., Washington.
- FUCHS, G. & OBERHAUSER, R. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, 170 Galtür. — Geol. Bundesanst., Wien.
- GÜRLER, B. (1982): Geologie des Val Tasna und Umgebung (Unterengadin). — Unveröff. Diss. Phil.-Naturwiss. Fak. Univ. Basel, 213 S., 90 Abb., 8 Taf., Basel.
- GRUNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. — *Beitr. Geol. Kt. Schweiz*, N. F. **154**, 136 S., 59 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Bern.
- HÄUSLER, H. (1988): Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg-Tirol). — *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 21–125, 58 Abb., 9 Tab., 8 Taf., Wien.
- HÖCK, V., KOLLER, F., OBERHAUSER, R. & UCIK, F. (1986): [In:] ÖSTERR. GEOL. GES. (Hrsg.): Wandertagung 1986 der Österr. Geol. Ges. in Dornbirn mit Exkursionen in Vorarlberg und Tirol sowie mit Überritten in die Schweiz und nach Liechtenstein. — Exkursion E1–E4, 107–122, Abb., (Österr. Geol. Ges.), Wien.
- OBERHAUSER, R. (1980): Das Unterengadiner Fenster. — [In:] GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs. — 291–297, Abb. 73–76, 88 (Deuticke), Wien.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. — *Geol. Rundschau*, **77**, 641–670, 16 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- SCHMIDT, St., RÜCK, P. & SCHREURS, G. (1990): The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). — [In:] ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (Hrsg.): Deep structure of the Alps. — 263–287, 11 Abb., Zürich.
- SPAENHAUER, F., BEARTH, P., CADISCH, J. & WENK, E. (1940): Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt Nr. 420: Ardez. — (Schweiz. Geol. Kommission), Zürich.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. I. Die Zentralalpen. — XIV + 766 S., 200 Abb., 25 Tab. (Deuticke), Wien.
- (1987): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **80**, 47–113, 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wien.
- TRÜMPY, R. (1985): Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. — *Naturforsch. Ges. Zürich, Neujahrsbl.*, 187. St., 47 S., 14 Abb., Zürich.
- WEISSERT, H. J. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. — *Geol. Rundschau*, **74**, 665–679, 12 Abb., Stuttgart.

# Die Pb-Zn-F-Mineralisationen in der Umgebung von Evaporiten der Nördlichen Kalkalpen, Österreich — Herkunft und Zusammensetzung der fluiden Phase

Pb-Zn-F-mineralizations in the vicinity  
of evaporites in the Northern Calcareous Alps,  
Austria – origin and composition of fluids

GÖTZINGER, M. A. & GRUM, W.

mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

Schlüsselwörter:

*Nördliche Kalkalpen*

*Evaporite*

*Pb-Zn-F-Mineralie*

*Fluid Inclusions*

*Sr-Isotope*

Keywords:

*Northern Calcareous Alps*

*Evaporites*

*Pb-Zn-F-minerals*

*Fluid inclusions*

*Sr-isotopes*

Adressen der Autoren:

Addresses of the authors:

Ass. Prof. Dr. Michael Götzinger

Institut für Mineralogie und Kristallographie  
der Universität Wien

Dr. Karl Lueger Ring 1, A-1010 Wien

Mag. Walter Grum

Labor für Geochronologie,

BVFA Arsenal, Objekt 214,

Franz Grill Straße 9, A-1030 Wien

## Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Abstract .....	49
1. Einleitung .....	49
2. Die Evaporite .....	49
3. Die Mineralisationen .....	50
4. EDX-Analysen der Erze .....	51
5. Flüssigkeitseinschlüsse in den Fluoriten .....	52
6. Sr-Isotope .....	54
7. Zur Entstehung der Mineralisationen .....	55
8. Literatur .....	55

## Contents

Zusammenfassung, Abstract .....	49
1. Introduction .....	49
2. Evaporites .....	49
3. Mineralizations .....	50
4. EDS-analyses of ores .....	51
5. Fluid inclusions in fluorites .....	52
6. Sr-isotopes .....	54
7. Formation of the mineralizations .....	55
8. References .....	55



## Zusammenfassung

Hydrothermale Bleiglanz-, Zinkblende- und Fluoritmineralisationen (in den Gutensteiner Schichten, Anis/Mitteltrias) treten in tektonisch beanspruchten Zonen in der Nähe von Evaporiten auf. Diese Vererzungen wurden im Zuge der abklingenden kretazischen Metamorphose gebildet. Mittels EDX-Analysen konnten in Kluftdolomiten und Bleiglanz wenige Zehntel Gew.% Cl bzw. Cl und Ca, was auf einen nicht unerheblichen  $\text{CaCl}_2$ -Gehalt in den Flüssigkeitseinschlüssen (FI) hinweist, nachgewiesen werden. Die Fluorite enthalten mehrere Populationen von FI. Die primären Einschlüsse sind durch hohe Salinitäten ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{KCl}$ ) und Homogenisierungstemperaturen um  $325^\circ\text{C}$  charakterisiert. Die hohen Salinitäten (hauptsächlich  $\text{NaCl}$ ) der mineralisierenden Lösungen und das Auftreten der Vererzungen in der Umgebung permischer Evaporite lassen vermuten, daß diese Evaporite die primäre Quelle für die mineralisierenden Lösungen darstellen. Dies deshalb, weil im Zuge der kretazischen Überprägung durch die Umwandlung von Gips in Anhydrit beträchtliche Mengen an Wasser freigesetzt wurden. Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von Fluoriten, Calciten und Nebengestein sind mit den Meerwasser-Isotopenzusammensetzungen der entsprechenden erdgeschichtlichen Epoche korrelierbar. Die mineralisierenden Lösungen können daher entweder direkt aus dem Nebengestein hergeleitet werden, oder die mineralisierenden Lösungen nahmen im Zuge eines Laugungsprozesses das Isotopenverhältnis des Nebengesteins an. Dies ist ein weiterer Hinweis auf die Laugung des Fluorits aus dem Nebengestein. Diese Mineralisationen sind ein Beispiel intraformationaler Lagerstättenbildung.

## Abstract

Hydrothermal galena, sphalerite and fluorite mineralizations (in Gutenstein Strata, Anis/Mid Triassic) occur in tectonic zones near evaporites. These mineralizations were formed during anchizonal (cretaceous) metamorphism. EDS-analyses of dolomite and galena show a few tenth of percents of Cl resp. Cl and Ca, indicating  $\text{CaCl}_2$  in fluid inclusions (FI). Fluorites contain some populations of FI. Primary inclusions are characterized by high salinity ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{KCl}$ ) and homogenization temperatures of about  $325^\circ\text{C}$ . The high salinity of the mineralizing fluids and the occurrence of fluorite only in the vicinity of evaporites indicate that these evaporitic bodies are a primary fluid source especially due to the transformation of gypsum into anhydrite during anchizonal metamorphism releasing great amounts of water. Fluorites, calcites and host rocks show  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -ratios which are similar to the isotopic

composition of Mid Triassic seawater. Therefore the mineralizing fluids are either directly derived from the host rocks or fluids penetrating through the host rocks have gained isotopic equilibrium before precipitating fluorite. This gives strong evidence for the leaching of fluorite and also ore minerals from the host rocks. These mineralizations are examples for intraformational ore deposition.

## 1. Einleitung

In den Nördlichen Kalkalpen, speziell zwischen Salzburg und Wien, sind eine Reihe von Bleiglanz-Zinkblende-Fluoritmineralisationen bekannt, die in tektonisch beanspruchten Zonen (häufig an Deckengrenzen) in der Nähe oberpermischer Evaporite, besonders im Bereich bituminöser Gutensteiner Schichten (Anis, Mitteltrias) auftreten. Über die Mineralogie dieser Vorkommen liegen schon Arbeiten vor (GÖTZINGER & WEINKE, 1984; GÖTZINGER, 1985b), über die geologische Situation finden sich Hinweise bei CERNY (1989). Es handelt sich dabei um intraformationale Lagerstättenbildungen (GÖTZINGER, 1991). Die Trägergesteine sind anchizonal überprägt (GÖTZINGER, 1985b; KRALIK et al., 1987).

In der Abb. 1 sind die wesentlichen Vorkommen sowie die Lage der Evaporite eingezeichnet.

Diese Arbeit befaßt sich mit der Zusammensetzung und Herkunft der mineralisierenden Wässer.

## 2. Die Evaporite

An der Basis der Nördlichen Kalkalpen sind sowohl oberpermische als auch anisische Evaporite (Gips  $\pm$  Anhydrit, stellenweise Haselgebirge) unterscheidbar: Erstere sind häufig rötlich gefärbt, die charakteristischen Schwefelisotopenwerte  $\delta^{34}\text{S}$  (in ‰ CDT) sind  $+11,6 \pm 1,09$  ( $n = 179$ ), zweite sind meist grau (gebändert), der mittlere  $\delta^{34}\text{S}$ -Wert liegt bei  $+25,3 \pm 1,78$  ( $n = 44$ ), nach SPÖTL (1988). Die meisten großen Gipsstöcke (MOSER, 1992) enthalten einen Anhydritkern, dessen Entstehung durch die anchizonale Überprägung bzw. durch den Überlagerungsdruck erklärbar ist. Bei der vollständigen Dehydratisierung von Gips werden 20,93 Gew. % Wasser frei, die durch das Umgebungsgestein bzw. entlang von Klüften abgepreßt werden (bei einer Gipslagerstätte von 1 Mio. t sind das knapp 210.000 t Wasser). In einzelnen Evaporiten stecken Späne von grünen Chloritquarziten, in denen deutlich bis  $2\text{cm}^3$  große Hohlformen, im Aussehen vergleichbar denen von Tonwürfelsalz, vorkommen. Diese Hohlformen enthalten Goethit-Pseudomorphosen nach Ankerit, wenig Aragonit und winzige Quarzkristallrasen. Das sehr wahrscheinlich ehemals vorhandene Steinsalz wurde ausgelaugt.

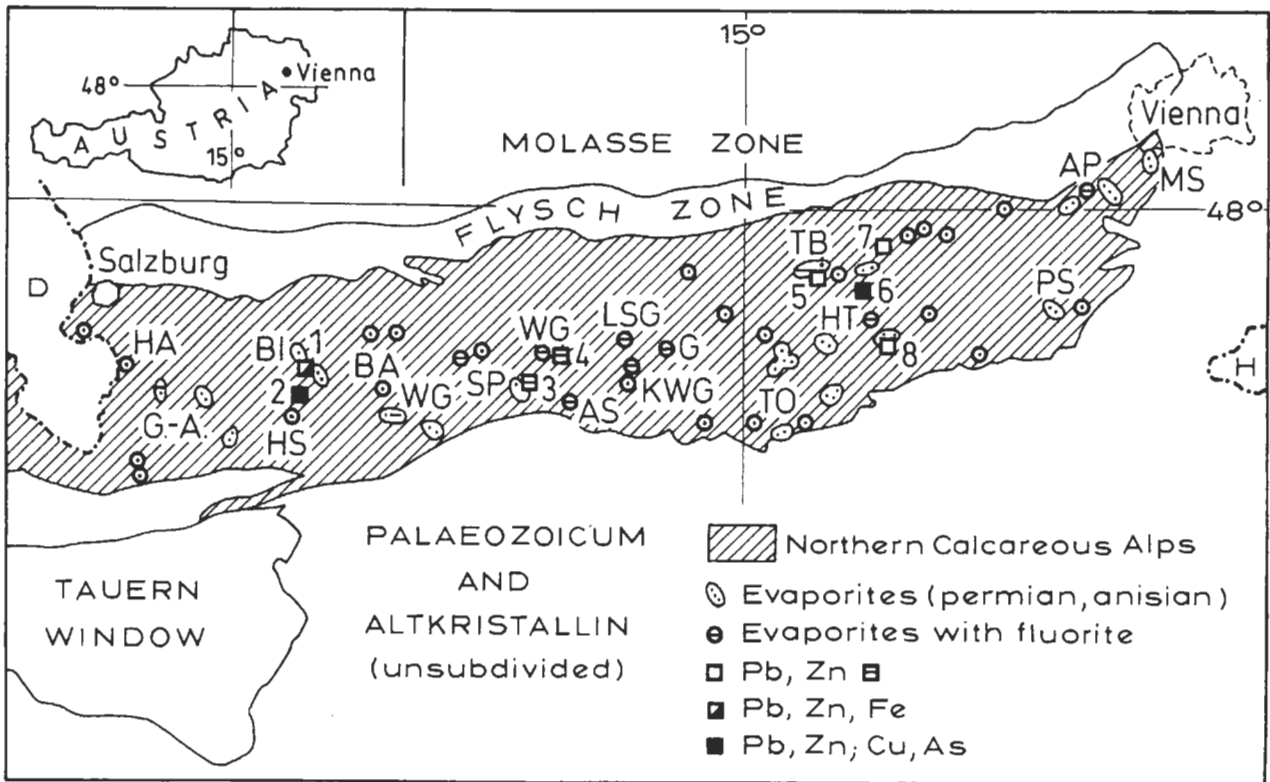


Abb. 1: Lage permischer und anisischer Evaporite und einzelner Mineralisationen in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzburg und Wien.

Fig. 1: Sketch map of Permian and Anisian evaporites and of some mineralizations in the Northern Calcareous Alps between Salzburg and Vienna.

EVAPORITE (v. W n. E): HA = Hallein, G-A = Golling-Abtenau, BI = Bad Ischl, HS = Hallstatt, BA =

Bad Aussee, WG = Wienern/Grundlsee, HH = Hutterer Höß/Hinterstoder, SP = Spital am Pyhrn, WGA = Windischgarsten, AS = Admont/Schildmauer, LSG = Laussa/St. Gallen, KWG = Kaswassergr./Gr. Reifling, G = Gams/Hieflau, TO = Tragöb/Oberort, TB = Trübenbach/Ötscher, HT = Halltal/Mariazell, PS = Puchberg/Schneeberg, AP = Alland-Preinsfeld, MS = Mödling-Seegrube;

MINERALISATIONEN: 1 = Reinfalzalpe, 2 = Arikogel N Hallstatt, 3 = Fuchsalpe-Bosruck, 4 = Dambachtal-Hengstpaß, 5 = Arzriedel/Trübenbach, 6 = Annaberg-Hocheck, 7 = Schwarzenberg/Türnitz, 8 = Kohlanger/Frein.

Diese Möglichkeit der Herkunft mineralisierender Wasser ist jedoch nicht die einzige. Sowohl bei der Kompaktion von kalkig-mergeligen Sedimenten, als auch bei der für anchizonale Überprägung typischen Reaktion  $1 \text{ Kaolinit} + 2 \text{ Quarz} = 1 \text{ Pyrophyllit} + 1 \text{ H}_2\text{O}$  (THOMPSON, 1970) wird Wasser frei.

### 3. Die Mineralisationen

Nach GÖTZINGER (1985a) können innerhalb der Gutensteiner Schichten folgende Mineralisationstypen unterschieden werden:

- a: Bleiglanz, Zinkblende, Fluorit, Cölestin feinkörnig-dispers in meist bituminösen Sedimentbereichen, stellenweise mit (Framboïd-)Pyrit;
- b: Bleiglanz, Zinkblende, Fluorit, Cölestin kluftgebunden mit Calcit und Dolomit in Kalken und

Dolomitierungs-zonen meist in der Nähe von Evaporiten;

- c: Tennantit, Kupferkies, Cuprit, Azurit, Malachit in Dolomitierungs-zonen, meist kluftgebunden, zusammen mit Bleiglanz ( $\pm$  Zinkblende) nicht notwendigerweise cogenetisch (bisher zwei Vorkommen bekannt: Arikogel bei Hallstatt, OÖ.; Pöllan bei Paternion, Ktn.);
- d: Ged. Silber, Akanthit, Proustit, Ag-Tennantit, Cerussit, Smithonit in sandigen Dolomiten (bisher nur in Annaberg, NÖ.);
- e: Auripigment, Realgar, Calcit und Spuren Fluorit kluftgebunden im Muschelkalk (bisher nur im Bereich Stein bei Dellach/Drau, Ktn., spurenweise auch in salinarem Magnesit);

f: Eisenreiche Magnesite in salinarem Milieu (Typ Hall in Tirol und Kaswassergraben, Stmk; möglicherweise auch Diegrub, Sbg. – vgl. dazu BERAN, 1985; SPÖTL, 1989).

Der Mineralisationstyp a ist syndimentärer Entstehung, teilweise extrem feinkörnig und häufig an stark bituminöse Partien der Gutensteiner (Basis)Schichten gebunden. Die Abb. 2 zeigt einen Ausschnitt einer fein dispersen Fluoritanreicherung, wobei die F-Gehalte dieses Karbonatgesteins bei 3000 ppm liegen (das entspricht etwa 0,6 Gew.% CaF<sub>2</sub> im Gestein). Die durchschnittlichen F-Gehalte in Kalksteinen bewegen sich um 220 ppm (KORITNIG, 1951), in Mergeln um 800 ppm (FLEISCHER & ROBINSON, 1963). Die F-Gehalte des Meerwassers liegen unter 1 ppm (BEWERS, 1971), in Evaporiten meist unter 100 ppm (KORITNIG, 1951). Eine Voranreicherung ist daher notwendig. Die Herkunft von Pb, Zn und F wird aus der Abtragung variszischer Gesteine angenommen (KÖPPEL & SCHROLL, 1985).

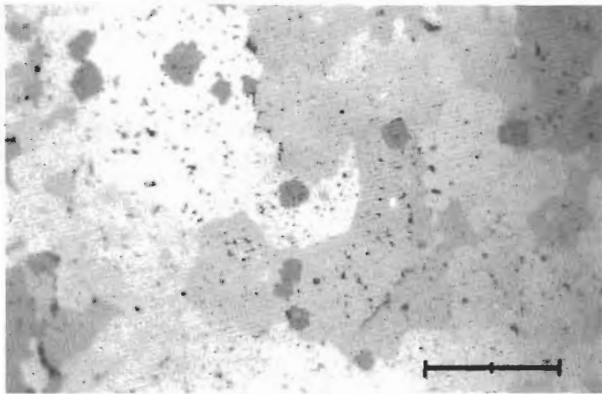


Abb. 2: Feinkörniger Fluorit (dunkelgrau) in Gutensteiner Basisschichten aus dem Mitteltriasprofil von Trübenbach/Ötscher (NÖ.). Die Balkenlänge entspricht 0,1 mm. Die dunklen Punkte sind Einschlüsse organischer Substanzen in sparitischem Dolomit und im Fluorit. Auflichtbild.

Fig. 2: Finegrained fluorite (darkgrey) in Gutenstein Basal Strata from the Mid-Triassic profile near Trübenbach/Ötscher (Lower Austria). The length of the line equals to 0.1 mm. Dark dots are inclusions of organic matter in sparitic dolomit and in fluorite. Reflect light foto.

Die Mineralisationen des Typs b sind durch Mobilisation aus a hervorgegangen (vgl. dazu auch die C- und O-Isotopenergebnisse von GÖTZINGER & PAPESCH, 1989). Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit beziehen sich speziell auf den Typ b:

Sehr charakteristische Vorkommen sind Laussa-Platzl bei Altenmarkt/St. Gallen (Stmk.), mehrere Vorkommen im Dambachtal (OÖ.) sowie bei Hinterstoder (OÖ.; WALLENTA & GÖTZINGER, 1985) und das Vorkommen Arzriedel bei Trübenbach/Ötscher (NÖ.; HAGENGUTH et al., 1982). Die Abb. 3 zeigt die Kluftgebundenheit der Fluoritmineralisation in Handstückdimension, wobei unterschiedliche Kluftgenerationen unterscheidbar sind. Die Abb. 4a und 4b zeigen ein Detail aus einer nur 0,4 mm dünnen Kluft: Die Fluoritkristallisation setzt in der Regel am Kreuzungspunkt mit Stylolithen ein. Eine Erklärung liegt möglicherweise in dem Vorhandensein organischer Substanzen u./o. F-haltiger Tonminerale.

Zusammen mit Fluorit treten in den Klüften Bleiglanz und hellbraune Zinkblende auf, wobei der Bleiglanz in der Regel mengenmäßig überwiegt.

#### 4. EDX-Analysen der Erze

Mit energiedispersiver Röntgenanalytik (EDX), gekoppelt an ein Rasterelektronenmikroskop (REM) können ca. 10 x 10 µm kleine Oberflächenausschnitte (mit der jeweiligen Tiefeninformation) auf ihre chemische Zusammensetzung hin untersucht werden. Es sind Elementgehalte bis etwa 0,05 Gew.% detektierbar. Durch systembedingte Linienüberlagerungen (Simultanmethode) können jedoch bei bestimmten Hauptelementpaaren in der qualitativen Auswertung Schwierigkeiten auftreten (z.B.: Na/Zn, Si/Pb, S/Pb, Ti/Ba). Spurenelemente sind kaum erfassbar.

Vorkommen Arzriedel bei Trübenbach/Ötscher (NÖ.):

Die Bleiglanz-Zinkblende-Vererzung tritt in Dolomitierungs-zonen der Gutensteiner Schichten auf. Die Dolomite sind spätig weiß bis gelblich, die Fe-Gehalte schwanken zwischen ≤0,1 und 0,5 Gew.%. In der spätigen Grundmasse „schwimmen“ auch idiomorphe Dolomitkristalle (im Zehntelmillimeterbereich) mit der gleichen Zusammensetzung (Mn wurde nicht gefunden). Wesentlich sind allerdings die signifikant detektierbaren Cl-Gehalte von wenigen Zehntel Gew.%, wobei Na nicht festgestellt werden konnte. Aufgrund der bisherigen Erfahrungen handelt es sich dabei um fein verteilte Flüssigkeitseinschlüsse (meist unter 1 µm Größe), die in Karbonatmineralen häufig anzutreffen sind. Als dazugehöriges Kation ist Ca zu vermuten, in Dolomit jedoch nicht zuordenbar. Im Bleiglanz wurden wiederholt Cl- und Ca-Gehalte von wenigen Zehntel Gew.% festgestellt, wobei allerdings die Korrelation schwankend ist. Weitere Fremdelemente konnten in den derben Kristallaggregaten nicht gefunden werden, auch keine silberhaltigen Fremdminerale. Randlich sind manche Bleiglanze in Cerussit umgewandelt, Hinweise auf geringe Men-

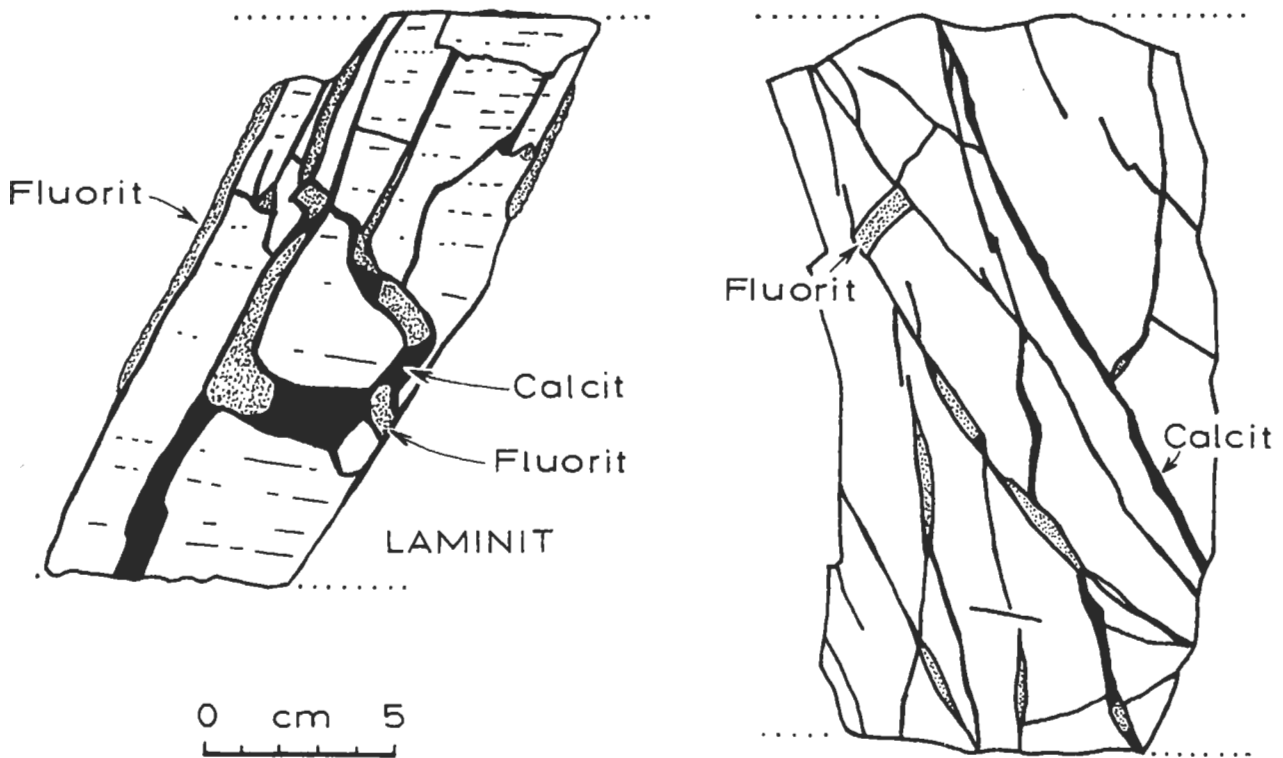


Abb. 3: Fluorit und Calcit in Klüften von Gutensteiner Kalk, Laussa-Platzl bei Altenmarkt/St. Gallen (Stmk.). Zeichnung nach Handstücken. Klüftfüllung Calcit: schwarz; Fluorit in Klüften: gepunktet.

Fig. 3: Fluorite and calcite in clefts in Gutenstein Strata, Laussa-Platzl near Altenmarkt/St. Gallen (Styria). Drawings after hand specimens. Cleft filling calcite: black; fluorite in clefts: dotted area.

gen *Anglesit* bestehen. Die hellbraune bis fast farblose *Zinkblende* weist in der Regel Zonarbau auf, die Mitte ist praktisch Fe-frei ( $\leq 0,1$  Gew. %), randlich sind wenige Zehntel Gew.% Fe vorhanden. Weitere Fremdelemente sind nicht feststellbar. Im Sekundärmineral-Bereich (kavernös verwitterte Dolomit- und Erzpartien) tritt *Smithonit* auf, wobei hier häufig Cu und Fe (nach Kupferkies ?, Limonit nach Pyrit ?), sowie K, (Mg), Al und Si (Tonminerale, Illit, Chlorit ?) nachweisbar sind. *Baryt* ist selten. Stellenweise nachweisbare Ti-Gehalte könnten von *Rutil* (?) stammen, der beispielsweise in den Fluoritklüften der Laussa dünne, aber bis 10 mm lange Nadeln bildet.

Vorkommen Dambachtal W Hengstpaß (OÖ.): In diesem Bereich treten an mehreren Stellen Klüftmineralisationen in den Gutensteiner Schichten auf, die in den letzten Jahren sehr schöne Fluoritkristalle (mit der Fundortbezeichnung „Hengstpaß“) geliefert haben. Erzminerale treten hier untergeordnet auf. Die karbonatische Klüftfüllung besteht aus *Dolomit* und *Calcit*; in beiden sind wenige Zehntel Gew.% Fe feststellbar, in ersterem auch Cl. Der nichtkarbonatische Anteil der Klüftfüllung besteht aus violettem Fluorit (sehr ähnlich dem Vorkommen Laussa-Platzl; siehe GÖTZINGER & WEINKE, 1984).

Stellenweise treten eingewachsene Kristallaggregate von *Bleiglanz* auf. Auch hier sind eindeutig geringe Gehalte von Cl und Ca detektierbar, weitere Fremdelemente jedoch nicht. Im Unterschied zum erstgenannten Vorkommen tritt fast farblose *Zinkblende* innerhalb der Kluft nur sehr selten auf, häufiger jedoch im unmittelbar anschließenden Sedimentgestein zusammen mit Framboïdpyrit und sehr kleinen idiomorphen Quarzen. In dieser *Zinkblende* konnte mit EDX-Analytik kein Fremdelement gefunden werden.

Die wesentlichen Ergebnisse zur Fluidproblematik sind in beiden Vorkommen der Nachweis von wenigen Zehntel Gew.% Cl in Dolomit und *Bleiglanz* sowie Ca in gleicher Größenordnung im *Bleiglanz*, die auf  $\text{CaCl}_2$ -Gehalte in den FI zurückzuführen sind. Demgegenüber sind in den FI der Fluorite noch weitere Inhaltsstoffe feststellbar.

## 5. Flüssigkeitseinschlüsse in den Fluoriten

Bezüglich der Grundinformation über Einschlüsse in Mineralen wird auf die spezielle Fachliteratur verwiesen (z.B. ROEDDER, 1984). Eine einfache Ein-

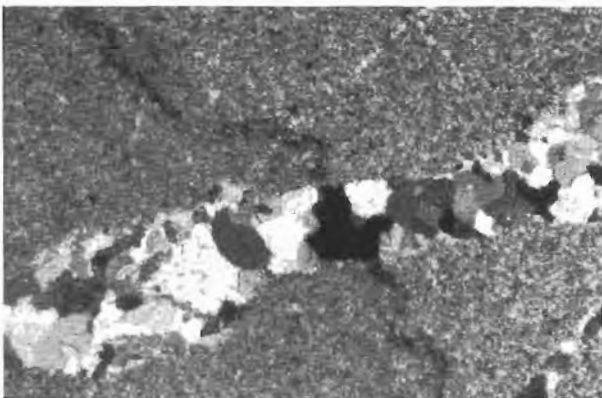
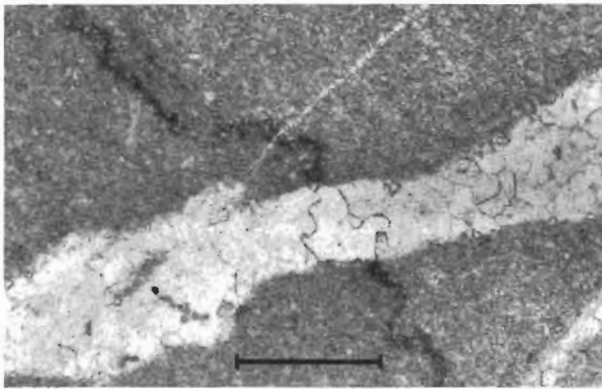


Abb. 4a: Fluorit in Calcitkluft, Gutensteiner Kalk, Laussa-Platzl. Die Balkenlänge entspricht 0,5 mm. Die Fluoritkristallisation erfolgte am Kreuzungspunkt der mineralisierten Kluft und einem Stylolith.

4b: Gleiches Bild, gekreuzte Polarisatoren (Fluorit: schwarz).

Fig. 4a: Fluorite in calcite-cleft, Gutenstein Strata, Laussa-Platzl. The length of the line equals to 0.5 mm. The crystallization of fluorite is situated at the crossing of a mineralised cleft and a stylolite.

4b: Same picture, crossed nicols (fluorite: black).

führung mit Literaturübersicht gibt GÖTZINGER (1992).

In den Fluoriten der Typlokalität Laussa-Platzl lassen sich bisher vier hauptsächliche Einschlußpopulationen (Flüssigkeitseinschlüsse, bzw. Fluid Inclusions, FI) unterscheiden (Abb. 5):

*Primäre Einschlüsse* treten in isolierten Gruppen auf und enthalten eine konzentrierte NaCl (+CaCl<sub>2</sub> und Spuren KCl) Lösung, einen Steinsalzkristall, einen sehr kleinen Calcitkristall (Nachweise mit REM+EDX), ein winziges organisches Körperchen (Nachweis organischer Substanzen im Fluorit mittels Infrarot-Spektroskopie; GÖTZINGER, 1990) und eine Gasblase (mit geringem Methananteil). Die

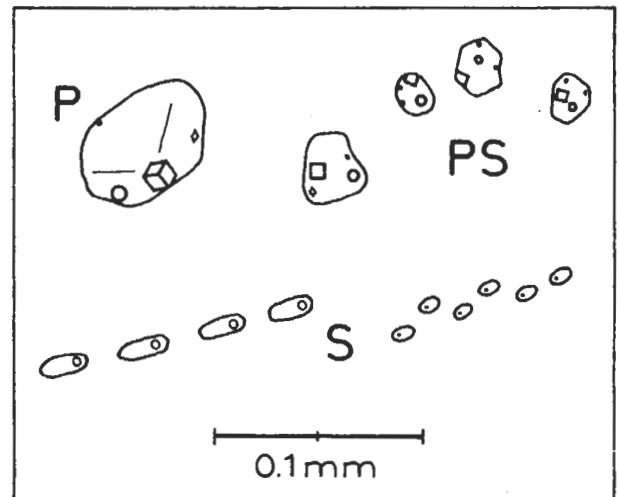


Abb. 5: Flüssigkeitseinschlüsse in Fluorit, Laussa-Platzl. Zeichnung nach mehreren Fotos. Die Balkenlänge beträgt 0,1 mm. Dargestellt sind ein primärer Einschluß (P), eine Reihe pseudosekundärer (PS) und zwei Populationen sekundärer Einschlüsse (S).

Fig. 5: Fluid inclusions in fluorite, Laussa-Platzl. Drawings after some photographs. The length of the line equals to 0,1mm. One primary fluid inclusion (P), a trail of pseudosecondary inclusions (PS) and two populations of secondary inclusions (S) are shown.

Gesamtsalinität, ermittelt durch kryometrische Messungen, beträgt etwa 34 Gew.% NaCl<sub>(äquiv.)</sub>. Die Homogenisierungstemperaturen ( $T_h$ ) der Totalhomogenisierung in die Flüssigphase liegen zwischen 270 und 360°C bei bimodaler Verteilung: ein Maximum bei 270°C, ein zweites bei 325°C ( $n = 111$ ). Diese  $T_h$ -Werte entsprechen der minimalen Bildungstemperatur und zeigen damit ebenfalls eine deutliche anchizonale Überprägung der Gesteine an.

*Pseudosekundäre Einschlüsse* bilden kürzere FI-Flächen, sind oft polyfacciert und enthalten eine ebenfalls konzentrierte wäßrige Lösung, ebenfalls einen Steinsalzkristall, ein winziges Pünktchen organischer Substanz und eine Gasblase. Die Homogenisierung erfolgt zwischen 260 und 340°C mit einem Maximum bei 295°C ( $n = 129$ ). Das Vorliegen dieser Einschlüsse mit ähnlichen Inhaltsstoffen wie in den primären FI deutet auf tektonische Bewegungen während des Fluoritwachstums hin.

*Sekundäre Einschlüsse* sind immer in Reihen (Flächen) angeordnet; es gibt sie in mehreren Populationen, zwei häufige seien hier herausgegriffen: Beide enthalten nur eine wäßrige Lösung und eine Gasblase, zeigen jedoch unterschiedliche Füllungsgrade. Dementsprechend weisen sie auch unterschiedliche  $T_h$ -Werte auf, nämlich je ein Maximum

Tabelle 1: Zusammenfassende Darstellung der gemessenen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse, der Sr- und Rb-Gehalte und der für ein Alter von 100 Ma berechneten Isotopenverhältnisse.

Table 1: Summarized plot of the measured  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -isotope ratios, of the Sr- and Rb-contents and of the isotope ratios calculated on an age of 100 ma.

Probe	Gestein	Fundort	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ korr.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 100 Ma	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Sr (ppm)	Rb (ppm)
LP-3/1	Fluorit (violett)	Laussa	0,70929±0,00018	0,70895	0,237	30	2
LP-3/2	Calcit (Gangart)	Laussa	0,70847±0,00005	0,70846	0,006	531	1
LP-3/3	Calcit-Mobilisat aus Gutensteiner Dolomit	Laussa	0,70834±0,00009	—	—	—	—
LP-3/4	Gutensteiner Dolomit	Laussa	0,70833±0,00007	0,70822	0,075	161	4
L-1	Fluorit (farblos)	Laussa	0,70846±0,00007	0,70832	0,044	24	0,4
FLG-1/1	Fluorit (hellviolett)	Mooseck	0,70766±0,00011	0,70704	0,429	18	3
FLG-1/2	Fluorit (farblos)	Mooseck	0,70718±0,00009	0,70695	0,16	18	1

bei 270°C (n = 35) sowie bei 225°C (n = 45).

Diese FI-Populationen unterschiedlicher Bildungstemperaturen dokumentieren das anhaltende Fluoritwachstum in den Klüften während der letzten Abkühlungsphase der karbonatischen Trägergesteine. Die relativ hohe Salinität erklärt auch die erhöhte Löslichkeit und Transportierbarkeit der Fluoritsubstanz (vgl. STRÜBEL, 1965) sowie die mögliche Herkunft der Wässer bzw. die Anreicherung mit NaCl (vgl. die Hohlformen nach Tonwürfelsalz).

## 6. Sr-Isotope

Die Untersuchung der  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse kann, wie in zahlreichen Beispielen gezeigt wurde (z.B. GRUM et al., dieser Band), Aufschlüsse über die Herkunft von mineralisierenden Lösungen geben. Wie die Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen zeigen, wurden die Fluorite des Mineralisationstyps b aus NaCl ( $\pm$  CaCl<sub>2</sub>) reichen, wäßrigen Lösungen ausgeschieden, wobei der NaCl-Gehalt aus den permischen Evaporiten stammen dürfte. Die Lösungen wurden im Zuge der kretazischen Metamorphose freigesetzt. Die Frage nach der Herkunft dieser Lösungen und ob die Gutensteiner Schichten tatsächlich gelagert wurden, ist für das Verständnis der Entstehung der Fluoritmineralisation ( $\pm$  Bleiglanz, Zinkblende) von großer Bedeutung.

### Methodik:

Der Aufschluß der Proben erfolgte mit Flußsäure. Die Sr- und Rb-Gehalte wurden mit Hilfe der Isotopenverdünnungsanalyse bestimmt, wobei der Spike bereits vor dem Gesteinsaufschluß beigemischt wurde. Die Messungen wurden auf einem ALDERMASTON MAT 30 Festkörpermassenspektrometer durchgeführt. Laufend am Gerät durchgeführte Eichmessungen (NBS 987;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0,71024) ergaben einen Durchschnittswert von 0,71013  $\pm$  0,00005.

Die gemessenen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse wurden daher alle um 0,00011 nach oben korrigiert.

### Meßergebnisse:

Sieben Proben wurden auf ihre Isotopenzusammensetzung hin untersucht. Dabei handelt es sich um Proben aus den Fluoritvorkommen Laussa-Platzl (LP) und Mooseck/Golling (Sbg., in permischen Evaporiten): Handstück LP-3 besteht aus violetter Fluorit (LP-3/1), Calcit (LP-3/2), diskordantem Calcit-Mobilisat aus dem Nebengestein (LP-3/3) und Gutensteiner Dolomit (LP-3/4). Zusätzlich wurde eine farblose Fluoritprobe von Laussa (L-1) analysiert. Zwei violette Fluoritproben in grauem Anhydrit (FLG-1/1 und FLG-1/2) stammen aus der Gipslagerstätte Mooseck. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 zusammengefaßt. Alle Proben außer den Calciten weisen Rb/Sr-Verhältnisse auf, bei denen zu erwarten war, daß es durch den kontinuierlichen Rb-Zerfall zu  $^{87}\text{Sr}$  zu einer deutlichen Veränderung der ursprünglichen Sr-Isotopenverhältnisse gekommen ist. Daher wurden die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse der Proben für ein angenommenes Bildungsalter der Fluorite von 100 Ma berechnet (siehe Tab. 1) und ausschließlich diese Werte für die weiteren Ausführungen herangezogen.

Die Fluoritproben von Laussa und Mooseck lassen sich deutlich unterscheiden. Die Werte für die Fluorite von Mooseck (FLG-1/1: 0,70704, FLG-1/2: 0,70695) entsprechen weitgehend der Meerwasserisotopenzusammensetzung des Perm (BURKE et al., 1982). Ebenso liegt das Isotopenverhältnis des Fluorits L-1 (0,70832) nahe dem Wert des Gutensteiner Dolomits (LP-3/4: 0,70822). Nur das Isotopenverhältnis von LP-3/1 (0,70895) ist gegenüber dem Nebengestein etwas erhöht.

### Interpretation:

Die gemessenen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Pro-

Tabelle 1: Zusammenfassende Darstellung der gemessenen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse, der Sr- und Rb-Gehalte und der für ein Alter von 100 Ma berechneten Isotopenverhältnisse.

Table 1: Summarized plot of the measured  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -isotope ratios, of the Sr- and Rb-contents and of the isotope ratios calculated on an age of 100 ma.

Probe	Gestein	Fundort	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ korr.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 100 Ma	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Sr (ppm)	Rb (ppm)
LP-3/1	Fluorit (violett)	Laussa	0,70929±0,00018	0,70895	0,237	30	2
LP-3/2	Calcit (Gangart)	Laussa	0,70847±0,00005	0,70846	0,006	531	1
LP-3/3	Calcit-Mobilisat aus Gutensteiner Dolomit	Laussa	0,70834±0,00009	—	—	—	—
LP-3/4	Gutensteiner Dolomit	Laussa	0,70833±0,00007	0,70822	0,075	161	4
L-1	Fluorit (farblos)	Laussa	0,70846±0,00007	0,70832	0,044	24	0,4
FLG-1/1	Fluorit (hellviolett)	Mooseck	0,70766±0,00011	0,70704	0,429	18	3
FLG-1/2	Fluorit (farblos)	Mooseck	0,70718±0,00009	0,70695	0,16	18	1

bei 270°C (n = 35) sowie bei 225°C (n = 45).

Diese FI-Populationen unterschiedlicher Bildungstemperaturen dokumentieren das anhaltende Fluoritwachstum in den Klüften während der letzten Abkühlungsphase der karbonatischen Trägergesteine. Die relativ hohe Salinität erklärt auch die erhöhte Löslichkeit und Transportierbarkeit der Fluoritsubstanz (vgl. STRÜBEL, 1965) sowie die mögliche Herkunft der Wässer bzw. die Anreicherung mit NaCl (vgl. die Hohlformen nach Tonwürfelsalz).

## 6. Sr-Isotope

Die Untersuchung der  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse kann, wie in zahlreichen Beispielen gezeigt wurde (z.B. GRUM et al., dieser Band), Aufschlüsse über die Herkunft von mineralisierenden Lösungen geben. Wie die Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen zeigen, wurden die Fluorite des Mineralisationstyps b aus NaCl ( $\pm$  CaCl<sub>2</sub>) reichen, wäßrigen Lösungen ausgeschieden, wobei der NaCl-Gehalt aus den permischen Evaporiten stammen dürfte. Die Lösungen wurden im Zuge der kretazischen Metamorphose freigesetzt. Die Frage nach der Herkunft dieser Lösungen und ob die Gutensteiner Schichten tatsächlich gelaugt wurden, ist für das Verständnis der Entstehung der Fluoritmineralisation ( $\pm$  Bleiglanz, Zinkblende) von großer Bedeutung.

### Methodik:

Der Aufschluß der Proben erfolgte mit Flußsäure. Die Sr- und Rb-Gehalte wurden mit Hilfe der Isotopenverdünnungsanalyse bestimmt, wobei der Spike bereits vor dem Gesteinsaufschluß beigemischt wurde. Die Messungen wurden auf einem ALDERMASTON MAT 30 Festkörpermassenspektrometer durchgeführt. Laufend am Gerät durchgeführte Eichmessungen (NBS 987;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0,71024) ergaben einen Durchschnittswert von 0,71013  $\pm$  0,00005.

Die gemessenen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse wurden daher alle um 0,00011 nach oben korrigiert.

### Meßergebnisse:

Sieben Proben wurden auf ihre Isotopenzusammensetzung hin untersucht. Dabei handelt es sich um Proben aus den Fluoritvorkommen Laussa-Platzl (LP) und Mooseck/Golling (Sbg., in permischen Evaporiten): Handstück LP-3 besteht aus violetter Fluorit (LP-3/1), Calcit (LP-3/2), diskordantem Calcit-Mobilisat aus dem Nebengestein (LP-3/3) und Gutensteiner Dolomit (LP-3/4). Zusätzlich wurde eine farblose Fluoritprobe von Laussa (L-1) analysiert. Zwei violette Fluoritproben in grauem Anhydrit (FLG-1/1 und FLG-1/2) stammen aus der Gipslagerstätte Mooseck. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 zusammengefaßt. Alle Proben außer den Calciten weisen Rb/Sr-Verhältnisse auf, bei denen zu erwarten war, daß es durch den kontinuierlichen Rb-Zerfall zu  $^{87}\text{Sr}$  zu einer deutlichen Veränderung der ursprünglichen Sr-Isotopenverhältnisse gekommen ist. Daher wurden die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse der Proben für ein angenommenes Bildungsalter der Fluorite von 100 Ma berechnet (siehe Tab. 1) und ausschließlich diese Werte für die weiteren Ausführungen herangezogen.

Die Fluoritproben von Laussa und Mooseck lassen sich deutlich unterscheiden. Die Werte für die Fluorite von Mooseck (FLG-1/1: 0,70704, FLG-1/2: 0,70695) entsprechen weitgehend der Meerwasserisotopenzusammensetzung des Perm (BURKE et al., 1982). Ebenso liegt das Isotopenverhältnis des Fluorits L-1 (0,70832) nahe dem Wert des Gutensteiner Dolomits (LP-3/4: 0,70822). Nur das Isotopenverhältnis von LP-3/1 (0,70895) ist gegenüber dem Nebengestein etwas erhöht.

### Interpretation:

Die gemessenen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Pro-

ben (ausgenommen LP-3/1) sind unter Berücksichtigung des kontinuierlichen Rb-Zerfalles weitgehend mit den Meerwasser-Isotopenzusammensetzungen der entsprechenden erdgeschichtlichen Epochen korrelierbar (BURKE et al., 1982). Die mineralisierenden Lösungen müssen also vor der Ausfällung des Fluorits mit dem jeweiligen Nebengestein ausgetauscht haben bzw. direkt aus diesem abgeleitet werden. Dies unterstützt die Ansicht, wonach die Fluorite aus den Nebengesteinen gelaugt wurden. Der erhöhte Wert der Probe LP-3/1 könnte zurückzuführen sein auf:

1. Laugung von  $^{87}\text{Sr}$ -reichen Partien in Gutensteiner Schichten (z.B.: tonreiche Lagen);
2. Einfluß eines Fluids mit höherem Sr-Isotopenverhältnis.

Welche dieser beiden Möglichkeiten zutrifft, läßt sich derzeit nicht klären, zumal noch relativ wenige Meßdaten vorliegen.

Eine mit den Proben FLG-1/1 und FLG-1/2 (Fluorite aus den Evaporiten in Mooseck) gerechnete Zweipunktisochrone ergibt ein Alter von ca. 125 Ma. Für eine fundierte Datierung sind zwei Probenwerte zu wenig. Das berechnete Alter darf aber immerhin als Hinweis gewertet werden, daß die Vererzung Mooseck im Zuge der kretazischen Orogenphase entstanden ist. Ähnliches darf man auch für die übrigen Fluoritmineralisationen dieses Typs in den Nördlichen Kalkalpen erwarten.

## 7. Zur Entstehung der Mineralisationen

Die bisherigen Ausführungen zeichnen ein deutliches Bild: Wahrscheinlich über Süßwasserzuflüsse aus kristallinen Abtragungsgebieten gelangen u. a. die Elemente Pb, Zn und F in Meeresbereiche, die stellenweise euxinisches Milieu (Faulschlammbildungen mit hohen Anteilen von organischen Substanzen und  $\text{H}_2\text{S}$ ) sowie eine reduzierte Sedimentationsrate aufweisen. Hier erfolgt die Ausfällung von Pb und Zn zu  $\text{PbS}$  und  $\text{ZnS}$  sowie die Bindung des Fluors (an organische Substanzen ?) bzw. Ausfällung als  $\text{CaF}_2$ . Möglicherweise erfolgt während des Diagenestadiums eine erste Umkristallisation. In weiterer Folge gelangen diese Ablagerungen in größere Tiefen, Druck und Temperatur steigen. Aufgrund von Mineralreaktionen werden erhebliche Mengen Wasser frei, die das eventuell noch vorhandene Steinsalz im Bereich der Evaporite weglösen. Diese Wässer mit hoher Salinität bewirken unter dem Einfluß von Druck und Temperatur (kretazische Metamorphose) eine (totale) Umkristallisation der entsprechenden Sedimentgesteine sowie eine selektive Herauslösung von Mineralen. Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenzusammensetzung der Fluorite entspricht je-

weils weitgehend der der Nebengesteine. Daher darf man annehmen, daß die mineralisierenden Lösungen vor der Ausfällung des Fluorits mit den Nebengesteinen ausgetauscht haben bzw. direkt aus diesen herleitbar sind. Dies ist ein starker Hinweis auf die Laugung der Fluorite aus den Nebengesteinen. Möglicherweise gibt es in den Fluoriten in den Gutensteiner Schichten auch eine externe  $^{87}\text{Sr}$ -reichere Fluidkomponente.

Während der einsetzenden Tektonik öffnen sich Klüfte in den Sedimenten, die mineralisierten Lösungen dringen ein und es kommt zu einem offenbar nur geringen Druckabfall; stellenweise sind auch Kennzeichen von Kochen der Lösungen (boiling) beobachtbar. Es setzt die Kristallisation von Kluftcalcit und Fluorit ein. Im Laufe der weiteren Abkühlung, begleitet von spröder Deformation, erfolgt die weitere Kristallisation. Das Ende der Abkühlung wird durch die Kristallisation von nadeligem Rutil, Gips und gediegen Schwefel gekennzeichnet.

Hebung, Abtragung und das Eindringen von Oberflächenwässern bewirken die Bildung von Sekundärmineralen und den Eintrag in den Verwitterungskreislauf. Am Vergehen dieser überaus interessanten Mineralisationen haben und hatten in den letzten Jahrzehnten bedauerlicherweise auch einige übereifrige Mineraliensammler erheblichen Anteil.

## Danksagung

Den sehr kooperativen Mineraliensammlern, Herrn O. Wallenta (Aschach/Steyr) und Herrn Ing. G. König (Gramastetten) danke ich für die Überlassung von Probenmaterial. Der Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung hat die FI-Untersuchungen (Proj. P 6072-GEO) und die Sr-Isotopenuntersuchungen (Proj. P 7805-GEO) in dankenswerter Weise unterstützt.

## 8. Literatur

- BERAN, A. (1985): Magnesit-Siderit-Mischkristallbildungen als triadische Eisenvererzungen im Raum Abtenau, Salzburg. — Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 193–194, Wien.
- BEWERS, J. M. (1971): North Atlantic fluoride profiles. — Deep-See Res. **18**, 237.
- BURKE, W. H., DENISON, R. E., HETHERINGTON, E. A., KOEPNIK, R. B., NELSON, H. F., OTTO, J. B. (1982): Variation of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic time. — Geology, **10**, 516–519.
- CERNY, I. (1989): Die karbonatgebundenen Blei-Zink-Lagerstätten des alpinen und außeralpinen Mesozoikums – Die Bedeutung ihrer Geologie, Stratigraphie und Faziesgebundenheit für



- Prospektion und Bewertung. — Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **11**, 5–125, Wien.
- FLEISCHER, M. & ROBINSON, W. O. (1963): Some problems of the geochemistry of fluorine. — [In:] D. M. SHAW (Ed.), *Studies in Analytical Geochemistry*. Univ. of Toronto Press.
- GÖTZINGER, M. A. (1985a): Pb-Zn-Cu-As- und F-Mineralisationen im Anis (Mitteltrias), Nördliche Kalkalpen und Drauzug, Ostösterreich. — *Fortschr. Miner.*, **63**, Bh. 1, 78, Stuttgart.
- (1985b): Mineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis) in Ostösterreich – Ein Überblick. — Arch. f. Lagerst.forsch., Geol. B.-A., **6**, 183–192, Wien.
- (1990): Determination of aqueous salt solutions in fluid inclusions by infrared investigations. — *N. Jb. Miner. Mh.*, **1990**, 1–12, Stuttgart.
- (1991): Die Fluoritmineralisationen an der Basis der Nördlichen Kalkalpen als Beispiele für intraformationale Lagerstättenbildung. — *Ber. Deutsche Miner. Ges. (Bh. Europ. J. Miner.)*, **1**, 95 (vol. 3, 1991), Stuttgart.
- (1992): Einschlüsse in Mineralien – eine Mikrowelt, die Aussagen zur Mineralentstehung ermöglicht. — *Schr. Ver. Verbr. naturwiss. Kenntnisse in Wien*, **130/131**, 89–107, Wien.
- & PAPESCH, W. (1989): Carbon and oxygen isotope composition of carbonates accompanying Pb-Zn-Cu-As- and F-mineralizations in Anisian carbonates (Mid Triassic) in the Northern Calcareous Alps and the Drauzug, Austria. — Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **11**, 155–165, Wien.
- & WEINKE, H. H. (1984): Spurenelementgehalte und Entstehung von Fluoritmineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis-Mitteltrias), Nördliche Kalkalpen, Österreich. — *TMPM*, **33**, 101–119, Wien.
- GRUM, W., FRIMMEL, H. E., KOLLER, F. (1992): Sr-Isotopendaten zur Genese der Antimonit-Lagerstätte Schlaining (Burgenland). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, dieser Band.
- HAGENGUTH, G., POBER, E., GÖTZINGER, M. A., LEIN, R. (1982): Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Geochemie der Pb/Zn-Vererzungen Annaberg und Schwarzenberg (Niederösterreich). — *Jb. Geol. B.-A.*, **125**, 155–218, Wien.
- KÖPPEL, V. & SCHROLL, E. (1985): Herkunft des Pb der triassischen Pb-Zn-Vererzungen in den Ost- und Südalpen – Resultate bleiisotopengeochemischer Untersuchungen. — Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 215–222, Wien.
- KORITNIG, S. (1951): Ein Beitrag zur Geochemie des Fluor. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **1**, 89–116, London.
- KRALIK, M., KRUMM, H., SCHRAMM, M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. — [In:] H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Ed.), *Geodynamics of the Eastern Alps*, 164–178, Wien, (F. Deuticke).
- MOSER, P. (1992): Mines and mining in Austria. — *Berg- u. hüttenmänn. Mh.*, **137**, 107–117, Wien.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid Inclusions. — *Rev. in Mineralogy*, **12**, 644 p., Min. Soc. Amer., Blacksburg USA.
- SPÖTL, Ch. (1988): Sedimentologisch-fazielle Analyse tektonisierter Evaporitserien – Eine Fallstudie am Beispiel des Alpenen Haselgebirges (Permoskyth, Nördliche Kalkalpen). — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **15**, 59–69, Innsbruck.
- (1989): Complex zoning and resorption in Breunnerite from Hall in Tyrol, Austria: Evidence from back-scattered Electron Microscopy. — *Mineralogy and Petrology*, **40**, 225–233, Wien.
- STRÜBEL, G. (1965): Quantitative Untersuchungen über die hydrothermale Löslichkeit von Flußpat (CaF<sub>2</sub>). — *N. Jb. Miner. Mh.*, **1965**, 83–95, Stuttgart.
- THOMPSON, A. B. (1970): A note on the Kaolinite-Pyrophyllite equilibrium. — *Amer. J. Sci.*, **268**, 454–458, New Haven USA.
- WALLENTA, O. & GÖTZINGER, M. A. (1985): Ein neues Vorkommen flächenreicher Fluorite in den Gutensteiner Schichten, Oberösterreich. — *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **130**, 21–26, Wien.

**Regionale Verteilung von  
Gesteinsdichten  
und magnetischen Suszeptibilitäten  
in der Böhmisches Masse Österreichs**

**Regional Distribution of Rock Densities and Magnetic  
Suszeptibilities  
in the Bohemian Massif of Austria**

**Wolfdietrich JILG**

mit 7 Abbildungen und 5 Tabellen

Schlüsselwörter:

*Böhmische Masse  
Petrophysik  
Dichte  
Suszeptibilität*

Keywords:

*Bohemian massif  
Petrophysics  
Density  
Suszeptibility*

Adresse des Autors:

Address of the author:

Mag. Wolfdietrich Jilg  
Institut für Petrologie der Universität Wien  
Dr. Karl Lueger Ring 1  
A-1010 Wien

## Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Summary .....	59
1. Einleitung .....	59
2. Gesteinsbeschreibungen .....	59
3. Probenahme .....	59
4. Physikalische Parameter .....	61
4.1. Dichte .....	61
4.2. Suszeptibilität .....	61
5. Meßergebnisse .....	64
5.1. Ergebnisse der Dichteanalysen .....	66
5.2. Ergebnisse der Suszeptibilitätsanalysen .....	68
5.3. Bohrkerndaten .....	70
6. Diskussion der Meßergebnisse .....	70
6.1. Gesteinsdichten .....	70
6.2. Magnetische Suszeptibilität der Gesteine .....	71
7. Literatur .....	72

## Contents

Zusammenfassung, Summary .....	59
1. Introduction .....	59
2. Description of Rocks .....	59
3. Sampling .....	59
4. Physical Parameters .....	61
4.1. Density .....	61
4.2. Susceptibility .....	61
5. Results of Measurements .....	64
5.1. Results of the Densityanalysis .....	66
5.2. Results of the Susceptibilityanalysis .....	68
5.3. Datas from Drillingcores .....	70
6. Discussion .....	70
6.1. Rockdensities .....	70
6.2. Suszeptibilities of Rocks .....	71
7. Literature .....	72

## Zusammenfassung

Gesteinsdichtewerte und -suszeptibilitätswerte sind wichtige Größen für verschiedene geophysikalische Untersuchungsmethoden. Von der Böhmisches Masse Österreichs existierten nur wenige spezifisch für diesen Themenkreis verwendbare Daten. Es wurde daher versucht, ein möglichst gleichmäßiges Beprobungsnetz über das Untersuchungsgebiet zu legen, um regionale Unterschiede und lokale Anomalien der gemessenen Parameter zu erkennen. Als Ergebnis der Untersuchungen liegen Dichte- und Suszeptibilitätskarten vor. Zur schnelleren Bearbeitung der Daten wurde eine gesteinsphysikalische Datenbank angelegt, welche für weitere Untersuchungen auf Datendisketten verfügbar ist.

## Summary

Rockdensities and -susceptibilities are important values for different geophysical studies. There were only a few data of this parameters from the Bohemian Massiv available. Therefore we tried to get a mostly regular sampling net of the region to realize regional differences and local anomalies for the investigated parameters. The results of this study are isomaps for rockdensities and -susceptibilities. For better datahandling I created a database of the petrophysical properties of the rocks which is available on datadiskettes.

## 1. Einleitung

Gesteinsphysikalische Parameter bilden die Grundlage für verschiedene geophysikalische Erkundungsverfahren in unterschiedlichen geologischen Körpern. Die Aussagekraft geophysikalischer Messungen hängt wesentlich von der Genauigkeit der Unterschiede dieser Parameter ab. Die Gesteinsdichte als wesentlicher Korrekturfaktor für die Gravimetrie und die Suszeptibilität als Kontrollgröße für die Magnetik. Auch die gegenseitigen Beziehungen dieser Kennwerte sowie die „kombinierte Interpretation“ verschiedener Meßdaten, die soweit wie möglich auf meßtechnisch abgesicherten Kontrasten und so wenig wie möglich auf Annahmen beruhen, ermöglichen die Erstellung fundierter geophysikalischer und geologischer Modelle des Untersuchungsgebietes.

Ein flächendeckendes Meßnetz inklusive Beprobung des Arbeitsgebietes ist von ausschlaggebender Wichtigkeit um präzise geophysikalische Auswertungsverfahren in der Geomagnetik und Gravimetrie anwenden zu können. Zum Beispiel können Schwereanomalien nur durch die Korrekturen mit der Gesteinsdichte als tatsächlich vorhandene Anomalien erkannt werden. In einem so komplex gebauten Gebirge wie der Böhmisches Masse liefern exakt fundamentierte Meßergebnisse gute Hinweise auf tieferlie-

gende strukturelle Gegebenheiten und nicht zuletzt auch als Unterstützung für ingenieurgeologische und montangeologische Probleme.

Die Empfindlichkeit gravimetrischer Auswertungen in bezug auf Dichteänderungen kann für eine Dichteänderung um  $0.05\text{g/cm}^3$  bereits zu Schwereänderungen im Milligalbereich führen. Daran erkennt man die Wichtigkeit der möglichst genauen Dichtekartierung in einem Arbeitsgebiet. Ähnliches gilt für die Geomagnetik. Hier legt eine aeromagnetisch ermittelte Karte der Totalintensität vor, für deren Interpretation die Kenntnis der regionalen Verteilung der magnetischen Gesteinssuszeptibilität eine Voraussetzung bildet.

Für den Bereich des österreichischen Anteils der Böhmisches Masse lagen bis dato noch keine flächendeckenden Untersuchungen der Gesteinsdichten sowie der magnetischen Suszeptibilitäten vor. Im Zuge einer zweijährigen Meß- und Auswertetätigkeit wurde dieser Mangel behoben und eine Datenbank für Gesteinsdichten und Gesteinssuszeptibilitäten aufgebaut (Abb. 2). Die Datenaufzeichnungen (auf Diskette) sind auf Anfrage beim Autor verfügbar.

## 2. Gesteinsbeschreibungen

Die Gesteine werden unabhängig von ihrer Zugehörigkeit zu bestimmten geologischen Einheiten beschrieben (Abb. 1). Es soll dies dazu beitragen, mögliche Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine mit den zu bestimmenden Parametern Dichte und Suszeptibilität in Verbindung zu setzen. Weitere Möglichkeiten der Änderung dieser Parameter innerhalb einer Gesteinsart sind der Grad der Metamorphose und der Zustand der gemessenen Proben (frisch-verwittert). Der Grad der Verwitterung ist ein eher problematischer Faktor, speziell für die Dichte. Mit Hilfe von statistischen Berechnungen wurde versucht, mögliche verwitterungsbedingte Änderungen der Dichtewerte für ein bestimmtes Gestein in kleinen Grenzen zu halten.

## 3. Probenahme

Es wurde versucht, ein möglichst gleichmäßiges Netz an Probepunkten über die gesamte Böhmisches Masse Österreichs anzulegen.

Folgende Kartenblätter der ÖK50 wurden bearbeitet: 5-9, 12-22, 29-38, 51-55

Schlechte Aufschlußverhältnisse verhinderten lokal die Beschaffung frischen Probenmaterials. An Stelle einer Beprobung aus Anstehendem wurde dann Le-seiteinbeprobung angewandt. Es mußten demnach auch verwitterte Proben aufgenommen werden.

Bohrkernstücke von verschiedenen Lokalitäten wurden mir freundlicherweise von Herrn Dr. F. KOL-

Paragneise		
Bavarikum:		
Schiefergneis	bi, plag, afsp, q, mit teilweise	
Grobkorngneis	cord, sil, grn	
Perlgneis	*.*	
Migmatite	*.*	
Moldanubikum:		
Paragneis, allg.	bi, plag, afsp, q, ±grn, sil, px, amp	
Cordieritgneis	*.*	+cord, mu
Augitgneis	*.*	+px
Perlgneis	*.*	
Graphitschiefer	*.*	+grph, py
Migmatite	*.*	
Moravikum:		
Paragneise	wie oben, schwächer metamorph	
Quarzite	q, selten rein. ±fsp, sil, grn, grph	
Glimmerschiefer	bi, mu, plag, q, ±grn, stau, dist	
Phyllite	mu, fsp, q	
Kalksilikatgesteine	q, plag, px, grn, cc, amp, afsp, skap	
Marmore	cc, ±dol, grph, q, fsp, px, amp, skap	
Granulite	q, afsp, plag, grn, ±px, amp	
Orthogneise:	abhängig von der Ursprungszusammensetzung: plag, afsp, q, bi, ... ±grn, amp, px, mu	
Serpentine	Umwandlungen von ol, px führen zu: serp, amp, tc, chl; ±grn	
Amphibolite	plag, amp, ±px, bi, grn	
Granite:		
Weinsberger-	afsp, plag, q, bi	
Schärdinger-	*.*	±cord
Peuerbacher-	*.*	±cord
Feinkorn-	*.*	±mu
Eisgarner-	*.*	+mu
Thayamasse	*.*	
Granodiorite:		
Rastenberger-	afsp, plag, q, bi, amp, ±px	
Freistädter-	afsp, plag, q, bi	
Diorite	plag, q, bi, amp, px	

Abkürzungen:	Dichte, <g/cm <sup>3</sup> >	Susz.>0(j/n)	Abkürzungen:	Dichte, <g/cm <sup>3</sup> >	Susz.>0(j/n)
bi Biotit	≈2,90	j	px Pyroxen, allg.	≈3,28	j+n
chl Chlorit	≈2,80	j+n	ol Olivin	≈3,90	j
mu Muskovit	2,83	n	serp Serpentinminerale	≈2,60	j+n
q Quarz	2,65	n	tc Talk	2,78	n
plag Plagioklas	≈2,68	n	skap Skapolith	≈2,65	n
afsp Alkalifeldspat	2,57	n	cc Kalzit	2,71	n
fsp Feldspat, allg.	,		dol Dolomit	2,87	n
sil Sillimanit	3,25	n	py Pyrit	5,01	j
dist Disthen	3,68	n	*.* selbe Zusammensetzung wie oben		
stau Staurolith	≈3,70	j	+ zusätzlich mögliche Minerale		
grn Granat, allg.	≈4,30	j			
cord Cordierit	2,51	j			
grph Graphit	2,27	n			
amp Amphibol, allg.	≈3,10	j			

Für die Suszeptibilität wurden keine Zahlenwerte angegeben, da die Spannweiten stark überlappen und nur Größenordnungen angegeben werden könnten.

Abb. 1: Die Gesteine und deren Hauptgemengteile.

Fig. 1: The rocks and their contents.

LER (Univ. Wien, Inst. f. Petrologie) für Messungen zur Verfügung gestellt.

Daten von Bohrkernstücken wurden mir freundlicherweise von Herrn Dr. MAURITSCH (Montanuniversität Leoben) überlassen.

Zu Vergleichszwecken wurden auch Daten des kontinentalen Tiefbohrprojekts aus der Oberpfalz herangezogen.

## 4. Physikalische Parameter

### 4.1. Dichte

Die Gesteinsdichte ist eine physikalische Eigenschaft, die sich signifikant zwischen verschiedenen Gesteinstypen ändert. Sie ist in erster Linie abhängig von Unterschieden in der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine und deren Porosität und von den Mengenverhältnissen der Minerale zueinander. Wenn die Verteilung der Untergrunddichten bekannt ist, liefert sie wesentliche Informationen für weitere geologische Befunde. Labor- oder Bohrlochmessungen liefern Daten zur Interpretation von Feldbeobachtungen und besonders für lokale und regionale gravimetrische Untersuchungen.

Die Dichte ist definiert als das Gewicht in Luft eines Einheitsvolumens eines Objekts bei einer bestimmten Temperatur. Gewicht ist definiert als eine Kraft die lokal abhängig ist von der Gravitation eines Körpers und Masse ist im Gegensatz dazu eine gravitationsunabhängige Größe. Für Dichteuntersuchungen an Gesteinen ist der Unterschied unerheblich, da Unsicherheitsfaktoren wie Verwitterung, Porosität, Bergfeuchte und mechanischer Erhaltungszustand weit größere Fehlerquellen darstellen. Die spezifische Gravitation ist im Gegensatz zur Dichte definiert als das Verhältnis von Gewicht oder Masse in Luft eines Einheitsvolumens eines bestimmten Materials bei Standardtemperatur zum Gewicht oder der Masse des Einheitsvolumens in gasfreiem, destilliertem Wasser bei Standardtemperatur.

Die Dichte sollte in SI-Einheiten ( $\text{kg/m}^3$ ) angegeben werden, wird jedoch oft (auch in dieser Arbeit) als  $\text{g/cm}^3$  ausgeschrieben. Die spezifische Gravitation ist definitionsgemäß dimensionslos.

Da üblicherweise Dichteuntersuchungen in Labors durchgeführt werden, kann davon ausgegangen werden, daß eine gewisse Konstanz in den Meßbedingungen gegeben ist, sodaß Korrekturen nicht notwendig sind.

Methoden zur Bestimmung der Gesteinsdichte sind:

A Schwereflüssigkeiten

B Röntgenmethoden (kristallograp. Einheitszellen)

C Korndichten – mineralogische Zusammensetzung der Gesteine

D Pygrometermessung (feine Sedimente, Pulver)

E Auftriebswaage

F Gravimetrie (inkl. Bohrlochmessungen)

G Density-Logging (back scattered gamma-rays, LDL-CNL)

Die Dichte der Proben wurde fast ausschließlich mit der Auftriebswaage im Labor bestimmt. Einige Vergleichsdaten von der kontinentalen Tiefbohrung in der Oberpfalz beruhen auf Bohrlochmessungen. Zur Bestimmung der Porosität dienen hauptsächlich folgende Methoden:

A Wachsträngung

B Einpressen von Quecksilber

C Wasserabsorption

D Absorption von organischen Lösungen im Vakuum

Der Zusammenhang zwischen Dichte und Porosität ergibt sich aus folgender Beziehung:

$$\text{Dichte} = \frac{\text{Korngewicht} + \text{Gewicht der Porenfüllung}}{\text{Gesamtprobenvolumen}}$$

Gemessen wird im wesentlichen nur der offene, kommunizierende Porenraum.

Da es sich bei den untersuchten Proben ausschließlich um magmatische und metamorphe Gesteine handelt, wurden keine Porositätsbestimmungen durchgeführt. Probleme ergaben sich hingegen bei stark zerklüfteten oder durch die Bearbeitung rissig gewordenen Proben. Hier wurde bei der Dichtebestimmung nach der Auftriebsmethode in Wasser darauf geachtet, daß durch längeren Verbleib in der Flüssigkeit möglichst viel Luft aus den Rissen und Klüften entweichen kann.

### 4.2. Magnetische Suszeptibilität

Die Suszeptibilität ist ein wichtiger Parameter für die Diagnostik und Interpretation bei der Untersuchung von Gesteinskörpern. Die Meßergebnisse dienen als Ergänzung und zur genaueren Beurteilung aeromagnetischer Daten aus der geophysikalischen Landesaufnahme. Die Messungen wurden direkt im Gelände mit einem Kappameter KT-3 durchgeführt. Um Anisotropieeffekte zu untersuchen wird eine Suszeptibilitätsmeßbrücke verwendet.

Tabelle 1: Abkürzungen der geologischen Begriffe und der Gesteine sowie die Anzahl der gemessenen Proben. (Die geologischen und gesteinspezifischen Codes sind mit denen der Datenbank ident).

Table 1: Shortened geological names and rocknames as well as the numbers of the measured samples. (The codes are ident with those of the database).

GEOL	GES	GEBZ	Geologische Einheit		Anzahl der gemessenen Proben	
			Gesteinsart	Gesteinsbezeichnung	rho	kappa
MD			Moldanubikum			
	MS		Monotone Serie			
		PGN	Paragneis		38	29
		AUGG	Augitgneis			
		CORD	Cordieritgneis			
		PERL	Perlgneis			
		SER	Serpentinit			
		AMP	Amphibolit			
		QUZ	Quarzit			
	DG		Dobragneis			
		OGN	Orthogneis		12	8
		DOBR	Dobragneis			
		SPTZ	Spitzer Gneis			
	BS		Bunte Serie			
		PGN	Paragneis		78	76
		QUZ	Quarzit		4	2
		KSF	Kalksilikatfels		32	30
		MAR	Marmor		14	12
		GSF	Graphitschiefer			
		AMP	Amphibolit		32	29
		OGN	Orthogneis			
	GE		Gföhler Einheit			
		OGN	Orthogneis			
		GFGN	Gföhler Gneis		104	93
		SYGN	Syenitgneis			
		AMP	Amphibolit		33	25
		SER	Serpentinit		11	7
		PGN	Paragneis		10	7
		GRA	Granulit		28	25
	KG		Kaplice Glimmerschiefer			
		GLS	Glimmerschiefer		2	2
		PGN	Paragneis			
		QUZ	Quarzit			
	BG		Südböhm. Plutonite			
		GDI	Granodiorit			
		RG	Rastenberger Gdi.		14	9
		FGFS	Freistädter Gdi.			
		GRN	Granit			
		WG	Weinsberger Granit		100	50
		EG	Eisgarner Granit		48	28
		FGMH	Mauthausner Granit			
		FGAB	Altenberger Granit			
		DIO	Diorit		18	16
		PEG	Pegmatit			

Tabelle 1: Fortsetzung  
Table 1: Continued

GEOL	GES		Geologische Einheit		Anzahl der	
	GES	GBEZ	Gesteinsart	Gesteinsbezeichnung	gemessenen Proben rho	Proben kappa
MO		APL		Aplit		
		LAM		Lamprophyr		
	BG			Moravikum		
				Bittescher Gneisdecke		
	IP		OGN	Orthogneis		
			BITT	Bittescher Gneis	27	19
	TM		KSF	Kalksilikatfels		
				Innere Phyllite		
			OGN	Orthogneis	23	18
			WEIT	Weitersf. Stengelg.		
		PGN	Paragneis	31	23	
		MAR	Marmor	1		
		GLS	Glimmerschiefer	4	3	
BV		QUZ	Quarzit	10	9	
		PHY	Phyllit			
			Thaya Masse			
		GRN	Granit	64	59	
	BZ			Bavarikum		
				Böhmerwald-Zone		
			PGN	Paragneis	4	4
			SFGN	Schiefergneis		
			PERL	Perlgneis		
			GRBK	Grobkorngneis		
		OGN	Orthogneis			
		GFGN	Gföhler Gneis	2	2	
		GRN	Granit			
		EG	Eisgarner Granit	6	6	
MZ		WGGN	Weinsb. Granit(gn.)	4	4	
		QUZ	Quarzit			
		KSF	Kalksilikatfels			
			Mühl-Zone			
		PGN	Paragneis	20	20	
		SFGN	Schiefergneis			
		PERL	Perlgneis			
		GRBK	Grobkorngneis			
		QUZ	Quarzit			
		GRN	Granit			
SZ		WGGN	Weinsb. Granit(gn.)	11	11	
		FG	Feinkorngranite	9	9	
		DIO	Diorite	6	6	
		OGN	Orthogneis			
			Sauwald-Zone			
		PGN	Paragneis	43	43	
		SFGN	Schiefergneis			
		PERL	Perlgneis			
		QUZ	Quarzit			
		GRN	Granit			
	FG	Feinkorngranite	1	1		
	PEUE	Peuerbacher Granit	3	3		
	SCHE	Schärdinger Granit	11	11		



OK	PROBE	XKOORD	YKOORD	RHO	KAPPA	GEOL	GES	GBEZ	BEMER
20	r197	15.3508	48.5144	2.61	0.42	mdb	pgn		
37	r198	15.3528	48.4314	2.78	0.36	mdb	pgn		
37	r200	15.5353	48.4619	2.56	0.16	ogn	gfgn		
16	6534	14.5367	48.5913	2.55	99.00	mdbg	grn	fgmh	a

Legende:	OK	Blattnummer der Österreichischen Karte 1:50.000
	PROBE	Probenummer
	XKOORD	X-Koordinate
	YKOORD	Y-Koordinate
	RHO	Dichtewert in <g/cm <sup>3</sup> >
	KAPPA	Suszeptibilitätswert in 10 <sup>-3</sup> <SI>
	GEOL	Geologische Einheit
	GES	Gesteinsart
	GBEZ	Gesteinsbezeichnung
	BEMER	Anmerkungen
ad KAPPA:	Der Kappawert 99.00 bedeutet, daß kein Suszeptibilitätswert gemessen wurde.	
ad BEMER:	donau bedeutet Nahbereich zur Donaustörung rodl bedeutet Nahbereich zur Rodlstörung diend bedeutet Nahbereich zur Diendorfer Störung a Daten stammen aus alten Beständen m Daten wurden uns freundlicherweise von Herrn Dr. MAURITSCHEK zur Verfügung gestellt p interne Kennung graph Graphitgneise bohrk Bohrungslokalitäten	

Abb. 2: Auszug aus der Gesteinsdatenbank.

Fig. 2: Part of the rock-database.

Die Suszeptibilität eines Gesteins hängt im wesentlichen vom seinem Gehalt an ferrimagnetischen Mineralen ab. Korngröße, Kornform und die Struktur des Gesteins beeinflussen die Meßergebnisse. Die Werte einer einzigen Probe können stark variieren, wodurch eine statistische Auswertung unumgänglich bleibt. In der Regel wurden daher mehrere Messungen von einem Aufschluß gemittelt und als Durchschnittswert in die kartenmäßige Darstellung aufgenommen.

Das verwendete „Kappameter KT-3“ aus der CFSR arbeitet mit einer Trägerfrequenz von 10 kHz und zeigt direkt die „apparent susceptibility“  $\kappa'$  an. Im allgemeinen ist  $\kappa'$  unterschiedlich von der Suszeptibilität  $\kappa$  in Abhängigkeit von der Dimension, von der Oberflächenbeschaffenheit und von geometrischen Faktoren des Meßobjekts.

Zur Umrechnung von  $\kappa'$  auf  $\kappa$  dient folgende Beziehung:

$$\kappa = \kappa' / (1 - \kappa' / 2) \text{ <SI-System>}$$

Für Suszeptibilitätswerte unter  $100 \times 10^{-3}$  SI-Einheiten gilt

$$\kappa = \kappa'$$

mit einem Fehler kleiner als 5%. In der Praxis ist diese Genauigkeit ausreichend.

In der Meßpraxis ist es notwendig Korrekturen der Meßergebnisse vorzunehmen, um Oberflächenunebenheiten und die Dimensionen eines Handstücks oder der Bohrkerns auszugleichen. Bohrkerns werden grundsätzlich an ihrer Zylinderfläche gemessen.

## 5. Meßergebnisse

Da ein Ziel dieser Arbeit die möglichst gleichmäßige Beprobung des Arbeitsgebietes war, liegen von flächenmäßig wenig repräsentierten Gesteinen (z. B. Ganggesteine) nur wenige bzw. keine Proben vor.

Im Untersuchungsgebiet wurden folgende Gesteine beprobt (siehe Tabelle 1).

Tabelle 2: Zusammenfassung der Meßergebnisse mit Vergleichswerten aus der Literatur.

Table 2: Summary from the results of measurements with relative values from the literature.  
 (Legende/legend:  $\bar{\sigma}$  = Mittelwert/mean, Med. = Median/median, 1),3) = Vergleichswerte aus / relative values from: CARMICHAEL (1989), 2) = Vergleichswerte aus / relative values from: MENDE u. SIMON (1988))

Gestein		Dichte		Suszept.				
		$\bar{\sigma}$	Med.	1)	2)	$\bar{\sigma}$	Med.	3)
Paragneis	MS	2,68	2,68	2,72	2,6-3,2	0,21	0,20	0-0,4
	BS	2,64	2,64			-0,03	0,20	
	GE	2,68	2,67			1,21	0,34	
	BZ	2,73	2,73			0,27	0,27	
	MZ	2,69	2,70			0,44	0,28	
	SZ	2,68	2,68			0,25	0,24	
	IP	2,60	2,60			0,79	0,18	
Glimmersch.	IP	2,76	2,82	2,78		20,77	28,00	
Quarzite	IP	2,62	2,62	2,63	2,65	0,11	0,12	
Orthogneis	IP	2,61	2,60	2,62	2,6-3,0	0,14	0,12	0-0,1
Bittescher Gn.		2,59	2,59			0,14	0,14	
Dobra Gneis		2,65	2,65			0,19	0,14	
Gföhler Gneis		2,62	2,63			0,16	0,16	
Granulit		2,66	2,67	2,63	2,6-3,0	0,28	0,28	
Amphibolit	BS	2,96	2,95	2,91	2,8-3,2	0,65	0,64	0,2-4
	GE	2,97	2,98			2,59	0,70	
Marmor		2,73	2,73	2,72	2,5-2,8	0	0	<0,05
Kalksilikatf.		2,69	2,72	2,70		0,13	0,13	
Serpentinite		2,57	2,57	2,72	2,4-2,8	23,86	19,80	>0,3
Plutonite:								
Schärd.Granit		2,68	2,68		2,5-3,0	0,17	0,15	0-0,5
Peuerb.Granit		2,64	2,64			0,27	0,28	
Weinsbg.Gr.	BZ	2,72	2,73	2,69		0,24	0,25	
	MZ	2,69	2,71			0,53	0,32	
	BG	2,64	2,64			0,17	0,16	
EisgarnerG.	BZ	2,60	2,62	2,63		0,11	0,14	
	BG	2,59	2,58			0,29	0,14	
Feinkorng.	MZ	2,67	2,64	2,68		0,18	0,16	
	BG	2,65	2,66			0,55	0,16	
Diorite	MZ	2,78	2,74	2,74	2,8-3,0	0,67	0,50	
	BG	2,74	2,74			0,39	0,35	
Rastenbg.G.		2,68	2,69	2,70	2,7-2,8	0,23	0,20	
Thayagranite		2,59	2,58	2,62		0,09	0,10	

## 5.1. Ergebnisse der Dichteanalysen

Tabelle 3: Gesteinsdichten der Böhmisches Masse, statistische Übersicht.

Table 3: Rockdensities of the Bohemian Massiv, statistical overview.

Gestein	n	min	max	aver	med	lowqu	uppqu	mode	stdev
Kalksilikatfels	32	2.51	2.80	2.69	2.72	2.62	2.75	2.72	0.08
Marmor	14	2.67	2.84	2.73	2.73	2.71	2.74	2.73	0.04
GE-Amphibolit	32	2.73	3.48	2.96	2.95	2.90	3.01	2.94	0.13
BS-Amphibolit	33	2.73	3.44	2.97	2.98	2.89	3.04	2.99	0.15
Granulit	28	2.54	2.84	2.66	2.67	2.63	2.70	2.70	0.06
Serpentinit	11	2.49	2.70	2.57	2.57	2.51	2.61	2.56	0.06
BZ-Paragneise	4	2.70	2.77	2.73	2.73	2.71	2.76	2.70	0.03
MZ-Paragneise	20	2.58	2.77	2.69	2.70	2.67	2.72	2.70	0.05
SZ-Paragneise	43	2.56	2.86	2.68	2.68	2.64	2.72	2.68	0.06
Weinsberger Gr.	100	2.46	2.81	2.64	2.64	2.62	2.67	2.63	0.04
Feinkorngranit	86	2.53	2.74	2.65	2.66	2.62	2.68	2.66	0.04
Eisgarner Granit	48	2.51	2.69	2.59	2.58	2.56	2.62	2.57	0.04
Rastenberger Gr.	14	2.61	2.79	2.68	2.69	2.63	2.72	2.61	0.06
Diorite	18	2.58	2.93	2.74	2.74	2.72	2.80	2.80	0.09
Thayagranite	64	2.52	2.66	2.59	2.58	2.56	2.62	2.58	0.03
MS-Paragneise	38	2.57	2.86	2.68	2.68	2.64	2.72	2.67	0.05
BS-Paragneise	78	2.41	2.78	2.64	2.64	2.61	2.68	2.63	0.07
GE-Paragneise	10	2.55	2.87	2.68	2.67	2.61	2.72	2.65	0.09
Dobragneise	12	2.56	2.75	2.65	2.65	2.63	2.68	2.63	0.05
Bittescher Gneis	27	2.46	2.64	2.59	2.59	2.56	2.62	2.57	0.04
Gföhler Gneis	104	2.51	2.66	2.62	2.63	2.59	2.64	2.65	0.04
BZ-Weinsberger Gr.	4	2.71	2.73	2.72	2.73	2.72	2.73	2.73	0.01
BZ-Eisgarner Gr.	6	2.52	2.66	2.60	2.62	2.54	2.65	2.62	0.06
MZ-Diorite	6	2.73	2.88	2.78	2.74	2.74	2.84	2.74	0.06
MZ-Feinkorngranit	9	2.62	2.76	2.67	2.64	2.63	2.71	2.64	0.05
MZ-Weinsberger Gr.	11	2.59	2.73	2.69	2.71	2.67	2.72	2.71	0.04
Schärddinger Gr.	11	2.66	2.73	2.68	2.68	2.67	2.69	2.68	0.02
Peurbacher Gr.	3	2.59	2.68	2.64	2.64	2.59	2.68	2.59	0.05
IP-Glimmerschf.	4	2.57	2.84	2.76	2.82	2.68	2.84	2.84	0.13
IP-Orthogneise	23	2.54	2.67	2.61	2.60	2.59	2.64	2.60	0.03
IP-Paragneise	31	2.49	2.69	2.60	2.60	2.56	2.64	2.60	0.05
IP-Quarzite	10	2.60	2.64	2.62	2.62	2.61	2.62	2.62	0.01

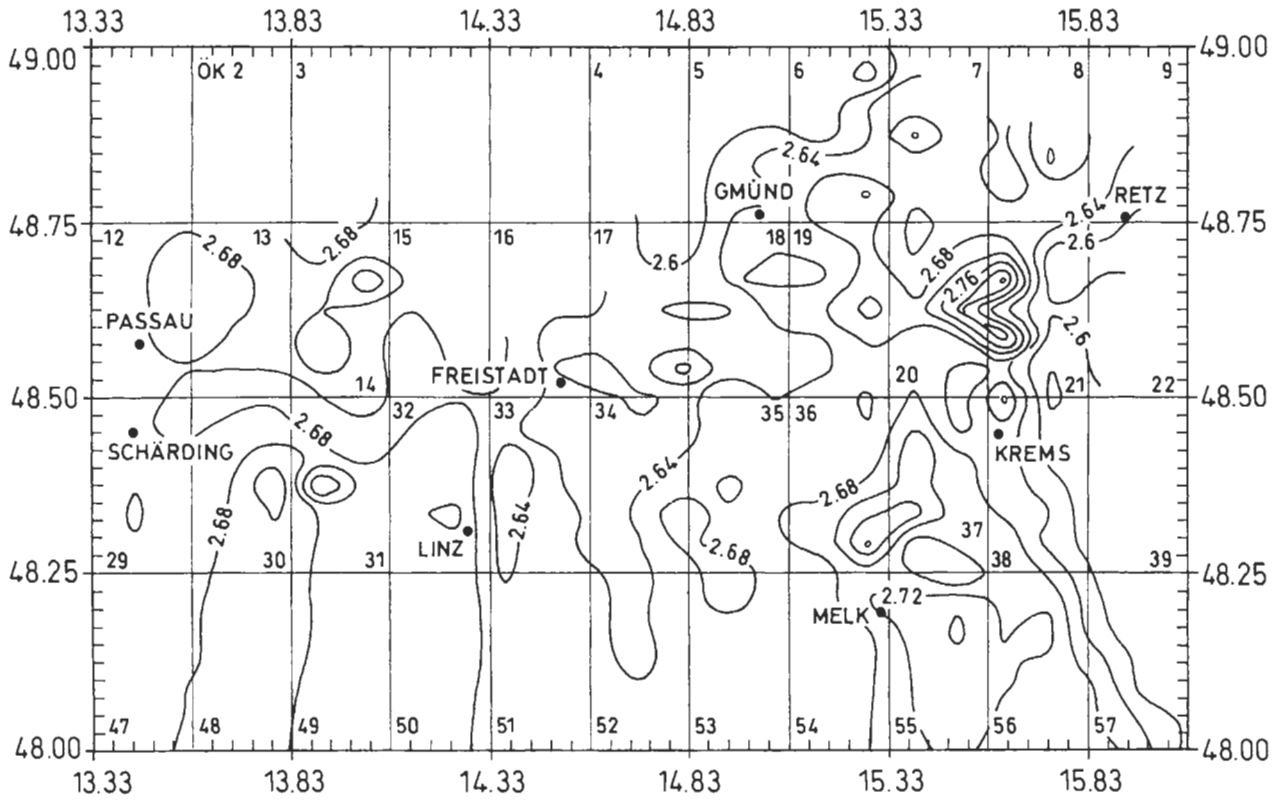


Abb. 3: Dichtekarte der Böhmisches Masse mit ÖK-Netz.  
 Fig. 3: Densitymap of the Bohemian Masiv with OEK-mapnet.

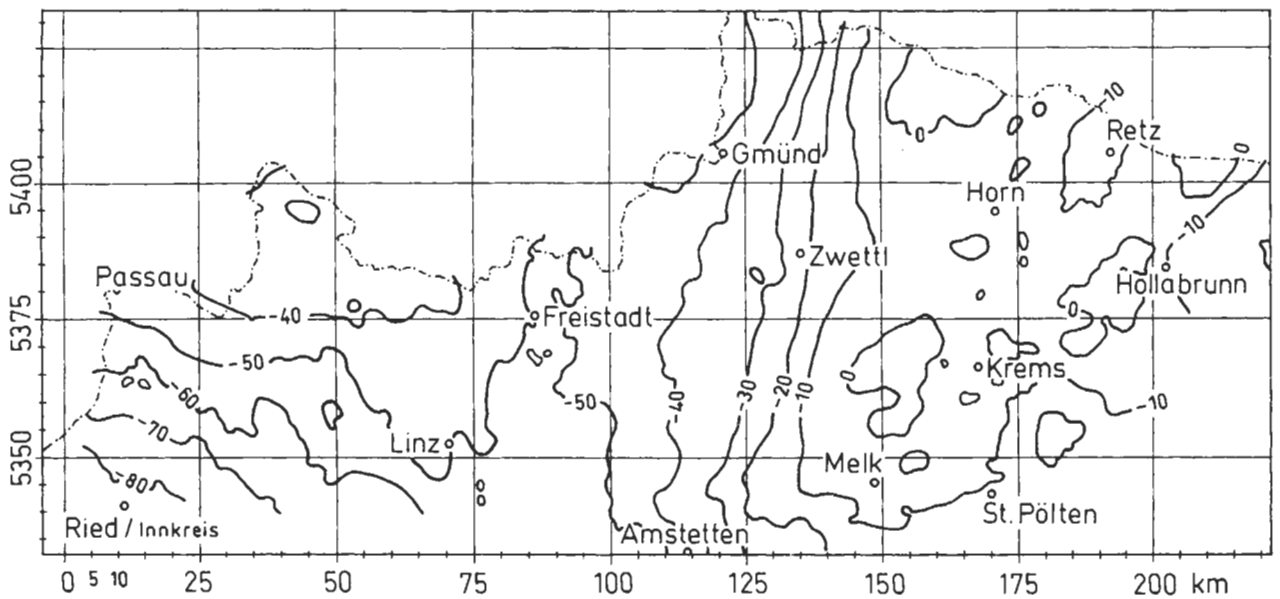


Abb. 4: Karte der Bougueranomalien im Bereich der Böhmisches Masse.  
 Fig. 4: Map of the bouguer anomaly of the Bohemian Massiv.

## 5.2. Ergebnisse der Suszeptibilitätsanalysen

Tabelle 4: Magnetische Suszeptibilitäten der Gesteine der Böhmisches Masse, statistische Übersicht.

Table 4: Magnetic susceptibilities from rocks of the Bohemian Massif, statistical overview.

Gestein	n	min	max	aver	med	lowqu	uppqu	mode	stdev
Kalksilikatfels	30	0.00	0.36	0.13	0.13	0.07	0.17	0.07	0.09
Marmor	12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
GE-Amphibolit	29	0.36	1.48	0.65	0.64	0.47	0.76	0.41	0.23
BS-Amphibolit	25	0.22	46.47	2.59	0.70	0.50	0.94	0.70	9.19
Granulit	25	0.04	0.52	0.28	0.28	0.24	0.36	0.24	0.12
Serpentinit	7	13.80	34.00	23.86	19.80	15.00	33.00	33.00	9.09
BZ-Paragneise	4	0.24	0.31	0.27	0.27	0.25	0.30	0.24	0.03
MZ-Paragneise	20	0.08	1.40	0.44	0.28	0.20	0.48	0.20	0.38
SZ-Paragneise	43	0.08	0.40	0.25	0.24	0.20	0.28	0.28	0.08
Weinsberger Gr.	50	0.00	0.34	0.17	0.16	0.12	0.20	0.16	0.08
Feinkorngranit	65	0.00	5.32	0.55	0.16	0.12	0.22	0.20	1.17
Eisgarner Granit	28	0.00	3.68	0.29	0.14	0.08	0.15	0.14	0.72
Rastenberger Gr.	9	0.06	0.52	0.23	0.20	0.16	0.24	0.16	0.14
Diorite	16	0.20	0.92	0.39	0.35	0.32	0.42	0.36	0.16
Thayagranite	59	0.00	0.22	0.09	0.10	0.00	0.14	0.00	0.07
MS-Paragneise	29	0.08	0.36	0.21	0.20	0.16	0.24	0.16	0.07
BS-Paragneise	76	-9.00	0.66	-0.03	0.20	0.14	0.25	0.12	1.49
GE-Paragneise	7	0.08	6.00	1.21	0.34	0.16	1.20	0.22	2.15
Dobragneise	8	0.08	0.45	0.19	0.14	0.09	0.28	0.16	0.15
Bittescher Gneis	19	0.00	0.24	0.14	0.14	0.12	0.16	0.16	0.05
Gföhler Gneis	93	0.00	0.34	0.16	0.16	0.13	0.21	0.16	0.07
BZ-Weinsberger Gr.	4	0.16	0.32	0.24	0.25	0.19	0.30	0.16	0.07
BZ-Eisgarner Gr.	6	0.00	0.20	0.11	0.14	0.00	0.16	0.16	0.09
MZ-Diorite	6	0.32	1.36	0.67	0.50	0.32	1.00	0.32	0.43
MZ-Feinkorngranit	6	0.32	1.36	0.67	0.50	0.32	1.00	0.32	0.43
MZ-Weinsberger Gr.	11	0.16	3.00	0.53	0.32	0.16	0.40	0.40	0.82
Schärdinge Gr.	11	0.08	0.32	0.17	0.15	0.12	0.20	0.14	0.07
Peuerbacher Gr.	3	0.24	0.30	0.27	0.28	0.24	0.30	0.24	0.03
IP-Glimmerschf.	3	0.32	34.00	20.77	28.00	0.32	34.00	0.32	17.97
IP-Orthogneise	18	0.00	0.26	0.14	0.12	0.10	0.16	0.12	0.06
IP-Paragneise	23	0.10	7.20	0.79	0.18	0.14	0.30	0.14	1.71
IP-Quarzite	9	0.10	0.12	0.11	0.12	0.10	0.12	0.12	0.01

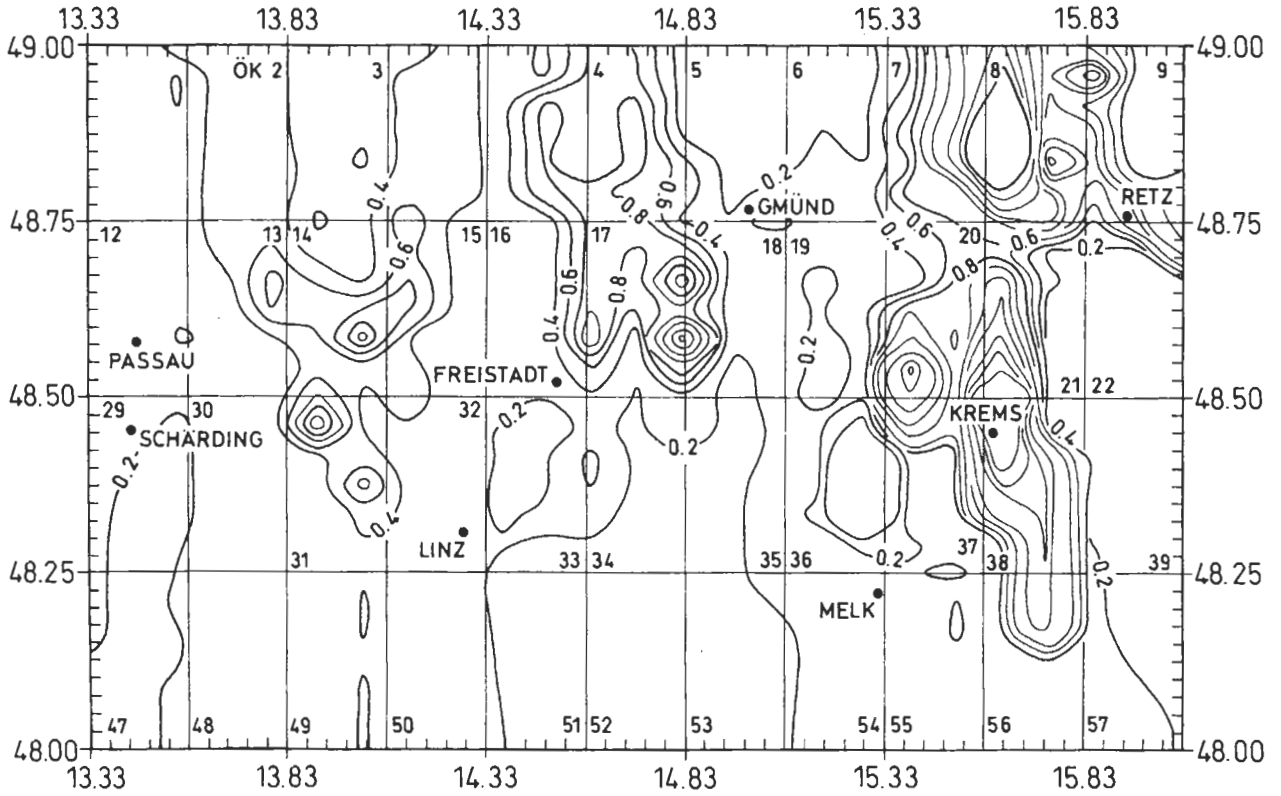


Abb. 5: Karte der magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmischen Masse mit im ÖK-Netz.

Fig. 5: Map of the magnetic susceptibility of the Bohemian Massiv with the OEK-mapnet.

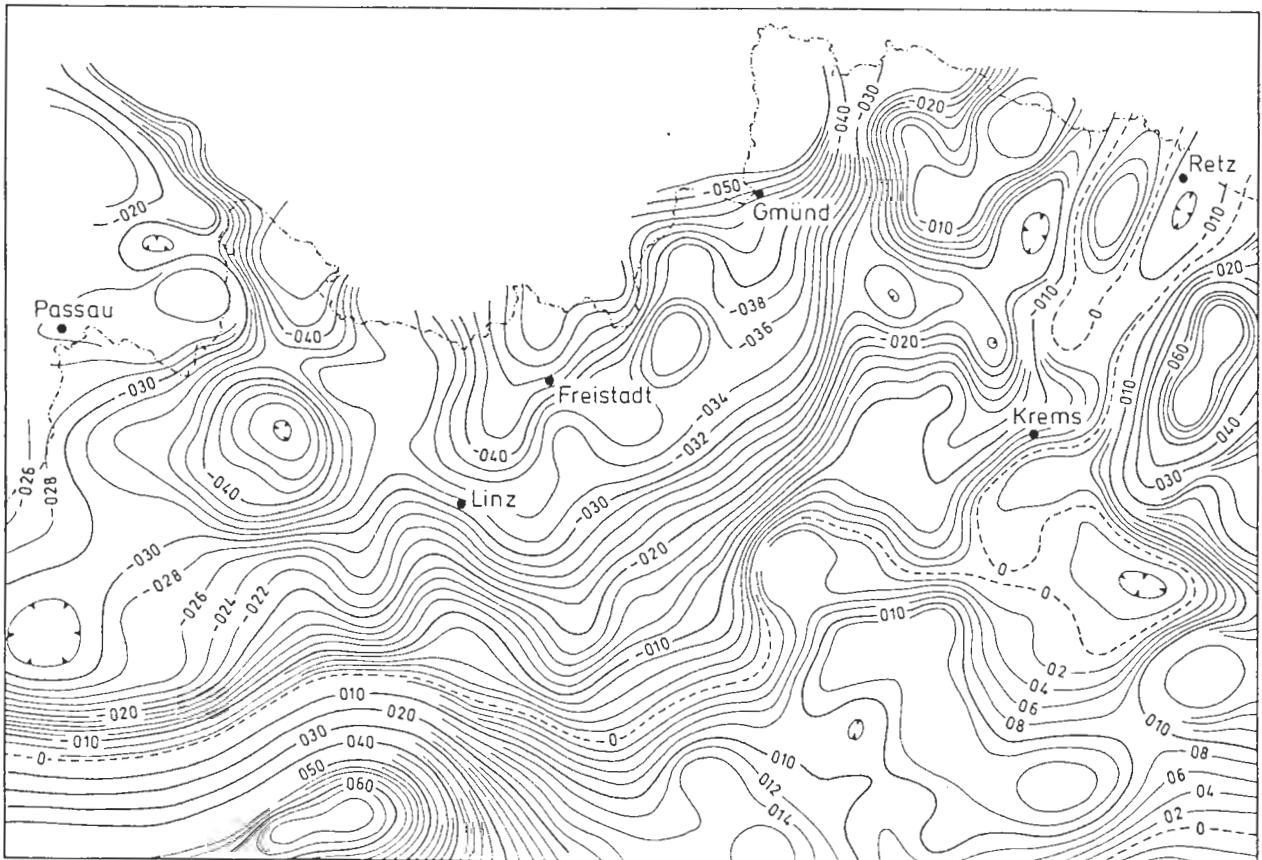


Abb. 6: Aeromagnetische Karte der Böhmischen Masse Österreichs (Flughorizont 3000m, polereduziert).

Fig. 6: Aeromagnetic map of the Bohemian Massiv (flightlevel 3000 m; polereduziert).

### 5.3. Bohrkerndaten

Anhand von Bohrkernstücken wurden Untersuchungen durchgeführt, welche einerseits zum Ziel hatten, die Dichteabhängigkeiten mit zunehmender Teufe festzustellen (Abb. 7) und andererseits Daten von frischem, unverwittertem Material von verschiedenen Gesteinen zu erhalten.

Die Bohrkernstücke wurden uns freundlicherweise von Herrn F. KOLLER zur Verfügung gestellt.

## 6. Diskussion der Meßergebnisse

Tabelle 2 gibt einen Überblick der ausgewerteten Gesteinsarten mit Vergleichswerten aus der Literatur:

### 6.1. Gesteinsdichten

Das erstellte Dichtemodell der Böhmisches Masse Österreichs zeigt im wesentlichen einen Plateaucharakter (mit  $2,68\text{g/cm}^3$ ) westlich der Südböhmischen Plutonite, welcher nur durch vereinzelt auftretende Anomalien, hervorgerufen durch Inhomogenitäten in den einzelnen Gesteinspartien bzw. durch das Auftreten von Dioritkörpern unterbrochen wird. Hier, im Bavarikum, zeigt sich auch deutlich eine Dichteabnahme in Richtung SSW, quer zum Streichen, was mit der zunehmenden Migmatisation der Gneise von NNE nach SSW in Verbindung gesetzt werden kann (Gesteinsabfolge von NNE nach SSW: Paragneise – Grobkorngneise – Perlgneise – Migmatite, allgemein – Schärddinger-/ Peuerbacher Granite).

Die Südböhmischen Plutonite bilden ein ausgeprägtes Dichteminimum zwischen den Gneismassen des Bavarikums und des Moldanubikums mit einer Gesamtdichte  $<2,64\text{g/cm}^3$ , wiederum unterbrochen von vereinzelt auftretenden Dioritstöcken mit höherer Dichte ( $2,74\text{g/cm}^3$ ).

Das Moldanubikum zeichnet sich durch eine große Vielfalt von Gesteinen und damit durch große Dichteunterschiede, regional betrachtet, aus. In der Monotonen Serie sind hauptsächlich Dichtewerte um  $2,68\text{g/cm}^3$  anzutreffen, während in der Bunten Serie die Spitzen bis über  $3\text{g/cm}^3$  steigen. Hier läßt sich auch kaum ein allgemein gültiger Dichtewert für die gesamte Einheit ermitteln.

Das Moravikum verhält sich ähnlich wie die Bunte Serie. Der im äußersten Osten der Böhmisches Masse gelegene Thayabatholith weist geringe Dichten von im Durchschnitt weniger als  $2,60\text{g/cm}^3$  auf.

Im allgemeinen ist zu beachten, daß auch innerhalb einer Gesteinsart größere Dichteveriationen, abhängig vom Mineralbestand, auftreten können (siehe Tab. 3, statistische Übersicht). Als Durchschnittsdichte der Gesteine der Böhmisches Masse Österreichs wurde der auch bisher angenommene Wert von  $2,67\text{g/cm}^3$  bestätigt. Das Poisson'sche

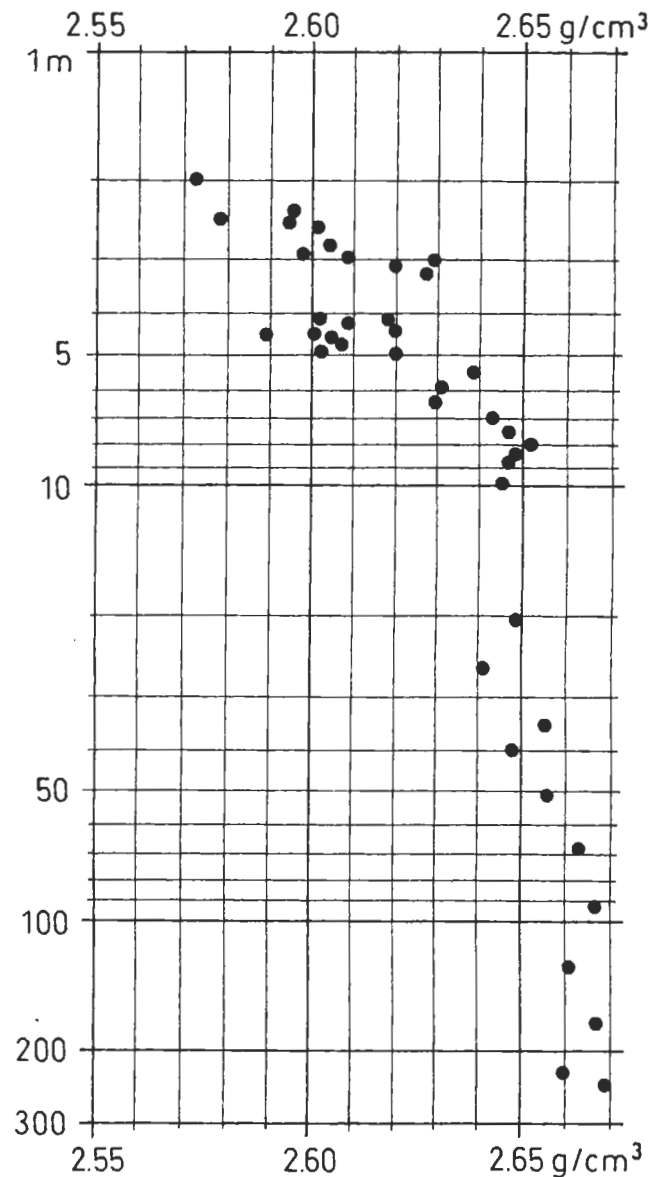


Abb. 7: Teufenabhängigkeit der Dichtewerte von Bohrkerndaten aus MOK1; alle Proben aus dem Eisgarner Granit.

Fig. 7: Correlation between depth and rock densities from drillingcores of MOK1; all samples are Eisgarner Granit.

Theorem zur Verknüpfung bzw. kombinierten Interpretation von Dichte und Suszeptibilität ist in vielen Bereichen problematisch. Die magmatischen Gesteine ergeben bei dieser Kombination einen genau gegenläufigen Trend: Geringe Dichtewerte bei relativ hohen Suszeptibilitätswerten.

Eine gewisse Übereinstimmung der Dichtekarte mit den Bougueranomalien des Untersuchungsgebietes hebt die Wichtigkeit einer exakten Dichtekartierung als Voraussetzung für die gravimetrische Vermessung einer Region hervor.

Tab. 5: Bohrungsdaten und Untersuchungsgebiete  
 Tab. 5: Coredata and areas of exploration

Bohrung	Lokalität		Endteufe <m>	Überdeckung	
	Länge	Breite		<m>	Material
MOK1	14,8536	48,6645	303,3	3,0	Humus, Grus
MOK2	14,8568	48,6658	279,1	2,0	Humus, Grus
LOK1	14,7767	48,5421	103,2	24,5	Granitgrus
LOK2	14,7784	48,5424	127,4	6,0	Granitgrus
LOK3	14,7768	48,5421	38,7	17,0	Granitgrus
LOK4	14,7787	48,5420	114,5	10,5	Granitgrus
LOK5	14,7772	48,5418	71,5	23,0	Granitgrus
LOK6	14,7767	48,5439	84,0	9,0	Granitgrus
LOK7	14,7775	48,5426	77,5	9,8	Granitgrus
LOK8	14,7794	48,5423	84,6	5,5	Granitgrus
LOK9	14,7795	48,5422	85,4	6,5	Granitgrus
LOK10	14,7801	48,5427	61,1	5,0	Granitgrus
LOK11	14,7761	48,5420	65,7	15,5	Humus, Grus
HOK1	alle im Abstand		136,7	—	—
HOK2	von max. 2000 m		119,2	—	—
HOK3	um die Kirche von		232,7	—	—
HOK4	Hirschenschlag		125,0	2,8	Humus, Grus
NEK2	alle im Umkreis		90,3	1,2	Humus
NEK5	von ca. 200 m um		74,4	0,2	Humus
NEK7	die Koordinaten		97,1	1,0	Humus
NEK8	14,6778	48,7917	92,1	5,3	Granitgrus
NEK9			160,2	1,5	Granitgrus
NEK10			142,9	1,7	Humus
NEK12			148,6	—	—
WOK5	15,3569	48,5136	87,5	3,0	Humus

Legende/legend: St. Martin ... MOK; Liebenau ... LOK;  
 Hirschenschlag ... HOK; Nebelstein ... NEK; Wietzen ... WOK.

## 6.2. Magnetische Suszeptibilität der Gesteine

In vielen Bereichen der Böhmisches Masse Österreichs liegen die Suszeptibilitätswerte zwischen 0,1 und  $0,2 \times 10^{-3}$ SI-Einheiten. Erhöhte Werte ergaben sich nur in der Bunten Serie, im Moravikum und vereinzelt in Dioritstöcken des Bavarikums sowie der Südböhmischen Plutonite. Hier wurden extremwerte bis über  $46 \times 10^{-3}$ SI gemessen.

Bei den meisten Gesteinen überschneiden sich die Spannweiten der Meßergebnisse in weiten Bereichen (vgl. Tab. 4), sodaß allgemein festgestellt werden kann, daß eine Unterscheidung der Gesteine aufgrund ihrer Suszeptibilität nicht vorgenommen werden kann.

Die Anwendung des Poisson'schen Theorems

führte nur bereichsweise zu befriedigenden Ergebnissen.

## Danksagung

Der Fonds zur Förderung von Wissenschaft und Forschung in Österreich unterstützte diese Arbeit im Rahmen des Projektes „P7186-Gesteinsphysik Böhmisches Masse“.

Besonders bedanken möchte ich mich bei Herrn Dr. P. Steinhauser, der mich zu dieser Arbeit ermutigt hat und mir jede Unterstützung zukommen ließ. Weiters möchte ich folgenden Herren danken: Dr. G. Duma, Projektleiter, Dr. B. Meurers für den großzügigen Meinungsaustausch, Dr. F. Koller für die Bereitstellung von Kernmaterial, Dr. H. J. Mauritsch für die Überlassung von



Kerndaten, Dr. W. Seiberl für die Überlassung einer aeromagnetischen Karte Österreichs.

## 7. Literatur

- CARMICHAEL, R. S. (1989): Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals. — CRC Press, Florida.
- ELIAS, M. & UHMANN, J. (1968): Synoptic Rock Densities Map of Czechoslovakia (with explanation text). — Inst. of applied geoph. Brno; Publ.: Geol. surv. Czechoslov., Prague.
- FINGER, F. und HÖCK, V. (1986): Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums. — Jb. Geol. B.-A., 129, 641–642, Wien.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. — Jb. Geol. B.-A., 119, 45–61, Wien.
- FUCHS, G. und MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. — Jb. Geol. B.-A., 119, 1–43, Wien.
- GRANSER, H. (1982): Allgemeine Feldvortsetzung und Verfahren zur Dichtebestimmung angewandt auf gravimetrische Untersuchungen im Hochgebirge. — Diss. Univ. Wien.
- KÖHLER, A. (1941): Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seine Randgebiete. 1. Teil: Die petrologischen Verhältnisse. — Fortschr. Min. Krist. Petr., 25, 253–316, Berlin.
- LIPPMANN, E. et al. (1988, 1989): KTB Oberpfalz VB – Gesteinsphysikalische Untersuchungen. D Geophysik, KTB-Report, 88-1,88-2,88-6,88-9,89-2, Hannover.
- LIPPMANN, E. et al. (1989): Tiefbohrung KTB Oberpfalz VB – Ergebnisse der geowissenschaftlichen Bohrungsbearbeitung im KTB-Feldlabor (Windischeschenbach), Teufenbereich: 2500–3009m. D Geophysik, KTB-Report, 89-4, Hannover.
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. — Jb. Geol. B.-A., 119, 63–74, Wien.
- MENDE, D. und SIMON, G. (1988): Physik: Gleichungen und Tabellen. — (VEB Fachbuchverlag), Leipzig.
- MEURERS, B., STEINHAUSER, P. und JILG, W. (1990): Gesteinsphysikalische Aufnahme der Böhmisches Masse in ausgewählten Teilen des Mühlviertels. — IMG-Univ. Wien, Geoph. Forsch. Ber., 29, Wien.
- SCHARBERT, H. G. und FUCHS, G. (1981): Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs. (EX.7, DMG-ÖMG-Tagung 1981). — Fortschr. Min., 59/Beiheft 2, 129–152, Stuttgart.
- STEINHAUSER, P., JILG, W. und MEURERS, B. (1988a): Die Verteilung von Dichte und magnetischer Suszeptibilität der Oberflächengesteine in der Umgebung des Nebelsteins. — IMG-Univ. Wien, Geoph. Forsch. Ber., 24, Wien.
- STEINHAUSER, P., JILG, W. und MEURERS, B. (1988b): Gesteinsphysikalische Parameter der Oberflächengesteine des nordöstlichen Waldviertels. — IMG-Univ. Wien, Geoph. Forsch. Ber., 26, Wien.

# Sr-Isotopendaten zur Genese der Antimonit-Lagerstätte Schlaining (Burgenland)

Sr-isotope and whole rock  
geochemical studies on the genesis of the stibnite  
deposit Schlaining (Penninic unit, Eastern Alps)

GRUM, W.<sup>1</sup>, FRIMMEL, H. E.<sup>2</sup> & KOLLER, F.<sup>3</sup>

mit 14 Abbildungen, 4 Tabellen und 1 Anhang

Schlüsselwörter:

*Sb-Vererzung*  
*Sr-Isotopenuntersuchungen*  
*Geochemie*  
*Rechnitzer Serie*  
*Rechnitzer Fenster*  
*Penninikum*

Keywords:

*Sb-mineralisation*  
*Sr-isotopes*  
*geochemical data*  
*Rechnitzer series*  
*Rechnitzer window*  
*Penninic unit*

Adresse der Autoren:  
Address of the authors:

<sup>1</sup> Mag. Walter Grum  
Institut für Geologie der Universität Wien,  
Labor für Geochronologie, BVFA Arsenal,  
Franz Grillstraße 9, Objekt 214, A-1030 Wien.

<sup>2</sup> Dr. Hartwig E. Frimmel  
Department of Geology, University of Cape Town,  
Rondebosch 7700, Republic of South Africa.

<sup>3</sup> Univ.-Doz. Dr. Friedrich Koller  
Institut für Petrologie der Universität Wien,  
Dr. Karl Luegerring 1, A-1010 Wien

## Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Summary .....	75
1. Einleitung .....	75
2. Geologischer Rahmen .....	77
3. Mineralisation .....	78
4. Methodik .....	79
5. Geochemie .....	80
5.1. Grünschiefer .....	81
5.2. Kalkglimmerschiefer .....	82
6. Sr-Isotopenverhältnisse .....	82
7. Interpretation und Diskussion .....	85
8. Schlußfolgerungen .....	88
Literatur .....	89

## Contents

Zusammenfassung, Summary .....	75
1. Introduction .....	75
2. Geological Settings .....	77
3. Mineralisation .....	78
4. Methology .....	79
5. Geochemistry .....	80
5.1. Greenschists .....	81
5.2. Calcareous micaschists .....	82
6. Sr-isotope composition .....	82
7. Interpretation and Discussion .....	85
8. Conclusions .....	88
References .....	89

## Zusammenfassung

Gesteins- und Wasserproben aus der Antimonit-Lagerstätte Schlaining und der näheren Umgebung im Rechnitzer Fenster (Penninikum, Alpenostrand) wurden auf deren Sr-Isotopenverhältnisse und Geochemie untersucht. Die gesammelten Daten sprechen eindeutig für eine epigenetische Vererzung, für die, basierend auf Flüssigkeitseinschlußdaten und geochronologischen Daten ein maximales Alter von etwa 17–19 Ma geschätzt wird. Die mineralisierende Lösung ist durch  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse zwischen 0,712 und 0,713 gekennzeichnet, was in guter Übereinstimmung mit bisher bestimmten Isotopenverhältnissen in anderen Karbonatgebundenen metamorphogenen beziehungsweise metamorph überprägten Vererzungen in den Ostalpen steht. Metabasalte in der Umgebung weisen MORB-Charakteristika auf und können als mögliche Quelle für das Sb ausgeschieden werden. Die Isotopendaten sprechen auch gegen einen Zusammenhang der Sb-Vererzung mit eventuellem miozänen andesitischen Vulkanismus, stehen aber in Einklang mit einer entweder meteorischen oder metamorphen Herkunft der mineralisierenden Lösung. Zwei Modelle erscheinen am wahrscheinlichsten für die Genese der Lagerstätte, wobei sich beide auf die tertiäre Bruchtektonik als Ursache für die Bildung hydrothermaler Konvektionssysteme stützen: (a) Mobilisierung möglicher Sb-Vererzungen vom Typ Kreuzeck oder Rabant in Äquivalenten der „Unteren Schieferhülle“ durch ascendente, metamorphogene Fluids aus tieferen Krustenniveaus zum Ausklang der jungalpidischen Metamorphose; (b) deszendente Wässer, die in den überlagernden unterostalpinen Einheiten Kristallin auslaugten und über Bruchsysteme in größere Tiefe zirkulierten. Die zur Verfügung stehenden Daten erlauben keine klare Entscheidung zwischen diesen beiden Modellen.

## Summary

Whole rock and water samples from the stibnite deposit Schlaining (Burgenland, Austria) were analysed for their Sr isotopic and geochemical composition. The data obtained support an epigenetic model for this deposit. Based on fluid inclusion and geochronological data, the maximum age of mineralisation can be constrained as 17–19 Ma. The mineralising solution is characterized by a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio between 0.712 and 0.713 which is similar to that of other carbonate-hosted metamorphogenic or metamorphically overprinted deposits in the Eastern Alps. Metabasalts in the vicinity of the deposit have MORB-characteristics and can be excluded as possible Sb-source. Any direct relation between Sb-mineralisation and Miocene andesitic volcanism can

also be ruled out by the isotopic data. Rather, isotopic compositions favour either a metamorphic or a meteoric origin of the mineralizing solution. Two possible genetic models, both of them linked with Neogene faulting, are considered: (a) Mobilisation of possible Sb-mineralisation of the Kreuzeck or Rabant type hosted in equivalents of the „Untere Schieferhülle“ by ascending metamorphic fluids from deeper crustal levels during the waning stages of the late-alpine metamorphism; and (b) circulation of descending meteoric waters into Penninic rocks, having scavenged Rb-rich and Sb-bearing crustal rocks from the overlying lower Austroalpine unit, and precipitating stibnite subsequent on cooling during their upwards path through calcareous schists of the Penninic unit. These two models are not necessarily mutually exclusive but, based on the data collected so far, none of the two can be favoured.

## 1. Einleitung

Im Vergleich zu anderen Antimonit-Lagerstätten zeichnet sich jene von Schlaining durch eine ausgesprochene Reinheit des Antimonits beziehungsweise durch vergleichsweise niedrige Gehalte an As, Hg oder W aus. Dies veranlaßte PETRASCHEK & POHL (1982), Schlaining als gesonderten Typ von Sb-Lagerstätten zu unterscheiden. Die Antimonit-Lagerstätte Schlaining lag in reger Bergbautätigkeit während der vergangenen 100 Jahre. In den letzten Jahren des Abbaues wurden pro Jahr etwa 1.000 t Sb-Metall aus ca. 20.000 t Erz gewonnen.

Trotz dieser wirtschaftlichen als auch lagerstättenkundlichen Signifikanz der Lagerstätte herrscht nach wie vor Uneinigkeit über deren Genese. Mit Hinweis auf die große Ähnlichkeit mit Sb-Vererzungen in SE-Europa vermutete HIESSLEITNER (1947, 1952) eine epigenetische Bildung durch Hydrothermen, die auf den miozänen Andesitvulkanismus in der weiteren Umgebung zurückgeführt wurde. Ein derartiges Modell wurde jüngst auch von BELOCKY et al., (1991) vertreten.

MAUCHER & HÖLL (1968) interpretierten die Sb-Mineralisation als eine synsedimentäre, primäre Erzanreicherung, bedingt durch submarine hydrothermale Lösungen in Verbindung mit basischen Extrusiva. Diese Autoren stellten die Antimonit-Vererzung bei Schlaining zur Sb-W-Hg-Formation und vertraten ein paläozoisches Alter. Ein solches Alter wurde jedoch seither durch die Fossilfunde von SCHÖNLAUB (1973) klar widerlegt. In einer neueren Arbeit argumentiert NAWARATNE (1989) wiederum für eine synsedimentäre Erzanreicherung aber kretazischen Alters.

Isotopenuntersuchungen an Erzmineralen und co-genetischer Gangart haben sich in den vergange-

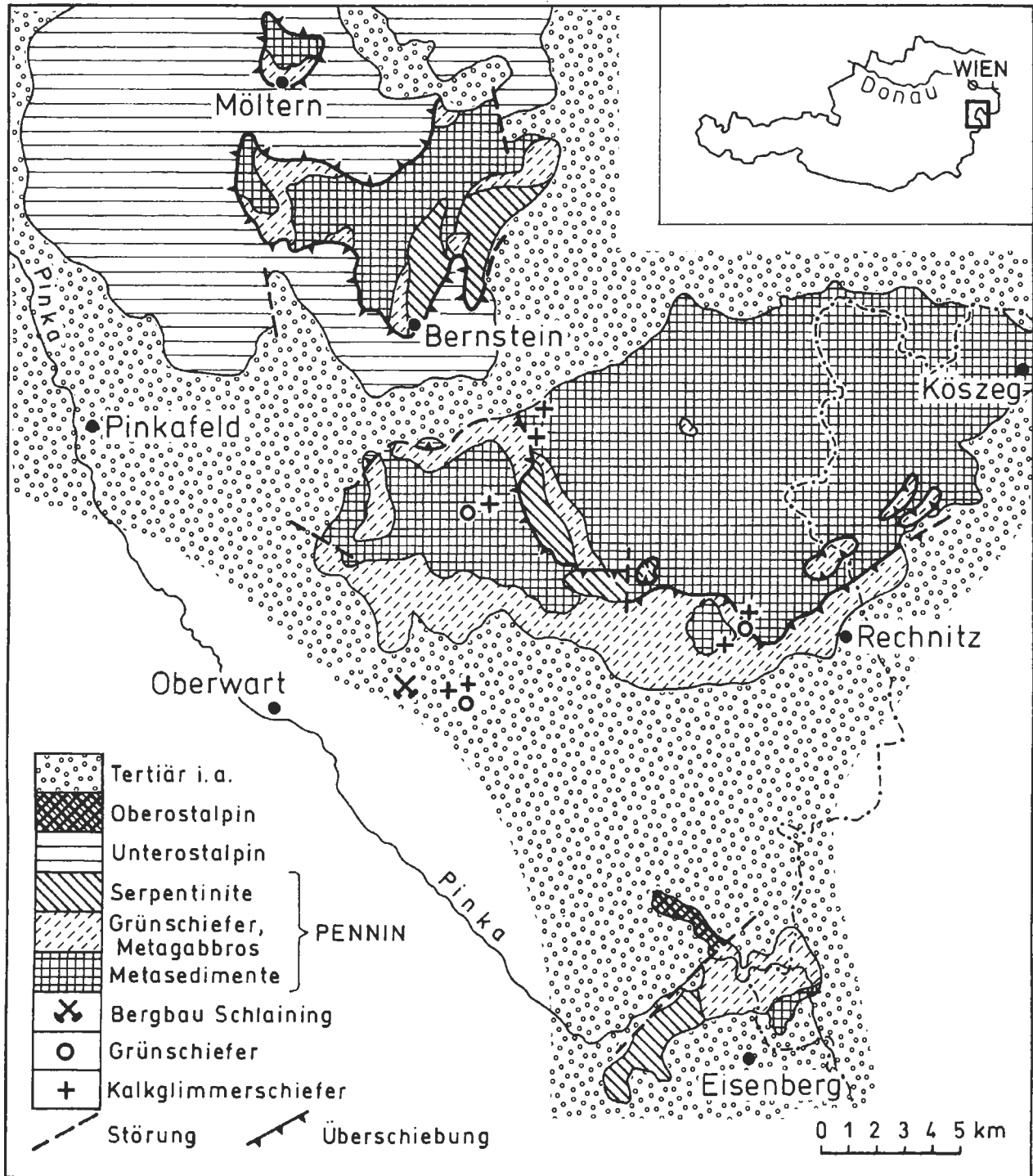


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der penninischen Fenster am Alpenostrand (KOLLER, 1985).

Fig. 1: Geological overview on the Penninic windows at the eastern end of the Alps (KOLLER, 1985).

nen Jahren vielfach bewährt, um Aussagen über die Herkunft der mineralisierenden Lösungen und somit über die Erzgenese zu treffen (FRIMMEL, 1988, 1989). Die Anwendung leichter stabiler Isotope, wie jene von O, C oder S, hat den Nachteil, daß hierfür eine exakte Kenntnis der

Ausfällungstemperatur der untersuchten Mineralphasen notwendig ist. Das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnis ist hingegen unabhängig von der Temperatur, jedoch stark abhängig von der Anwesenheit von Rb. Dies ermöglicht einen erfolgreichen Einsatz der Sr-Methode in karbonat-gebundenen Vererzungen mit

## Schematisches Normalprofil im Bereich des Bergbaurevier Schlaining

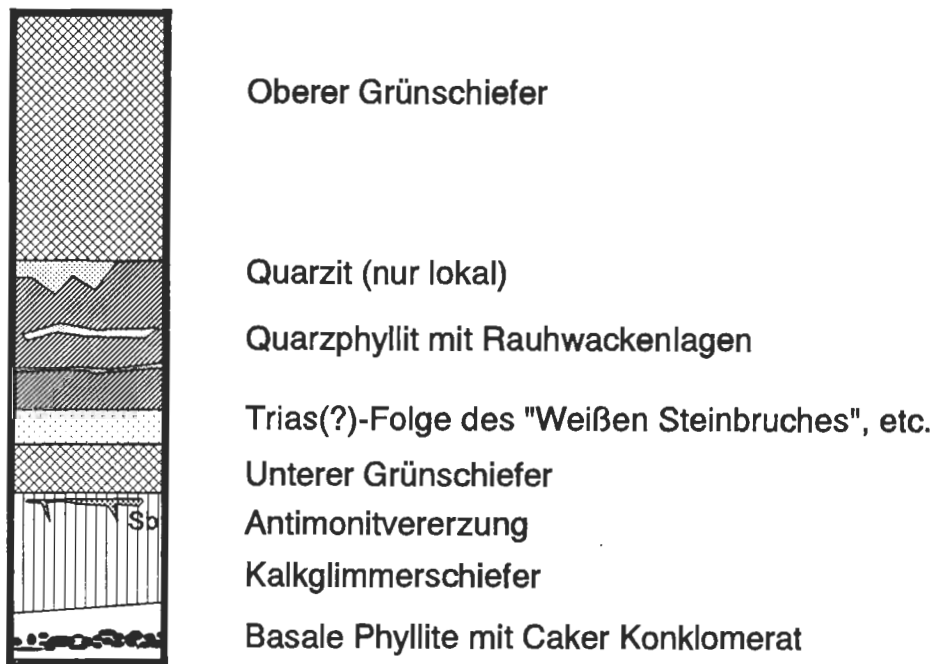


Abb. 2: Schematisches Normalprofil im Bereich des Bergbaurevieres Schlaining nach PAHR (1975, 1977, 1980)

Fig. 2: Schematized section through the mining area (PAHR, 1975, 1977, 1980).

extrem niedrigen Rb/Sr Verhältnissen (FRIMMEL, 1988, 1989).

Calcit ist eine wichtige Gangart zur Sb-Vererzung in Schlaining, und das Wirtsgestein besteht zum Teil aus karbonatreichen Gesteinen. Somit erscheint diese Lagerstätte gut zur Anwendung der Sr-Methode geeignet. Ergänzend zu den Isotopendaten werden geochemische Analysen präsentiert, und ein möglicher Zusammenhang der Sb-Vererzung mit den umgebenden Trägergesteinen diskutiert.

## 2. Geologischer Rahmen

Am Ostrand der Alpen tauchen unter den ostalpinen Decken in den tektonischen Fenstern von Rechnitz, Bernstein, Möltern und Eisenberg penninische Gesteine auf, die als Rechnitzer Serie zusammengefaßt werden (TOLLMANN, 1977; Abb. 1). Die Rechnitzer Serie unterlagert die als Unterostalpin eingestufte Wechselserie (PAHR, 1975). Durch den Fund von ober- bis mittelkretazischen Schwamm-Spiculae in den Karbonatgesteinen der Rechnitzer Serie durch SCHÖNLAUB (1973) konnte das mesozoische Alter der Sedimente bestätigt werden.

Der Inhalt dieser tektonischen Fenster besteht aus 3-4 km mächtigen, niedriggradig metamorphen Se-

dimentserien, die hauptsächlich aus Kalkphylliten, Quarzphylliten, Kalkglimmerschiefern sowie Quarziten bestehen. Damit verbunden kommen Fragmente einer ozeanischen Kruste in Form von tektonisierten Ophiolitkomplexen vor (KOLLER, 1985). Diese bestehen aus serpentinierten Ultramafiten, Mg- und Fe-reichen Metagabbros und bis 200 m mächtigen Grünschieferabfolgen. Zur Ophiolitsequenz gehören weiters Rodingite, Ophikarbonatgesteine und Radiolarite.

Nach KOLLER (1985) können folgende 3 Metamorphoseereignisse unterschieden werden:

- 1) Relikte einer ozeanischen Metamorphose M1, die bisher nur in den Ophiolitkomplexen und angrenzenden Ophikarbonatgesteinen nachgewiesen werden konnten und sich vor allem durch Hornblendebildung und einer, lokal sehr intensiven Oxidation manifestiert. Nachweisbar sind Bildungsbedingungen von  $T = > 400^{\circ}\text{C}$  und  $P = \leq 1 \text{ kbar } P_{H_2O}$ .
- 2) Eine als altalpidisch eingestufte Hochdruckmetamorphose M2, mit Bedingungen von  $T = 330\text{--}370^{\circ}\text{C}$  und  $P = 6\text{--}8 \text{ kbar}$ , ist in den Metabasiten weit verbreitet, in den Metasedimentgesteinen jedoch nur lokal nachweisbar.

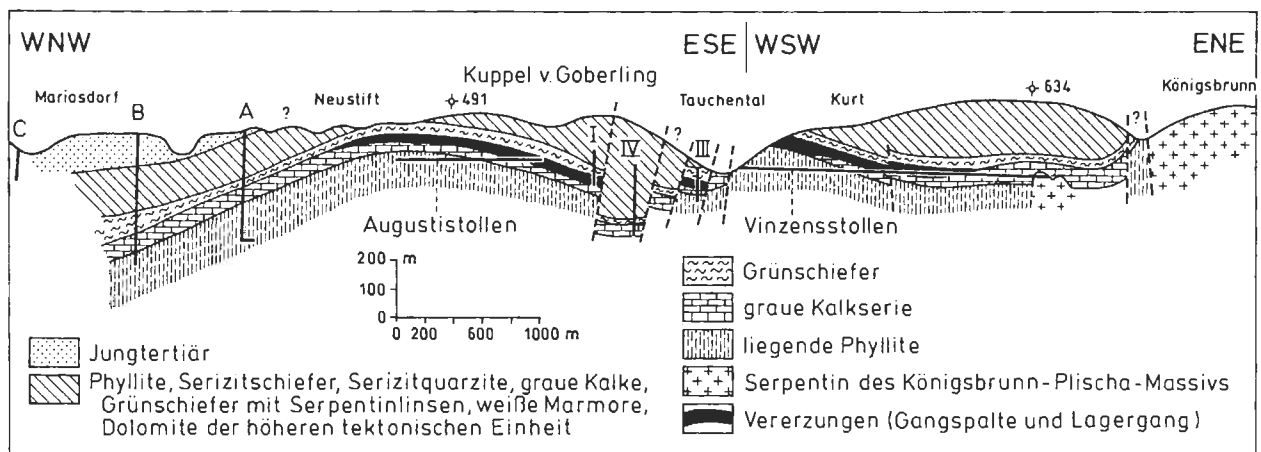


Abb. 3: Profil durch die Lagerstätte Schlaining (POLLAK, 1953).

Fig. 3: Section through the stibnite mine Schlaining (POLLAK, 1953).

- 3) Eine jungalpidische Regionalmetamorphose M3, mit  $T = 390\text{--}430^\circ\text{C}$  und  $P = \leq 3 \text{ kbar}$ , ist in allen Gesteinen nachweisbar. K/Ar-Abkühlalter für M3-Hellglimmer liegen zwischen 19 und 22 Ma.

PAHR (1980) unterschied im österreichischen Anteil des Rechnitzer Fensters eine hangende Einheit im Westen von einer liegenden Einheit im Osten. Letztere enthält hauptsächlich Kalkphyllite, Quarzphyllite und Quarzite. Die dominierende B-Achsenrichtung ist N-S. Die hangende Einheit, die vorwiegend aus kalkreichen Phylliten mit vereinzelt Konglomerat-Lagen (Caker Konglomerat) sowie einigen größeren Serpentin- und Gabbrokörpern aufgebaut wird, schließt im Hangenden mit bis zu 150 m mächtigen Grünschiefern ab. Die B-Achsen dieser Einheit streichen meist E-W.

Generell herrschen inverse Lagerungsverhältnisse vor, wobei die Ophiolitkörper häufig über den mesozoischen Metasedimentserien liegen. Als Bildungsmilieu für die ozeanische Kruste in der Rechnitzer Serie wird ein gut ausgebildeter mittelozeanischer Rücken eines möglicherweise relativ schmalen Ozeans vermutet (HÖCK & KOLLER, 1989; KOLLER & HÖCK, 1990).

Die Antimonit-Lagerstätte Schlaining liegt am Westrand des Rechnitzer Fensters (Abb. 1). Das Normalprofil im Bergbaurevier (Abb. 2) zeigt einen komplexen Schuppenbau. Die in Abb. 2 dargestellte Abfolge bildet im Bereich Schlaining – Goberling eine flache Antiklinale, die von der ca. N-S streichenden Tauchentalstörung durchschnitten wird. Diese Störung trennt die Revier Kurt (im E) und Neustift (im W; Abb. 3). Entlang dieser Störung wurde die E-Scholle um ca. 200 m relativ gehoben (POLLAK, 1953). Die Schichten fallen im Bereich des Kurt-Reviers meist flach gegen S bis SE ein (Abb. 3).

Das Auftreten der Erze ist im Revier Neustift eher lager- bis lagergangförmig, während im Revier Kurt die Vererzung an insgesamt vier Erzklüften gebunden ist, die untereinander Abstände zwischen 50 und 100 m aufweisen. Diese Erzklüfte, die WNW-ESE bis NW-SE streichen, sind auf ca. 2 km im Streichen verfolgbar und sehr unregelmäßig ausgebildet (BAUER, 1966). Von diesen Erzklüften ausgehend treten häufig Apophysen in die schieferigen Nebengesteinen auf.

Die Erzklüfte sind auf den Grenzbereich Kalkglimmerschiefer – „Unterer Grünschiefer“ beschränkt. Die Liegendgrenze der Vererzung reicht im Zentrum der Aufwölbung Schlaining-Goberling bis in die liegenden basalen Phyllite und steigt gegen E an. Die Tauchentalstörung verhindert eine Klärung der Fortsetzung der Liegendgrenze nach W. Lokal kataklastisches Zerbrechen der Erze ist einer jüngeren Bruchtektonik zuzuschreiben. Der hierbei anfallende Stress wurde bevorzugt im Antimonit aufgenommen, was die Erzklüfte zu idealen Bewegungsbahnen machte (LEHNERT-THIEL, 1967).

### 3. Mineralisation

Nach LEHNERT-THIEL (1967) können drei Vererzungsphasen unterschieden werden, eine Vorphase, die Sb-liefernde Hauptphase und eine Nachphase. Die Vorphase der Vererzung zeigt sich nur lokal durch bis 2 cm dicke Saalbänder von Arsenkies. Ob eine deutliche Trennung zur nachfolgenden Hauptphase vorliegt, ist unklar. Grundsätzlich ist zu erwarten, daß die Vorphase höher temperiert ist, wenn die thermische Energie von der alpidischen Metamorphose stammt.

In Verbindung mit dem Antimonit der Hauptphase treten nur sehr geringe Mengen von Arsenkies,



Abb. 4: SLA-8: Poliertes Handstück (Gesamthöhe 5 cm) mit Übergang von der Vererzung (Oben mit hellem Antimonit) zum unveränderten, leicht geschieferten Nebengestein (Kalkglimmerschiefer). Dazwischen sieht man die silifizierte Zone, die durch ihre hellere Färbung und den grusigen Charakter gekennzeichnet ist. Diese Zone geht vom Lettenez im cm-Bereich bis in den dunkelgrauen Kalkglimmerschiefer über.

Fig. 4: SLA-8: Polished sample (total height 5 cm) with the transition from the mineralisation (upper part with bright stibnite) to the non altered country rock (calcareous micaschist). Between them the silicified zone occur, characterized by bright colour. This zone varies in few cm from the "Lettenez" to the calcareous micaschist.

Zinkblende und Pyrit auf. Dominierende Gangart ist Quarz, der oft in idiomorph ausgebildeten Kristallen den Antimonit durchspießt. Antimonit ist meist grobkristallin und strahlig-stengelig, seltener auch drusig ausgebildet. Im angrenzenden Nebengestein, meist Kalkglimmerschiefer (Abb. 4, 5 und 6), wurde Calcit in einem etwa 1 bis 10 cm weiten Saalband weitgehend von Quarz verdrängt. Diese Saalbänder stellen leicht vergrusende Zonen dar, wobei Hellglimmer als Restphase übrigblieb und jene typisch schmierigen Bereiche der Vererzung bildet, für die bei den Bergleuten die Bezeichnung „Lettenez“ gebräuchlich wurde.

Innerhalb der Antimonitvererzung tritt nur selten Karbonat auf, meist als dispers verteilte Kalkschieferkomponenten in den Saalbändern (Abb. 5). Hydrothermaler Quarz enthält mikroskopisch kleine Calcit-Einschlüsse. Im Bereich der Liegendgrenzen der Erzklüfte, in deren „Wurzelzonen“, kommen idiomorph ausgebildete, bis 3 cm große Gang-Calcite vor, die ebenfalls der Hauptphase zugeordnet werden.

Das dominierende unmittelbare Nebengestein der Erzklüfte ist ein dunkelgrauer, fein- bis mittelkörn-

Tabelle 1: Schematische Zusammenstellung des Mineralbestandes der verschiedenen Vererzungsphasen der Antimonitmineralisationen im Raum Schlaining (LEHNERT-THIEL, 1967).

Table 1: Schematic table of the occurrence of minerals according to the different stages of the stibnite mineralisations in the area of Schlaining (LEHNERT-THIEL, 1967).

Phase	Mineralisation	Gangart
Vorphase	Pyrit, Markasit, Arsenkies, arsenhaltiger Pyrit, Zinkblende (Titanit)	Quarz
Hauptphase	Antimonit, Arsenkies, Zinkblende, Pyrit	Quarz, Karbonat (Wurzelzone)
Nachphase	Zinnober, Fahlerz, Kupferkies, Zinkblende	Calcit, Ankerit

ger Kalkglimmerschiefer, der im allgemeinen plattig bricht. Im Dünnschliff (Abb. 6) zeigt sich ein metamorpher Lagenbau aus synkinematischem Hellglimmer (5–10 Vol.%) und Calcit (80–90 Vol.%) mit geringen Mengen von Quarz (5–10 Vol.%). Häufig treten weiße Calcitmobilisate auf, sowohl in Form konkordanter Lagen als auch als diskordante, jüngere Klüftfüllungen.

Die Nachphase ist durch das Auftreten von Zinnober gekennzeichnet. In Schlaining kommt Zinnober nur sehr lokal vor. Mit dem ca. 12 km entfernten Antimonitabbau von Maltern ist jedoch ein größeres Zinnober-Vorkommen verbunden, welches mit dem Zinnober in Schlaining genetisch gleichgestellt wird.

#### 4. Methodik

34 Gesteins- und 6 Wasserproben wurden im Labor für Geochronologie, BVFA Arsenal, auf ihre Sr-Isotopenzusammensetzung hin untersucht. Bedingt durch die Bergbausituation zur Zeit der Probenahme im Jahre 1988, konnte nur der Bereich der südlichsten Erzklüfte (Vinzenz Süd II) beprobt werden. Gesteinsproben wurden sowohl entlang eines vertikalen (siehe Anhang) als auch eines horizontalen Profils (z.B. SLA-7a–c, SLA-9/1 bis SLA-9/3; siehe Anhang und Tab. 2) genommen. Zum Vergleich zu den vererzten Kalkglimmerschiefern wur-



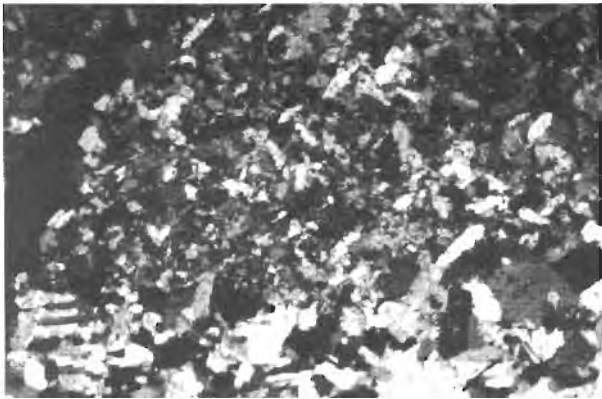


Abb. 5: Probe SLA-9: Übergangsbereich von der Vererzung zum Kalkglimmerschiefer; im oberen Bildbereich überwachsen hypidiomorphe Quarzkristalle Calcit (X Nicols, Bildbreite ca. 4 mm).

Fig. 5: Sample SLA-9: Transition zone from the mineralisation to the calcareous micaschist; in the upper area calcite is overgrown by hypidiomorphic quartz crystals (X Nicols, total width about 4 mm).

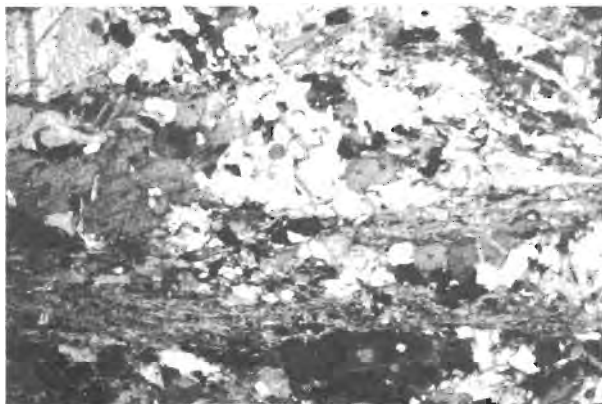


Abb. 6: Probe SLA-13: Deutlich erkennbar ist am unteren Bildrand der metamorphe Lagenbau aus Calcit (und Quarz) und Hellglimmer (X Nicol, Bildbreite ca. 4 mm).

Fig. 6: Sample 13: Clear visible metamorphic lineation formed by calcite (and quartz) and white mica (X Nicol, total width about 4 mm).

den auch solche beprobt, die möglichst weit von jeglicher Vererzung entfernt sind (Kalkglimmerschiefer in Tab. 3). Zusätzlich wurden auch Proben der „Unteren Grünschiefer“ in die Untersuchung miteinbezogen. Von den sechs untersuchten Wasserproben stammen vier von rezenten mineralisierten Quellen (Säuerlinge) in der näheren Umgebung der La-

gerstätte (siehe Anhang) und zwei von im Bergbau anfallenden Wässern.

Für die Isotopenuntersuchungen wurden, je nach Sr-Gehalt, etwa 200 mg einer möglichst homogenen und analysenfein gemahlten Probe verwendet. Rb-reiche Proben wurden, nach Zugabe eines an  $^{84}\text{Sr}$  und  $^{87}\text{Rb}$  hoch angereicherten Mischspikes, in konz.  $\text{HNO}_3$  und 40 % HF etwa 3,5 Stunden aufgeschlossen, und nach Zugabe von 6n HCl eingedampft. Der Rückstand wurde in 2,5n HCl aufgenommen und zentrifugiert. Proben mit sehr niedrigem Rb/Sr-Verhältnis wurden in kalter 2,5n HCl gelaugt und durch Zentrifugieren vom unlöslichen Rückstand befreit. Die Wasserproben wurden unmittelbar nach der Entnahme mit 2 ml 6n HCl/l angesäuert, um Fällungsreaktionen zu verhindern, und später im Labor nach dem Eindampfen in 2,5n HCl aufgenommen.

Aus den derart gewonnenen Lösungen wurden über DOWEX-AG 50X8- (bzw.  $\text{ZrPO}_4$ -) Ionenaustauscherkolonnen Sr und Rb separiert. Für sämtliche naßchemischen Arbeitsschritte wurden nur suprapure Substanzen, dreifach destilliertes  $\text{H}_2\text{O}$  und bidestillierte Säuren verwendet. Von den gewonnenen Mengen an Rb und Sr wurden jeweils ca. 1  $\mu\text{g}$  mit 0,01%  $\text{H}_3\text{PO}_4$  auf Tantal-Filamente geladen. Die Bestimmung der Isotopenverhältnisse erfolgte mit einem VG ALDERMASTON MM30 Festkörpermassenspektrometer bei einer Beschleunigungsspannung von 7,8 bzw. 6,8 kV und einer Meßzeit pro Position von 2,1 s. Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse sind auf ein  $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0,11940 normalisiert. Die angegebenen Meßergebnisse beruhen auf 120–400 Einzelmessungen der jeweiligen Massen. Die angegebenen Fehler entsprechen  $2\sigma$  (mean standard deviation). Um die Vergleichbarkeit der Daten zu gewährleisten, wurden am Gerät laufend Messungen des Sr-Standards NBS987 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71024$ ) durchgeführt. 55 Messungen dieses Standards über den Zeitraum dieser Untersuchung hinweg ergaben ein  $^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von  $0,71009 \pm 0,00006$ .

Die geochemische Bearbeitung der Gesteinsproben wurde an Lithiumborat-Schmelzpillen für die Hauptelemente und an Preßpillen für die Spurenelemente mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (Phillips PW1400) am Institut für Petrologie der Universität Wien durchgeführt. Die Meßmethode, Standards, analytische Fehler und Nachweisgrenzen sind in NIS-BET et al. (1979) angegeben.

## 5. Geochemie

Um zur Frage eines möglichen Zusammenhanges der Sb-Vererzung mit den Grüngesteinen Aussagen machen zu können, wurden von 7 Proben aus dem Lagerstättenbereich chemische Analysen durchgeführt (Tab. 2), wobei die Probe SLA-9 den Über-

Tabelle 2: RFA-Analyseergebnisse der untersuchten Proben aus der Lagerstätte Schlaining (Hauptelemente aus Schmelzpillen, GV als Glühverlust; Kalkglimmerschiefer: SLA-7b, SLA-9/1, SLA-9/2 und SLA-13; Vererzung: SLA-6, SLA-9/3 und SLA-9/4).

Table 2: RFX analytical results of investigated samples from the stibnite mine Schlaining (bulk elements from fused pellets, GV for loss of ignition; calcareous micaschists: SLA-7b, SLA-9/1, SLA-9/2 and SLA-13; mineralized samples: SLA-6, SLA-9/3 and SLA-9/4).

Name	SLA-6	SLA-7b	SLA-9/1	SLA-9/2	SLA-9/-3	SLA-9/4	SLA-13
SiO <sub>2</sub>	73,35	29,83	22,60	7,52	89,00		33,11
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,21	0,06	0,04	0,11		0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,93	6,03	1,42	0,64	2,65		0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,99	3,91	0,76	0,42	0,63		0,12
MnO	0,08	0,34	0,23	0,10	0,04		0,00
MgO	1,75	9,59	1,13	0,47	0,55		0,06
CaO	12,16	24,22	41,59	51,10	4,62		41,13
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,13	0,01	0,00	0,00		0,00
K <sub>2</sub> O	0,66	1,57	0,45	0,19	0,71		0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,12	0,04	0,03	0,07		0,01
GV	6,60	24,52	32,16	38,57	0,81		25,65
Summe	99,79	100,47	100,45	99,08	99,19		100,09
Nb	4	0	0	0	0	0	0
Zr	6	20	0	0	20	0	0
Y	20	55	22	27	22	0	20
Sr	180	175	355	680	75	6	740
Rb	55	100	35	21	64	0	9
Zn	18	8	2	1	11	3	0
Cu	13	9	7	6	11	10	6
Ni	1	2	0	0	1	0	0
Cr	3	4	1	1	3	1	0
V	1	2	0	0	1	0	0
Ba	3	5	2	1	3	0	0

gang aus den Kalkglimmerschiefern (SLA-9/1) zum Erz (SLA-9/4) darstellt. Die Proben SLA-7b, SLA-9/1, SLA-9/2 und SLA-13 sind Kalkglimmerschiefer. SLA-6 ist eine „Lettenerz“-Probe. RS-99/79, RS-174/81, RS-220/82 und RS-226/82 sind Kalkglimmerschiefer aus der näheren Umgebung von Schlaining (Tab. 3). Die Grünschiefer aus den „Unteren Grünschiefern“ (RS-242/84, RS-243/84 und RS-247/84) stammen von Oberflächenaufschlüssen aus der unmittelbaren Umgebung des Bergwerkes.

### 5.1. Grünschiefer

Im Diagramm Ti/100 – Zr – Y\*3 (Abb. 7) nach PEARCE & CANN (1973) liegen die untersuchten Grünschiefer aus der unmittelbaren Umgebung der Lagerstätte in jenem Bereich, der für MORB-Zusammensetzungen charakteristisch ist. Dies ist in Übereinstimmung mit anderen penninischen

Grünschiefern in den tektonischen Fenstern am Alpenostrand (KOLLER, 1985, 1990). Analoge Resultate ergibt die Anwendung des Nb\*2 – Zr/4 – Y -Diagramms (Abb. 8) nach MESCHÉDE (1986). Auch im Diagramm Zr/Y vs. Y (Abb. 9) nach PEARCE & NORRY (1979) liegt der Schwerpunkt der Datenpunkte im MORB-Feld. Die Ti/V-Verhältnisse (Abb. 10) der untersuchten Proben entsprechen mit ihren Werten um 40 sowohl den übrigen Grünschiefern, als auch normalen, rezenten MOR-Basalten (SHERVAIS, 1982). Auch im MORB-Normierungsdiagramm nach PEARCE (1980) findet man eine gute Übereinstimmung für alle immobilen Elemente mit einem N-Typ MORB (Abb. 11). Die von NAWARATNE (1989) durchgeführten Analysen ergeben vergleichbare Ergebnisse.

Drei Proben (Grünschiefer in Tab. 3) aus dem hangenden Grünschieferpaket der Lagerstätte (nach PAHR, 1980) weisen ebenfalls Charakteristika eines

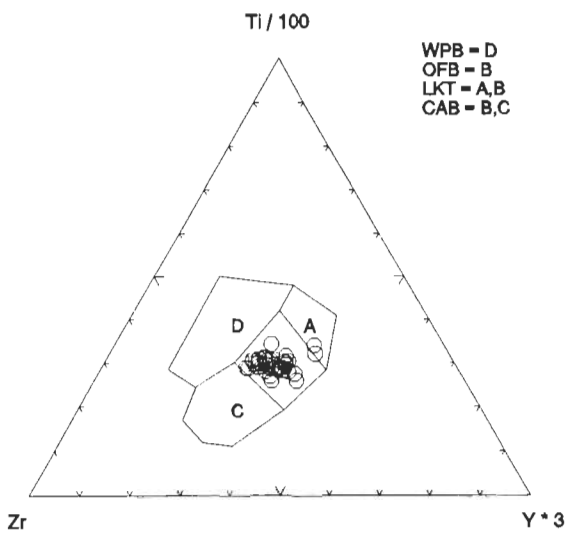


Abb. 7: Diagramm Ti/100 - Zr - Y\*3 nach PEARCE & CANN (1973) für Grünschiefer aus dem Lagerstättenbereich und für die typischen Grünschiefer der Rechnitzer Fenstergruppe; Daten nach KOLLER (1985, 1990).  
 Legende: □ für Grünschiefer aus dem Lagerstättenbereich, ○ für ophiolitische Grünschiefer der Rechnitzer Serie.  
 Abkürzungen: WPB für "within plate"-, OFB für Ozeanboden- und CAB für Kalkalkali-Basalt, LKT für "low K"-Tholeiit.

Fig. 7: Diagram Ti/100 - Zr - Y\*3 after PEARCE & CANN (1973) for greenschists from the mining area and for typical greenschists from the Rechnitz window group; all data from KOLLER (1985, 1990).  
 Legend: □ for greenschists from the mining area, ○ for ophiolitic greenschists from the Rechnitz window group. WPB for within plate basalts, OFB for ocean floor basalts and CAB for calcalkaline basalts, LKT for low K-tholeiites.

N-Typ MORB auf und lassen sich gut mit den Literaturdaten für die „Oberen Grünschiefer“ (KOLLER, 1985) vergleichen. Die leicht mobilen, großionigen Elemente, wie K, Rb, Ba und Sr zeigen eine deutliche Zunahme, die auf lokale metasomatische Prozesse in diesen Gesteinen zurückgeführt wird. Lokale Vorkommen von stark spilitisierten Ozeaninselbasalten (KOLLER, 1985, 1990) innerhalb der Kalkglimmerschiefer wurden nicht weiter berücksichtigt, da kein direkter räumlicher Zusammenhang mit der Sb-Mineralisation besteht.

5.2. Kalkglimmerschiefer

Die von der Mineralisation nicht beeinflussten Kalkglimmerschiefer aus der Lagerstätte Schlaining (Tab. 2) entsprechen hinsichtlich ihrer Zusammensetzung

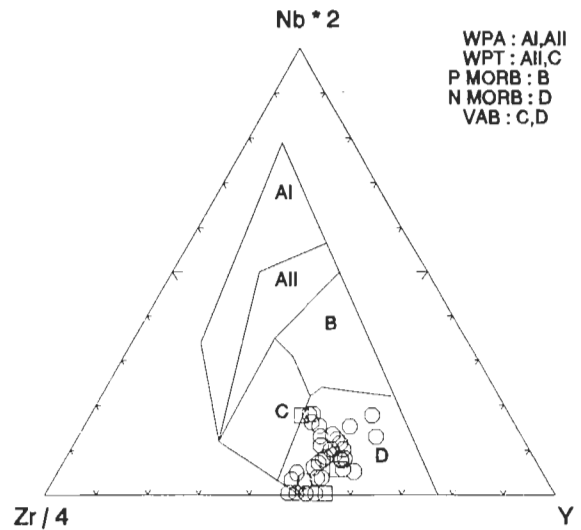


Abb. 8: Diagramm Nb\*2 - Zr/4 - Y nach MESCHÉDE (1986); Daten nach KOLLER (1985, 1990). Legende: □ für Grünschiefer aus dem Lagerstättenbereich, ○ für ophiolitische Grünschiefer der Rechnitzer Serie.  
 Abkürzungen: WPA für "within plate"-Alkali-basalte, WPT für "within plate"-Tholeiite, P MORB und N MORB für P-Typ und N-Typ MORB (Ozeanbodenbasalt) und VAB für Inselbogen-Basalt.

Fig. 8: Diagram Nb\*2 - Zr/4 - Y after MESCHÉDE (1986); data used after KOLLER (1985, 1990).  
 Legend: □ for greenschists from the mining area, ○ for ophiolitic greenschists from the Rechnitz window group. WPA for within plate alcalibasalts, WPT for within plate tholeiites, P MORB and N MORB for P-type and N-type mid ocean ridge basalts and VAB for island arc basalts.

sehr gut den normalen Bündnerschieferäquivalenten aus Steinbrüchen der näheren Umgebung (Tab. 3). Die „Lettenerze“ aus der Vererzung zeichnen sich durch eine SiO<sub>2</sub>-Anreicherung aus, die bis zu 90 Gew.% erreichen kann (Abb. 12). Damit ist eine deutliche Abnahme der Ca- und Sr-Konzentrationen korreliert (Tab. 2, 3 und 4), was auf den Abtransport von Calcit zurückzuführen ist. In den silifizierten Zonen ist ein Ansteigen der Rb- und K-Werte zu beobachten (Abb. 12). Die Gehalte an immobilen Elementen sind auch im Vererzungsbereich sehr niedrig und gegenüber den unveränderten Kalkglimmerschiefern kaum angereichert.

6. Sr-Isotopenverhältnisse

Die gemessenen <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr-Werte für die Kalkglimmerschiefer, die in keinem räumlichen Zusammenhang mit der Vererzung stehen, variieren zwischen

Tabelle 3: RFA-Analysenergebnisse der Grünschiefer (RS-242/84, RS-243/84, RS-247/84; aus dem Lagerstättenbereich) und Kalkglimmerschiefer (RS-99/79, RS-174/81, RS-220/82 und RS-226/82; aus der Umgebung von Schlaining); Daten aus KOLLER (1985, 1990).

Table 3: RFX analytical results of the greenschists (RS-242/84, RS-243/84, RS-247/84) from the mining area; calcareous micaschists (RS-99/79, RS-174/81, RS-220/82 and RS-226/82) from the surrounding area of Schlaining; all datas from KOLLER (1985, 1990).

Probe	RS-242/84	RS-243/84	RS-247/84	RS-99/79	RS-174/81	RS-220/82	RS-226/82
SiO <sub>2</sub>	43,57	47,14	44,11	8,28	7,43	7,86	14,90
TiO <sub>2</sub>	1,48	1,39	2,07	0,11	0,09	0,03	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,05	16,33	15,12	2,51	2,46	2,05	4,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,46	8,89	11,61	0,02	1,56	0,28	1,09
FeO	0,00	0,00	0,00	1,08	1,56	0,91	0,89
MnO	0,18	0,14	0,16	0,02	0,03	0,03	0,06
MgO	8,07	7,25	5,17	1,46	1,89	1,19	1,64
CaO	6,25	7,28	10,62	45,80	46,70	48,00	44,11
Na <sub>2</sub> O	3,25	3,98	3,08	0,16	0,00	0,00	0,16
K <sub>2</sub> O	0,40	0,07	1,14	0,45	0,41	0,41	1,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,16	0,25	0,06	0,05	0,05	0,06
H <sub>2</sub> O	5,35	3,98	3,64	0,50	3,78	3,62	1,13
CO <sub>2</sub>	4,64	2,55	1,52	38,25	35,86	35,96	30,18
Summe	98,87	99,16	98,49	98,70	101,82	100,39	100,18
Cr	300	343	284	4	4	0	21
Ni	111	131	120	7	17	14	26
Co	34	38	38	0	10	10	10
Sc	31	27	35	14	42	45	39
V	257	239	303	19	31	25	39
Cu	20	48	72	8	1	1	17
Zn	62	69	112	25	26	23	42
S	1110	215	26	858	1463	406	377
Rb	19	0	14	29	26	24	40
Ba	174	94	212	85	69	52	104
Sr	92	214	168	567	727	627	462
Ga	14	14	16	5	4	4	8
Nb	2	0	9	3	5	5	12
Zr	111	98	166	23	18	15	40
Y	38	30	42	10	8	11	24

0,70708 und 0,71105 (Tab. 4 und Abb. 13). Bedingt durch die Anwesenheit von unterschiedlichen Mengen an Hellglimmer, wurde das initiale Isotopenverhältnis in entsprechend unterschiedlichem Ausmaß erhöht. Folglich kommen die niedrigsten Werte (Proben SLA-3K, SLA-10/1, SLA-10/3, SLA-11/1 und SLA-11/2) dem wahren intialen Isotopenverhältnis am nächsten. Diese Daten korrelieren bestens mit unterkretazischer Meerwasserzusammensetzung (BURKE et al., 1982).

Die Kalkglimmerschieferproben SLA-7a/1, SLA-8/1 und G-57/2 zeigen demgegenüber deutlich

höhere Werte, aber niedrigere Sr-Gehalte. Da auch sf-parallele Mobilisate (SLA-7a/2, SLA-8/3, SLA-18/3, G-57/3) erhöhte Werte zeigen, ist anzunehmen, daß durch lokale Rekristallisation, Mobilisation und gleichzeitigen Abtransport von Sr aus den Kalkglimmerschiefern während der alpidischen Metamorphoseüberprägungen die initialen <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr-Verhältnisse durch die Aufnahme von radiogenem Sr aus den umgebenden Hellglimmern erhöht wurden.

Für die generell Sr-reichen Kalkglimmerschiefer ist der Einfluß auf das initiale Sr-Isotopenverhältnis durch Rb trotz des unterkretazischen Alters im

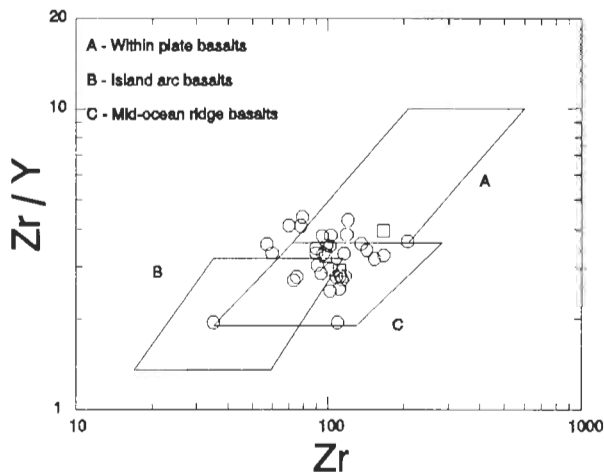


Abb. 9: Diagramm Zr - Zr/Y nach PEARCE & NORRY (1979); Daten nach KOLLER (1985, 1990).  
 Legende: □ für Grünschiefer aus dem Lagerstättenbereich, ○ für ophiolitische Grünschiefer der Rechnitzer Serie.

Fig. 9: Diagram Zr - Zr/Y after PEARCE & NORRY (1979); all data after KOLLER (1985, 1990).  
 Legend: □ for greenschists from the mining area, ○ for ophiolitic greenschists from the Rechnitz window group.

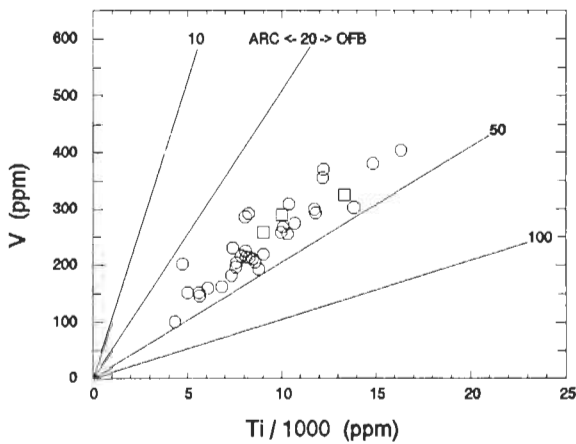


Abb. 10: Ti - V-Diagramm nach SHERVAIS (1982); Daten nach KOLLER (1985, 1990).  
 Legende: □ für Grünschiefer aus dem Lagerstättenbereich, ○ für ophiolitische Grünschiefer der Rechnitzer Serie.

Fig. 10: Diagram Ti - V after SHERVAIS (1982); all data after KOLLER (1985, 1990);  
 Legend: □ for greenschists from the mining area, ○ for ophiolitic greenschists from the Rechnitz window group.

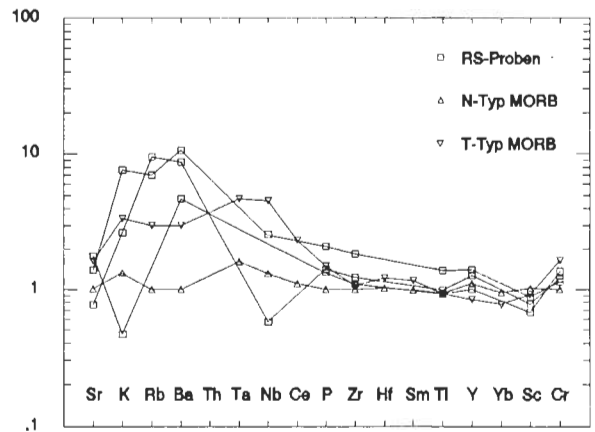


Abb. 11: MORB-Normierungsdiagramm nach PEARCE (1980); Daten für die Rechnitzer Serie aus Tab. 3, Daten für MORB nach PEARCE (1980).

Fig. 11: MORB-normalized diagram after PEARCE (1980); data for the Rechnitz series from tab. 3; data for MORB after PEARCE (1980).

allgemeinen vernachlässigbar gering. Die „Lettenerze“ SLAG-1 und SLAG-11 weisen jedoch ein relativ hohes Rb/Sr-Verhältnis auf. Daher wurden die Isotopenverhältnisse für ein angenommenes Alter der Erzbildung von 17 Ma (siehe weiter unten) berechnet (Tab. 4: Spalte  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Korr.).

Nahe der Vererzung genommene Kalkglimmerschiefer (Proben SLA-7b/2, SLA-7c, SLA-8/4, SLA-8/4a, SLAG-1, SLAG-11) besitzen variable  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte zwischen 0,70997 und 0,71151. Diese Variation besteht nicht nur von Probe zu Probe, sondern auch im cm-Bereich (SLA-8/4 und SLA-8/4a). Die „Lettenerze“ bestehen aus Quarz, Einschlüssen von Karbonat in den Quarzen, Kalkglimmerschieferrelikten und dem erhaltenen Hellglimmeranteil der Kalkglimmerschiefer. Die gemessenen Isotopenverhältnisse sind durch Mischung dieser Komponenten zu erklären, was im Diagramm  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $1/\text{Sr}$  (Abb. 14) deutlich zu sehen ist, wobei die Kalkglimmerschieferrelikte das Endglied mit hohem Sr-Gehalt und niedrigem Isotopenverhältnis darstellen und die Hellglimmer das Endglied mit relativ höherem Isotopenverhältnis und niedrigerem Sr-Gehalt. Die für die genetische Interpretation relevanten Calciteinschlüsse im hydrothermalen Quarz bilden einen zu geringen Anteil um die Isotopenverhältnisse des Gesamtgesteins nennenswert zu beeinflussen. Die Proben, die in direktem genetischen Zusammenhang mit der Sb-Mineralisation gesehen werden können, sind die Calcite der „Wurzelzone“ (SLA-3C, SLA-17C, SB-8). Deren  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse liegen zwischen 0,71229 und 0,71272 (Abb. 13). In Anbetracht der

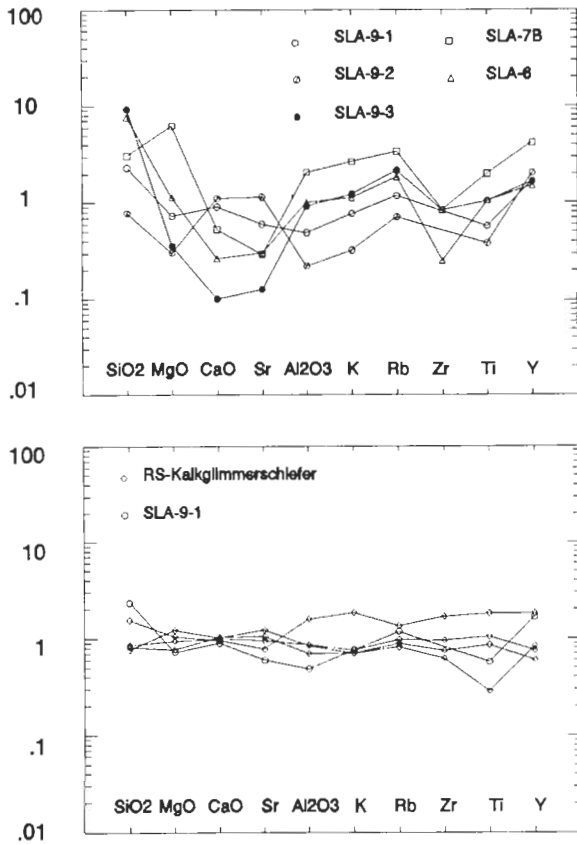


Abb. 12: Elementnormierung für die untersuchten Gesteine (Tab. 2) aus der Lagerstätte (linke Hälfte) sowie für die Kalkglimmerschiefer aus der näheren Umgebung (Tab. 3) und der Lagerstätte (rechte Hälfte). Als Normierungswerte wurden die Mittelwerte aller Kalkglimmerschiefer aus KOLLER (1985) verwendet.

Fig. 12: Normalized element data for the investigated samples (tab. 3) from the mining area (left side) and the calcareous micaschists (tab. 3) from the stibnite mine (right side). For normalizing values an average of calcareous micaschists from KOLLER (1985, 1990) are used.

Abwesenheit von Rb in diesen reinen Calcitproben, können die gemessenen Isotopenverhältnisse als initiale Verhältnisse betrachtet werden.

Die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte der Proben RS-243/84 und RS-247/84 aus den „Unteren Grünschiefern“ liegen bei 0,70481 beziehungsweise 0,70553 (Tab. 3). Ähnliche und zum Teil noch niedrigere  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse bestimmten HÖCK & SCHARBERT (1988) für vergleichbare Metabasite des Tauernfensters. Die Grünschieferprobe RS-242/84 weist wegen eines erhöhten Rb-Gehaltes ( $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,207$ ) ein höheres  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 0,70939 auf (Tab. 4).

An den Wasserproben von den mineralisierten Quellen (Säuerlinge) wurden  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte zwi-

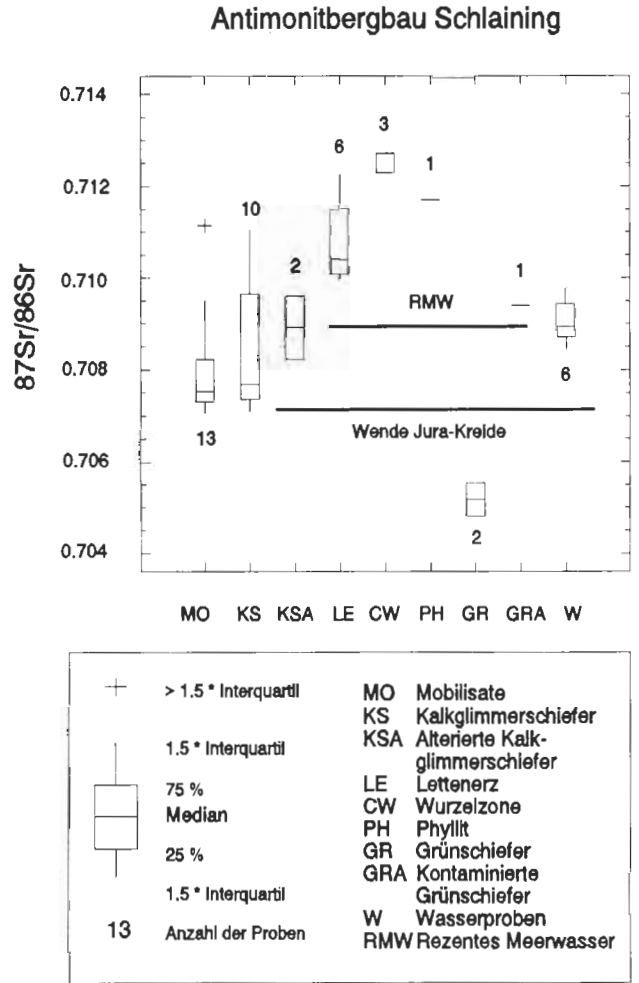


Abb. 13: Sr-Isotopenverhältnisse der untersuchten Proben der Lagerstätte Schlaining.

Fig. 13: Sr-isotope relations of investigated samples of the stibnite mine Schlaining.

schen 0,70843 und 0,70980 bestimmt (Tab. 4). Die entsprechenden Werte für die Grubenwässer liegen mit 0,70896 und 0,70945 im gleichen Bereich.

## 7. Interpretation und Diskussion

Sowohl die „Oberen Grünschiefer“ als auch die „Unteren Grünschiefer“ im Bereich der Lagerstätte können den geochemischen Daten zufolge als ehemalige MOR-Basalte aufgefaßt werden. Folglich können sie als Lieferquelle für Sb, Hg und As ausgeschlossen werden, da Mantelgesteinsderivate im Sinne einer Ophiolitsequenz üblicherweise sehr arm an diesen Elementen sind (KUPČI & ONISHI, 1974; BAUR & ONISHI, 1978).

Die Anzahl der Analysen ist zu gering, um das genaue Verhalten der einzelnen Elemente während der Alteration der Kalkglimmerschiefer zu rekonstruieren. Da die Absolutgehalte an immobilen Spu-

Tabelle 4: Sr-Isotopenverhältnisse der bearbeiteten Proben der Lagerstätte Schlaining.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -(Korr.) für ein Alter von 17 Ma korrigierte Werte für die Abb. 14.  
Abkürzungen: Cc für Calcit, par. sf für parallel zur Schieferung, Kalkgl.sch. für Kalkglimmerschiefer, gel. für gelaugt.

Table. 4: Sr-isotope ratios of the investigated samples of the stibnite mine Schlaining.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -(Korr.) corrected values for an age of 17 my in fig. 14.  
Legend: Cc for calcite, par. sf for parallel to foliation, Kalkgl.sch. for calcareous micaschists, gel. for leaching of the samples.

Probe	Gesteinstyp	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Korr.)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Sr(ppm)	Rb(ppm)
SLA-3K	Kalkglimmerschiefer	0,70708	11				
SLA-3C	Cc („Wurzelzone“)	0,71271	6				
SLA-13C	Cc-Mobilisat	0,70705	7				
SLA-17C	Cc („Wurzelzone“)	0,71272	9				
SLA-7a/1	Kalkglimmerschiefer	0,71017	9		0,1533	169,9	8,96
SLA-7a/2	Cc-Mobilisat (par. sf)	0,70822	7		0,0160	244,1	1,34
SLA-7a/3	Cc-Mobilisat	0,70752	4		0,0058	503,4	1,00
SLA-7b/1	Kalkgl.sch. (verändert)	0,70823	5				
SLA-7b/2	Lettenerz	0,70997	5				
SLA-7b/3	Cc-Mobilisat	0,70737	5			680,0	
SLA-7c	Lettenerz	0,71042	5				
SLA-8/1	Kalkglimmerschiefer	0,71105	6			350,0	
SLA-8/2	Kalkgl.sch. (verändert)	0,70961	5			21,6	
SLA-8/3	Cc-Mobilisat	0,71114	4			346,3	
SLA-8/4	Lettenerz	0,71008	6			29,8	
SLA-8/4a	Lettenerz	0,71151	12				
SLA-10/1	Kalkglimmerschiefer	0,70737	4		0,0039	690,5	0,93
SLA-10/3	Kalkglimmerschiefer	0,70735	5		0,0039	700,5	0,94
SLA-10/4	Cc-Mobilisat	0,70726	5		0,0039	554,5	0,75
SLA-11/1	Kalkgl.sch. (gel.)	0,70730	6				
SLA-11/2	Kalkgl.sch. (gesamt)	0,70746	6				
SLA-11/3	Cc-Mobilisat (grobk.)	0,70726	4			362,8	
SLA-11/4	Cc-Mobilisat (grobk.)	0,70731	7				
SLA-16/2	Cc-Mobilisat	0,70751	5			66,4	
SLA-16/3	Cc-Mobilisat	0,70758	6				
SLA-18/1	Cc-Mobilisat (feink.)	0,70783	9				
SLA-18/2	Kalkglimmerschiefer	0,70791	4				
SLA-18/3	Cc-Mobilisat (grobk.)	0,70922	5			797,8	
SLAG-1	Lettenerz	0,71225	6	0,71076	6,1819	17,4	37,10
SLAG-11	Lettenerz	0,71043	10	0,70963	3,3054	24,9	28,00
SB-8	Cc („Wurzelzone“)	0,71229	8			1674,5	
G-57/1	Phyllit	0,71171	8				
G-57/2	Kalkglimmerschf. (gel.)	0,70962	7				
G-57/3	Cc-Mobilisat (par. sf.)	0,70949	6				
G-57/4	Kalkgl.sch. (gesamt)	0,70965	7				
RS-242/84	Grünschiefer	0,70939	7			92,0	19,00
RS-243-84	Grünschiefer	0,70553	5			214,0	
RS-247/84	Grünschiefer	0,70481	9			168,0	14,0
WPR-14	Wasserprobe	0,70871	5				
WPR-15	Wasserprobe	0,70898	5				
WPR-16	Wasserprobe	0,70980	5				
WPR-17	Wasserprobe	0,70843	8				
WPR-18	Wasserprobe	0,70945	5				
WPR-19	Wasserprobe	0,70896	5				

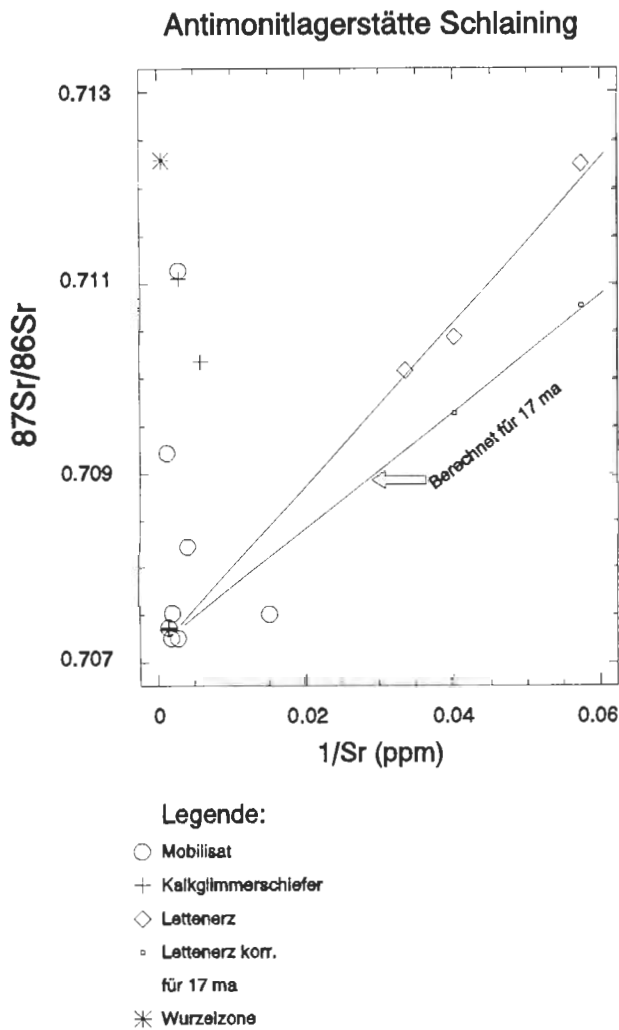


Abb. 14:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $1/\text{Sr}$  für die untersuchten Proben der Lagerstätte Schlaining.

Fig. 14:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $1/\text{Sr}$  for the investigated samples of the stibnite mine Schlaining.

renelementen und auch der Al-Gehalt gegenüber den durchschnittlichen Kalkglimmerschiefern keine Änderung zeigen (Tab. 2), ist eine wesentliche Volumsverminderung für die „Lettenerze“ unwahrscheinlich. Die Zusammensetzung der „Lettenerze“ ist daher nur durch eine  $\text{SiO}_2$ -Zufuhr erklärbar.

Die Zunahme an K und Rb in den Kalkglimmerschiefern in der Nähe der Vererzung kann nicht aus den basischen Gesteinen der Umgebung hergeleitet werden. Eine relative Anreicherung an Alkalien ausschließlich durch den Abtransport von Ca und Sr aus den Kalkglimmerschiefern erscheint unwahrscheinlich. Die relative Anreicherung von K und Rb in den Kalkglimmerschiefern wird daher eher durch Infiltration eines externen Fluids erklärt.

Das gangförmige Auftreten der Vererzung im Revier Kurt und die Bildung der dünnen Alterations-

zonen um die Erzkörper sind eindeutige Hinweise auf eine epigenetische Bildung. Um die mehr lagerförmigen Erzkörper im Revier Neustift sind dieselben Alterationszonen ausgebildet wie im Revier Kurt (POLLAK, 1952). Dies spricht für eine epigenetische Bildung auch dieser lagerförmigen Erzkörper. Möglicherweise erfolgte dort die Erzfällung in einer Temperaturzone, die subparallel zum lithologischen Bau angeordnet war. Ein epigenetisches Modell wird durch S-Isotopendaten von Antimoniten (PAK et al., 1981) unterstützt:  $\delta^{34}\text{S}$ -Werte sind relativ homogen und liegen zwischen -9 und -5 ‰ (CDT). Diese Werte sprechen für eine hydrothermale Bildung der Erze in einem in bezug auf S relativ offenen System.

Das schwerwiegendste Argument für eine epigenetische Sb-Mineralisation basiert auf der isotopischen Zusammensetzung der Calcite in den Wurzelzonen der Erzklüfte. Diese Calcit-Generation, die aufgrund der strukturellen Verknüpfung mit den Erzkörpern als cogenetisch mit dem Antimonit betrachtet werden kann, entstammt hydrothermalen Lösungen mit einem  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von  $> 0,7120$ . Solche Werte sind bei weitem zu hoch für Meerwasser jeglichen Alters und sprechen daher klar gegen eine synsedimentäre oder früh-diagenetische Vererzung. Ein Zusammenhang zwischen Sb-Mineralisation und basischem Magmatismus kann nicht nur aufgrund der geochemischen Daten sondern auch aufgrund der isotopischen Daten ausgeschlossen werden. In solch einem Fall sollten die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im cogenetischen Calcit noch wesentlich niedriger als für Meerwasser liegen.

Die Calcite der Wurzelzonen weisen die höchste Kontamination mit radiogenem  $^{87}\text{Sr}$  im gesamten Lagerstättenbereich auf. Die Kalkglimmerschiefer scheiden als bedeutende Quelle für das radiogene Sr aus, da sogar deren heutige  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse unter denen der hydrothermalen Calcite liegen. Sr-Isotopenverhältnisse über 0,71200 sind typisch für regional-metamorphogene und gewisse magmatogene Fluids, wie solche im Zusammenhang mit S-Typ Graniten, aber auch für meteorische Wässer aus einem Hinterland, welches großteils aus kontinentalem Krustenmaterial besteht. In der weiteren Umgebung der Antimonit-Lagerstätte gibt es keinerlei geologischen oder geophysikalischen Hinweis auf die Existenz von Granitoid-Körpern, die als Erklärung für eine magmatische Herkunft der mineralisierenden Lösungen herangezogen werden könnten. Die einzige magmatische Aktivität in der weiteren Umgebung kann in miozänem andesitischen Vulkanismus gesehen werden. Damit in Zusammenhang stehende Fluids sollten aber niedrigere  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aufweisen.

Die für die hydrothermalen Calcite bestimmten  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte um 0,712–0,713 sind in bester Übereinstimmung mit Sr-Isotopenverhältnissen, die an hydrothermale Calcit/Dolomit in anderen

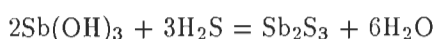


Karbonat-gebundenen metamorphogenen oder metamorph überprägten Vererzungen in den Ostalpen bestimmt wurden (FRIMMEL, 1988, 1991; FRIMMEL & NIEDERMAYR, 1991). Als mögliche Herkunft der mineralisierenden Fluids in Schlaining werden daher entweder die Dehydrierung von tiefer liegenden Sedimentserien während der alpidischen Regionalmetamorphose erkannt oder meteorische Wässer, die Rb-reiche Gesteine durchlaufen und gelaugt haben.

BELOCKY et al. (1991) untersuchten Flüssigkeitseinschlüsse und schätzten den Bildungsdruck auf  $< 1$  kbar und die Bildungstemperatur auf ca. 210–280°C. Die Ausfällung des Erzes erfolgte diesen Autoren zufolge aus wässrigen, schwach salinaren Lösungen. Weiters beschrieben BELOCKY et al. (1991) gasgefüllte Einschlüsse (vermutlich H<sub>2</sub>O), was als Hinweis auf kochende Lösungen interpretiert wurde. Zusätzlich treten auch vereinzelt CO<sub>2</sub>-reiche Einschlüsse auf, deren genetische Stellung jedoch noch nicht eindeutig geklärt ist.

Das strahlige Wachstum von Mineralen, wie es die Antimonite zeigen, weist auf sehr schnelles Kristallwachstum hin, das durch Aufkochen von Lösungen (durch Druckentlastung) hervorgerufen worden sein könnte. Die von BELOCKY et al. (1991) aus Flüssigkeitsuntersuchungen und Inkohlungsdaten abgeleiteten Bildungsbedingungen entsprechen weitgehend jenen, die MUNOZ et al. (1991) für die variszischen Antimonitvorkommen im Massif Central und im Massif Armoricain angaben.

Nach WOOD et al. (1987) könnte der Transport von Sb am ehestens in Form von Sb(OH)<sub>3</sub> erfolgt sein. Für die Fällung des Antimonits kann folgende Gleichung aufgestellt werden:



Im Bereich der „Lettenerze“ könnte Calcit nach der Reaktion



Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>- oder als Ca(OH)<sub>2</sub>-Komplex abtransportiert worden sein. Bei der Anwesenheit von CO<sub>2</sub> in der fluiden Phase wird Ca(OH)<sub>2</sub> in Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> umgewandelt. Gelöstes Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> ist in den Säuerlingen der Umgebung üblich. Weiters erlauben gelöstes Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> oder auch Ca(OH)<sub>2</sub> den pH-Wert annähernd im neutralen Bereich zu puffern.

Als Fällungsmechanismus für Antimonit kann neben einer Temperaturreduktion (MUNOZ et al., 1991) auch eine Aufnahme von H<sub>2</sub>S aus den Karbonatglimmerschiefern, verbunden mit einer geringfügigen Änderung des pH-Wertes von schwach basisch nach schwach sauer verantwortlich sein. Die Stabilität der Muskowit-Komponente im „Lettenerz“ und die gleichzeitige Abwesenheit hydrotherma-

len Kalifeldspats (Adular) spricht für schwach saure pH-Verhältnisse.

Die für den Lagerstättentyp Schlaining charakteristische Reinheit des Antimonits kann durch hohe Sauerstoffugazität in der mineralisierenden Lösung erklärt werden, wobei As als Arsenatkomplex in Lösung gehalten wurde, durch den Fluidfluß abtransportiert und auf diese Weise vom Sb abgetrennt wurde (SMITH, 1975).

Das maximale Alter der Mineralisation kann mit Hilfe der angegebenen Bildungstemperatur von Flüssigkeitseinschlüssen und K/Ar-Abkühlalter an Hellglimmer eingegrenzt werden. Letztere liegen im Bereich zwischen 19 und 22 Ma. Die Schließtemperatur für dieses System wird auf ca. 370°C geschätzt. Nach DUNKL (pers. Mitt., 1990) weisen Fission-track-Alter an Zirkonen aus den Sedimentserien des ungarischen Anteils des Rechnitzer Fensters Alter von 18,5–15,1 Ma auf, wobei die Schließtemperatur für dieses System bei etwa 200°C liegt. Unter der Annahme einer Bildungstemperatur zwischen 210 und 280°C kann folglich ein maximales Bildungsalter für die Antimonit-Vererzung um 17–19 Ma abgeleitet werden.

Pb-Isotopenuntersuchungen von NAWARATNE (1989) ergaben ein Modellalter von 160 Ma. Dies war für diesen Autor ein entscheidendes Argument für eine kretazische Erzanreicherung. In Anbetracht des intensiven Stoffaustausches in den vererzten Kalkglimmerschiefern und damit einhergehender Calcit-Mobilisation erscheint es jedoch zweifelhaft, ob dieses Alter von irgendwelcher geologischen Bedeutung ist oder ob es nicht bloß die Offenheit des Systems in Bezug auf Pb unterstreicht.

## 8. Schlußfolgerungen

Sr-Isotopenverhältnisse und geochemische Daten sprechen deutlich für eine epigenetische Herkunft der Antimonit-Lagerstätte Schlaining. Das mineralisierende Fluid kann als schwach salinare wäßrige Lösung mit relativ hoher O-Fugazität, erhöhter K<sup>+</sup>-Aktivität und einem schwach sauren pH charakterisiert werden. Antimonit-Ausfällung fand in hohem Krustenniveau im Temperaturbereich 210–280°C statt. Das maximale Bildungsalter für den Antimonit beträgt 17–19 Ma. Mit diesen Daten gewinnt die tertiäre Bruchtektonik (z.B. Tauchentalstörung) große Bedeutung für den Transport der Sb-hältigen Lösung, da die Formung relativ tiefer Einbruchsbecken mit mächtiger Sedimentfüllung und Kohlenbildung die Ausbildung von hydrothermalen Konvektionssystemen fördern sollte.

Die mineralisierende Lösung war in solch einem Ausmaß angereichert an radiogenem Sr (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr =  $> 0,7122$ ), das nur durch Infiltration von einer externen Quelle erklärt werden kann. Folgende Modelle

für die Herkunft dieser Lösung erscheinen möglich:

- 1) Das von BELOCKY et al. (1991) postulierte Modell eines hydrothermalen Konvektionssystems um eine subvulkanische andesitische Intrusion als Wärmequelle.
- 2) Auslaugung mächtiger Abfolgen von penninischen Phylliten, Graphitphylliten oder Schwarzschiefern durch ascendente Fluids. Dieses Modell steht im Zusammenhang mit der abklingenden jungalpidischen Metamorphose und ist an die Hebungsgeschichte am Alpenostrand gebunden.
- 3) Aus Analogiegründen zum Tauernfenster könnten im Bereich der Rechnitzer Schieferinsel unter den penninischen Abfolgen noch Äquivalente der „Unteren Schieferhülle“ vorhanden sein, aus denen die Mobilisierung Sb-reicher Fluids aus Sb-Mineralisationen vom Typ Kreuzeck oder Rabant (CERNY et al., 1981) möglich ist. Analog zum ersten Modell ist auch dieses untrennbar mit der jungalpidischen Metamorphose verknüpft.
- 4) Deszendente Fluids, die in den benachbarten unterostalpinen Baueinheiten (z. B. Wechselserie) Kristallin auslaugten, zirkulierten über Bruchsysteme in größere Tiefe, wo sie im abkühlenden Penninikum aufgeheizt wurden. Anschließend der Aufstieg bewirkte schließlich die Ausfällung von Antimonit in den Kalkglimmerschiefern.

Die bisherigen geophysikalischen Untersuchungen (KRÖLL et al., 1988; SCHWENDT, 1990) können einen für Modell 1) notwendigen Intrusivkörper nicht bestätigen. Nach neueren eigenen petrographischen Untersuchungen an dem von WINKLER-HERMADEN (1933) beschriebenen und von BELOCKY et al. (1991) herangezogenen „Andesit von Aschau“ konnte dieses Material als hydrothermal stark verändertes Sedimentgestein, nicht jedoch als Magmatit bestimmt werden. Ähnliches gilt für den von VETTERS (1981) beschriebenen „Albit-Rhyolith“ aus der Umgebung von Bad Tatzmannsdorf. Die für Modell 2) notwendigen Volumina an glimmerreichen phyllitischen Gesteinen können in Oberflächen-Aufschlüssen nicht belegt werden. Somit bleiben die Modelle 3) und 4) als Alternativen zur möglichen Herkunft der Sb-liefernden Lösungen in Schlaining.

#### Dank

Dieses Projekt wurde durch Mittel des Bundesministeriums für Wirtschaftliche Angelegenheiten unterstützt. Weiters sind die Autoren der BBU für die Erlaubnis der

Grubenbefahrungen, dem damaligen Betriebsleiter Herrn Dr. Labi für die Führung durch die Grube, Herrn Prof. Dr. Frank (Universität Wien, Inst. f. Geologie) für die hilfreichen Diskussionen, Herrn Dr. Pahr (Geol. B.-A.) für die Hilfe bei der Beprobung von Säuerlingen und nicht zuletzt Frau Ing. Jelentz für die Unterstützung bei der Probenaufbereitung zu Dank verpflichtet.

#### Literatur

- BAUER, F. (1966): Gefügekundliche Beobachtungen an der Antimonitlagerstätte Schlaining im Burgenland. — Verh. Geol. B.-A. Wien, **1966**, 70–76.
- BAUR, W. H. & ONISHI, H. (1978): Arsenic. - In: WEDEPOHL, K.H. (Ed.): Handbook of geochemistry. — (Springer), Berlin-Heidelberg-New York.
- BELOCKY, R., SACHSENHOFER, R. F. & POHL, W. (1991): Neue Argumente für eine miozäne epithermale Genese der Antimonitlagerstätte Schlaining (Burgenland/Österreich): Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen und das Inkohlungsbild der benachbarten Tertiärbecken. — Berg. hüttenm. Mh., **136**, 209–213.
- BURKE, W. H., DENISON, R. E., HETHERINGTON, E. A., KOEPNICK, R. B., NELSON, H. F. & OTTO, J. B. (1982): Variation of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic time. — Geology, **10**, 516–519.
- CERNY, I., PAK, E. & SCHROLL, E. (1981): Schwefelisotopenzusammensetzungen von Antimoniten und anderen Erzen aus Lagerstätten der Kreuzeckgruppe. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1981/1–3**, 161–163.
- FRIMMEL, H. E., (1988): Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralisations in the Eastern Alps. — Mineral. Deposita, **23**, 268–275.
- FRIMMEL, H. E. (1989): Einsatzmöglichkeiten der Sr-Methode in der Lagerstättengeologie am Beispiel der Barytlagerstätte Kogel/Brixlegg (Tirol). — Arch. f. Lagerst.-forsch., Geol.B.-A., Wien, **11**, 127–146.
- FRIMMEL, H. E. (1991): Isotopic constraints on fluid/rock ratios in carbonate rocks: Baritesulfide mineralization in the Schwaz Dolomite, Tyrol (Eastern Alps, Austria). — Chem. Geol., **90**, 195–209.
- FRIMMEL, H. E. & NIEDERMAYR, G. (1991): Strontium isotopes in magnesites from Permian

- and Triassic strata, Eastern Alps. — Applied Geochem., 6, 89–96.
- HIESLEITNER, G. (1947): Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. — Jb. Geol. B.-A., Wien, 1947, 1–92.
- HIESLEITNER, G. (1952): Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. — Jb. Geol. B.-A., Sbd. 1, Wien.
- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. — Chem. Geol., 77, 209–227.
- HÖCK, V. & SCHARBERT, S. (1988): Metabasalts from the Central Part of the Hohe Tauern (Austria): Genetic implications from Sr-isotope and trace element studies. — Mitt. österr. Geol. Ges., 88, 151–165.
- KOLLER, F. (1985): Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. — Jb. Geol. B.-A. 128/1, Wien.
- KOLLER, F. (1990): Die Entwicklung der penninischen ozeanischen Kruste im Bereich der Rechnitzer Fenstergruppe. — [In:] KOLLER, F. (Hrsg.): Exkursionsführer 13, Österr. Geol. Ges., 11–27.
- KOLLER, F. & HÖCK, V., (1990): Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps. — [In:] MALPAS, J., MOORES, E. M., PANAYIOTOU, A., XENOPHONTOS, C. (Eds.): Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues. — Proceedings of the Symposium "TROODOS 1987", 253–263.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H.-W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. — Geol. Themenkarte der Republik Österreich, (Geol. B.-A.) Wien.
- KUPČÍK, V. & ONISHI, H. (1974): Antimony. — [In:] WEDEPOHL, K. H. (Ed.): Handbook of geochemistry. — (Springer) Berlin-Heidelberg-New York.
- LEHNERT-THIEL, K. (1967): Ein Beitrag zur Paragenese und Generationsabfolge in der Antimonitlagerstätte von Schlaining/Burgenland. — Archiv f. Lagerst.-forschung, 5, 16–37.
- MAUCHER, H. & HÖLL, R. (1968): Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonitlagerstätte von Schlaining im Burgenland, Österreich. — Mineral. Deposita, 3, 272–285.
- MESCHEDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. — Chem. Geology, 56, 207–218.
- MUNOZ, M., COURJAULT-RADÉ, P., TOLLON, F., MOINE, B., FORTUNE, J.P. & BELHAJ, O., (1991): The massive stibnite lode-deposits of the French Paleozoic basement. Evaluation of physical-chemical factors for stibnite precipitation from thermodynamic modelling. — [In:] PAGEL, M. & LEROY, J. L. (Eds.): Source, transport and deposition of metals. Proceedings of the 25 years SGA anniversary meeting, Nancy 1991. — 205–208, (Balkema) Rotterdam.
- NAWARATNE, M. (1989): Geochemical, petrological and isotopic studies related to the genesis of Antimony deposits in the Eastern Alps with special reference to the deposit of Schlaining. — Unveröff. Diss., Naturwiss. Fak., Univ. Wien, 282 S.
- NISBET, E. G., DIETRICH, V. J. & ESENWEIN, A., (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. — Fortschr. Miner., 57, 264–279.
- PAHR, A. (1975): Neue Erkenntnisse zur Geologie der Rechnitzer Schieferinsel und deren Konsequenzen für den Antimonitbergbau. — Berg. hüttenm. Mh., 120, 492–495.
- PAHR, A. (1977): Ein neuer Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1977, 23–33.
- PAHR, A. (1980): Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. [In:] OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs. — (Springer) Wien, 320–325.
- PAK, E., SCHROLL, E. & SCHULZ, O. (1981): Zur Schwefelisotopenzusammensetzung des Antimonits von Schlaining/Burgenland. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1981/3, 21–23.
- PEARCE, J. A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. — [In:] PANAYIOTOU, A. (Ed.): Ophiolites – Proceeding of the International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, Cyprus Geol. Survey Department, 332–340.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. — Earth Planet. Sci. Letters, 22, Amsterdam.

- PEARCE, J. A. & NORRY, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. — *Contr. Miner. Petrol.*, **69**, 33–47.
- PETRASCHEK, W. E. & POHL, W. (1982): Lagerstättenlehre (3. Auflage) — 341 S., (Schweizerbart), Stuttgart.
- POLLAK, W. (1952): Neuere Untersuchungen auf der Antimonitlagerstätte Schlaining. — *Berg. hüttenm. Mh.*, **100**, 137–145.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1973): Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. — *Jb. Geol. B.-A.*, **116**, 35–49.
- SCHWENDT, A. (1990): Inkohlungsstudien im Tertiär des Alpenostrandes. — Unveröff. Diss. Montan. Univ. Leoben.
- SHERVAIS, J. W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 101–118.
- SMITH, J. D. (1975): 21. Arsenic, antimony and bismuth. — [In:] BAILAR, J. C., EMELÉUS, H. J., NYHOLM, R. & TROTMAN-DICKENSON, A. F. (Eds.): *Comprehensive inorganic chemistry* (Vol. 2) — 1615 S., (Pergamon), Oxford.
- VETTERS, W. (1981): „Albit-Rhyolith“ aus dem Burgenland. Relikt einer Anatexis. — *Karinthin*, **84**, 250–262.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1933): Über zwei interessante Gesteinsvorkommen bei Aschau im Bez. Oberwarth (Felsöör), Burgenland. — *Kül. Folia Sabariensia* **1933**, 1–7.
- WOOD, S. A., CRERAR, D. A. & BORCSIK M. P. (1987): Solubility of the assemblage pyrite - pyrrhotite - magnetite - sphalerite - galena - gold - stibnite - bismuthenite - argentite - molybdenite in H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> solutions from 200° to 350° C°. — *Econ. Geol.*, **82**, 1864–1887.

Anhang: Liste der für diese Arbeit neu untersuchten Proben mit Gesteinsbezeichnung und Lokalitätsangaben.

Appendix: List of investigated samples, rock types and localities.

Probe Nr.:	Gestein:	Lokalität
SLA-3	Kalkglimmerschiefer, Calcit der Wurzelzone	Vinzenz Süd II, 3. S-Schlag, 1. Strichvererzung, -75 m Sohle
SLA-6	„Lettenerz“	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 12 m S Mkschpkt. 1708
SLA-7a	Kalkglimmerschiefer, Calcit-Mobilisate	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, Querschlag, 3 m S Mkschpkt. 1768
SLA-7b	Kalkglimmerschiefer, z. T. verändert	Siehe SLA-7a
SLA-7c	„Lettenerz“	Siehe SLA-7a
SLA-8	Kalkglimmerschiefer, z. T. verändert, „Lettenerz“, Calcit-Mobilisate	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 6. Querschlag, 15 m N Mkschpkt. 1768
SLA-9	Kalkglimmerschiefer, z. T. verändert, „Lettenerz“	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 6. Querschlag, 15 m N Mkschpkt. 1768
SLA-10	Kalkglimmerschiefer, Calcit-Mobilisate	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 6. Querschlag S, 30 m N Mkschpkt. 1768
SLA-11	Kalkglimmerschiefer, Calcit-Mobilisate	Siehe SLA-10
SLA-13	Kalkglimmerschiefer, Calcit-Mobilisat	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 6. Querschlag, 2 m SSW Mkschpkt. 1757
SLA-16	Calcit-Mobilisat	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 40 m N Mkschpkt. 1688
SLA-17	Calcit der Wurzelzone	Vinzenz Süd II, -100 m Sohle, ca. 3 m W Mkschpkt. 1967
SLA-18	Kalkglimmerschiefer, Calcit-Mobilisate	Siehe SLA-17
SLAG-1	„Lettenerz“	Vinzenz Süd II, 13 m über -75 m Sohle, 18 m SW Mkschpkt. 1672
SLAG-11	„Lettenerz“	Vinzenz Süd II, 8 m über -100 m Sohle, 2 m ESE Mkschpkt. 2034
SB-8	Calcit der Wurzelzone	Vinzenz Süd II, -100 m Sohle, bei Mkschpkt. 1967
G-57	Kalkglimmerschiefer, Phyllitlagen, Calcit-Mobilisate	Bohrung ca. 1700 m ENE Goberling, Bohrkernmeter 57
Pr-14	Wasserprobe (Säuerling)	Drumling, SE-Ortseinfahrt
Pr-15	Wasserprobe (Säuerling)	Ca. 1 km E x 481 m (bei Neustift bei Schlaining), abgedeckter Brunnenschacht
Pr-16	Wasserprobe (Säuerling)	Ca. 195 m ENE + Jormannsdorf
Pr-17	Wasserprobe (Säuerling)	Marienquelle, Kurhalle Bad Tatzmannsdorf
Pr-18	Wasserprobe	Vinzenz Süd II, -75 m Sohle, 6. Querschlag, Kluftwasser
Pr-19	Wasserprobe	Vinzenz Süd II, Sumpf -100 m Sohle

Structural analysis of the Late Cretaceous Gosau  
Group of Rigaus, Fahrenberg and Nussensee  
(Northern Calcareous Alps,  
Salzburg – Upper Austria):  
Tertiary deformation during lateral extrusion  
illustrated

Die tertiäre Deformation der Gosaugruppe von Rigaus,  
Fahrenberg und Nussensee (Oberkreide – Eozän) während der  
ostgerichteten Extrusion der Ostalpen (Nördliche Kalkalpen,  
Salzburg – Oberösterreich)

K. DECKER & M. JARNIK

mit 8 Abbildungen und 1 Tabelle

Keywords:

*Northern Calcareous Alps*  
*Salzburg*  
*Upper Austria*  
*Gosau Group*  
*Tertiary Deformation*  
*Strike-slip faulting*

Schlüsselwörter:

*Nördliche Kalkalpen*  
*Salzburg*  
*Oberösterreich*  
*Gosau Schichtgruppe*  
*Tertiäre Tektonik*  
*Blattverschiebung*

Adresse der Autoren:

Address of the authors:

Dr. Kurt Decker, Marion Jarnik  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III  
A-1010 Wien

## Contents

	Page
Zusammenfassung, Abstract .....	95
1. Introduction .....	95
2. Results .....	98
2.1. Folding of the Rigaus Gosau .....	98
2.2. Strike-slip faulting and N-S shortening .....	99
2.3. E-W directed subhorizontal extension .....	101
2.4. E-W directed compression .....	102
3. Discussion .....	102
4. Conclusions .....	104
5. References .....	104

## Inhalt

Zusammenfassung, Abstract .....	95
1. Einführung .....	95
2. Ergebnisse .....	98
2.1. Faltung der Rigauer Gosau .....	98
2.2. Ausbildung von Blattverschiebungen unter N-S Verkürzung .....	99
2.3. E-W-gerichtete subhorizontale Extension .....	101
2.4 E-W-gerichtete Kompression .....	102
3. Diskussion .....	102
4. Schlußfolgerungen .....	104
5. Literatur .....	104

## Zusammenfassung

Strukturanalysen im Bereich der Gosauvorkommen von Rigaus, Fahrenberg und Nussensee erlauben die Charakterisierung folgender Deformationen: (1) einer N-S gerichteten Verkürzung mit Ausbildung von Blattverschiebungen und einer anschließenden E-W orientierten subhorizontalen Extension. Diese Deformationen werden der Oligozänen-Miozänen, ostwärts gerichteten Ausweichbewegung der Ostalpen unter fortschreitender N-S Einengung zugeordnet (RATSCHBACHER et al., 1991); (2) eines jüngeren Ereignisses mit E-W gerichteter Kompression.

(1) Im Zuge der ostgerichteten Ausweichbewegung der Kalkalpen werden (W)SW-(E)NE streichende sinistrale Blattverschiebungen angelegt, die die Grenze der Rigauer Gosau zum Osterhorntirolikum und zur Dachsteindecke bilden. Diese Blattverschiebungen setzen sich in der NE-gerichteten Überschiebung der Fahrenberg Gosau auf die Nussensee Gosau fort. Die Überschiebung bildet die kinematische Verbindung des Rigauer Störungssystemes mit der sinistralen Traunsee Blattverschiebung. Der Mindestversatz an beiden Störungssystemen beträgt 3 km. Vor allem kleinmaßstäbliche Blattverschiebungen werden während der nachfolgenden E-W gerichteten Dehnung als Abschiebungen reaktiviert. Vertikale N-S streichende fasergefüllte Zerrspalten, die lokal bis zu 6% Dehnung anzeigen, werden ebenfalls der E-W gerichteten Streckung zugeordnet. Deviatorische Stresssensoren definieren ein älteres Stressfeld mit N-S orientiertem  $\sigma_1$  und subhorizontalem E-W gerichtetem  $\sigma_3$ , sowie eine jüngere Tensorgruppe mit subvertikalem  $\sigma_1$  und horizontalem, E-W gerichtetem  $\sigma_3$ .

(2) Ein Ereignis E-W gerichteter Kompression läßt sich aus der Überprägung von Kleinstrukturen sowie von dextralen Bewegungen an verschiedenen Abschnitten des Rigauer Störungssystemes und der Traunseestörung ableiten. Dieses Ereignis ist somit jünger als das ostwärts gerichtete Ausweichen der Nördlichen Kalkalpen. Die ermittelten Paläostressrichtungen ( $\sigma_1$  E-W,  $\sigma_3$  meist annähernd vertikal) können gut mit Ergebnissen aus anderen Abschnitten der Kalkalpen verglichen werden.

## Abstract

Deformational structures of the Late Cretaceous Rigaus, Fahrenberg and Nussensee Gosau deposits record a Tertiary deformation history encompassing: (1) N-S shortening and subsequent E-W directed subhorizontal extension. Deformations are related to the eastward extrusion of the Eastern Alps during the Oligocene/Miocene (RATSCHBACHER et al., 1991). (2) E-W directed compression postdating extrusion.

(1) Large-scale structures that formed due to N-S shortening during eastward extrusion include (W)SW-(E)NE trending sinistral strike-slip faults separating the Rigaus Gosau from the Osterhorn Unit and the Dachstein Nappe, and the thrust stacking the Fahrenberg Gosau group onto the Nussensee Gosau formations. Motion of the hanging wall along this thrust parallels the direction of the strike-slip faults and kinematically links the Rigaus fault system to the Traunsee fault. A minimum offset of 3 km along this thrust compares well to the offset estimated for the Traunsee fault. Strike-slip faults are reactivated with oblique-normal slip during subsequent subhorizontal E-W oriented extension. Extension is also accommodated by N-S trending subvertical tension gashes that locally account for up to 6% extension. Deviatoric stress tensors related to eastward extrusion are computed from meso-scale faults and indicate an older stress field with  $\sigma_1$  oriented N-S,  $\sigma_3$  subhorizontal E-W, and a younger one with  $\sigma_1$  subvertical and  $\sigma_3$  subhorizontal E-W.

(2) E-W directed compression postdating extrusion resulted in dextral slip along several segments of the Rigaus fault system and the Traunsee fault. Paleostress analysis of minor faults gives tensors with  $\sigma_1$  directed E-W and  $\sigma_3$  oriented subvertical.

## 1. Introduction

The Late Cretaceous Gosau deposits of Rigaus, Fahrenberg and Nussensee in the Salzkammergut area cover tectonic positions along major tectonic lines that separate the Tirolic Osterhorn and Staufenhöllengebirge Nappe from the Juvavic Lammertal and Dachstein Nappe (Fig. 1). We will show, that the contacts of the Rigaus Gosau to the Tirolic and Juvavic nappes are sinistral strike-slip faults here termed Einberg and Rigaus fault (Fig. 1). The earliest description of this fault system we are aware of comes from LEBLING (1911). These faults form the southern continuation of the sinistral Traunsee strike-slip fault. The kinematic linkage of the Traunsee and Rigaus faults is formed by the thrust of the Fahrenberg Gosau group onto the Nussensee Gosau deposits.

The Traunsee fault as well as a series of equally oriented sinistral strike-slip faults formed during the eastward lateral extrusion of the Eastern Alps (Fig. 2; LINZER et al., 1990; RATSCHBACHER et al., 1991). Part of the eastward motion of the Central Alps has been transferred to the northern units by faults that branch off from the SEMP strike-slip fault (LINZER et al., 1992). Strike-slip faulting and extension in the northern Eastern Alps including the Calcareous Alps started during the Miocene (DECKER et al., in press). The faults in the Rigaus and Fahrenberg area as well as most of the small-



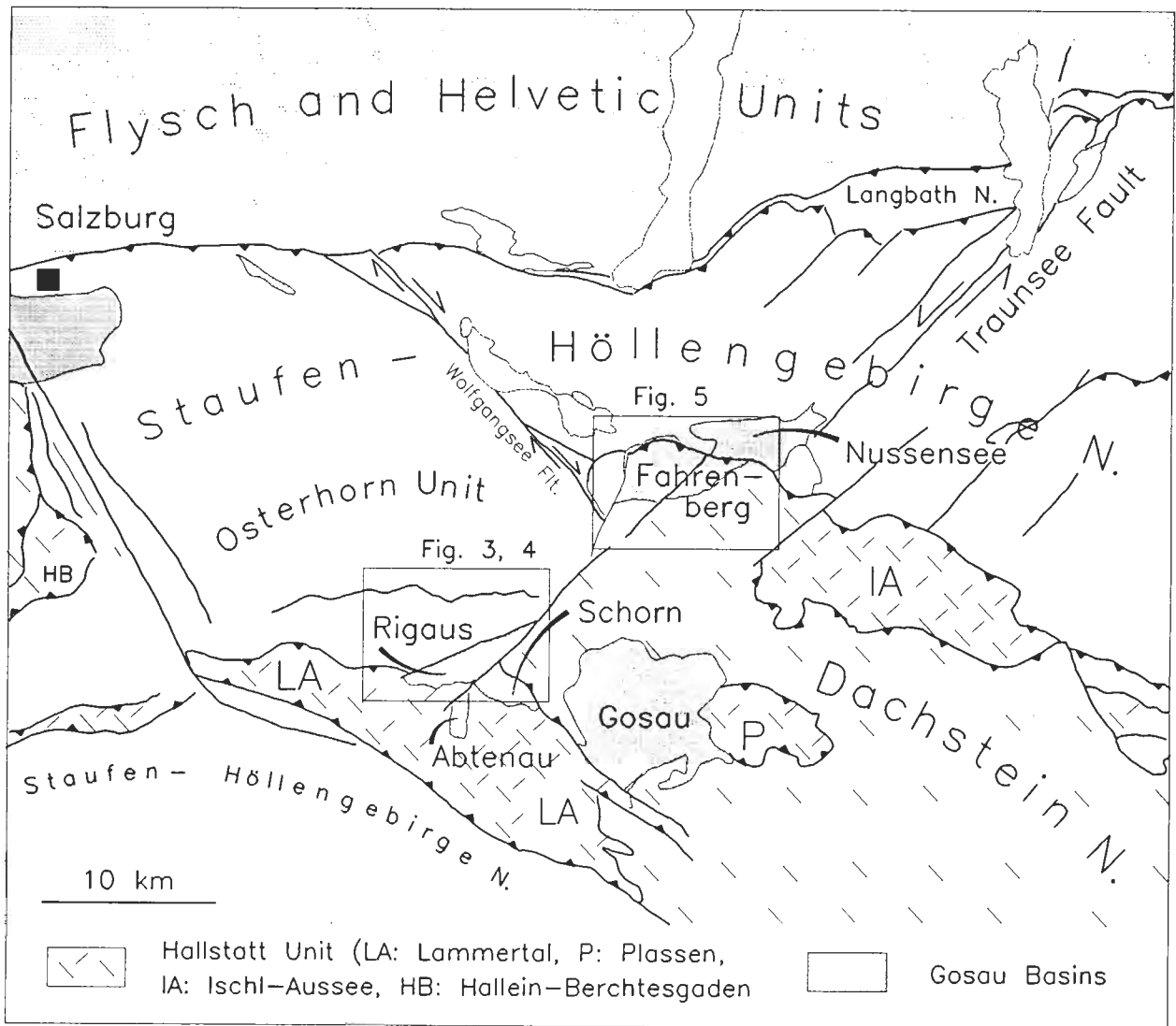


Fig. 1. Tectonic map of the Salzkammergut area. Synthesized from Tollmann (1976), the Geological Maps of Austria (1:50.000, No. 94 and 95) and Germany (1:200.000, Bad Reichenhall). The Tirolic nappes are the Staufen-Höllengebirge and Tennengebirge Nappe; Juvavic units (hatched) include the Berchtesgaden, Dachstein and Hallstatt nappes. Boxes refer to location of maps given in Fig. 3 and Fig. 5.

scale deformation structures recorded in the Gosau sediments formed during N-S compression and E-W extension during eastward extrusion. Structural analysis of these Gosau deposits and adjacent areas allow a detailed illustration of the kinematics and deformations related to lateral extrusion in this part of the Northern Calcareous Alps.

#### Stratigraphic and tectonic overview

The Early Santonian to Paleocene sediments of the Gosau Group at the Rigaus locality (Fig. 1) overlie Permian Haselgebirge of the Lammertal Unit (JARNIK, in prep.; WILLE-JANOSCHEK, 1966). They cover a tectonic position at the contact of the Osterhorn Unit, the Lammertal Unit and the Dach-

stein Nappe (Fig. 1) and therefore have been considered to disconformably overlie the prae-gosauan thrust of the Juvavic nappes onto the Osterhorn unit (WILLE-JANOSCHEK, 1966; SPENGLER, 1951). The steeply NNW or SSE dipping Late Cretaceous sequences are tightly folded and dismembered by faulting. Detailed descriptions of the sedimentary sequences and geological maps are given by JARNIK (in prep.) and WILLE-JANOSCHEK (1966).

The Gosau group of the Fahrenberg consists of basal conglomerates and Coniacian to Santonian sandstones and marls unconformably overlying Late Triassic Dachsteinkalk Fm. of the Dachstein Nappe (PLÖCHINGER, 1973; 1982; SUMMESBERGER, 1985). These sequences form a WNW-ESE trending syncline at the northern tip of the Dachstein

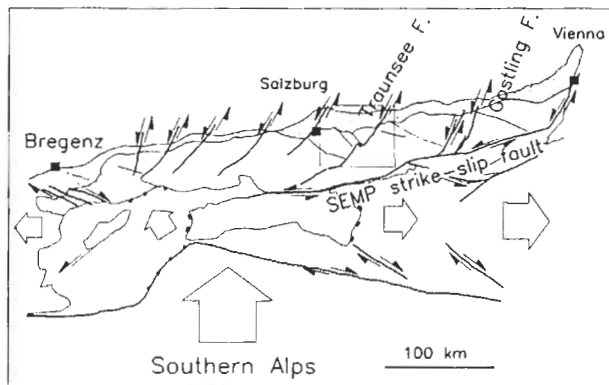


Fig. 2. Strike-slip faulting in the Eastern Alps during lateral extrusion of the Central Alps (dotted). Eastward displacement of the Central Alps is transferred to the Northern Calcareous Alps (white) by sinistral strike-slip faults branching off from the SEMP-strike-slip fault (e.g., the Traunsee fault). Tectonic sketch map after LINZER et al., 1990; RATSCHBACHER et al., 1991.

Nappe (Fig. 1) and have been thrust over Late Cretaceous deposits of the Nussensee Gosau resting on the Staufen-Höllengebirge Nappe. According to recent basin and facies analysis (WAGREICH, in prep.), the Fahrenberg and Nussensee sequences can be interpreted as the proximal and distal depositional sequences of the same sedimentary basin. The northern part of the Dachstein Nappe has also been thrust over the Wolfgangsee strike-slip fault and over Flysch and Helvetic sediments that occur in the flower structure of the Wolfgangsee tectonic window along this fault (PERESSON, 1992). Helvetic Eocene marls (Buntmergel Fm.; PLÖCHINGER, 1982; PERESSON, 1991) displaced from this flower structure along the fault bounding the Dachstein Nappe and the Fahrenberg Gosau to the west give a minimum offset of about 3 km and prove post-Eocene age of thrusting (Fig. 5).

### Methods

We applied the methods of brittle microtectonics (e.g., HANCOCK, 1985) that include the analysis of brittle faults (PETIT, 1987), extension gashes (RAMSAY and HUBER, 1983), and joints (HANCOCK, 1985). In addition, paleostress analysis using the direct inversion method (ANGELIER, 1979; ANGELIER and GOGUEL, 1979; SPERNER, 1991; SPERNER et al., submitted) was carried out whenever a sufficient number of slickensides could be measured in a narrow outcrop. The direct inversion method computes the best-fitting deviatoric paleostress tensor for a homogenous group of slickensides. The tensor is defined by the orientations of the three

Table 1: Deviatoric stress tensors computed by the direct inversion method (ANGELIER, 1979; program by SPERNER, 1991). Tensors are defined by the orientation and the relative magnitude of principle stresses given by  $R$  ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ;  $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ). Also given are the numbers of measurements and the mean deviation of the computed and the measured slickenlines. 1: Tensors related to N-S compression and strike-slip faulting; 1\*: Tensors computed from the thrust of the Fahrenberg Gosau group onto the Nussensee Gosau formations; 2: Tensors related to sub-horizontal E-W-oriented extension; 3: Tensors defining E-W-directed compression. See Figs. 4 to 8 for location of sites.

### Rigaus

AB-1 Dachstein limestone, 14 measurements

1  $\sigma_1$  171/13  $\sigma_2$  277/49  $\sigma_3$  70/38  $R = 0.19$   $F = 8^\circ$

AB-2 Dachstein limestone, 24 meas.

1  $\sigma_1$  2/6  $\sigma_2$  111/70  $\sigma_3$  270/18  $R = 0.56$   $F = 6^\circ$

3  $\sigma_1$  70/7  $\sigma_2$  336/26  $\sigma_3$  174/63  $R = 0.45$   $F = 8^\circ$

AB-4-2 Dachstein limestone, 24 meas.

1  $\sigma_1$  356/13  $\sigma_2$  232/67  $\sigma_3$  90/18  $R = 0.70$   $F = 9^\circ$

AB-5-2 Gosau/Bieberek Fm., 9 meas.

1  $\sigma_1$  193/22  $\sigma_2$  48/64  $\sigma_3$  289/14  $R = 0.29$   $F = 5^\circ$

AB-7-2 Dachstein limestone, 8 meas.

1  $\sigma_1$  10/0  $\sigma_2$  132/89  $\sigma_3$  280/1  $R = 0.39$   $F = 6^\circ$

AB-9 Gosau/Zwieselalm Fm., 58 meas.

1  $\sigma_1$  5/19  $\sigma_2$  191/71  $\sigma_3$  96/2  $R = 0.81$   $F = 9^\circ$

2  $\sigma_1$  92/76  $\sigma_2$  2/0  $\sigma_3$  272/14  $R = 0.92$   $F = 5^\circ$

3  $\sigma_1$  279/21  $\sigma_2$  24/34  $\sigma_3$  164/49  $R = 0.11$   $F = 7^\circ$

AB-10 Gosau/Nierental Fm., 16 meas.

1  $\sigma_1$  11/9  $\sigma_2$  116/57  $\sigma_3$  275/31  $R = 0.25$   $F = 9^\circ$

3  $\sigma_1$  63/2  $\sigma_2$  154/19  $\sigma_3$  327/71  $R = 0.12$   $F = 5^\circ$

### Fahrenberg

95-1 Gosau/Kreuzgraben Fm., 41 meas.

1\*  $\sigma_1$  199/8  $\sigma_2$  104/34  $\sigma_3$  301/55  $R = 0.24$   $F = 5^\circ$

1  $\sigma_1$  9/5  $\sigma_2$  104/47  $\sigma_3$  274/42  $R = 0.48$   $F = 12^\circ$

2  $\sigma_1$  93/64  $\sigma_2$  342/10  $\sigma_3$  247/23  $R = 0.88$   $F = 3^\circ$

95-13-1 Gosau/Grabenbach Fm., 8 meas.

3  $\sigma_1$  102/31  $\sigma_2$  324/51  $\sigma_3$  206/21  $R = 0.15$   $F = 2^\circ$

95-21-1 Dachsteinkalk Fm., 11 meas.

1  $\sigma_1$  224/5  $\sigma_2$  2/83  $\sigma_3$  134/4  $R = 0.59$   $F = 12^\circ$

95-22-2 Dachsteinkalk Fm., 13 meas.

1  $\sigma_1$  357/1  $\sigma_2$  95/85  $\sigma_3$  267/5  $R = 0.03$   $F = 4^\circ$

95-23 Gosau/Grabenbach Fm., 11 meas.

1\*  $\sigma_1$  20/18  $\sigma_2$  114/13  $\sigma_3$  239/67  $R = 0.78$   $F = 11^\circ$

### Nussensee

95-16 Gosau/Kreuzgraben Fm., 19 meas.

1\*  $\sigma_1$  206/2  $\sigma_2$  296/14  $\sigma_3$  108/76  $R = 0.20$   $F = 12^\circ$

2  $\sigma_1$  2/50  $\sigma_2$  182/40  $\sigma_3$  272/0  $R = 0.74$   $F = 3^\circ$

95-20-1 Gosau/Reef Complex, 14 meas.

1  $\sigma_1$  175/4  $\sigma_2$  65/78  $\sigma_3$  266/11  $R = 0.56$   $F = 11^\circ$

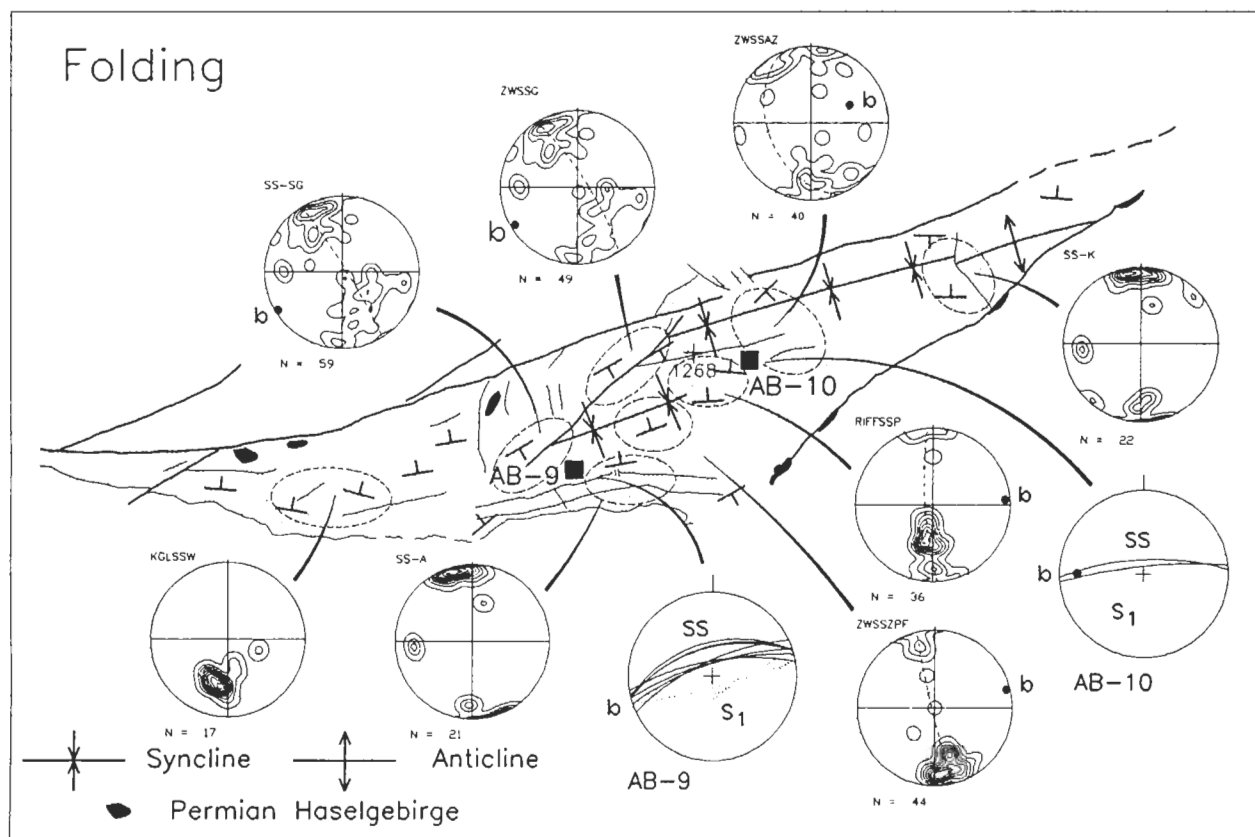


Fig. 3. Folding of the Rigaus Gosau group (dotted; after Jarnik, in prep.). Insets: Contoured stereographic plots (Schmidt's projection, lower hemisphere) of poles to bedding planes. Great circles represent the best-fitting plane through data points, the minimum eigenvectors normal to this plane give the best-fitting fold axes. Insets to stations AB-9 and AB-10: intersections of bedding and axial plane cleavage. Data support ENE-WSW trending fold axes. Location of map given in Fig. 1.

principle stresses  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$  and by the relative magnitudes of these stresses  $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ . The best-fit tensor is found by minimization of the deviation angles between the measured slickenlines and the orientations of the maximum shear stresses in the fault planes for the computed tensor (BOTT, 1959). Planes with unknown sense of movement are considered in this calculation. More detailed descriptions of the separation and computation procedure and discussions of the limitations of this method are given by CAREY (1979), DECKER et al. (in press), ETCHECOPAR et al. (1981) and ONCKEN (1988). The kinematic analysis of large-scale faults was aided by map interpretations (JARNIK, in prep.; PLÖCHINGER, 1982, 1987) and by the use of aerial photographs. Density contouring of poles to bedding planes after the method of ROBIN and JOWETT (1986) and computation of minimum eigenvectors for the reconstruction of large-scale fold axes was done with the program SpheriStat 1.1 at the University of Tübingen.

## 2. Results

Structural analysis reveals four major Tertiary deformations of the Gosau deposits. The following relative chronology has been deduced from cross-cutting relationships of structures observed in the field (from old to young): (1) folding of the Rigaus Gosau group; (2) strike-slip faulting related to N-S oriented compression together with the formation of major SW-NE trending sinistral strike-slip faults; (3) E-W oriented subhorizontal extension; and (4) E-W oriented compression.

### 2.1. Folding of the Rigaus Gosau

The oldest deformational structures recorded in the Rigaus Gosau are map-scale and mesoscale folds with horizontal E-W to ENE-WSW orientated fold axes. Orientations of fold axes are derived from analyzing dips of bedding planes, intersection lines of bedding and axial plane cleavage (Fig. 3), and from the orientation of slip along bedding planes related to flexural slip folding.

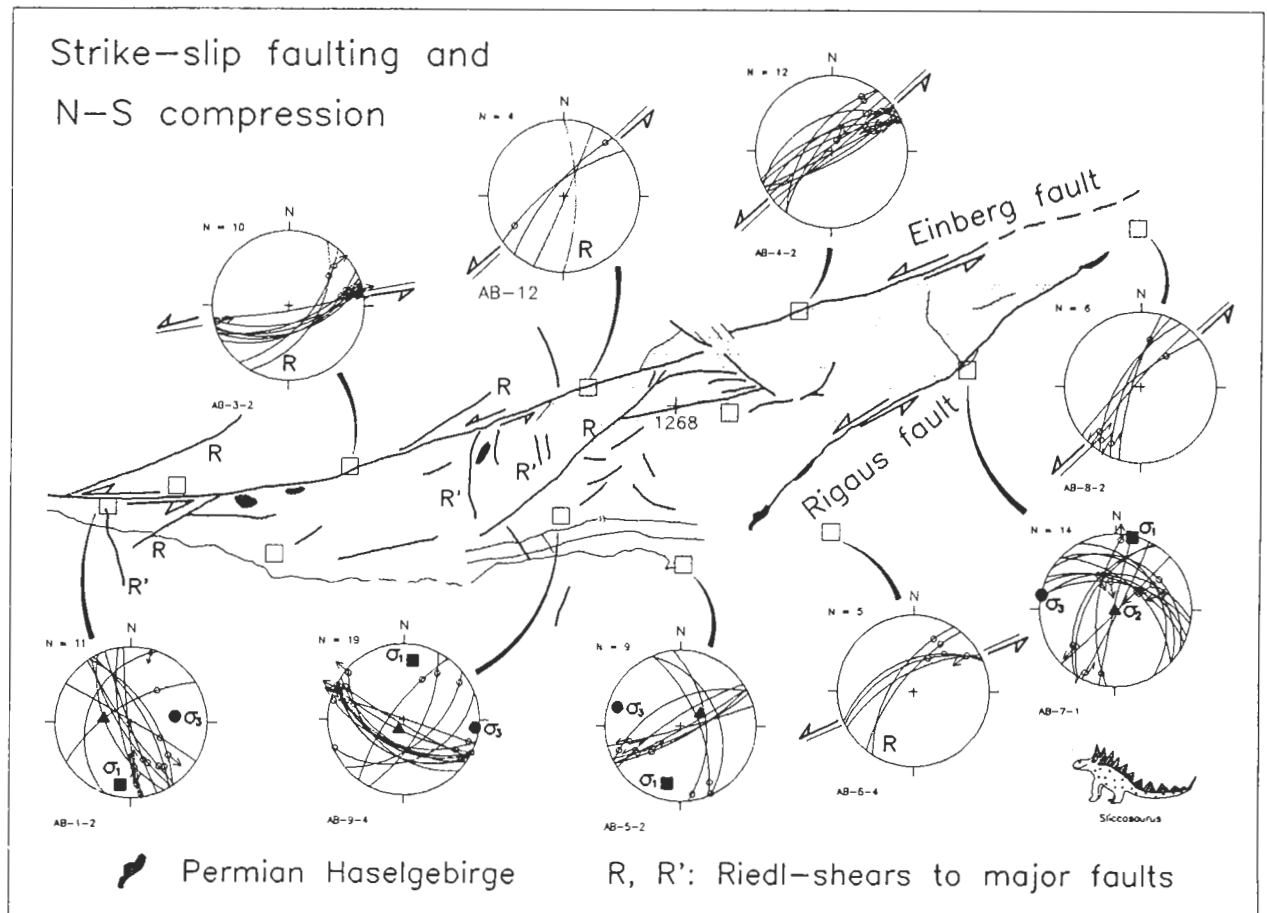


Fig. 4. Strike-slip faulting in the Rigas area. Sinistral movement along the Einberg and Rigas faults bounding the Gosau deposits are inferred from mapped slickensides (inserted stereographic plots) and from faults joining the major faults that are interpreted as synthetic (R) and antithetic Riedl shears (R'). Stereographic plots AB-1-2, AB-9-4, AB-5-2 and AB-7-1 show the orientations of the main principal stresses ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) computed from the fault planes (comp. Tab. 1). Lower hemisphere Schmidt's projection with great circles representing fault planes, slickensides marked by dots and arrows indicating senses of movements.

## 2.2 Strike-slip faulting and N-S shortening

### Map-scale faults

Kinematical analysis of the major faults bounding the Rigas Gosau to the north in the slope of the Einberg and to the south in the Rigas valley shows that both faults are steeply dipping sinistral strike-slip faults. Senses of movement are inferred from sinistral slickensides with large offset in outcrops along the Einberg and Rigas faults and from faults that include angles of about  $20^\circ$  with the master faults (Fig. 4). The latter are interpreted as Riedl shears. The Einberg fault is clearly cut by the younger Rigas fault (Fig. 1). The Rigas fault can be traced to the northeast for at least some 15 km to the Ischl Valley where it forms the western boundary of the Fahrenberg Gosau (Fig. 5). Sinistral shear bands and fiber-coated faults with significant offsets prove sinistral sense of shear. Eocene Helvetic marls displaced from the Wolfgangsee flower structure to the NE give the

minimum offset along this fault segment of about 3 km (Fig. 5; PERESSON, 1992).

The Rigas strike-slip fault shows a marked change of dip from subvertical in the SW (Rigas valley) to a dip of about  $45^\circ$  towards SE (E of the Postalm; compare plots AB-8-2 and 95-24-1 in Fig. 8) causing the curved outcrop trace of the fault depicted in Fig. 8. To the NE, the Rigas fault is kinematically linked to the thrust of the Fahrenberg Gosau group of the Dachstein Nappe over the Nussensee Gosau deposits (Fig. 5). Thrusting along this segment is directed towards the NE, paralleling the slip along the Rigas fault. The direction of main shortening of the Fahrenberg Gosau formations is about NE-SW as inferred from the axes of the map-scale syncline formed by the Gosau deposits (PLÖCHINGER, 1982) and from axial plane cleavage-bedding intersections (Fig. 5). SE-dipping and conjugate NW-dipping reverse faults from both the overriding Fahrenberg and the Nussensee Gosau sequences in the footwall (plots 95-

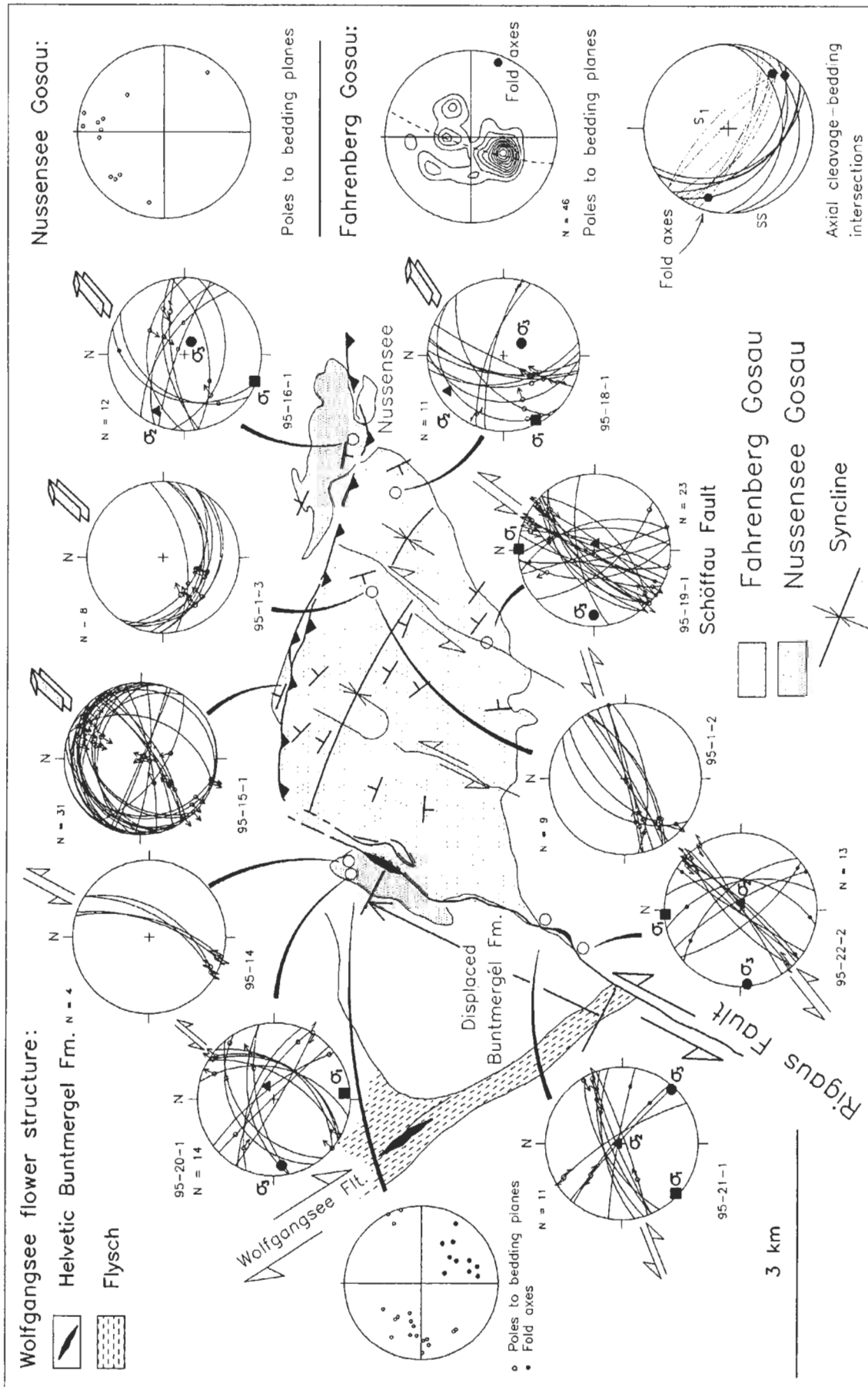


Fig. 5. Fault-slip data mapped in the area of the Fahrnberg. Sinistral offset along the Rigaus fault is inferred from slickensides plotted in insets 95-14, 95-21-1 and 95-22-2. The fault is linked to the top-to-NE thrust of the Fahrnberg onto the Nussensee Gosau formations. Slip along reverse faults parallels the strike-slip fault (plots 95-1-3, 95-15-1). Right column: fold axes determined from bedding planes and cleavage-bedding-intersections in Fahrnberg Gosau deposits. Fold axes are oriented perpendicular to the slip direction along the footwall thrust of the Fahrnberg Gosau group. Location of map shown in Fig. 1.

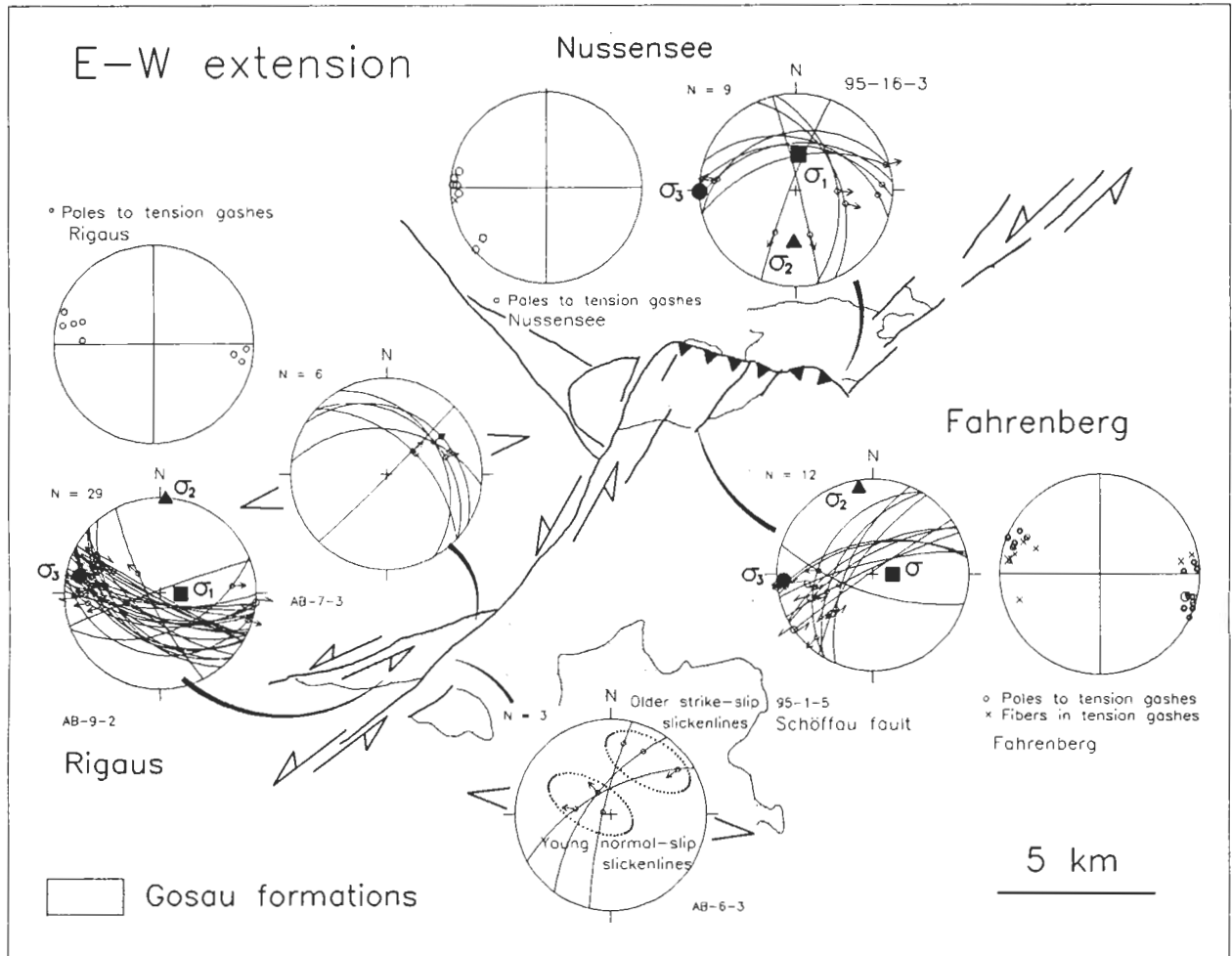


Fig. 6. Subhorizontal E-W directed extension. Extension is mainly achieved by oblique-normal reactivation of former strike-slip faults that formed during N-S compression (plot AB-6-3). Tension gashes and growth directions of calcite fibers in the gashes from the Nussensee, Fahrenberg and Rigaus Gosau deposits also indicate E-W oriented extension.

1-3, 95-15-1, 95-16-1 in Fig. 5) indicate thrusting towards the NE in a local stress field with  $\sigma_1$  directed horizontally NE-SW and subvertical  $\sigma_3$ . Plot 95-15-1 indicates rotation of the former synthetic NE-directed reverse faults into near-vertical orientation during subsequent folding. Fold-and-thrust structures of the Fahrenberg Gosau deposits are cut by younger sinistral strike-slip faults (e.g., the Schöffau fault, Fig. 5) that indicate continued N-S shortening.

#### *Meso-scale structures related to N-S shortening*

N-S orientated compression in the Rigaus, Fahrenberg and Nussensee Gosau is evidenced by conjugate fibre-coated faults (Fig. 4, plots AB-9-4 and AB-10-2). Meso-scale faults cutting axial plane cleavage and map-scale faults cutting folds show that strike-slip faulting postdates folding of the Rigaus Gosau. Paleostress analysis of homogenous fault sets off the large strike-slip faults reveals deviatoric stress tensors with N-S orientated  $\sigma_1$ , vertical  $\sigma_2$  and E-W

directed  $\sigma_3$  (Tab. 1 and Fig. 4). Tensor orientations are consistent throughout the study area.

#### *2.3. E-W directed subhorizontal extension*

Conjugate meso-scale strike-slip faults that formed during N-S oriented compression are subsequently reactivated as oblique-normal faults. Paleostress analysis from such fault populations reveal deviatoric tensors with subvertical  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  orientated subhorizontally E-W (Tab. 1; Fig. 6, plots 95-1-2, 95-1-5). E-W extension is also indicated by vertical N-S trending tension gashes that are very prominent both within Gosau deposits and within Triassic rocks of the Osterhorn and Dachstein unit. Estimating strain from stretched pebbles in conglomerates of the Fahrenberg Gosau reveals about 3-6% extension compensated by such tension gashes.

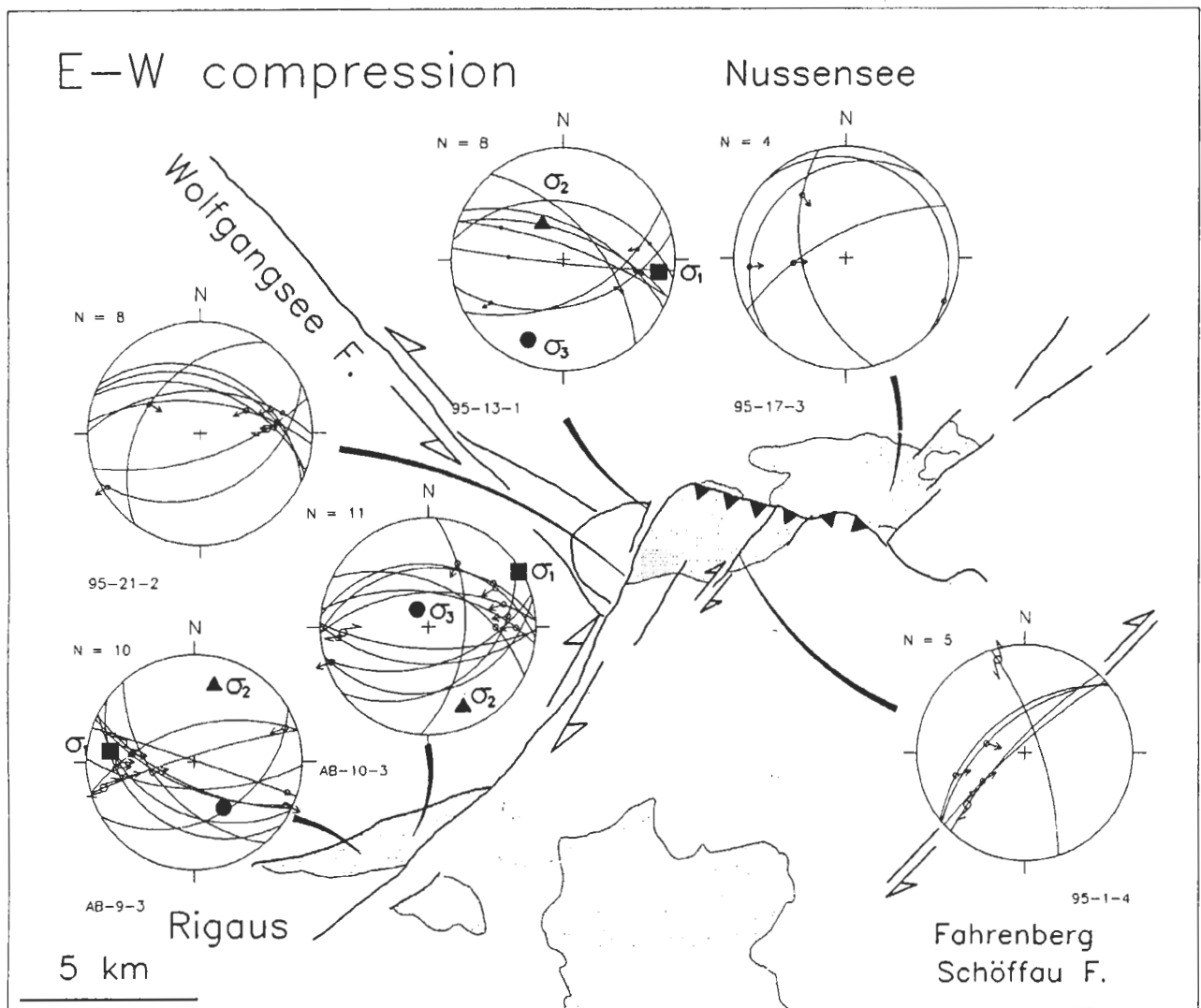


Fig. 7. E-W oriented compression. Dextral reactivation of former sinistral faults (e.g., plot 95-1-4) indicates that E-W compression postdates N-S oriented compression. Stress tensors computed from reactivated faults show E-W oriented subhorizontal  $\sigma_1$  while the orientation of  $\sigma_3$  varies from near-vertical to subhorizontal. Sinistral movement along the Wolfgangsee fault has been described by Peresson (1992).

#### 2.4. E-W directed compression

An event of E-W directed compression postdating N-S compression and E-W oriented extension is indicated by reactivation of variably oriented faults including conjugate strike-slip faults that formed during N-S compression (Fig. 7). Observations along the Rigaus fault (sites 95-21 and 95-22) indicate dextral movements of this major fault during this tectonic event. Similar results come from the Traunsee fault NE of the study area (GEISER, in prep.). In the Fahrenberg Gosau, dextral slip occurred along the previously sinistral strike-slip fault that cuts the Gosau in the Schöffau valley (Fig. 7; plot 95-1-4). The deviatoric stress tensors computed from several fault sets, though constrained by comparably few data, show very similar orientations with ENE-

WSW trending  $\sigma_1$  and near vertical  $\sigma_3$ .

### 3. Discussion

#### Folding of the Rigaus Gosau Group

Folding of the Rigaus Gosau formations may either be related to an earlier deformation or to transpression resulting from interaction of sinistral shearing and horizontal shortening of the Gosau deposits between the Einberg and Rigaus fault (e.g., SANDERSON and MARCHINI, 1984).

Cross-cutting relationships show that folding of the Rigaus Gosau predates subsequent strike-slip faulting. No evidence has been found for folded fault planes or faults rotated during folding. Extension directions (trending 80° to 100°; Fig. 6) deduced from

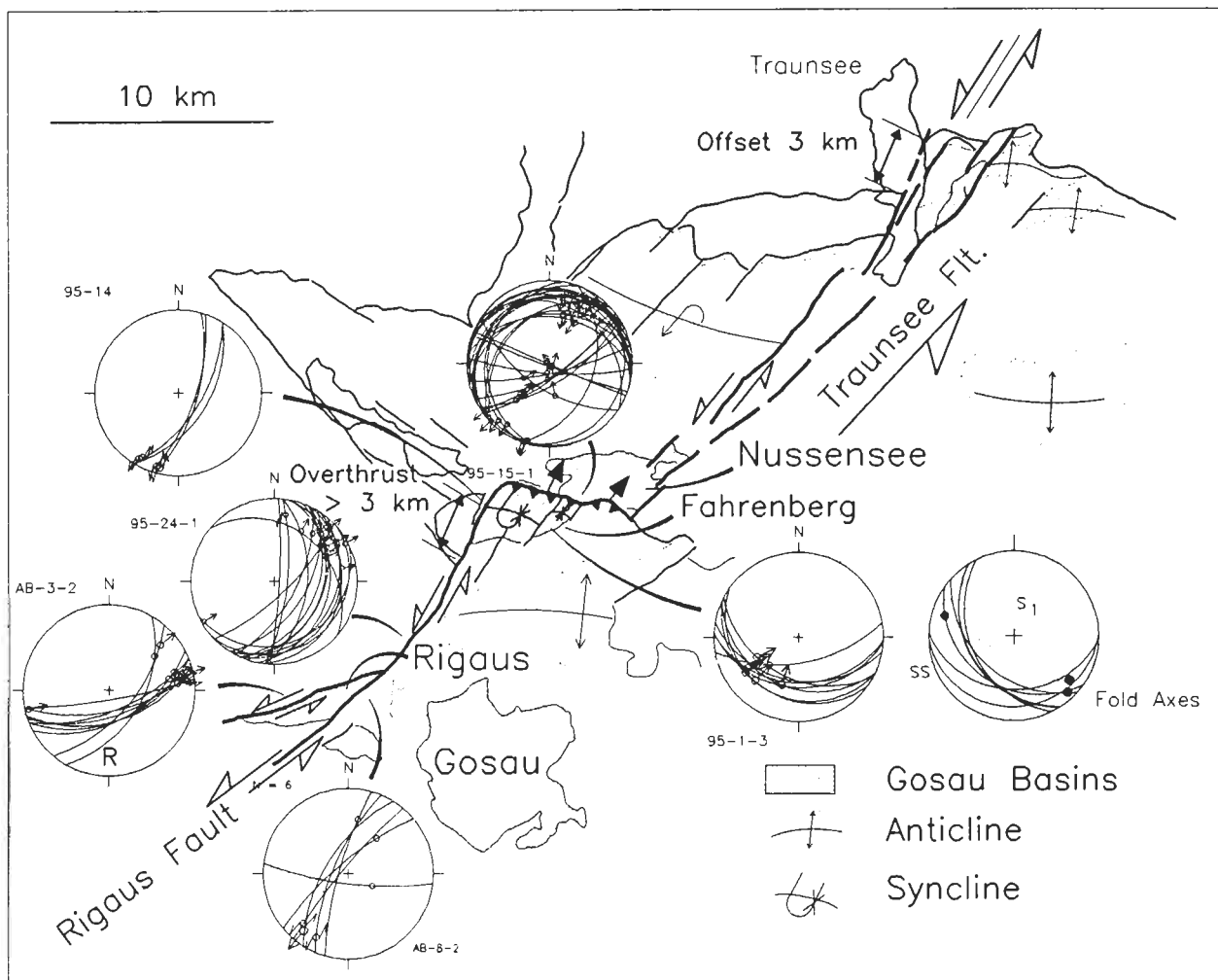


Fig. 8. Kinematics of the Rigaus-Traunsee strike-slip fault system. The Rigaus fault is linked to the Traunsee fault system by the thrust of the Fahrenberg Gosau group onto the Nussensee Gosau group. The minimum offset estimated for the northern part of the Rigaus fault (3 km) compares well to the offset of the northern margin of the Calcareous Alps by the Traunsee fault. Dots delineate the eastern NE-moving block bounded by the Traunsee-Rigaus System.

oblique-normal faults and tension gashes approximately match orientations of fold axes that trend  $60^\circ$  to  $90^\circ$  (Fig. 3) as expected for transpressional settings (e.g., BÜRGMANN, 1991; RATSCHBACHER, 1986). However, extension directions are consistent with data from the Fahrenberg and Nussensee area suggesting coaxial E-W extension on a larger regional scale. This indicates that extension in the Rigaus area occurred during a distinct tectonic event rather than in a local transpressional regime along a short segment of the Rigaus strike-slip fault system.

Fold axes in the Rigaus Gosau compare well to the orientation of ENE-WSW trending fold axes and to compressional structures like SSE-dipping ramps in the Gosau of the type locality 5 km to the east (Fig. 1). These structures are related to Eocene thrust-

ing within the Northern Calcareous Alps (compare DECKER et al., in press) predated deformations related to eastward extrusion.

#### *Strike-slip faulting during N-S compression and east-west directed subhorizontal extension*

Sinistral movement along the SW-NE trending Rigaus fault system kinematically results in about N-S oriented shortening and E-W directed extension. Paleostress analysis in the blocks bound by these faults reveals tensors with horizontal N-S trending  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  oriented horizontal E-W. Such tensors have been found all over the northern margin of the Eastern Alps defining a fairly homogenous stress field (DECKER et al., in press). We assume



that the Rigaus and Einberg fault were active in this stress field. The locally deviating stresses along the thrust of the Fahrenberg onto the Nussensee Gosau formations result from geometrical constraints. The direction of reverse slip along this SW-dipping fault is determined by slip direction of the Rigaus and Traunsee fault system performing a "guided movement" (CASAS-SAINZ and SIMÓN-GÓMEZ, 1992). This thrust kinematically links the Rigaus fault to the Traunsee fault in the NE. 3 km offset along the Rigaus fault east of the Fahrenberg compare well to the offset estimated for the northernmost part of the Traunsee Fault (Fig. 8).

The Traunsee strike-slip fault has been interpreted as a major fault branching off from the SEMP strike-slip fault and transferring a part of the eastward motion of the Central Alps into the Northern Calcareous Alps (Fig. 2; LINZER et al., 1992). Overall E-W extension and eastward motion within the Northern Calcareous Alps is also accommodated by minor conjugate strike-slip faults, normal faults and extension gashes that sum up to significant strain values within the blocks bounded by major faults. Deformation within these blocks was coaxial. This can be shown by regionally consistent orientations of tension gashes and by fault slip analysis that gives no hint for rotation of stress axes relative to the blocks. The stresses recorded for strike-slip faulting and subsequent extension (older tensors with  $\sigma_1$  N-S,  $\sigma_3$  E-W; younger tensors with  $\sigma_1$  vertical and  $\sigma_3$  E-W) show very consistent orientations and can be correlated to tensor groups encountered along the northern margin of the Eastern Alps (tensor group  $S_3$  and  $E_4$  of DECKER et al., in press).

#### *East-west compression*

Young east-west compression postdating the lateral extrusion of the Eastern Alps has already been described from the northern part of the Eastern Alps (DECKER et al., 1992; PERESSON, 1992). In the Rigaus and Fahrenberg area, E-W directed compression caused reactivation not only of minor fractures but also of parts of the Rigaus fault and the Wolfgangsee fault (PERESSON, 1992). Reversed movement has also been documented for the Traunsee fault (GEISER, in prep.). Paleostresses computed from three homogenous fault sets reveal tensors with near-vertical  $\sigma_3$ . Comparison with data from other sites in the eastern NCA (DECKER et al., 1992) shows that the regional stress field corresponding to E-W compression is inhomogenous. Deviatoric tensors are characterized by either vertical  $\sigma_2$  or vertical  $\sigma_3$  while  $\sigma_1$  is orientated E-W rather constantly.

## 4. Conclusions

(1) Structures that formed during Miocene eastward extrusion of the Calcareous Alps encompass the SW-NE striking sinistral Einberg and Rigaus strike-slip faults as well as the northeastward thrust of the Dachstein Nappe onto the Nussensee Gosau which is kinematically linked to these faults. In the meso-scale, N-S compression and E-W extension is accommodated by conjugate strike-slip faults, (oblique)normal faults, and subvertical N-S trending fibrous extension gashes.

(2) The paleostresses related to these deformations in the study area show a clear relative chronology. Strike-slip faulting predates subhorizontal extension. Strike-slip faulting occurred in a stress field with horizontal  $\sigma_1$  oriented N-S and horizontal  $\sigma_3$  oriented E-W. These tensors are older than tensors with subvertical  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  subhorizontal E-W. These orientations of tensors are homogenous on a large scale within the eastern part of the Northern Calcareous Alps and the underlying units (Rhenodanubic Flysch and Helvetic Nappes; DECKER et al., in press). Locally deviating stresses as those related to northeastward thrusting of the Fahrenberg Gosau result from the guided movement along this thrust determined by the orientation of slip along the Traunsee and Rigaus fault.

(3) Strain accommodated by meso-scale structures in the Northern Calcareous Alps due to extrusion tectonics is significant. Locally, extension gashes account for up to 6% E-W extension. It is, however, difficult to estimate strains accommodated by minor strike-slip and normal faults.

## Acknowledgements

We appreciate the discussions with Gert Linzer (Univ. Tübingen) who also critically reviewed this text. We thank Prof. Peter Faupl, Meinrad Geiser, Herwig Peresson and Michael Wagreich for fruitful discussions. Financial support of field work by the FWF projects P 8123 Geo for Kurt Decker and P 7462-Geo for Marion Jarnik is gratefully acknowledged.

## 5. References

- ANGELIER, J. (1979): Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. — *Tectonophysics*, **56**, T17-T26, Amsterdam.
- & GOGUEL, J. (1979): Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. — *C.R. Acad. Sci. Paris*, **288**, 307-310, Paris.

- BOTT, M.H.P. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. — *Geol. Mag.*, **96/2**, 109–117, Cambridge.
- BÜRGMANN, R. (1991): Transpression along the southern San Andreas Fault, Durmid Hill, California. — *Tectonics*, **10**, 1152–1163, Washington, D.C.
- CAREY, E. (1979): Recherché des directions principales de contraintes associés au jeu d'une population de failles. — *Rév. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **21**, 57–66.
- CASAS-SAINZ, A.M. & SIMÓN-GÓMEZ, J.L. (1992): Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). — *J. Struct. Geol.*, **14**, 521–530, Oxford.
- DECKER, K., MESCHEDÉ, M. & RING, U. (1992): Die post-eozäne Deformation am Nordrand der Ostalpen (Molasse, Helvetikum und Flysch): Ergebnisse der Paläostressanalyse. — *Frankfurter geowiss. Arb., Ser. A*, **11**, 28–31, Frankfurt.
- , MESCHEDÉ, M., & RING, U. (in press): Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North and South Penninic flysch, and the Northern Calcareous Alps). — *Tectonophysics*, Amsterdam.
- ETCHECOPAR, A., VASSEUR, G. & DAIGNIÈRES, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. — *J. Struct. Geol.*, **3**, 51–65, Oxford.
- GEISER, M., (in prep.): Strukturgeologische Bearbeitung Traunsee-störung. - Dipl. Arb. Univ. Wien, Wien.
- HANCOCK, P.L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. — *J. Struct. Geol.*, **7/(3-4)**, 437–457, Oxford.
- JARNIK, M. (in prep.): Sedimentologische und strukturgeologische Bearbeitung des Gosauvorkommens von Rigaus/Abtenau (Salzburg). — Dipl. Arb. Univ. Wien, Wien.
- LEBLING, C. (1911): Beobachtungen an der Querstörung „Abtenau-Strobl“ im Salzkammergut. — *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil. Bd.* **31**, 535–574, Stuttgart.
- LINZER, H.-G., FRISCH, W. & RATSCHBACHER, L. (1990): Kinematisches Modell der Nördlichen Kalkalpen (Vortragskurzfassung). — Symposium für Tektonik, Strukturgeologie und Kristallingeologie, Graz 1990, Graz.
- , FRISCH, W., & RATSCHBACHER, L. (1992): The kinematic history of the Northern Calcareous Alps. *TERRA Abstracts, Supplement No. 2 to TERRA nova*, **4**, 43, Oxford (Blackwell).
- ONCKEN, O. (1988): Aspects of the reconstruction of the stress history of a fold and thrust belt (Rhenish Massif, Federal Republic of Germany). — *Tectonophysics*, **152**, 19–40, Amsterdam.
- PERESSON, H. (1991): Kinematische Analyse von Störungsflächen und Folgerungen für die Strike-Slip Tektonik an der Wolfgangseestörung. — Dipl.-Arb. Univ. Wien, 116pp., Wien.
- (1992): Kinematische Analyse der Wolfgangseestörung (Kalkalpen, Oberösterreich). In: *TSK IV – Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie, Frankfurter geowiss. Arb., Ser. A*, **11**, 277–279, Frankfurt.
- PETIT, J.P. (1987): Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. — *J. Struct. Geol.*, **9/5-6**, 597–608, Oxford.
- PLÖCHINGER, B. (1973): Erläuterungen zur geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (Salzburg, Oberösterreich), 1:25.000, 91 pp., Wien (Geol. B.-A.).
- (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut, Wien (Geol. B.-A.).
- (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 94 Hallein (4814). Wien (Geol. B.-A.).
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I., (Eds.) (1983): *The Techniques of Modern Structural Geology: Volume I, Strain Analysis.* — 307pp., London (Acad. Press).
- RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. — *Tectonophysics*, **125**, 849–861, Amsterdam.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. & LINZER, H.-G. (1991): Lateral extrusion in the eastern Alps, part II: structural analysis. — *Tectonics*, **10/2**, 257–271, Washington, D.C.
- ROBIN, P.-Y.F. & JOWETT, C. (1986) Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions. — *Tectonophysics* **121**, 207–223, Amsterdam.

- SANDERSON, D.J. & MARCHINI, W.R.D. (1984): Transpression. — *J. Struct. Geol.*, **6**, 449–458, Oxford.
- SPENGLER, E., 1951: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. In: Schaffer, F.X., *Geologie von Österreich*: 203–413, Wien.
- SPERNER, B. (1991): Analyse der Deckenkinetik mit Hilfe von Spröddaten an einem Beispiel aus den Nördlichen Kalkalpen (niederösterreichische Kalkvoralpen). — Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 127pp., Tübingen.
- SPERNER, B., OTT, R., & RATSCHBACHER, L. (submitted): Fault-striae analysis: a program packet in PASCAL for data representation and reduced stress tensor calculation. — *Computer & Geosciences*.
- SUMMESBERGER, H. (1985): Ammonite zonation of the Gosau Group (Upper Cretaceous, Austria). — *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **87**, 275–283, Wien.
- WAGREICH, M. (in prep.): Lithofazies der Gosaugruppe des Gebietes Bad Ischl–Nussensee, Strobl am Wolfgangsee und Fahrenberg (Oberösterreich – Salzburg).
- WILLE-JANOSCHEK, U. (1966): Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). — *Jb. Geol. B.-A.*, **109**, 91–172, Wien (Geol. B.-A.).

# Computer aided kinematic analysis of fault sets

Computerunterstützte kinematische Störungsanalyse

H. PERESSON

with 5 Figures and 3 Tables

Keywords:

*Computer software*  
*Brittle tectonics*  
*Fault kinematics*  
*Reichraming nappe*

Schlüsselwörter:

*Computerprogramme*  
*Sprödtektonik*  
*Störungskinematik*  
*Reichraminger Decke*

Address of the author:

Mag. Herwig Peresson  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III  
A-1010 Wien

## Contents

	Page
Abstract .....	109
1. Introduction .....	109
2. Correction of measurement errors and classification of fault-slip data .....	110
3. Separation of polyphase fault populations .....	111
4. Kinematic and dynamic interpretation .....	111
5. Field example .....	113
6. Conclusions .....	118
7. References .....	118

## Inhalt

Zusammenfassung, Abstract .....	109
1. Einleitung .....	109
2. Korrektur von Meßfehlern und Klassifikation von Störungsflächen .....	110
3. Trennung mehrphasiger Datensätze .....	111
4. Kinematische und dynamische Interpretation .....	111
5. Anwendungsbeispiel .....	113
6. Schlußfolgerungen .....	118
7. Literatur .....	118

## Zusammenfassung

Es werden drei Computerprogramme zur kinematischen Analyse von Harnischflächen vorgestellt. Diese Programme erlauben eine Klassifikation des Bewegungscharakters sowie eine Trennung mehrphasiger Datensätze in Untergruppen mit kogenetischen Störungsflächen. Zur Bestimmung der Einengungs- und Extensionsrichtung einer Untergruppe werden für jede Harnischfläche die inkrementellen Strainachsen (P-, B- und T-Achsen) berechnet. Der Winkel Theta zwischen der Verkürzungs(P)-Achse und der Störungsfläche kann beliebig gewählt werden. Kinematische Strain-Achsen werden mit  $\Theta = 45^\circ$  berechnet. Für konjugierte Störungen kann eine Bestimmung der dynamischen Stress-Achsen mit jenem Theta-Winkel erfolgen, für den der Regelungsgrad aller P-Achsen am größten ist. Die Achsen werden graphisch in einem Schmidt'sches Netz dargestellt. Ihre Verteilung gibt Aufschluß über den Deformationstyp und die Form der Strainellipse. Die Schwerpunktvektoren der P- und T-Achsenverteilungen ergeben die Einengungs- und Extensionsrichtung eines kogenetischen Datensatzes. Die Methode wird an einem Beispiel aus den Kalkalpen veranschaulicht. Ein Vergleich der Resultate mit komplexeren, dynamischen Paläostressanalysen ergibt eine gute Übereinstimmungen.

## Abstract

Three computer programs are presented which allow an accurate analysis of fault-slip data (slickensides). This contains classification of the movement character as well as separation of polyphase data sets into different subsets containing kinematic compatible faults. To determine the shortening and extension direction of one subset the incremental strain axes (P-, B- and T-axes) of each fault are computed. The angle  $\Theta$  (Theta) between the fault plane and the P-axis can be chosen depending on whether a kinematic or a dynamic analysis is carried out. Incremental strain axes are calculated by using  $\Theta = 45^\circ$ . A dynamic evaluation of stress axes can be done in case of newly formed conjugate faults. These axes are constructed with the best fit  $\Theta$ -angle which minimizes the directional scatter of all individual P- or T-axes. The determined axes are plotted into an equal area net. Their orientation provides information about the type of deformation (normal, reverse and strike-slip faulting). Distribution patterns of the axes allow to estimate the shape of the strain ellipse. The center-of-gravity vector of all P- and T-axes vectors is considered to give the most probable shortening- and extension direction of one fault set. The method was tested on a polyphase fault set from

the Northern Calcareous Alps. Results are compared with more complex paleostress analyses and show very similar values.

## 1. Introduction

In brittle deformed rocks, slickensides are the most common and most important source of information to determine the kinematic and/or paleostress history in the area of investigation (HANCOCK 1985). These slickensides contain the movement vector of adjacent blocks. The first attempt to relate fault geometry and kinematics to driving stresses has been done by ANDERSON (1951). More recently, numerous inverse methods have been developed using fault-slip data to reconstruct paleostress fields. This analysis is done either by numerical techniques (e.g. ETCHECOPAR et al. 1981, ARMIJO et al. 1982, ANGELIER 1979, 1984, MICHAEL 1984, RECHES 1987, WALLBRECHER & FRITZ 1989) or graphical techniques (ARTHAUD 1969, ANGELIER & MECHLER 1977, ALEXANDROWSKI 1985, LISLE 1987). Following BOTT (1959), all dynamic inversion methods are based on the fundamental assumption that fault-slip occurs in the direction of the maximum resolved shear stress acting on a fault plane. In consequence fault striation is always considered to represent the direction of maximum shear stress. The inverse methods compute the best fit reduced stress tensor – defined by the directions and relative magnitudes of the three principal stress axes – which minimizes the deviation angles between the observed striations and the theoretical slip directions for a given set of fault planes.

### *Dynamic versus kinematic analysis*

Fundamental assumptions of all dynamic methods are that stress is homogeneous and that faults do not interact mechanically. For a detailed discussion see ETCHECOPAR et al. (1981) or ONCKEN (1988). MARRETT & ALLMENDINGER (1990) pointed out the significance of strain compatibility between two differently oriented faults which requires that slip must occur parallel to their line of intersection if no additional structures are formed. The problem arises in polyphase deformed rocks. Slip on reactivated faults could be rather controlled by strain compatibility than by resolved shear stresses. For example, this has been shown by CASAS-SAINZ & SIMÓN-GÓMEZ (1992).

In contrast to dynamic paleostress analyses a kinematic analysis tries to find out shortening and extension directions in faulted rocks (i.e. strain axes) or transport directions of rock units without any regard to applied stresses. For kinematic analyses the principle incremental strain axes of a given fault can

be used which are commonly referred to as P-, B- and T-axis (Fig. 2). The names P- and T-axis are unfortunate, because they suggest the stress terms 'pressure' and 'tension' used in fault plane solutions by seismologists. Nevertheless, I will use the terms in this paper always referring to shortening and extension axes, which are fundamentally kinematic, although stress and strain axes can coincide in special cases. Coaxiality of stress and finite strain axes exists in pure shear regimes with conjugate faults. This is not the case in simple shear zones where only the incremental strain axes of small displacements are coaxial with stress (WOJTAL & PERSHING 1991). The finite strain axes then are rotated in respect to stress axes.

In this paper three computer programs are presented, which provide facilities for data handling, kinematic fault-slip interpretation and graphical presentation. These are as follows:

#### Program CORRECT:

- \* Correction of measurement errors of fault-slip data.
- \* Calculation of the pitch-angle defined as the angle between the strike-direction of the fault plane and the movement vector.
- \* Classification of the character of slip on each individual fault using the sense-of-movement and the pitch-angle.

#### Program FAULT

- \* Identification of kinematically compatible faults.
- \* Separation and splitting of heterogeneous fault sets into different subsets from the computer screen.
- \* Rapid graphical presentation of the data. This includes the output of DXF-files compatible with commercial graphic programs (for example AUTOCAD or CORELDRAW).

#### Program STRAIN

- \* Computation of the P- and T-axes for each individual fault.
- \* Statistical analysis of the P- and T-axes distribution for fault sets.
- \* Calculation of the center-of-gravity vector of the P- and T-axes giving the main shortening and extension axes for a homogeneous fault set.

#### Data collection

In a limited outcrop dip directions and dip angles of fault planes and striations are measured. Shear sense indicators such as offset markers, fibrous minerals grown behind fault steps, riedel shears, slickolites or tension gashes are used to decide the sense-of-movement on a fault plane (PETIT 1987). Overprinting relationships such as different striations or growth of differently oriented fibres on the same fault plane are noted in order to establish a relative chronology of faulting in multiply deformed sequences and to aid separation of inhomogenous fault sets. Additional information concerning deformation history is derived from tension gashes, joints, stylolites, fold axes and the orientation of bedding planes (e. g. RAMSAY & HUBER, 1983; HANCOCK, 1985). Orientations of these structures are recorded as well as their relative ages in respect to individual fault planes.

## 2. Correction of measurement errors and classification of fault-slip data

The first step in data processing is the input of measured orientations of fault planes and related slickenlines into the program CORRECT. The shear-sense of the faults can be specified by <S> (sinistral) or <D> (dextral) for the opposite block, by <R> (reverse) or <N> (normal) for the hanging wall block, or by a blank (unknown). The certainty of the sense-of-movement can be weighted by using small or capital letters. Due to measurement errors the striation often does not coincide with the fault plane. Striations are therefore corrected by computing the intersection line of the fault plane with the plane containing the measured striation and the pole to the fault. In the next step the pitch-angle ( $\delta$ ) between the strike direction of the fault plane and the striation is calculated by using the formula:

$$\tan\delta = \frac{\tan(\alpha_s - \alpha_f - \pi/2)}{\cos\beta}$$

where  $\alpha_s$  denotes the dip direction of the striation,  $\alpha_f$  the dip direction and  $\beta$  the dip angle of the fault plane. The pitch-angle is positive in the upper left and lower right quadrant and negative in the two other quadrants of the fault surface of the footwall block (Fig. 1).

In connection with the sense-of-movement of the hanging wall block a classification of the slip vector is made. Pitch = 0° denotes pure strike-slip, pitch = 90° denotes pure dip-slip movement. The fault plane of the footwall block is subdivided into 12 segments, each containing an interval of 30°. For example, a normal fault with a pitch-angle of -63° will be classified as normal-dextral (ND) with the main

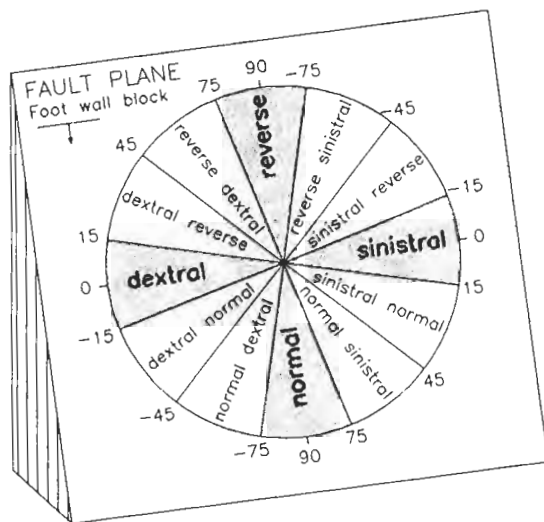


Fig. 1: Classification of the slip direction on fault planes according to the pitch angles and the sense-of-movement used in program CORRECT.

component of movement named first. Table 1 shows a printer output of the program CORRECT.

### 3. Separation of polyphase fault populations

Dynamic or kinematic analyses are valid only with homogeneous data sets. The complete data set which may contain multiple generations of faults and striations has to be separated into subsets before running any analytical process, either a paleostress or kinematical determination. Although some paleostress programs automatically separate inhomogeneous fault sets the result is often artificial, especially if only a small amount of faults have been collected. A pre-separation procedure taking into account all field observations more likely leads to a satisfying separation of cogenetic faults.

The program FAULT plots the previous classified data in an equal area net on the computer screen. Faults are displayed either as great circles with the related striations or with the pole to the plane and a short segment of the 'movement plane' running through the pole and the striation (HOEPPENER 1955). Four different colours mark the main component of the sense-of-slip (dextral = red, sinistral = green, reverse = blue, normal = pink). Selective data plotting according to the pitch-angles or to the sense-of-movements is optional. It is possible to filter out faults with similar characteristics from the original data set - for example, faults with a pitch angle lower than 20° to figure out strike-slip faults. The advantage is an easy identification of kinematic compatible faults.

Following ANDERSON (1951) three different

main types of conjugate fault sets occur depending on the orientation of the three principle stress axes ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ). Compressional regimes are expressed either by strike-slip faults (shortening and extension axes horizontal) or by reverse and thrust faults (shortening axis horizontal, extension axis vertical). Extensional tectonics generate normal faults (shortening axis vertical, extension axis horizontal). After the identification of different subsets in an inhomogeneous fault set the program FAULT allows a quick separation of individual slickensides. Faults are selected directly from the equal area plot displayed on the computer screen. All data of one subset can be saved to a separate data file for further use.

### 4. Kinematic and dynamic interpretation

In the final step the P- and T-axes are computed for each individual fault of a subset, using the orientation of fault planes and striations, the pitch angle and the sense of shear. The aim is to evaluate the mean shortening- and extension direction of one subset. The construction of the shortening and extension axes is simple (Fig. 2).

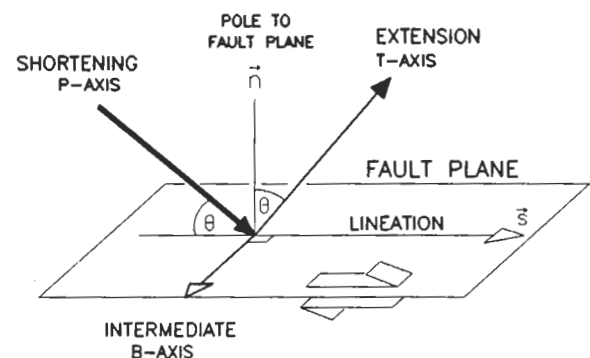


Fig. 2: Orientation of the principle incremental shortening and extension axes in respect to a fault plane. The angle Theta ( $\Theta$ ) is 45°.

Each pair of axes lies in the 'movement plane' which is perpendicular to the fault plane and contains the slip vector (striation). The P-axis makes an angle  $\Theta$  (Theta) with the fault plane, the T-axis is perpendicular to the P-axis and respectively makes an angle  $90^\circ - \Theta$  with the fault plane. The B-axis or intermediate axis is perpendicular to both other axes and always lies within the fault plane, perpendicular to the striation. Neither shortening nor extension occurs in the B-axis direction in the case of plane strain deformation. In fault plane solutions and kinematic analysis a  $\Theta$ -angle of 45° is used (MARRET & ALLMENDINGER 1990) which gives the principal incremental strain axes of each fault. Here, I assume that the amount of slip on individual slickensides is



Table 1: Output of the program CORRECT. Orientation of all fault planes and slickenlines from the test site (N = 66) – from left to right – column 1: Reference number; column 2: Fault plane (dip direction / dip angle); column 3: measured striation on fault plane; column 4: Corrected striation rotated into fault plane; column 5: computed pitch-angle (angle between strike direction of fault plane and striation); column 6: field determined shear-sense and calculated movement direction according to the pitch-angle (see Fig. 1) – R = reverse, N = normal, D = dextral, S = sinistral sense-of-slip. Oblique slip is marked by a combination of letters with the dominant movement named first (e.g RS = reverse-sinistral). Capital letters denote certain and small letters uncertain determined sense-of-slip.

Nr.	plane	striae	corr. striae	pitch	shear-sense		Nr.	plane	striae	corr. striae	pitch	shear-sense	
1	45/76	10/76	14/74	82	r	r	34	245/60	303/42	303/42	-51	r	rs
2	164/65	200/60	199/60	-74	R	RS	35	225/60	272/50	272/50	-62	r	rs
3	60/40	40/38	40/38	74	R	RD	36	188/30	265/5	266/7	-14	R	S
4	120/28	40/8	41/6	12	d	d	37	255/55	290/50	290/49	-68	r	rs
5	45/45	56/43	57/44	-81	R	R	38	216/35	278/16	279/18	-32	r	sr
6	12/52	30/50	30/51	-79	R	R	39	200/37	110/3	111/1	1	D	D
7	170/66	204/65	200/63	-77	r	r	40	45/45	88/32	90/35	-55	R	RS
8	50/60	66/57	66/59	-82	R	R	41	22/56	97/20	97/20	-26	R	SR
9	220/65	216/64	215/65	88	R	R	42	350/47	72/7	73/8	-10	S	S
10	40/45	33/44	32/45	84	R	R	43	340/50	290/42	293/39	55	R	RD
11	212/60	212/60	212/60	-90	R	R	44	355/56	285/25	284/26	32	R	DR
12	214/50	214/50	214/50	-90	R	R	45	12/52	83/18	85/20	-26	R	SR
13	40/30	41/33	41/40	-89	R	R	46	195/60	125/24	122/26	31	r	dr
14	34/52	34/52	34/52	-90	R	R	47	170/66	80/10	84/9	10	r	d
15	240/70	226/69	225/69	85	R	R	48	245/80	156/15	158/15	17	s	sn
16	240/72	220/70	220/71	84	R	R	49	160/88	71/13	70/13	13	D	D
17	205/75	220/72	221/74	-86	R	R	50	198/88	106/4	108/4	4	S	S
18	61/54	57/53	57/54	88	R	R	51	206/80	117/5	117/5	6	S	S
19	40/75	40/75	40/75	-90	R	R	52	340788	252/7	250/7	7	d	d
20	200/42	208/39	209/42	-83	R	R	53	195/66	110/12	110/12	12	s	s
21	195/60	196/58	195/60	-90	R	R	54	350/75	73/17	75/17	-19	D	DN
22	70/36	149/9	149/8	-14	r	s	55	340/70	259/25	260/25	27	D	DR
23	124/30	130/30	131/30	-84	R	R	56	335/80	63/6	64/6	-6	d	d
24	145/42	155/40	155/42	-83	r	r	57	160/85	72/11	71/11	11	D	D
25	216/35	134/7	135/6	11	d	d	58	355/63	2/63	2/63	-87	N	N
26	200/37	130/30	138/20	34	r	dr	59	350/62	354/62	355/62	-88	N	N
27	140/40	154/38	154/39	-79	r	r	60	352/58	356/60	356/58	-88	N	N
28	160/66	130/65	132/63	78	R	R	61	225/77	200/70	192/75	82	N	N
29	195/60	125/24	122/26	31	r	dr	62	214/70	160/62	164/60	68	N	NS
30	145/42	157/43	157/41	-81	r	r	63	189/61	162/60	164/59	77	N	N
31	15/75	95/32	95/32	-34			64	6/68	343/64	341/66	80	n	n
32	160/78	73/15	73/15	14			65	144/62	210/39	209/38	-45	n	dn
33	350/85	264/37	264/37	39			66	168/64	210/46	218/53	-62	N	ND

of the same magnitude and relative low in respect to the outcrop area. Dominant faults with larger offsets can be statistically expressed with more measurements. Therefore, no weighting factor regarding the amount of slip on individual faults is necessary. A relationship between stress and strain axes can be made under the assumption that slip on fault planes is low and deformation is coaxial. Therefore, the principle axes of the finite state of strain are comparable to those of small strain increments and to paleostress axes.

In order to make a pure dynamic analysis using conjugate faults to reconstruct the stress axes, we can choose an angle which is half the angle between the two sets. Mohr-Coulomb type faults always show angles between  $\sigma_1$  and the fault less than  $45^\circ$  which

depends on the angle of internal friction. Conjugate fault sets often include an angle of about  $30^\circ$ . It should be noted that speaking in terms of stress the application of the simple P-T-axes method is only reliable with newly formed faults. The direction of slip on reactivated fault planes depends on the orientation and the relative magnitudes of the principal stress axes (BOTT 1959) which is not considered in this calculation. Nevertheless the P-T-axes method yields robust results, especially if the data show preferred orientations in two conjugate fault sets, whereas in this case the numerical inverse method often fails. As mentioned above, in case of conjugate faults the stress and finite strain axes can be considered as being coaxial. Another advantage of the P-T-axes method is, that only few data are required to ana-

lyse fault kinematics, whereas stress inversion based on BOTT's formula needs a large amount of fault-slip data to get meaningful results. The program STRAIN calculates the P-, B- and T-axes of each slickenside of one fault population (tab. 2). The  $\Theta$ -angle can be chosen between  $0^\circ$  and  $90^\circ$  depending on carrying out a kinematic analysis with  $\Theta = 45^\circ$  or a dynamic analysis using the best fit  $\Theta$ -angle.

#### *P- and T-axes distribution*

The calculated axes for all individual planes of a subset are plotted into an equal area net on the computer screen. They are considered as unit vectors and their directional distributions are statistically analysed using the 'Regelungsgrad' R% (WALLBRECHER 1986) given by:

$$R\% = \frac{2|\vec{R}| - N}{N} * 100$$

$|\vec{R}|$  denotes the vector sum of all unit vectors and N denotes the number of faults. The value of R% lies between 0% and 100% expressing the homogeneity of the P-, B- and T-axes distribution. R%=100% denotes complete coaxiality of all individual P-axes (resp. B-, T-axes), R% = 0% expresses an absolute heterogeneous orientation. Changing the  $\Theta$ -angle will affect the R%-value. The best fitting  $\Theta$ -angle of a specific data set is found if R% reaches the highest possible value (Fig. 3).

In a dynamic analysis using conjugate faults this  $\Theta$ -angle can be chosen to calculate the principle stress axes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ . The R%-value allows a rough estimation of the shape of the strain ellipsoid. In case of triaxial strain ( $e_1 > e_2 > e_3$ ) the P-, B-, and T-axes are concentrated in three distinct clusters, whereas uniaxial shortening ( $e_1 > e_2 = e_3$ ) produces a preferred orientation of the shortening (P)-axes in connection with a more heterogeneous T-axes distribution. The T- and B-axes show a more or less great circle distribution.

#### *Determination of the mean shortening- and extension direction*

The best fitting mean shortening- and extension direction for the whole data set is considered to be represented by the center-of-gravity vector of all individual P- and T-axes. In the case of triaxial strain the three center-of-gravity vectors of the P-, B- and T-axes distribution should be nearly perpendicular to each other, whereas in the case of uniaxial strain the center-of-gravity vector of the B- and T-axes (resp. B- and P-axes) could be meaningless due to their almost great circle-like distribution. The advantage of this method is that the result is only little affected

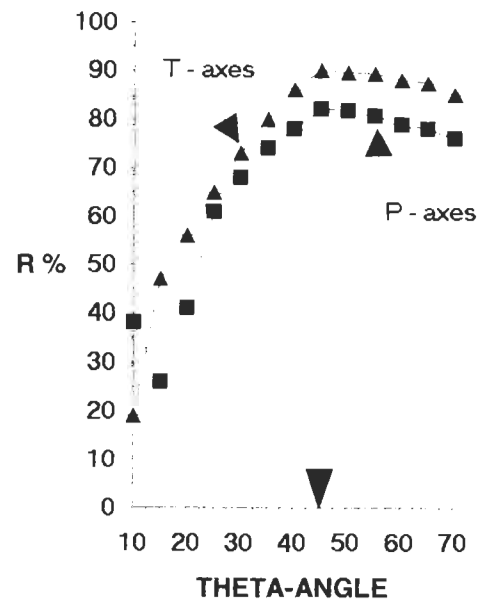


Fig. 3: Plot of R% (diversity factor of P- and T-axes distribution) versus Theta-angle showing a best directional arrangement of P- and T-axes at Theta =  $45^\circ$  for fault set 1 (see Fig. 5).

by single faults which do not fit into the fault population (which P-axis deviates from most others). The center-of-gravity vector is highly independent of the used  $\Theta$ -angle if the data set consists of conjugate faults with an equivalent development of both sets. In contrast, it is obvious that the chosen  $\Theta$ -angle will have large influence on the result if a data set consists of only one parallel set of faults.

The second method used for determination of the average strain axes is density grid counting of each distribution after an algorithmus proposed by ROBIN & JOWETT (1986). In this case, satisfying results can only be expected by using a larger amount of data. The peak position of the density grid gives the most probable orientation of the mean strain axes, but it does not take into account axes which deviate from this position.

## 5. Field example

The method was tested by a fault set measured in an outcrop of Late Triassic dolomite situated in the Reichraming nappe of the Northern Calcareous Alps (Upper Austria) – Fig. 4. The test site is located near the thrust front of the Weyer Arc which forms a complex anticlockwise rotated part of the Northern Calcareous Alps (DECKER et al., in prep.). Folding and faulting of the well-bedded dolomite occurred during Cretaceous and Tertiary thrusting. 66 slickensides have been measured (Tab. 1).

Overprinting slickenlines point to multiple reac-

Table 2: Output of the program STRAIN (fault set 1). Computed P- (shortening), B-(intermediate) and T-( extension) axes of each fault of subset 1 using Theta = 45° (see Fig. 2). Calculated principle strain axes:  $e_1$  (shortening) = 217/07,  $e_2$  (intermediate) = 126/03,  $e_3$  (extension axis) = 004/84. R = directional distribution factor of P-, B- and T-axes.

nr.	plane	striae	pitch	B-axis	P-axis	T-axis	dev.	mov.
1	45/76	5/72	78.5	132/11	35/30	240/58	36.58	r
2	164/65	199/60	-73.5	81/15	176/18	314/66	41.34	RS
3	60/40	40/38	74.4	138/10	229/6	350/78	12.18	RD
4	120/28	41/6	12.4	134/27	244/33	14/45	36.60	d
5	45/45	57/44	-81.5	321/6	231/1	132/84	15.24	R
6	12/52	30/51	-78.7	289/9	20/7	147/79	21.52	R
7	170/66	200/63	-76.8	85/12	180/20	326/66	38.11	r
8	50/60	66/59	-81.8	324/7	56/15	210/73	28.77	R
9	220/65	218/65	89.2	310/1	220/20	43/70	13.82	R
10	40/45	34/45	85.7	127/3	37/1	289/87	7.54	R
11	212/60	212/60	-90.0	122/0	212/15	32/75	9.67	R
12	214/50	214/50	-90.0	304/0	214/5	34/85	3.15	R
13	40/30	43/30	-87.4	312/1	222/15	46/75	9.90	R
14	34/52	34/52	-90.0	124/0	34/7	214/83	13.82	R
15	240/70	228/70	85.8	329/4	237/25	67/65	26.75	R
16	240/72	220/71	83.6	328/6	235/27	70/62	26.82	R
17	205/75	224/74	-84.9	116/5	209/30	17/59	24.57	R
18	61/54	59/54	88.8	150/1	60/9	246/81	27.89	R
19	40/75	40/75	-90.0	310/0	40/30	220/60	36.67	R
20	200/42	210/42	-82.5	116/5	25/3	264/84	15.13	R
21	195/60	199/60	-88.0	106/2	196/15	9/75	22.06	R

max dev: = 41.3°, min dev: = 3.1°, mean dev: 22.3°

P axis ( $e_1$ ): 217/07; R = 83 %

B axis ( $e_2$ ): 126/03; R = 88 %

T axis ( $e_3$ ): 004/84, R = 90 %

tivations of individual faults and makes it possible to establish a relative chronology of the deformation events. The orientation of fault planes is not related to the orientation of bedding planes which are intensively folded. It can be shown by an easy fold test as proposed by MARRETT & ALLMENDINGER (1990) that faulting postdates folding of the dolomite beds. Kinematically compatible faults have been separated into 5 different subgroups of the original data set. Shortening and extension directions have been obtained by using the P-T-axes method. The results are compared with other methods in figure 5.

From old to young the following deformations are recorded (Fig. 5):

(1) Set 1 consists of conjugate NW-SE striking faults mostly dipping between 40° to 60° towards the NE and SW. Senses-of-movements are reverse. Deformation is of thrust type with a

shortening direction NE-SW and a subvertical extension direction.

(2) Set 2 contains faults which dip moderately to SE. They clearly cut all faults of set 1 and are therefore younger. Sense-of-slip is reverse and deformation again is of thrust type with shortening directed NW-SE and extension oriented subvertically.

Due to the position near to the thrust front of the Weyer Arc, which underwent a considerable anticlockwise rotation after the Late Eocene, set 1 and 2 are rotated passively about 45° clockwise due to dragging. This can be derived by comparisons with data outside the dragged zone.

(3) Slickensides of set 3 are characterized by a second oblique striation occurring on reactivated faults of set 1 and on tilted bedding planes. Shortening is directed E-W, extension again is subvertical. This deformation clearly postdates

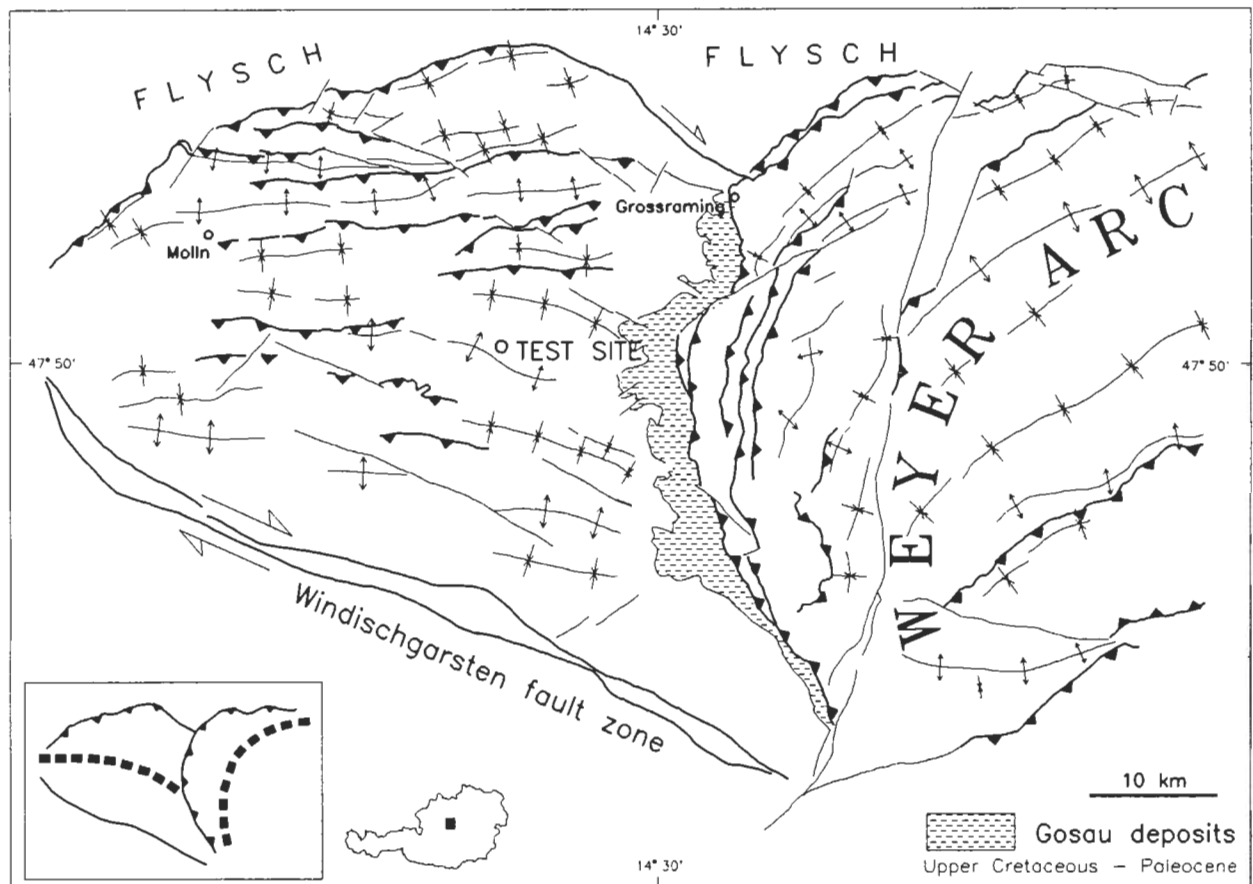


Fig. 4: Tectonic map of the Reichraming nappe and the Weyer Arc (simplified from DECKER et al., in prep.). Thick dashed line indicates strike directions of main folds and thrusts. The test site is located in the anticlockwise dragged part of Reichraming nappe. Dragging is caused by clockwise rotation and westward thrusting of the Weyer Arc.

the 45° rotation of set 1 and 2. Faults of favourable orientation belonging to these older sets and tilted bedding planes have been reactivated.

- (4) Set 4 contains faults which cut all previously mentioned structures. They form a conjugate set of WSW-ENE striking sinistral and WNW-ESE striking dextral strike-slip faults. The dip angle of the fault planes is near 90°, striations are oriented subhorizontal. Shortening direction was E-W and extension N-S.
- (5) Set 5 is the youngest feature at the test site consisting of pseudo-conjugate normal faults which dip steeply to the north or south. The northward dipping faults have been newly formed with pitch angles of about 90°, whereas most of the south dipping ones are reactivated older planes of sets 1, 2 and 3. Determination of the kinematic axes points out a N-S oriented extension.

#### Discussion of the results

Table 3 gives a comparison of different methods of fault-slip analyses applied to the 5 subsets. Column 2 shows the results of the P-T axes method (program FAULT) described above, column 3 gives the peak positions of the density grid counting of the P-, B- and T-axes, column 4 lists the results of a paleo-stress inversion program (SPERNER 1991) based on ANGELIER & GOGUEL (1978). The results of set 1 are very similar. Deviations between the different methods are less than 5° due to the relatively large number of data ( $N = 21$ ) and the occurrence of conjugate faults. Set 2 shows very similar shortening directions. Although deformation is clearly of thrust type the inverse method gives oblique  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  axes whereas the P-T-axes method establishes a subvertical extension direction. The value of R% of the P-, B- and T-axes of set 1 and 2 is relatively high and similar to all the others proving triaxial strain. Results of the inverse method and the P-T axes method are very consistent for set 3 which consists mostly of reactivated faults. The value of R% of the P-axes at

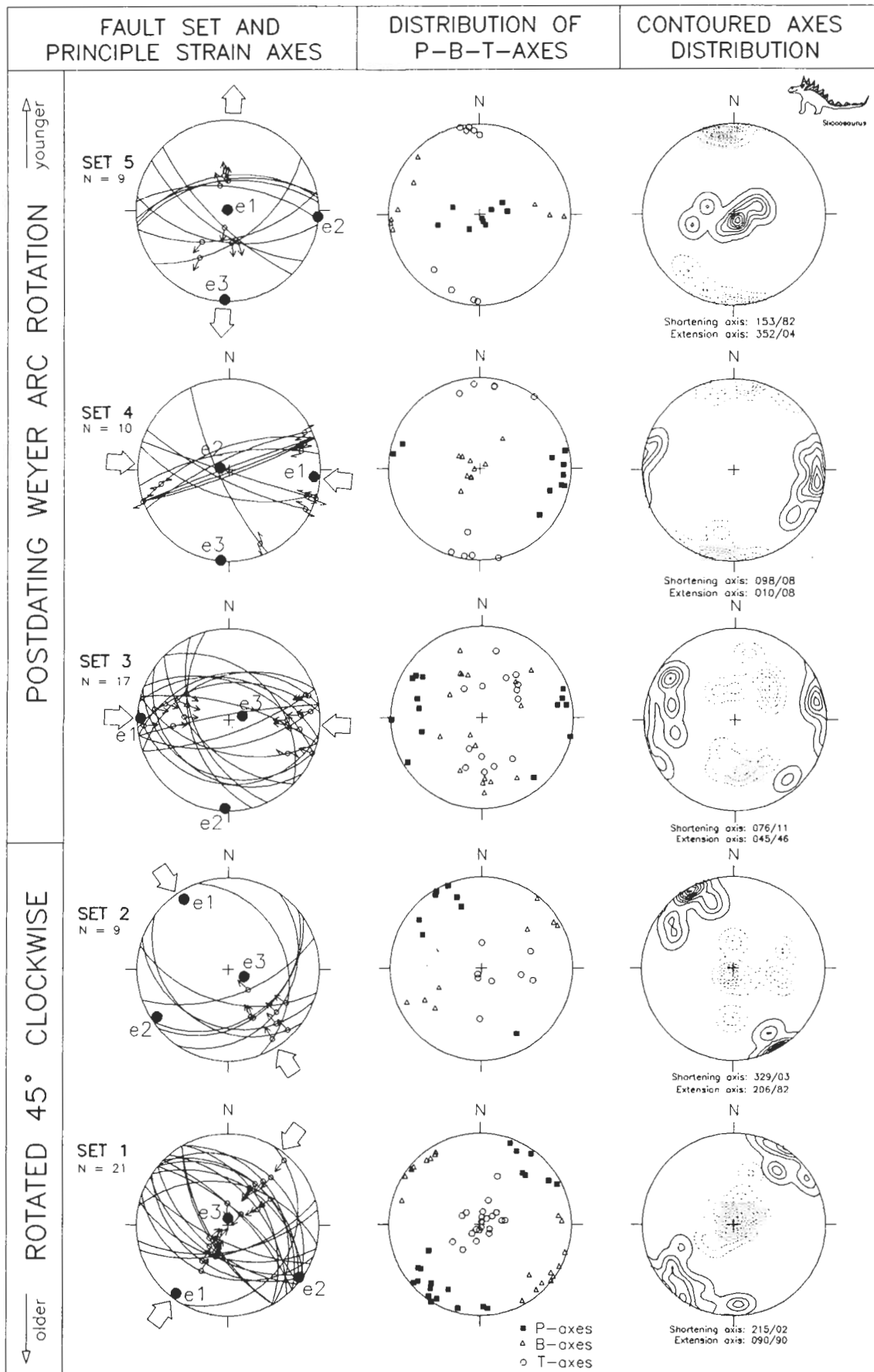


Table 3: Comparison of the results of fault slip analysis for all subsets derived with different methods. Column 2 gives principle strain axes ( $e_1 > e_2 > e_3$ ) of each subset computed with the P-T-axes method. Column 3 shows peak positions of contoured P-, B- and T-axes distribution. Column 4 lists paleostress directions ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) obtained with the inverse method (SPERNER 1991) using an algorithmus proposed by ANGELIER & GOGUEL (1978). The results of all methods are well comparable. See text for discussion.

1	2		3	4
Fault set	Center of gravity vectors of P-, B-, T-axes ( $\Theta = 45^\circ$ )		Peak position of density grid counting	Inverse method
<b>Set 1</b> N = 21	$e_1$ : 217/07 $e_2$ : 126/03 $e_3$ : 004/84	R % = 83 % R % = 88 % R % = 90 %	$e_1$ : 215/02 $e_2$ : 126/02 $e_3$ : 090/90	$\sigma_1$ : 220/05 $\sigma_2$ : 130/00 $\sigma_3$ : 040/85
<b>Set 2</b> N = 9	$e_1$ : 328/10 $e_2$ : 236/08 $e_3$ : 113/74	R % = 89 % R % = 81 % R % = 78 %	$e_1$ : 329/03 $e_2$ : 061/06 $e_3$ : 206/82	$\sigma_1$ : 341/05 $\sigma_2$ : 246/48 $\sigma_3$ : 075/42
<b>Set 3</b> N = 17	$e_1$ : 272/06 $e_2$ : 182/04 $e_3$ : 074/77	R % = 77 % R % = 24 % R % = 50 %	$e_1$ : 076/11 $e_2$ : 176/30 $e_3$ : 045/46	$\sigma_1$ : 275/05 $\sigma_2$ : 185/05 $\sigma_3$ : 050/83
<b>Set 4</b> N = 10	$e_1$ : 098/09 $e_2$ : 284/83 $e_3$ : 187/01	R % = 92 % R % = 92 % R % = 90 %	$e_1$ : 098/08 $e_2$ : 236/78 $e_3$ : 010/07	$\sigma_1$ : 075/10 $\sigma_2$ : 330/56 $\sigma_3$ : 172/32
<b>Set 5</b> N = 9	$e_1$ : 124/89 $e_2$ : 095/03 $e_3$ : 183/02	R % = 80 % R % = 83 % R % = 84 %	$e_1$ : 153/83 $e_2$ : 263/01 $e_3$ : 353/04	$\sigma_1$ : 181/77 $\sigma_2$ : 272/00 $\sigma_3$ : 003/13

Fig. 5: (left side:) Plot of all 5 subsets derived from 66 faults at the test site. All diagrams are equal area lower hemisphere plots. Left column: Plot of fault planes (great circles) and striations (small arrows indicating movement of hanging wall);  $e_1$ ,  $e_2$  and  $e_3$  denote the three principle strain axes computed with the P-T axes method ( $e_1$  = mean shortening direction,  $e_3$  = mean extension direction). Large arrows indicate azimuth of shortening (set 1-4) or extension directions (set 5). Mid column: Plot of computed P-axes (filled squares), B-axes (triangles) and T-axes (circles) of each individual fault of one subset. Right column: Contoured distribution of P-axes (solid lines) and T-axes (dashed lines). Peak positions are given below each diagram.

set 3 is considerably higher than that of the B- and T-axes, which points to uniaxial shortening and to an oblate shape of the strain ellipse. In this case, peak positions of the density grid counting method leads to no satisfying results because of the large diversity of the P-, B- and T-axes and therefore of the lack of clearly defined peak positions. Set 4 comprises conjugate strike-slip faults formed by E-W shortening. This data set shows best the advantage of the P-T axes method in case of conjugate faults. The shortening axis is oriented 098/09 (E-W), the extension axis trends N-S (187/01). The inverse method fails in this case giving a  $\sigma_1$  direction of 075/10 which is almost parallel to the dextral faults of set 4.

The results determined by the three methods for set 5 again are very similar. The R% values are high for all three axes and point to triaxial strain. The south dipping faults in set 5 are reactivated planes with larger directional diversity than the north dipping ones. Therefore, the inverse method gives well

constrained results although the number of faults is low ( $N = 9$ ). The determined directions of the principle stress axes coincide well with the strain axes derived from the P-T-axes method.

The derived chronology of deformation types and shortening directions fits well into the general succession in other parts of the Northern Calcareous Alps as figured out by DECKER et al. (1992).

## 6. Conclusions

The described determination of the principle incremental strain axes for a given fault set using the P- and T-axes together with careful interpretation of field criteria provides reliable information about brittle deformations. Obtained results are very robust and not affected by single non-fitting faults. This method gives the best results in case of newly formed conjugate faults with a relatively similar development of both sets (set 4). Subset 3 of the test site shows the usefulness of this method even in case of reactivated fault sets. Only few data are necessary to get a good estimation of shortening and extension directions whereas most other methods need a quite larger amount of data. The graphical presentation of the data set and the results help to avoid artificial or geologically meaningless interpretations. A manual preseparation of kinematically compatible faults into cogenetic subsets is necessary. This procedure is supported by suggestions of the software which uses main movement characteristics on fault planes as criteria for automatic preseparation. However, a combined kinematic and dynamic analysis with different methods is the best way to get objective informations.

### Acknowledgements

I thank K. Decker for his critical review of this paper and for many suggestions and ideas and M. Jarnik and I. Peresson for viewing the manuscript.

## 7. References

- ALEXANDROWSKI, P. (1985): Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation population: an attempt to modify Arthaud's method. — *J. Struct. Geol.*, **7**, 73–82, Oxford.
- ANDERSON, E. M. (1951): The dynamics of faulting. — 83 S., London (Oliver & Boyd).
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. — *Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* **38**, Wien 1992.
- *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 Sér., **19**, 1309–1318, Paris.
- (1979): Determination of the mean principal directions of stress for a given fault population. — *Tectonophysics*, **56**, T17–T26, Amsterdam.
- (1984): Tectonic analysis of fault-slip data sets. — *J. Geophys. Res.*, **89**, 5835–5848, Washington.
- ARMIJO, R., CAREY, E. & CISTERNAS, A. (1982): The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. — *Tectonophysics*, **82**, 145–160, Amsterdam.
- ARTHAUD, F. (1969): Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **11**, 729–737, Paris.
- BOTT, M. H. P. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. — *Geol. Mag.*, **96**, 109–117, Cambridge.
- CAPUTO, M. & CAPUTO, R. (1988): Structural analysis: new analytical approach and application. — *Annales Tectonicae*, **2**, 84–89, Florenz.
- CASAS-SAINZ, A. M. & SIMÓN-GÓMEZ, J. L. (1992): Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). — *J. Struct. Geol.*, **14**, 521–530, Oxford.
- DECKER, K., RING, U. & MESCHÉDE, M. (1992): Paleostresses derived from fault-slip analysis in the northern part of the Eastern Alps: Molasse, Helvetic nappes, Rhenodanubian Flysch and Calcareous Alps. — *Terra abstracts: ALCAPA – Geological evolution of the internal Eastern Alps, Carpathians and of the Pannonian basin, Graz (Austria)*. — Abstract supplement No. 2 to *Terra nova*, **4**/(1992), 15–16, Oxford.
- ETCHECOPAR, A., VASSEUR, G. & DAIGNIERES, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. — *J. Struct. Geol.*, **3**, 51–65, Oxford.
- FRITZ, H., SCHRADER, F. & WALLBRECHER, E. (1990): Analysis of kinematics in faulted rocks: A methodical comparison with an example from the Eastern Alps (Austria). — *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 549–560, Wien.

- GALINDO-ZALDIVAR, J. & GONZALES-LO-DEIRO, F. (1988): Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. — *Annales Tectonicae*, **2**, 90–97, Florenz.
- GEPHART, J. W. (1990): Stress and the direction of slip on fault planes. — *Tectonics*, **9**, 845–858, Washington.
- HANCOCK, P. L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. — *J. Struct. Geol.*, **7**, 437–457, Oxford.
- HOEPPENER, R. (1955): Tektonik im Schiefergebirge. — *Geol. Rundschau*, **44**, 26–58, Stuttgart.
- HUANG, Q. & ANGELIER, J. (1989): Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-II. Using conjugate fault sets within heterogeneous families for computing palaeostress axes. — *Geophys. J.*, **96**, 139–149.
- LISLE, R. J. (1987): Principal stress orientation from faults: an additional constraint. — *Annales Tectonicae*, **1**, Nr. 2, 155–158, Florenz.
- MANDL, G. (1988): Mechanics of tectonic faulting: Models and basic concepts. — 407 S., Amsterdam (Elsevier).
- MARRETT, R. & ALLMENDINGER, R. W. (1990): Kinematic analysis of fault-slip data. — *J. Struct. Geol.*, **12**, 973–986, Oxford.
- MEANS, W. D. (1987): A newly recognized type of slickenside striation. — *J. Struct. Geol.*, **9**, 585–590, Oxford.
- MICHAEL, A. J. (1984): Determination of stress from slip data: Faults and folds. — *J. Geophys. Res.*, **89**, 517–526, Washington.
- ONCKEN, O. (1988): Aspects of the reconstruction of the stress history of a fold and thrust belt (Rhenish massif, Federal Republic of Germany). — *Tectonophysics*, **152**, 19–40, Amsterdam.
- PERESSON, H. (1991): Kinematische Analyse von Störungsflächen und Folgerungen für die strike-slip Tektonik an der Wolfgangseestörung (Salzburg). — *Dipl.-Arb. Univ. Wien*, 116pp., Wien.
- (1992): Kinematische Analyse der Wolfgangseestörung (Kalkalpen, Oberösterreich). — *Frankfurter geowiss. Arb., Serie A*, **11**, 277–279, Frankfurt a. M.
- PETIT, J. P., PROUST, F. & TAPPONNIER, P. (1983): Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. — *Bull. Soc. géol. Fr.*, **25**, 589–608, Paris.
- (1987): Criteria for the sense-of-movement on fault surfaces in brittle rocks. — *J. Struct. Geol.*, **9**, 597–608, Oxford.
- PFIFFNER, O. A. & BURKHARD, M. (1987): Determination of paleostress axes orientation from fault, twin and earthquake data. — *Annales Tectonicae*, **1**, 48–57, Florenz.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I., (Eds.) (1983): The techniques of modern structural Geology: Volume I, strain analysis. — 307pp., London (Acad. Press).
- & — (1987): The techniques of modern structural Geology: Volume II, folds and fractures. — 700pp., Orlando, Florida (Academic Press).
- RECHES, Z. (1987): Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. — *Tectonics*, **6**, 849–861, Washington.
- ROBIN, P.-Y. F. & JOWETT, C. (1986): Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions. — *Tectonophysics*, **121**, 207–223, Amsterdam.
- SPERNER, B. (1991): Analyse der Deckenkinematik mit Hilfe von Spröddaten an einem Beispiel aus den Nördlichen Kalkalpen (niederösterreichische Kalkvorlpen). — *Dipl.-Arb. Univ. Tübingen*, 127pp., Tübingen.
- TOLLMANN, A. (1962): Die Rolle des Ost-West Schubes im Ostalpenbau. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **54**/(1961), 229–247, Wien.
- (1969): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. — 2. Teil: Der Mittelabschnitt. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **61**/(1968), 124–181, Wien.
- WALLACE, R. E. (1951): Geometry of shearing stress and relation to faulting. — *J. Geol.*, **59**, 118–130.
- WALLBRECHER, E. (1986): Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. — 244pp., Stuttgart (Encke).
- & FRITZ, H. (1989): Quantitative evaluation of the shape factor and the orientation of a paleostress ellipsoid from the distribution of slickenside striations. — *Annales Tectonicae*, **3**, 110–122, Florenz.
- WOJTAL, S. & PERSHING, J. (1991): Paleostresses associated with faults of large offset. — *J. Struct. Geol.*, **13**, 49–62, Oxford.



# Kritische Bemerkungen zur Verwendung von relativen Isotopenverhältnissen ( $\delta$ - und $\varepsilon$ -Werte)

Critical remarks on the use of relative  
isotope ratios ( $\delta$ - and  $\varepsilon$ -values)

U. KLÖTZLI

mit 4 Abbildungen und 2 Tabellen

Schlüsselwörter:

*Isotopengeologie*  
*Fehlerberechnung*  
*rel. Isotopenverhältnisse*

Keywords:

*Isotope geology*  
*rel. isotope ratios*  
*error calculation*

Adresse des Autors:  
Address of the author:

Dr. Urs Klötzli  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Labor für Geochronologie  
Objekt 214, Franz Grill Straße 9  
A-1030 Wien

## Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Abstract .....	123
1. Einleitung .....	123
2. Relative Meßwerte und deren Berechnung .....	123
3. Abhängigkeit von relativen Meßfehlern vom Meßfehler auf absoluten Isotopenverhältnissen .....	123
4. Schlußfolgerungen .....	128
5. Literatur .....	128

## Contents

Zusammenfassung, Abstract .....	123
1. Introduction .....	123
2. The calculation of relative data values .....	123
3. Dependence of relative errors from the errors on absolute isotope ratios .....	123
4. Conclusions .....	128
5. References .....	128

## Zusammenfassung

Anhand von Bor-, Sr- und Nd-Isotopendaten wird gezeigt, welchen großen Einfluß die Art und Weise der Berechnung von Fehlern auf relativen Isotopenverhältnissen ( $\delta$ - und  $\varepsilon$ -Werte) auf die Interpretation von Isotopendaten haben kann.

Bei der Umrechnung von relativen Absolutfehlern (%-Fehler) wird der Fehler auf einem Relativwert in einem unzulässigen Maß verkleinert. Die Umrechnung über Minimal- und Maximalwert eines absoluten Isotopenverhältnisses ergibt demgegenüber den richtigen Fehler auf dem  $\delta$ - oder  $\varepsilon$ -Wert. Zusätzlich muß eine gewisse Asymmetrie des Fehlers festgestellt werden.

Graphische Beispiele belegen die durch verschiedene Fehlerberechnungsweisen bedingten unterschiedlichen Interpretationsmöglichkeiten von Isotopendaten.

## 1. Einleitung

In den Geowissenschaften ist es allgemein üblich, die Meßwerte von Isotopenanalysen nicht absolut, sondern nur relativ zu einem Referenzwert als  $\delta$ - oder  $\varepsilon$ -Werte anzugeben. Das Vorgehen hat den Vorteil, daß nicht vier- oder mehrstellige Isotopenverhältnisse verglichen werden müssen, sondern daß je nach Wahl einer entsprechenden Konstanten ein idealer und übersichtlicher Zahlenbereich ausgewählt werden kann. Zum Beispiel sind auch An- und Abreicherungen von einzelnen Isotopen im Vergleich zum Referenzwert sofort durch ihr Vorzeichen zu erkennen.

Diese Arbeit soll einen kurzen Überblick über die verschiedenen gebräuchlichen Isotopensysteme geben. Näher eingegangen wird auf die Problematik einer Fehlerberechnung und -angabe, die durch Umrechnen von absoluten auf relative Meßwerte notwendig werden. Der Rechenvorgang und die bei der Umrechnung entstehenden unterschiedlichen Interpretationsmöglichkeiten werden anhand von Bor-, Strontium- und Neodymium-Daten demonstriert.

## 2. Relative Meßwerte und deren Berechnung

Die Abweichung vom Referenzwert in einem Isotopensystem wird folgendermaßen definiert:

$$\delta_{Probe} = ((R_{Probe} / R_{Referenzwert}) - 1) \cdot k$$

$R$  = Isotopenverhältnis der Massen  $M_2/M_1$ , wobei meistens  $M_2 > M_1$ .

$k$  = Konstante, normalerweise 1000

Bei der Untersuchung von stabilen Isotopen (B, O, H, C, N, S) wird meist  $k = 1000$  gesetzt, die Abweichung zum Referenzwert, als sogenannter  $\delta$ -Wert,

in Promille ( $\text{‰}$ ) angegeben. In Systemen mit radiogen entstandenen Isotopen (z.B. in der Geochronologie: Sr, Nd, Os) und mit geringeren absoluten Schwankungen in den Isotopenverhältnissen wird  $k = 10000$  gesetzt. Die Abweichung zum Referenzwert, als  $\varepsilon$  bezeichnet, muß in diesem Fall zusätzlich auf einen bestimmten Zeitpunkt (Modellalter) hin berechnet werden (Sr, Nd, Hf, Os). Blei- oder Argon-Isotopenverhältnisse werden nicht oder nur sehr selten relativ dargestellt.

Wenn  $M_2 > M_1$  ist, dann sind positive  $\delta$ - oder  $\varepsilon$ -Werte im Vergleich zum Referenzwert am schwereren Isotop  $M_2$  angereichert, negative Werte dementsprechend abgereichert. Wenn  $M_2 < M_1$  ist, laufen die Vorzeichen folglich umgekehrt.

Tabelle 1 zeigt eine Zusammenstellung gebräuchlicher Referenzwerte für die verschiedenen Isotopensysteme. Wichtig ist, den Unterschied zwischen Referenzwert und einem Standardwert zu beachten. Der Standardwert wird zur internen und externen Normierung oder zur Bestimmung von Reproduzierbarkeiten verwendet. Allerdings kann es vorkommen, daß Referenzwert und Standardwert ident sind, z.B. bei Bor-Messungen.

## 3. Abhängigkeit von relativen Meßfehlern vom Meßfehler auf absoluten Isotopenverhältnissen

Die Angabe von  $\delta$ -Werten bringt allerdings nicht nur Vorteile. Infolge der nicht linearen Art der Berechnung der  $\delta$ -Werte entsprechen Änderungen von absoluten Verhältnissen nicht unbedingt einer gleich großen Änderung im  $\delta$ -Wert. Zur Verdeutlichung: (in den folgenden Beispielen werden die gemessenen  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ -Verhältnisse wie folgt gegeben:

$$\delta \text{ } ^{11}\text{B}_{Probe} \text{ (in } \text{‰}) = ((^{11}\text{B}/^{10}\text{B}_{Probe} / ^{11}\text{B}/^{10}\text{B}_{Referenzwert}) - 1) \cdot 1000$$

$$^{11}\text{B}/^{10}\text{B}_{Referenzwert} = 4.0436 \text{ (NBS-951)}$$

sinngemäß gilt das Gleiche für  $\varepsilon$ -Werte)

$$^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4.000 \longrightarrow \delta = -10.79$$

$$^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4.020 \text{ (+ 0.5 \%)} \longrightarrow \delta = -5.84 \text{ (+ 54.14 \%)}$$

$$^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 0.1000 \longrightarrow \delta = -975.27$$

$$^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 0.1005 \text{ (+ 0.5 \%)} \longrightarrow \delta = -975.15 \text{ (+ 0.013 \%)}$$

Die zwei Beispiele belegen, daß die relative Änderung eines Wertes in der „Nähe“ des Referenzwertes sehr viel größer wird als die ursprüngliche absolute Änderung (54 % gegenüber 0.5 %). Das Umgekehrte gilt für Meßwerte weit ab vom Referenzwert. Da wird die relative Änderung wesentlich kleiner (0.013 % gegenüber 0.5 %).

Tabelle 1: Zusammenstellung von gebräuchlichen Referenzwerten von in den Erdwissenschaften verwendeten Isotopensystemen.

Table 1: Table of reference values of the most often used isotopes systems in Earth sciences.

System	Standard	Verhältnis	Referenzwert	±	2σ
Wasserstoff	SMOW	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	0.0020052	±	0.00000043
Sauerstoff	SMOW	D/H	0.00015576	±	0.0000001
		$^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$	0.000373	±	0.000015
Kohlenstoff	PDB	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	0.0112372		0.0000029
Sauerstoff	PDB	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	0.0020671	±	0.00000021
		$^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$	0.000379	±	0.000015
Stickstoff	Luft	$^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$	0.0036765	±	0.0000081
Bor	NBS-951	$^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$	4.0436	±	0.0002
Schwefel	CDT	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	0.0450045	±	0.0000093
Strontium	BABI	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.69897	±	0.00003
	UR (t = 4.6 Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7045	±	0.0001
Neodymium	CHUR(t=0)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512638*	±	?
Hafnium	CHUR(t=0)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.27978	±	0.000009
Kalzium	Mantel	$^{40}\text{Ca}/^{42}\text{Ca}$	151.016	±	0.011

SMOW Standard Mean Ocean Water  
 PDB Pee Dee Belemnite (Pee Dee Formation, South Carolina, USA)  
 CDT Canyon Diablo Troilite  
 BABI Basaltic Achondrite Best Initial  
 UR Uniform Reservoir (t = 4.6 Ga: heute)  
 CHUR Chondritic Uniform Reservoir (t = 0: Erdbildung)  
 \* Bei der Normierung auf  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (CHUR) = 0.7219  
 ist  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (CHUR) = 0.512638.  
 In USA wird häufig auf  $^{143}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}$  (CHUR) = 0.636151 normiert.  
 Dann wird  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (CHUR) = 0.511847.

Dazu kommt, daß gleich große positive und negative absolute Abweichungen von einem Meßwert nicht gleich großen positiven und negativen Abweichungen vom relativen  $\delta$ -Wert entsprechen:

$$^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4.000 \pm 0.020 (\pm 0.5 \%)$$

$$^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4.000 + 0.020 = 4.020 \longrightarrow \\ \delta = -5.84 (+54.14 \%)$$

$$^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4.000 - 0.020 = 3.980 \longrightarrow \\ \delta = -15.73 (-145.9 \%)$$

Im oben angeführten Beispiel wird klar, wie groß die Asymmetrie der Fehler auf den relativen Werten werden kann, dies speziell im Bereich des Referenzwertes.

Aus den angeführten Beispielen lassen sich somit zwei Konsequenzen ziehen:

- Eine natürliche Isotopenfraktionierung, die zu einer Zunahme von  $\delta$  um zum Beispiel 5 ‰

führt, entspricht bei Meßwerten von + 10 ‰ und von + 40 ‰ nicht der gleichen absoluten Fraktionierung. Es ist also nicht möglich, aus den  $\delta$ -Werten direkt auf die Größe der absoluten Fraktionierung zu schließen. Fraktionierungsfaktoren und entsprechende Fehler können in diesem Fall nur über absolute Isotopenverhältnisse berechnet werden. Diese werden aber von vielen Autoren nicht oder nur ungenügend angegeben. Damit wird eine exakte Berechnung von Fraktionierungsfaktoren unter Umständen verunmöglicht.

- Reproduzierbarkeiten und die assoziierten absoluten und relativen Fehler auf Isotopenverhältnismessungen dürfen nicht direkt auf die  $\delta$ -Werte übertragen werden. Figur 1 zeigt anhand von Modellrechnungen das Verhältnis von Fehlern auf den  $\delta$ -Werten zu den Fehlern auf den entsprechenden Isotopenverhältnissen für verschiedene Referenzwerte. Die Zahlen wurden

Tabelle 2: Vergleich verschiedener Berechnungsarten von Fehlern auf absoluten und relativen Isotopenverhältnissen. Gezeigt sind 6 Analysen von Borax aus dem Death Valley, California (KLÖTZLI, 1991).

Table 2: Comparison of different modes of calculation of errors on absolute and relative isotope ratios. Shown are 6 analyses of borax from Death Valley, California (KLÖTZLI, 1991).

Probe	1	2	3	4	5	6
$^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$	4.04150	4.06498	4.046600	4.04904	4.05084	4.04737
abs. Fehler auf $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$	0.00785	0.07528	0.002820	0.00815	0.01037	0.00359
%-Fehler auf $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$	0.194	1.852	0.070	0.201	0.256	0.089
max. $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$	4.04938	4.14026	4.04947	4.05719	4.06121	4.05096
min. $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$	4.03368	3.98975	4.04383	4.04089	4.04047	4.04378
$\delta^{11}\text{B}$	- 0.517	+ 5.287	+ 0.7497	+ 1.3407	+ 1.786	+ 0.927
max. $\delta^{11}\text{B}$	+ 1.425	+ 23.900	+ 1.447	+ 3.356	+ 4.350	+ 1.815
min. $\delta^{11}\text{B}$	- 2.458	- 13.333	+ 0.052	- 0.675	- 0.779	+ 0.040
abs. Fehler auf $\delta^{11}\text{B}$	0.00100	0.09785	0.00052	0.00270	0.00457	0.00082
aus %-Fehler von $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$						

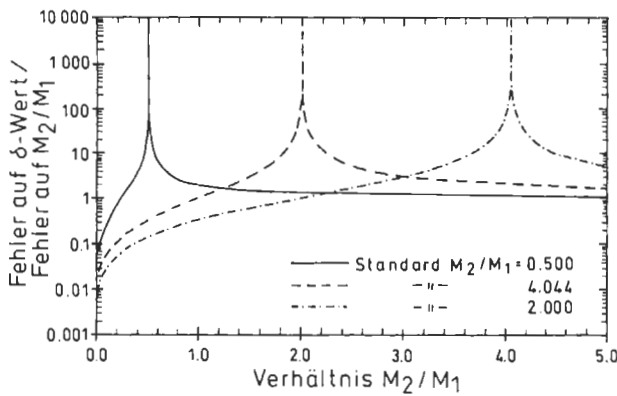


Abb. 1: Modellierung des Verhältnisses (Fehler auf  $\delta$ ) / (Fehler auf dem absoluten Verhältnis) mit  $M_2/M_1$  (Fehler auf  $M_2/M_1 = 0.05\%$ )

Fig. 1: Modelling of the ratio (error on delta)/(error on absolute ratio) with  $M_2/M_1$  (error on  $M_2/M_1 = 0.05\%$ ).

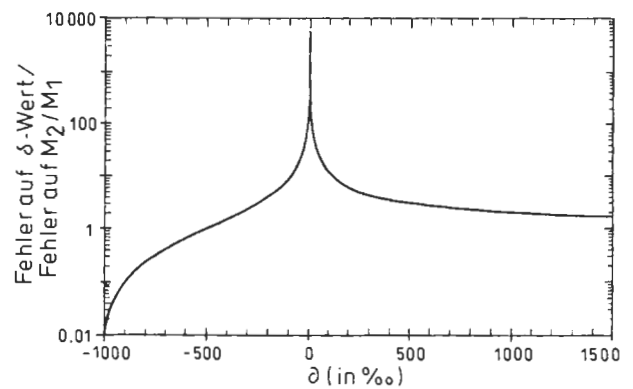


Abb. 2: Modellierung des Verhältnisses (Fehler auf  $\delta$ ) / (Fehler auf dem absoluten Verhältnis) mit  $\delta$  (Fehler auf  $M_2/M_1 = 0.05\%$ )

Fig. 2: Modelling of the ratio (error on delta)/(error on absolute ratio) with  $\delta$  (error on  $M_2/M_1 = 0.05\%$ )

mit einem absoluten Fehler von 0.05 % auf den Isotopenverhältnissen berechnet. Hier nicht aufgeführte Berechnungen haben gezeigt, daß das Fehlerverhältnis nicht von der Größe des Fehlers auf dem Isotopenverhältnis abhängig ist. Figur 2 zeigt dementsprechend eine allgemein gültige Kurve für das Fehlerverhältnis. Aus den Figuren 1 und 2 ist ersichtlich, daß das Fehlerverhältnis für Isotopenverhältnisse um den Referenzwert sehr groß wird. Für den Referenzwert selbst strebt das Verhältnis gegen  $\infty$ . Für  $\delta$ -Werte von  $-500\text{‰}$  (die Hälfte des Referenzwert-Verhältnisses) und  $\delta$ -Werte gegen  $\infty$  ist das Fehlerverhältnis gleich eins. Für  $\delta$ -Werte  $< -500\text{‰}$  ist das Fehlerverhältnis  $< 1$ .

Somit entsteht eine Diskrepanz zwischen der Unterscheidbarkeit von relativen Meßwerten einerseits und absoluten Meßwerten andererseits. Isotopenverhältnisse, deren absolute Werte sich nicht definitiv oder nur mit kleiner Wahrscheinlichkeit unterscheiden lassen ( $2\sigma$ -Fehler überlappen sich) können unter Umständen bei der Verwendung von Relativwerten sehr leicht unterschieden werden. Prinzipiell, wenn auch seltener, kann auch der gegenteilige Fall auftreten. Konsequenterweise dürfen die relativen Fehler auf den absoluten Verhältnissen (%-Fehler) nicht einfach zur Berechnung von Fehlern auf den entsprechenden  $\delta$ - oder  $\varepsilon$ -Werten herangezogen werden. Zur Verdeutlichung:

Abb. 3: Beispiele für den Einfluß verschiedener Berechnungsarten von Fehlern auf absoluten und relativen Isotopenverhältnissen auf die Interpretation von Analysendaten. Gezeigt sind 6 Analysen von Borax aus dem Death Valley, California. Die Proben sind alle unter den gleichen Bedingungen gebildet worden, sollten also die gleichen  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ -Werte zeigen. Die zu beobachtenden Schwankungen in den Analysenwerten sind darum mit großer Wahrscheinlichkeit auf analytische Unsicherheiten zurückzuführen.

a)  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ -Plot mit absoluten  $2\sigma$ -Fehlerbalken. Alle 6 Proben liegen auf einer gerechneten Regressionsgeraden. Die Proben können statistisch nicht unterschieden werden.

b)  $\delta^{11}\text{B}$ -Plot mit  $2\sigma$ -Fehler berechnet aus den absoluten Minimal- und Maximalwerten. Wie bei a) liegen alle Punkte auf der Regression. Die Proben können statistisch nicht unterschieden werden.

c)  $\delta^{11}\text{B}$ -Plot mit  $2\sigma$ -Fehler berechnet aus den relativen %-Fehler der  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ -Werte. Die Fehler werden unrealistisch klein. Probe 2 liegt nicht mehr auf einer durch die Punkte berechneten Regression. Die Proben können fast alle statistisch von einander unterschieden werden.

Fig. 3: Examples for the influence on the interpretation of analytical data on the rocks of error calculation on absolute and relative isotope ratios. Shown are 6 borax analyses from Death Valley, California. The samples precipitated under the same conditions. They though should show the same  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ -ratios. The observed differences in the analytical data are thus attributed to analytical uncertainties.

a)  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$  plot with  $2\sigma$  absolute errors. All samples fall on a calculated regression line. They cannot be distinguished statistically.

b)  $\delta^{11}\text{B}$  plot with  $2\sigma$  errors from absolute minimum and maximum values. As in a) all the samples fall on the regression line. They cannot be distinguished statistically.

c)  $\delta^{11}\text{B}$  plot with  $2\sigma$  errors from relative errors of the  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$  values. The errors are non realistically small. Sample 2 does not fall on the calculated regression line. Most of the samples can be distinguished statistically.

$$^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4.000 \pm 0.020 (\pm 0.5 \%)$$

$$^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4.000 \longrightarrow \delta = -10.79$$

$$^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4.000 + 0.020 = 4.020 \longrightarrow \delta = -5.84 (+54.14 \%)$$

$$^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4.000 - 0.020 = 3.980 \longrightarrow \delta = -15.73 (-145.9 \%)$$

d.h. der relative Fehler von 0.5 % auf dem Absolutwert ändert sich in einen relativen Fehler auf dem Relativwert von + 54.14 % zu - 145.9 %. Wird der relative Absolutfehler von 0.5 % auf den Relativwert

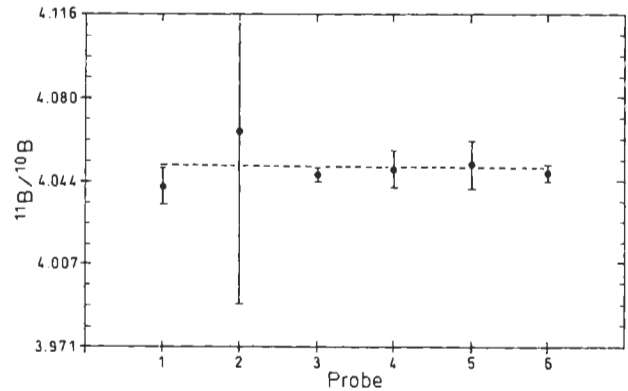


Abb. 3a

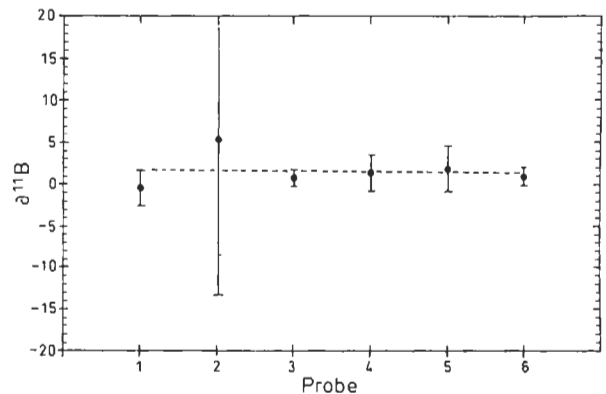


Abb. 3b

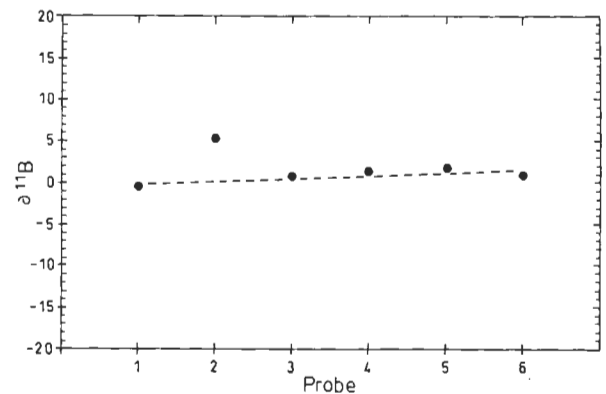


Abb. 3c

umgerechnet ( $\delta = -10.79 \pm 0.054$ ) entspricht dieser wiederum einem absoluten Fehler auf dem ursprünglichen Wert von  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4.0000000 + 0.0002073 / -0.0002286 (+0.0052 \% / -0.0057 \%)$ , eine „Verbesserung“ des Fehlers um einen Faktor von  $\approx 90!$

Leider wird dieses Vorgehen vielfach praktiziert. Solcherart berechnete Fehler auf den relativen Werten täuschen eine absolute Reproduzierbarkeit vor, die nicht existiert. Richtiger wäre, die Fehler über die

Abb. 4: Geochemische Daten im System Sr-Nd. Gezeigt sind zwei Intrusiv-Suiten mit unterschiedlichen Sr- und Nd-Entwicklungstrends. Die Daten sind auf ein Modell-Alter von 1150 Ma zurückgerechnet. Es stellt sich die Frage, zu welchem Trend die Punkte A und B zu rechnen sind.

a)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  gegen  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Plot mit absoluten  $2\sigma$ -Fehlerbalken. Die zwei Trends lassen sich deutlich unterscheiden. Die beiden Punkte A und B können nicht definitiv als nur zu einem Trend gehörend erkannt werden.

b)  $\varepsilon(\text{Sr})$  gegen  $\varepsilon(\text{Nd})$ -Plot mit  $2\sigma$ -Fehlern berechnet aus den absoluten Maximal- und Minimalwerten. Wiederum lassen sich die beiden Trends deutlich unterscheiden, aber die beiden Punkte A und B können nicht eindeutig zugeordnet werden.

c)  $\varepsilon(\text{Sr})$  gegen  $\varepsilon(\text{Nd})$ -Plot mit  $2\sigma$ -Fehlern berechnet aus den relativen Absolutfehlern. Die Fehlerbalken werden unrealistisch klein. Punkt A kann nur noch dem Trend 1 zugeordnet werden. Der Punkt B liegt auf beiden Trendlinien. Trend 1 erscheint sehr gut definiert, Trend 2 zeigt größere Abweichungen und ein Punkt fällt vollständig aus der Regression.

Zu beachten ist, daß Trend 2 deutlich steiler liegt als in a) und b), geochemische Parameter also drastisch verändert werden können.

Fig. 4: Geochemical data in the system Sr-Nd. Two distinct intrusive suites with different Sr- and Nd-evolution trends are shown. The data points are recalculated to an age of 150 Ma. The question arises to which trends the points A and B belong.

a)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  plot with absolute  $2\sigma$  errors. The two trends are distinguished easily. The point A and B cannot be attributed to one trend solely.

b)  $\varepsilon(\text{Sr})$  versus  $\varepsilon(\text{Nd})$  plot with  $2\sigma$  errors from minimum and maximum  $\varepsilon$  values. Again the two trends can be distinguished, but the two points A and B cannot be definitely attributed to one of the trends.

c)  $\varepsilon(\text{Sr})$  versus  $\varepsilon(\text{Nd})$  plot with  $2\sigma$  error derived from the relative absolute errors (%-error on absolute ratio). Error bars are unrealistically small. Point A can only be attributed to trend 1. Point B lies on both trend lines. Trend 1 is very good defined, whereas the points of trend 2 show greater deviations from the line and one point falls completely off the regression line.

Note: the trend 2 in c) is far steeper than in a) and b), thus changing different geochemical parameters drastically.

maximalen und minimalen absoluten Verhältnisse direkt zu berechnen und aus diesen Werten einen Fehler für die  $\delta$ - und  $\varepsilon$ -Werte abzuleiten. Tabelle 2 gibt als Beispiel eine Zusammenstellung von  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ -Daten mit den entsprechenden absoluten und rela-

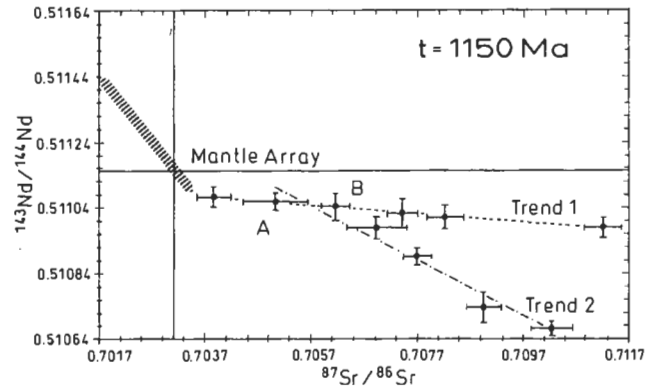


Abb. 4a

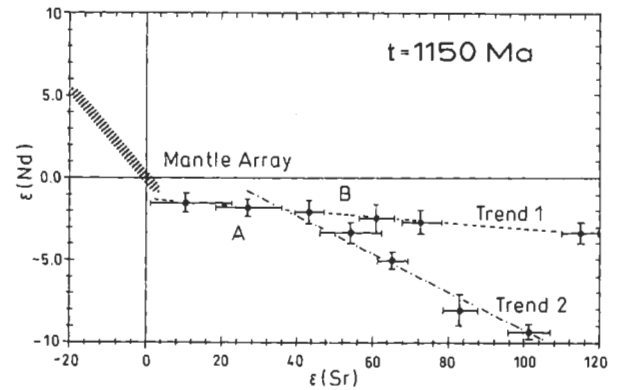


Abb. 4b

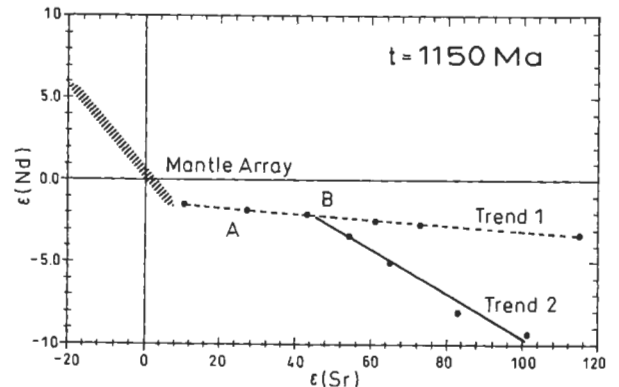


Abb. 4c

tiven Fehlern. Figur 3 zeigt die Auswirkungen von verschiedenen Berechnungsarten von Fehlern auf Relativwerten anhand der Werte aus Tabelle 2.

Als statistisch einwandfreie Lösung bleibt nur die Berechnung einer kompletten Fehlerfortpflanzung der Form

$$\sigma_z = \sqrt{\left(\frac{\sigma_x}{\sigma_x}\right)^2 \sigma_x^2 + \left(\frac{\sigma_y}{\sigma_y}\right)^2 \sigma_y^2}$$

Dieses Verfahren ist aber zum Teil sehr aufwendig

und muß für jede Fragestellung neu adaptiert werden. Eine nicht sehr praktikable Möglichkeit wäre zum Beispiel die Wahl des Referenzwertes so, daß  $\delta \approx -500$ . Dies ist allerdings sehr problematisch, da normalerweise die Referenzwerte absichtlich so gewählt wurden, daß die gemessenen Werte um den Wert  $\delta \approx 0$  schwanken. Die Figur 4 zeigt was passiert, wenn zum Beispiel in  $\epsilon_{Nd}$ - $\epsilon_{Sr}$ -Diagrammen die relativen Fehler richtig eingezeichnet werden. Eindeutige Trends in Diagrammen mit relativen Isotopenverhältnissen werden in Diagrammen mit absoluten Werten nicht oder nur schlecht erkennbar.

Eine letzte Möglichkeit wäre auf die Fehlerangabe ganz zu verzichten und nur die absolute Reproduzierbarkeit mitzuteilen.

#### 4. Schlußfolgerungen

Aus dem Gesagten läßt sich zweierlei ableiten: Diagramme oder Tabellen mit relativen Meßwerten und Fehlern sollten sehr kritisch betrachtet werden. Insbesondere sollten irgendwelche Trendlinien, Mischungslinien, etc. auf ihre rein statistische Stichhaltigkeit genauestens geprüft werden. Geochronologische Daten (Isochronen oder Errorchronen) werden oft aus rein statistischen Gründen in Frage gestellt. Hingegen werden scheinbar linear oder exponentiell angeordnete Datenpunkte (Mischungslinien, Fraktionierungslinien, etc.) häufig ohne Zweifel als statistisch stichhaltig angesehen. Wenn jedoch aus Gründen der Übersichtlichkeit oder Vergleichbarkeit eine Umrechnung auf Relativwerte erforderlich erscheint, darf der %-Fehler auf dem Absolutwert seinerseits nur nach Umrechnung auf den Relativwert übernommen werden. Einer Verfälschung von Trends kann damit entgegen gewirkt werden.

Was für die relative Wertangabe von Isotopendaten oder geochemischen Daten gilt, muß prinzipiell auch für alle sonst denkbaren Relativsysteme Geltung haben.

#### Danksagung

Teile dieser Arbeit wurden im Rahmen eines Projektes des Schweizerischen Nationalfonds finanziell unterstützt, was herzlich verdankt wird. Martin Thöni und Eva Chovanetz wird die kritische Durchsicht des Manuskriptes ebenfalls bestens verdankt.

#### Literaturverzeichnis

- BÄRTSCHI, P. (1976): Absolute  $^{18}\text{O}$  content of standard mean ocean water. — *Earth Planet. Sci. Letters*, **31**, 341–344.
- CRAIG, H. (1957): Isotopic standard for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon-dioxide. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**, 133–149.
- DE PAOLO, D. J., WASSERBURG, G. J. (1976): Nd isotopic variations and petrogenetic models. — *Geophys. Res. Letters*, **3**, 249–252.
- FAURE, G. (1986): Principles of isotope geology. — 589 p., 2<sup>nd</sup> Ed. (J. Wiley & Sons), New York.
- GEYH, M., SCHLEICHER, H. (1990): Absolute age determination. — 503 p. (Springer Verlag), Heidelberg.
- HAGEMANN, R., NIEF, G., ROTH, E. (1970): Absolute isotopic scale for deuterium analyses of natural waters. — Absolute D/H ratio for SMOW. *Tellus* **22**, 712–715.
- HAYES, J. M. (1983): Practice and principles of isotopic measurements in organic geochemistry. [In:] *Organic geochemistry of contemporaneous and ancient sediments*, Great Lake Section. — SEPM, 5.1–5.31, Bloomington, Ind.
- JENSEN, M. L., NAKAI, N. (1962): Sulfur isotope meteor standards, results and recommendations. [In:] JENSEN, M. L. (ed.) *Biogeochemistry of sulfur isotopes*. — NSF Symp. **31**.
- JUNK, G., SVEC, H. (1958): The absolute abundance of the nitrogen isotopes in the atmosphere and compressed gas from various sources. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **14**, 234–243.
- KLÖTZLI, U. S. (1991): Die massenspektrometrische Bestimmung von Bor (Konzentrationen und Isotopenverhältnisse) mit Hilfe negativer Thermionen, Methode und geologische Anwendungen. — Unveröff. Diss. Univ. Bern, 220p.
- MARSCHALL, B. D., DE PAOLO, D. J. (1982): Precise age determinations and petrogenetic studies using the K-Ca method. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 2537–2545.
- PAPANASTASSIOU, D. A., WASSERBURG, G. J. (1969): Initial Sr isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. — *Earth Planet. Sci. Letters*, **5**, 361–376.



# Ausbreitung von Bor im Grundwasser der Oberen Lobau/Wien

Spreading of Boron in the Groundwater  
of the Upper Lobau Area/Vienna

S. GRUPE

mit 39 Abbildungen und 3 Tabellen

Schlüsselwörter:

*Marchfeld*

*Bor*

*zweidimensionales, horizontal-ebenes*

*Finite-Element-Modell*

*Grundwasser*

*Kontamination*

Keywords:

*Marchfeld*

*Boron*

*two-dimensional horizontal-plane*

*finite element model*

*Groundwater*

*Contamination*

Adresse der Autorin:

Address of the authoress:

Mag. Dr. Sabine Grupe

Postfach 92

A-1071 Wien

## Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Abstract .....	133
1. Einführung .....	134
1.1. Ausgangssituation .....	134
1.2. Fragestellung .....	134
1.3. Konzeption .....	134
2. Der Zusammenhang zwischen den Borax-Werken und der Bor-Kontamination .....	134
2.1. Die Borax-Werke, Lage und Inhalt der Deponie .....	134
2.2. Bor- und Arsen-Gehalt im Grundwasser .....	136
2.3. Bor- und Arsen-Gehalt im Deponiegut und im Boden .....	138
2.4. Umweltrelevanz von Bor .....	138
3. Das Berechnungsgebiet „Marchfeld“ .....	138
3.1. Wahl der Modellgebiets-Begrenzung .....	138
3.2. Datenerhebung .....	139
3.3. Geographie .....	139
3.4. Hydrogeologie .....	140
3.4.1. Grundwasserstauer .....	140
3.4.1.1. Granulometrischer Aufbau .....	140
3.4.1.2. Mineralogischer Aufbau .....	141
3.4.2. Grundwasserleiter .....	141
3.4.2.1. Granulometrischer Aufbau .....	143
3.4.2.2. Mineralogischer Aufbau .....	143
3.4.3. Verteilung der Durchlässigkeitsbeiwerte .....	144
3.5. Hydrologie .....	144
3.5.1. Oberflächengewässer .....	144
3.5.1.1. Donau und Neue Donau .....	144
3.5.1.2. Das Altarmsystem der Lobau .....	144
3.5.1.3. March, Marchfeldbäche, Weidenbach und Baggerseen .....	144
3.5.2. Grundwasser .....	144
3.5.2.1. Absenktendenz des Grundwasserspiegels .....	146
3.5.3. Grundwasserneubildung aus Niederschlag .....	146
3.6. Wasserwirtschaft .....	146
3.7. Schematisierung des Natursystems „Marchfeld“ .....	147
3.7.1. Zweidimensionale, horizontal-ebene Betrachtungsweise .....	147
3.7.2. Stationäre Betrachtungsweise .....	147
3.7.3. Zusammenfassung von Gebieten gleicher Neubildungsrate .....	148
3.7.4. Bor als Tracer .....	148
4. Mathematische Beschreibung des Natursystems .....	149
4.1. Transportmechanismen .....	149
4.1.1. Advektion .....	149
4.1.2. Hydrodynamische Dispersion .....	149
4.2. Strömungsgleichung .....	151
4.3. Transportgleichung .....	151
4.4. Berechnungsverfahren .....	152
4.4.1. Methode der Finiten Elemente .....	152
4.4.2. Das Programmsystem SICK 100 .....	152
4.4.3. Diskretisierung .....	153
5. Modell-Eingabedaten und -Parameter .....	153
5.1. Geometrische Daten .....	156
5.2. Kenngrößen des Grundwasserleiters .....	156
5.2.1. Durchlässigkeit .....	156
5.2.2. Hydrodynamische Dispersivität .....	156
5.2.3. Durchflußwirksamer Hohlraumanteil .....	157
5.3. Quellen und Senken .....	157
5.3.1. Grundwasserneubildung und Entnahmen für die Landwirtschaft .....	157

5.3.2. Entnahmen durch Industrie und Gewerbe .....	158
5.3.3. Trinkwasserentnahmen .....	159
5.4. Randbedingungen für das Strömungsmodell .....	159
5.5. Vorgabe für das Transportmodell .....	160
6. Modelleichung .....	162
6.1. Grundwasserströmung .....	163
6.1.1. Randzufluß .....	163
6.1.2. Entnahmemengen .....	163
6.1.3. Durchlässigkeit, Neubildungsrate und durchflußwirksamer Hohlraumanteil .....	164
6.2. Stofftransport .....	164
6.2.1. Initialkonzentration .....	164
6.2.2. Infiltrationszeitpunkt .....	165
6.2.3. Dispersivität .....	165
6.2.4. Infiltrationsart .....	167
6.2.5. Infiltrationsort .....	167
6.2.6. Infiltrationsdauer .....	167
6.3. Stabilität .....	167
7. Variantenrechnung .....	168
7.1. Einfluß der Sohlriegel des Mühlwassers .....	168
7.2. Einfluß von Grundwasserentnahmen .....	168
7.2.1. Entnahmen durch die Stadlauer Malzfabrik .....	168
7.2.2. Entnahmen durch die Borax-Werke .....	169
7.3. Prognose bei kontinuierlichem und zeitlich begrenztem Eintrag .....	169
7.4. Verhältnisse vor und nach dem Bau der Neuen Donau .....	170
Literaturverzeichnis .....	170

## Contents

Zusammenfassung, Abstract .....	133
1. Introduction .....	134
1.1. Initial situation .....	134
1.2. Description of problem .....	134
1.3. Formulation of problem .....	134
2. Association of boron-contaminated groundwater with the borax mill .....	134
2.1. The Borax disposal site, location and residuals of the deposal dump site .....	134
2.2. Concentration of boron and arsenic in groundwater .....	136
2.3. Concentration of boron and arsenic in soil and residuals .....	138
2.4. Environmental relevance of boron .....	138
3. The modeled area 'Marchfeld' .....	138
3.1. Limitation of the modeled area .....	138
3.2. Data collection .....	139
3.3. Geographical outlines .....	139
3.4. Hydrogeology .....	140
3.4.1. Aquitard .....	140
3.4.1.1. Grain size parameters .....	140
3.4.1.2. Mineralogy .....	141
3.4.2. Groundwater .....	141
3.4.2.1. Grain size parameters .....	143
3.4.2.2. Mineralogy .....	143
3.4.3. Distribution of hydraulic conductivity .....	144
3.5. Hydrology .....	144
3.5.1. Surface waters .....	144
3.5.1.1. Danube and 'New Danube' .....	144
3.5.1.2. Ox-bow lakes of the Danube in the Lobau area .....	144
3.5.1.3. The river March, and the drainage pattern of the 'Marchfeld' .....	144
3.5.2. Graoundwater .....	144

3.5.2.1. Depression of groundwater level .....	146
3.5.3. Groundwater recharge from precipitation .....	146
3.6. Water resources management .....	146
3.7. Schematical description of the nature system 'Marchfeld' .....	147
3.7.1. Two-dimensional horizontal-plane approach .....	147
3.7.2. Steady-state conditions .....	147
3.7.3. Summary of areas with equal groundwater recharge from precipitation .....	148
3.7.4. Boron as a tracer .....	148
4. Mathematical description of the natural system .....	149
4.1. Mechanism of solute transport .....	149
4.1.1. Advection .....	149
4.1.2. Dispersion effects .....	149
4.2. Groundwater flow equation .....	151
4.3. Solute transport equation .....	151
4.4. Numerical modeling .....	152
4.4.1. Finite element method .....	152
4.4.2. The program SICK 100 .....	152
4.4.3. Discretization .....	153
5. Available data and standard parameters .....	153
5.1. Geometrical data .....	156
5.2. Aquifer parameters .....	156
5.2.1. Hydraulic conductivity .....	156
5.2.2. Dispersivities .....	156
5.2.3. Effective porosity .....	157
5.3. Sources and sinks .....	157
5.3.1. Groundwater recharge and groundwater withdrawal for irrigation .....	157
5.3.2. Groundwater withdrawal for industrial use .....	158
5.3.3. Groundwater withdrawal for drinking-water .....	159
5.4. Boundary conditions for the groundwater model .....	159
5.5. Parameters for the transport model .....	160
6. Calibration .....	162
6.1. Groundwater flow .....	163
6.1.1. Recharge Boundary .....	163
6.1.2. Withdrawal of groundwater .....	163
6.1.3. Hydraulic conductivity, recharge from precipitation and effective porosity .....	164
6.2. Solute transport .....	164
6.2.1. Primary concentration of boron source .....	164
6.2.2. Date of input .....	165
6.2.3. Dispersivity .....	165
6.2.4. Type of input .....	167
6.2.5. Location of input .....	167
6.2.6. Duration of input .....	167
6.3. Stability analysis .....	167
7. Variation .....	168
7.1. The effect of local barriers within an ox-bow lake of the Danube .....	168
7.2. Effect of groundwater withdrawal .....	168
7.2.1. Withdrawal of groundwater by the borax mill .....	168
7.2.2. Withdrawal of groundwater by a neighbouring malt mill in Stadlau .....	169
7.3. Future developments under according continuous and instantaneous input conditions .....	169
7.4. Conditions before and after the construction of the Danube flood relief channel .....	170
Bibliography .....	170

## Zusammenfassung

Anfang der achtziger Jahre wurden in der Oberen Lobau (Wien) Vegetationsschäden beobachtet, die auf die künstliche Beregnung mit Bor-kontaminiertem Grundwasser zurückgeführt werden konnten. Die Kontamination wurde mit der Deponie eines ehemaligen Borax-Werkes in Zusammenhang gebracht, die in der Folge umschlossen wurde.

Seit 1983 werden die räumliche und die zeitliche Ausbreitung der Fahne beobachtet. Das infiltrierte Bor kontaminierte das Grundwasser über eine Fläche von ca. 15km<sup>2</sup>. Beruhend auf vorhandenen Daten, Ergebnissen aus Laboruntersuchungen, vorgegebenen Randbedingungen und angenommenen Parametern wurde im Rahmen dieser Arbeit das Grundwasserregime der Oberen Lobau mathematisch erfaßt und durch ein zweidimensionales, horizontal-ebenes Finite-Element-Modell simuliert. Daraus lassen sich die das System beeinflussenden Größen ermitteln, Ursache und Eintragszeitpunkt sowie zukünftige Entwicklungen abschätzen:

1. Form und Ausbreitung der Bor-Kontaminationsfahne werden entscheidend durch zwei lokale Einflüsse geprägt:
  - a. Die Kommunikation zwischen dem Grundwasserkörper und einem Altarm der Donau wird durch unterschiedliche Schwellen im Gerinne kontrolliert.
  - b. Eine nahe der Deponie befindliche Grundwasserentnahme für industrielle Nutzung erzeugt einen Absenkrichter, der das Strömungs- und Konzentrationsfeld nach Norden ablenkt.
2. Als Eintragszeitpunkt wurde „Mitte der siebziger Jahre“ bestimmt. Dieser Zeitpunkt liegt zwischen dem Produktionsende der Borax-Werke 1973 und dem Betriebsschluß 1976.
3. Es gibt keinen ursächlichen Zusammenhang zwischen dem Eintrag von Bor ins Grundwasser und einer grundwasserrelevanten Baumaßnahme im Aussagegebiet (Hochwasserentlastungsgerinne der Donau).
4. Eine kontinuierliche Sickerwassermarkierung durch Bor aus dem Deponiekörper wird nicht ausgeschlossen. Eine Auslaugung der Deponiesohle durch Grundwasser und eine Auswaschung des Anschüttungsbereiches durch Niederschlagswasser können jedoch nicht Ursachen der im Grundwasser der Oberen Lobau vorgefundenen Bor-Konzentration sein.
5. Rückrechnungen der eingetragenen Mengen lassen die Infiltration einer hochkonzentrierten Bor-Lösung bei Schließung der Borax-Werke vermuten.
6. Die Trinkwasserwerke der Lobau sind durch die Bor-Kontamination nicht gefährdet.

## Abstract

In the early 1980s, vegetation damage became apparent in the Upper Lobau area (Vienna). This was traced to irrigation with boron-contaminated groundwater. The contamination was associated with the residuals at a disused borax mill. The site was subsequently enclosed.

The spatial and temporal spread of the plume has been under observation since 1983. The infiltration of boron has contaminated the groundwater over an area of approximately 15 km<sup>2</sup>.

Based on available data, results from laboratory tests, actual boundary conditions and standard parameters, the groundwater regime of the Upper Lobau was mathematically analysed and simulated with a two-dimensional horizontal-plane finite element model.

This facilitated the establishment of the major parameters affecting the system, together with estimations of the cause and the place, time and duration of input as well as future developments:

1. The form and extent of the plume of the boron contamination are affected by two local factors:
  - a. The communication between the aquifer and an ox-bow lake of the Danube is controlled by barriers within the channel.
  - b. Groundwater extraction for industrial use near the disposal site produces a draw-down cone which diverts the flow of the boron plume to the north.
2. The time of contamination input was determined as 'the mid-seventies'. This interval lies between the termination of production at the borax mill in 1973 and the closure of the plant in 1976.
3. There is no causal relation between the input of boron into the groundwater and construction projects affecting the groundwater in the area under examination (the Danube flood relief channel).
4. Continuous contamination of infiltrating water through the borates of the disposal site was not definitely excluded. However, dissolution from the base of the residuals site by groundwater and washout of the residuals area by precipitation cannot be the cause of the boron concentration present in the groundwater of the Upper Lobau.
5. The level of the boron concentrations recorded indicate the infiltration of a highly-concentrated boron solution at about the time of closure of the borax mill.
6. The Lobau drinking water installations are not at risk from the boron contamination.

## 1. Einführung

### 1.1. Ausgangssituation

Anfang der achtziger Jahre wurden im Gebiet der Oberen Lobau (Wien) Vegetationsschäden beobachtet. 1983 stellte sich ihr ursächlicher Zusammenhang mit der Deponie einer ehemaligen Borax-Fabrik heraus. Aus dieser gelangte Bor in das Grundwasser und über dezentrale Versorgungsanlagen in das Trink- und Nutzwasser der Anrainer. In der Folge wurden die Brunnen des betroffenen Gebietes gesperrt. Die Anrainer erhielten eine zentrale Wasserversorgung, und die Deponie wurde von der Stadt Wien umschlossen. Die Menge eingetragenen Bors breitet sich mit dem Grundwasserstrom weiter aus (Abb. 1).

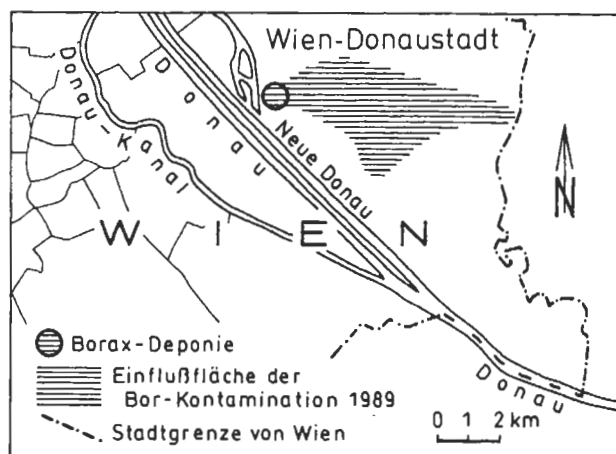


Abb. 1: Lage der Borax-Deponie im 22. Wiener Gemeindebezirk (Donaustadt, Bereich Obere Lobau) und die 1989 vorgefundene Bor-Kontamination des Grundwassers. Die randliche Begrenzung der Kontaminationswolke bildet die 0,5ppm-Konzentrationsisolinie. 0,5ppm Bor pro Liter ist der Grenzwert von Bor im Trinkwasser.

Fig. 1: Location of the Borax disposal site on a groundwater quality contour map, 1989, for boron. (The limit of plume is drawn with the 0,5ppm boron-isoline. 0,5ppm per litre is the limiting value in drinking water.)

### 1.2. Fragestellung

Im Rahmen der gegenständlichen Untersuchung sollen folgende Fragen beantwortet werden: Welche Parameter beeinflussen Form und Ausbreitung der Bor-Kontaminationsfahne in der Oberen Lobau? Wann und wodurch wurde Bor in den Grundwasserleiter eingetragen? Wie sieht die zukünftige Entwicklung der Grundwasserunreinigung durch Bor aus? Könnte die Bor-Kontamination zu einer Gefährdung

der abstromig der Deponie gelegenen Trinkwasserwerke führen? Welche Bedeutung hat eine wasserbauliche Maßnahme im Untersuchungsgebiet (Hochwasserentlastungsgerinne der Donau) für den Eintrag von Bor ins Grundwasser?

### 1.3. Konzeption

Die Aufgabenstellung betrifft ein komplexes Wirkungsgefüge von Strömung und Stofftransport im Grundwasser, wobei eine große Anzahl von Einflußfaktoren gleichzeitig berücksichtigt werden muß. Derart komplizierte Systemkonfigurationen können nur durch EDV-gestützte, modelltechnische Untersuchungen analysiert und prognostiziert werden. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden daher die auf das Strömungs- und Bor-Konzentrationsfeld einflußnehmenden Größen durch ein zweidimensionales, horizontal-ebenes, instationäres Finite-Element-Modell transparent gemacht. Die Auswertung des zeitlichen Bor-Verteilungsmusters sowie Laborversuche ergänzen die erhaltenen Aussagen über Ursache und Zeitpunkt des Eintrages von Bor in das Grundwasser und über das zukünftig zu erwartende Kontaminationsfeld.

In Kapitel 2. wird auf den Zusammenhang zwischen den Borax-Werken in Wien-Donaustadt und der Bor-Kontamination des Grundwassers in der Oberen Lobau eingegangen. In Kapitel 3. erfolgt die Beschreibung des Untersuchungsgebietes einschließlich seiner Schematisierung. Kapitel 4. gibt eine kurze Einführung in die mathematische Beschreibung des Natursystems und das in diesem Modell verwendete Berechnungsverfahren. In Kapitel 5. werden die dem Modell zugrunde liegenden Eingabedaten und Parameter beschrieben, mit denen die in Kapitel 6. erläuterte Modelleichung durchgeführt wurde. In Kapitel 7 werden die Ergebnisse der Variantenrechnung vorgestellt und diskutiert.

## 2. Der Zusammenhang zwischen den Borax-Werken und der Bor-Kontamination

### 2.1. Die Borax-Werke, Lage und Inhalt der Deponie

Der Betrieb wurde 1893 eröffnet und erzeugte Borax, Borpräparate und Borsäure. Die Bor-haltigen Produkte wurden in der Emailindustrie, bei der Glas- und Steinguterzeugung sowie als Badesalz und für Waschzwecke verwendet (DUSCHEK, 1989). Produktionsende war 1973, Betriebsschluß 1976.

Die Rohstoffe aus der Türkei und Kalifornien lagen in Form von an Alkalien und Erdalkalien (Kernit, Colemanit, Ulexit) und an Silikate (Datolith) gebundenem Bor vor.

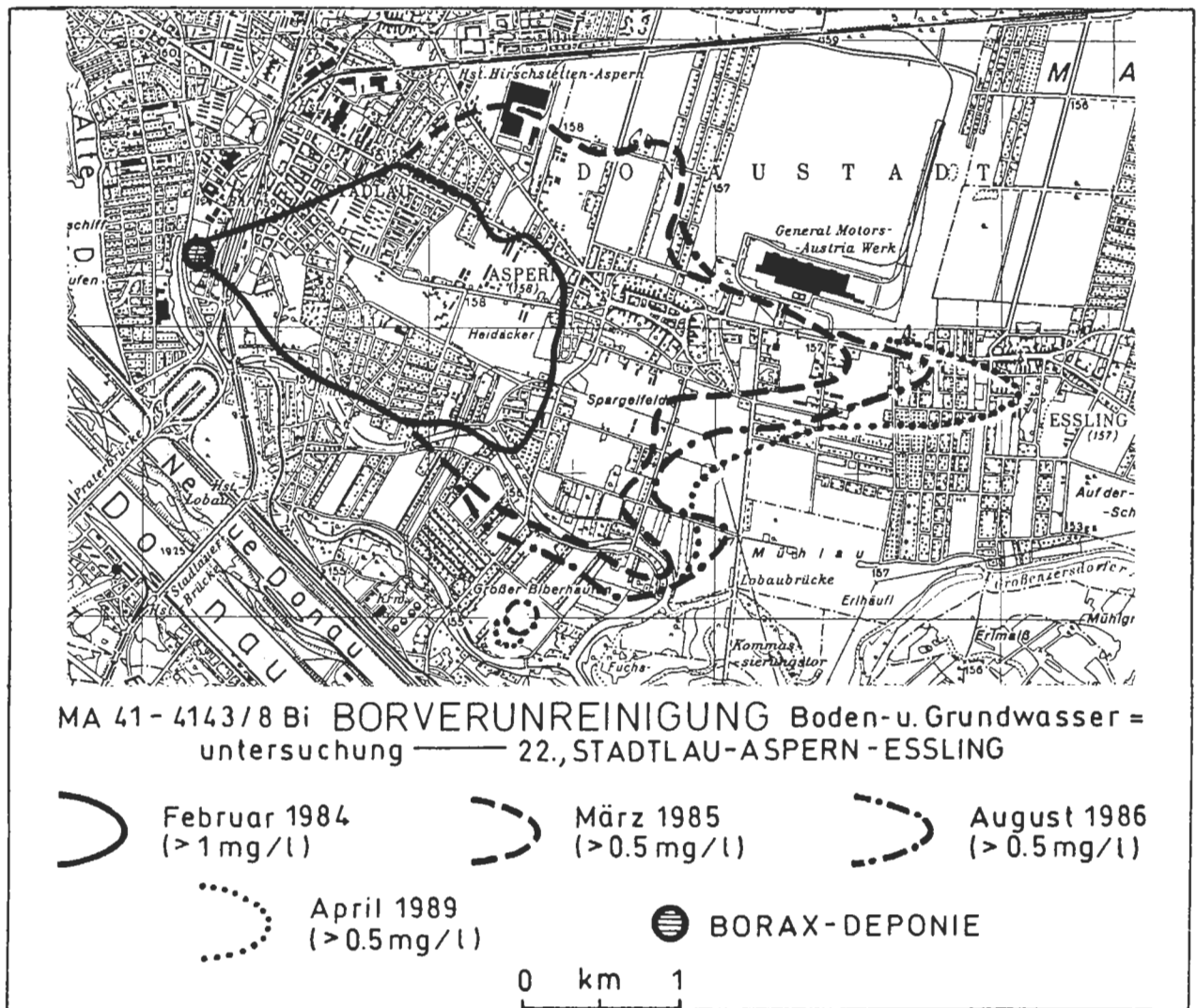


Abb. 2: Borverunreinigungskarte, manuelle Auswertung der Meßdaten durch die MA 45 (MA 41 - 4143/8 Bi).

Fig. 2: Map of the observed annual variation of the boron-contaminated groundwater.

Lagerstättenbedingt kommen mit Bor-haltigen Rohstoffen untergeordnet auch die Arsenminerale Realgar und Auripigment vor.

Während der Produktion werden die pulverisierten Roh-Borate mit Alkalien umgesetzt, wobei eine erhebliche Menge an zu deponierendem Schlamm entsteht.

Z.B. werden Ulexit und Colemanit unter Kochen in Sodalösung in das leichter lösliche Natrium-Borat ( $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , Natriumtetraborat-Dekahydrat, Borax) übergeführt. Dabei scheidet sich das schwerlösliche Kalziumkarbonat ab, und aus der filtrierten Lösung kristallisiert beim Erkalten Borax aus.

Durch Zusatz von Schwefelsäure oder Salz entsteht Borsäure und als Nebenprodukt Gips.

Das in der Deponie der ehemaligen Borax-Werke angetroffene Material ist ein weicher bis halbfe-

ster Rückstand aus schwerlöslichen Bestandteilen wie Gips, Kalk und Silikat mit einer relativ hohen Anreicherung von im Rohstoff enthaltenen und produktionsbedingten Elementen wie z.B. Vanadium, Chrom, Mangan, Eisen, Nickel, Zink, Arsen, Strontium, Antimon, Quecksilber, Thallium, Blei (nachgewiesen durch die MA 39, 1983).

Die Borax-Deponie in Wien-Donaustadt, Gotramgasse 11, liegt nahe dem Oberen Mühlwasser, einem Donau-Altarm. Die Borax-Werke deponierten ihren Abfall in eine Geländemulde auf einem Grundstück im Bereich eines ehemaligen Altarms des Mühlwassers. Die Kubatur beträgt ca.  $54\,000\text{m}^3$ ;  $30\,000\text{m}^3$  sind chemisch kontaminiertes Material. Die bis zu 4m mächtige Anschüttung besteht aus produktions-spezifischen Rückständen der Borax-Erzeugung (vor allem Gips und Kalk mit z.T. beträchtlichem Gehalt an Bor und Arsen), ferner aus Bauschutt und Ab-

raummaterial.

Die Sohle des ehemaligen Altarms bildet eine 10–20cm dünne Schlickschicht. Im Liegenden folgen 9–13m Donauschotter und darunter die Schichtfolge des schluffig-sandig ausgebildeten Jungtertiärs (vgl. Abb. 10).

Die Deponierung erfolgte direkt in den verlandeten Altarm. Bereits bei mittleren Wasserständen tauchen Bereiche der Anschüttung ins Grundwasser ein, so daß leicht lösliche Stoffe nicht nur mit dem versickernden Regenwasser, sondern auch durch Auslaugung der liegenden Deponiegutschüttung ins Grundwasser eingetragen werden können.

## 2.2. Bor- und Arsen-Gehalt im Grundwasser

Gemäß ÖNORM M6250 beträgt der Grenzwert von Bor im Trinkwasser 0,5mg/l, der von Arsen 0,05mg/l.

Die Mobilität von Bor in Wasser ist entsprechend der hohen Löslichkeit von Borax (51,4g/l bei 20°C nach BARTHOLOMÉ, 1974) sehr groß, während die des in sulfidischer Form gebundenen Arsens aufgrund des niedrigen Löslichkeitsproduktes der Arsensulfide extrem gering ist. Aus diesem Grund wurden außerhalb des Deponiebereiches Arsenwerte gemessen, die weit außerhalb einer möglichen Gefährdung für das Grundwasser liegen. Die höchste Arsenkonzentration im Grundwasser innerhalb des Deponiebereiches betrug hingegen 3,2mg/l (im Nov. 1983). Der größte Wiederfindungswert von Bor im Wasser außerhalb der Deponie wurde im Hausbrunnen Mühlgrundgasse 1 mit 68mg/l (im Okt. 1983) bestimmt, innerhalb des umschlossenen Areals mit 366mg/l (im Nov. 1983) (MA 39, 1983).

Nachdem die Borax-Altlast 1983 als Kontaminationsquelle für das Grundwasser erkannt worden war, erfolgte die Einrichtung eines Sondermeßstellennetzes durch die MA 45 mit ca. 110 Beprobungspunkten (Hausbrunnen und Sonden), die anfangs wöchentlich bis monatlich, später monatlich bis vierteljährlich auf Bor hin untersucht wurden. Die Bor-Analysen wurden von der MA 15 gemäß DEV DIN 38405-D-17 photometrisch mit der Azomethin-H-Methode durchgeführt.

Nach einer zeitlichen Auswertung der Kontaminationsbefunde zeigt sich die in Abb. 2 dargestellte jährliche Verschiebung der Bor-Konzentrationsfront. Die jeweils randliche Begrenzung der Kontaminationswolke bildet gemäß dem Grenzwert von Bor im Trinkwasser die 0,5mg/l – Konzentrationsisolinie. Die Karte 41–4143/8 Bi, Stand April 1989, ist das Ergebnis einer *manuellen* Auswertung durch die MA 45.

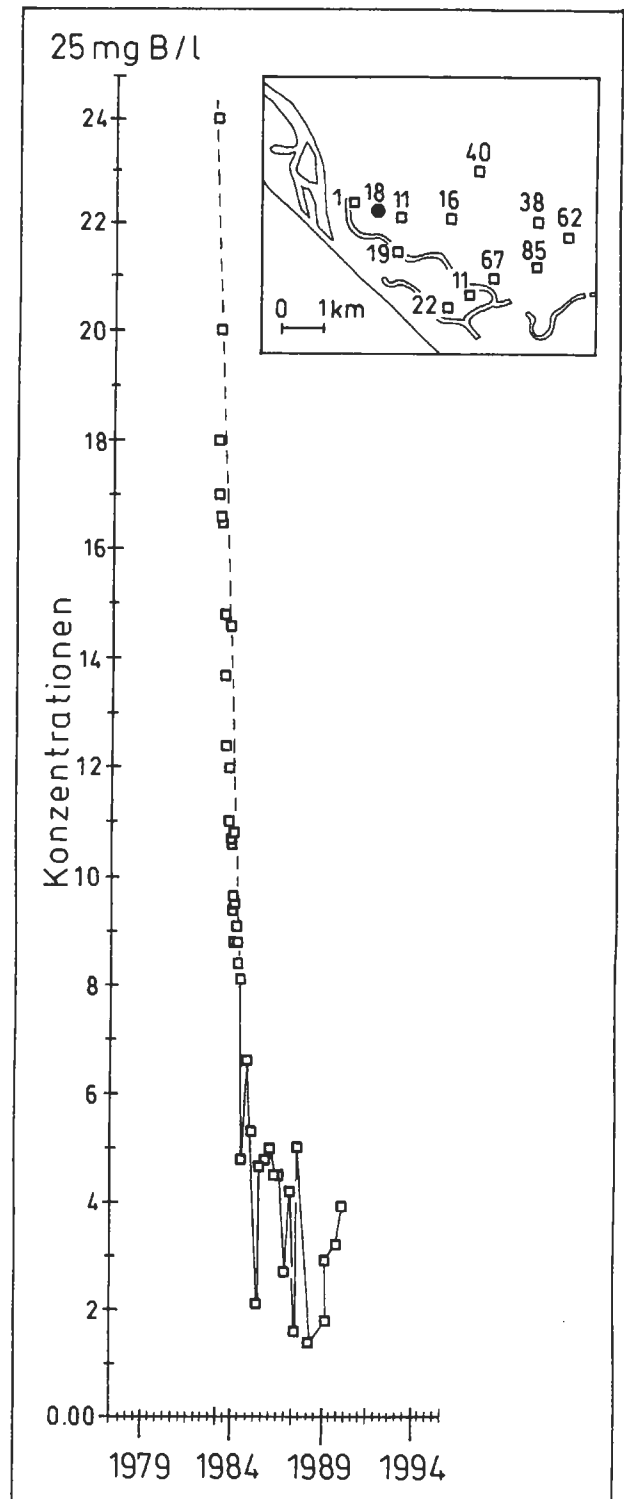


Abb. 3: Durchgangskurve/Meßstelle 18/600m Abstand von der Quelle.

Fig. 3: Observed time/concentration curve of boron at observation site 18 in a distance of 600m from the contaminant source area.



Die Abbildungen 3 bis 7 zeigen Borkonzentration/Zeit-Kurven ausgewählter Meßstellen. Die erhebliche Varianz im Verlauf der Durchgangskurven resultiert aus meist nicht vermeidbaren Fehlerquellen bei der Beprobung. Die Inkonsistenz der Daten kann z.B. auf Unregelmäßigkeiten in der Infiltrationsmenge infolge starker Niederschläge und Schneeschmelze zurückgeführt werden, auf unterschiedliche Durchmischung des Meßstellen-Inhaltes vor der Probenahme oder auch auf Störungen infolge von Entnahmen in Beprobungsnähe.

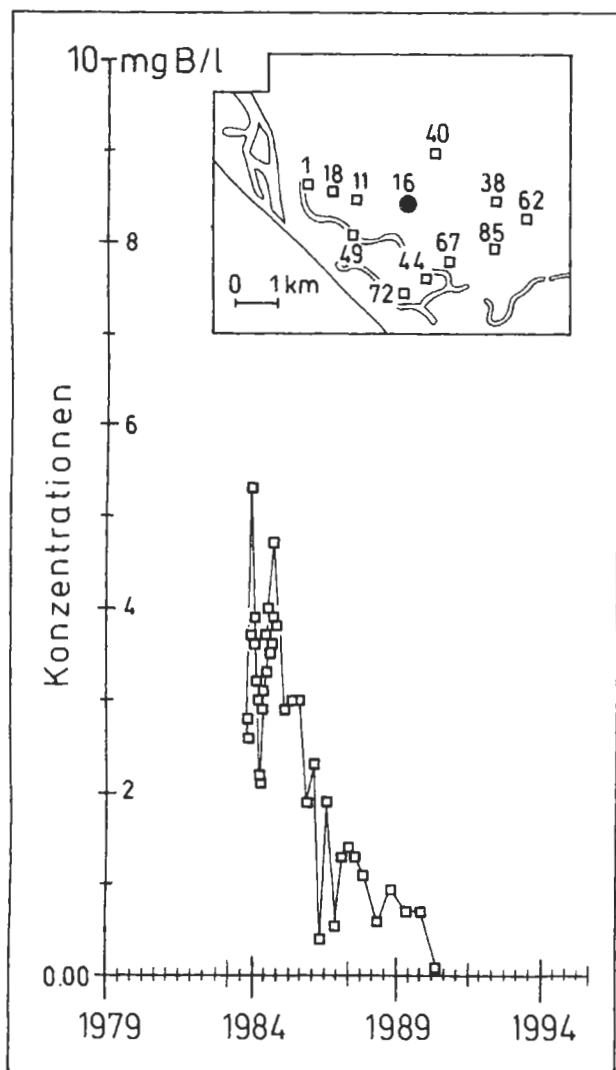


Abb. 4: Durchgangskurve / Meßstelle 16/2350m Abstand von der Quelle.

Fig. 4: Observed time/concentration curve of boron at observation site 16 in a distance of about 2350m from the contaminant source area.

Die Durchgangskurven lassen sich in 5 Typen einteilen:

1. Quellnahe Durchgangskurven zeigen hohe Konzentrationen und sind unvollständig. Die Durchgangskurve der Meßstelle 18 (Abb. 3) z.B. zeigt deut-

lich, daß eine Konzentrationsverminderung in den Bor-Beprobungspunkten nicht auf die Umschließung der Deponie zurückzuführen ist: In der sich in 600m Abstand von der Deponie befindlichen Meßstelle 18 würde sich eine Konzentrationsveränderung infolge der Sanierung erst gemäß den vorherrschenden Abstandsgeschwindigkeiten von ca. 200 bis 300m/a (vgl. Abb. 39) in zwei bis drei Jahren bemerkbar machen. Die Durchgangskurve der Meßstelle 18 zeigt aber bereits vor dem Zeitpunkt des Wirksamwerdens der Deponieumschließung Ende 1984 einen raschen Konzentrationsabfall.

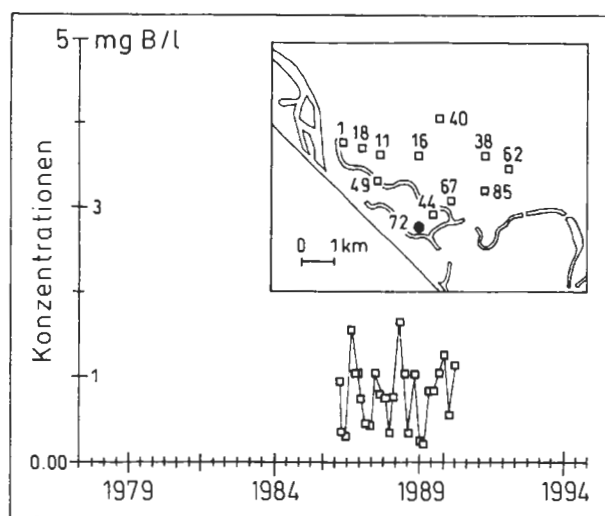


Abb. 5: Durchgangskurve/Meßstelle 72.

Fig. 5: Observed time/concentration curve of boron at observation site 72.

2. Durchgangskurven von Meßstellen in ca. 1-5km Entfernung von der Quelle zeigen z.T. zwei Maxima. Am ausgeprägtesten ist das Doppelmaximum in der Durchgangskurve des Punktes 16 (Abb. 4) 2350m Entfernung von der Quelle zu erkennen.

Nach SCHRÖTER (1983) und BOENING (1989) können Durchgangskurven mit mehreren Maxima nur aus der Überlagerung verschiedener Geschwindigkeiten im Grundwasser verstanden werden. An der betreffenden Meßstelle werden unterschiedlich durchlässige Schichten aufgeschlossen. Um demgemäß die beiden Maxima der zeitlichen Konzentrationsverteilung in den betreffenden Meßstellen zu interpretieren, müßte die Grundwasserbewegung im Bereich der Oberen Lobau in zwei oder mehreren bevorzugten Horizonten stattfinden. Flow-Meter-Messungen könnten hier zu einer Klärung der vertikalen Grundwasserströmungs-Verhältnisse beitragen.

3. In den Meßstellen im nördlichen Bereich der Bor-Kontaminationsfahne wurden Konzentrationen unterhalb des Grenzwertes von 0,5mg/l gemessen.

Der Kurvenverlauf ist langsam fallend.

4. Konzentration/Zeit-Kurven von Beprobungspunkten südlich des Mühlwassers sind infolge der in diesem Bereich größeren Schwankungen unterworfenen Grundwasserverhältnisse sehr inkonsistent (Abb. 5).

5. Durchgangskurven von Meßstellen im Oberflächenwasser zeigen infolge von hohen Verdünnungseffekten einen gleichmäßigen, niedrigen Konzentrationsverlauf.

### 2.3. Bor- und Arsen-Gehalt im Deponiegut und im Boden

Der Richtwert für die höchstzulässige Menge von Bor im Boden beträgt 25ppm, der von Arsen im Boden 20ppm (BRÜMMER, 1987).

Hohe Arsen-Werte in Bodenproben sind nur innerhalb des Borax-Areals anzutreffen. Im anschließenden, kontaminierten Bereich des 22. Bezirkes treten erhöhte Borwerte im Boden infolge von künstlicher Beregnung gewerblicher und privater Anbauflächen mit Bor-haltigem Wasser auf.

Durch die MA 39 (1983) erfolgte eine Analyse der Produktionsrückstände. Fein zerkleinerte Proben aus Bohrungen der MA 29 im Deponiebereich wurden in destilliertem Wasser ausgekocht. Im weißen, feinkörnigen Produktionsrückstand wurden maximal ca. 45000ppm Bor und bis 700ppm Arsen bestimmt.

Da bei dieser Untersuchung von 1983 die Eluierung der Proben mit *heißem* Wasser erfolgte, wurde zu Vergleichszwecken und zur Abschätzung der maximalen Konzentration im Sickerwasser eine Bestimmung der Eluierbarkeit mit *kaltem* Wasser gemäß der Ende 1984 erschienenen Norm DIN 38414 durchgeführt.

Das Ergebnis zeigt, daß sich durch Auslaugung von Deponiegut mit heißem Wasser um 1–2 Zehnerpotenzen höhere Wiederfindungswerte von Bor im Eluat ergeben als bei Auswaschung mit kaltem Wasser.

### 2.4. Umweltrelevanz von Bor

#### Phytotoxische Wirkung von Bor

Der in wässriger Lösung vorliegende, sehr mobile, negativ geladene Borat-Komplex hat die Eigenschaft die pflanzlichen Stoffwechselprozesse stark zu beeinflussen (PARR & LOUGHMAN, 1983). Die Pflanzenverträglichkeit von Bor ist sehr unterschiedlich. Coniferen reagieren z.B. höchst Bor-sensitiv, während Zuckerrüben 4–6ppm (tolerant) und Spargel sogar 6–15ppm Bor (sehr tolerant) im Gießwasser vertragen. Empfehlenswert ist aber ein Borgehalt von nicht mehr als 0,7ppm Bor im Gießwasser (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989). Somit ist das Brunnenwasser im Abstrombereich der

Deponie in weiten Teilen des 22. Bezirkes für den gärtnerischen bzw. landwirtschaftlichen Gebrauch ungeeignet. Sichtbare Symptome bei Bor-Mangel sind z.B. Wachstumsanomalien, bei Bor-Überschuß Vergilbungen, Nekrosen und Wachstumsdepressionen.

Arsen wird nur schlecht von Pflanzen aufgenommen (vgl. ERNST & JOOSE-VAN DAMME, 1983).

#### Humantoxikologische Relevanz von Bor

Akute Bor-Vergiftungssymptome bei Menschen infolge andauernder, täglicher Aufnahme von Bor im Gramm-Bereich sind Magen-Darm-Störungen. Chronische Aufnahme von Bor verursacht u.a. Durchfall, Nierenreizung, Hautausschlag, ferner Depressionen und Verwirrheitszustände als Wirkung am Zentralnervensystem (MÖSCHLIN, 1984).

### 3. Das Berechnungsgebiet „Marchfeld“

#### 3.1. Wahl der Modellgebiets-Begrenzung

In einem Modellgebiet sind Untersuchungs-, Berechnungs- und Aussagegebiet unterscheidbar.

Das **Aussagegebiet** ist der Bereich, auf den sich die Fragestellung bezieht, nämlich die Bor-kontaminierte Zone in der Oberen Lobau (Abb. 6). Für diese Gebietsbegrenzung lassen sich aber keine eindeutigen Randbedingungen angeben.

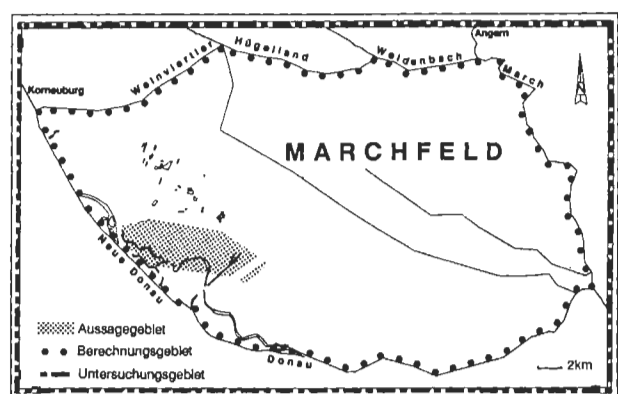


Abb. 6: Untersuchungs-, Berechnungs- und Aussagegebiet.

Fig. 6: Study area, modeled area and the area of detailed evaluation.

Das **Berechnungsgebiet**, der zu modellierende Bereich, wird nach Möglichkeit so gewählt, daß sein Rand durch einfach zu beschaffende Daten hoher Genauigkeit beschrieben werden kann. Im vorliegenden Fall können Pegelmessungen von Donau, Neuer

Donau, March und Weidenbach verwendet werden. Als nördliche Berandung wurde die Abdachung des Weinviertler Hügellandes gewählt, da aus anderen Untersuchungen Informationen über Randbedingungen auf dieser Grenze übernommen werden konnten. Das Berechnungsgebiet umfaßt das gesamte Marchfeld mit einer Fläche von ca. 1000 km<sup>2</sup>, während das Aussagegebiet nur ca. 15km<sup>2</sup> groß ist (vgl. Abb. 6). Der ausreichend groß gewählte Abstand zwischen Aussagegebiet und Modellrand bietet bei der Berechnung den Vorteil, daß die Modellränder und die zu untersuchenden Vorgänge weitgehend voneinander unbeeinflusst bleiben.

Oft werden aber aus einem noch größeren Bereich als dem Berechnungsgebiet, dem **Untersuchungsgebiet**, Daten benötigt, um die Randbedingungen festzulegen. Im gegenständlichen Fall erfolgte die Einbeziehung von Pegelmessungen der außerhalb des Modellgebietes liegenden Meßstellen Angern und Korneuburg (vgl. Abb. 6) in die Datensammlung.

Für das Berechnungsgebiet „Marchfeld“ wurde im Rahmen dieser Arbeit ein Strömungsmodell erstellt, das als Basis für das lokale Stofftransportmodell „Obere Lobau“ diente.

### 3.2. Datenerhebung

Eine erste, qualitative Vorstellung vom zu modellierenden Natursystem erfolgt durch Auswertung vorhandenen Datenmaterials. Die für eine Modellierung notwendigen Naturdaten konnten aus Plänen, Studien, Gutachten, Schriftstücken und nach Auswertung von Meßdaten folgender Stellen gewonnen werden: Magistratsabteilungen der Stadt Wien, Donaukraftwerke AG, Niederösterreichische Landesregierung, Träger größerer Bauvorhaben und Zivilingenieurbüros.

Die große wasserwirtschaftliche Bedeutung des Marchfeldes führte dazu, daß eine Vielzahl von Untersuchungen im Rahmen unterschiedlicher wasserwirtschaftlicher Projekte (Donauhochwasserschutz, Donauausbau, Marchfeldkanalsystem) durchgeführt wurde. In deren Folge kam es auch zur Erstellung von Grundwassermodellen. Der umfangreichste Datenstock für das Untersuchungsgebiet liegt dem von der Errichtungsgesellschaft Marchfeldkanal (= EM) in Auftrag gegebenen instationären Grundwassermodell „Marchfeld“ zugrunde (SIMULTEC, 1989). Dieses Datenmaterial wurde für den niederösterreichischen Bereich des Marchfeldes in Form von Karten in das im Rahmen dieser Arbeit zu erstellende Modell integriert. Eine erhebliche Erleichterung ergab sich ferner dadurch, daß das Grundwassermodell der SIMULTEC eine Orientierungshilfe bei der Wahl der Gebietsbegrenzung bot und die Randbedingung auf den Nordrand übernommen werden konnte.

Die aus den verschiedenen Quellen stammenden

Informationen wurden gesammelt, vorsortiert und in die EDV überführt. Aus Kostengründen war eine zusätzliche Datenerhebung ausgeschlossen. Messungen zur Erfassung der Austauschströmungen zwischen den Oberflächengewässern der Oberen Lobau und dem Grundwasser, Tracerversuche, Flow-Meter-Messungen und schichtspezifische Bor-Beprobungen würden die Kenntnis über das System ergänzen.

### 3.3. Geographie

Das Berechnungsgebiet „Marchfeld“ bildet den südlichen Teil des Nördlichen Wiener Beckens (Abb. 7). Diese Ebene mit einer Gesamtfläche von ca. 1000km<sup>2</sup> ist zum überwiegenden Teil niederösterreichisches Landesgebiet. 196km<sup>2</sup> entfallen auf die beiden Wiener Stadtbezirke Floridsdorf (Wien 21) und Donaustadt (Wien 22). Das Gebiet der Bor-kontaminierten Zone in der Oberen Lobau liegt im 22. Wiener Gemeindebezirk.

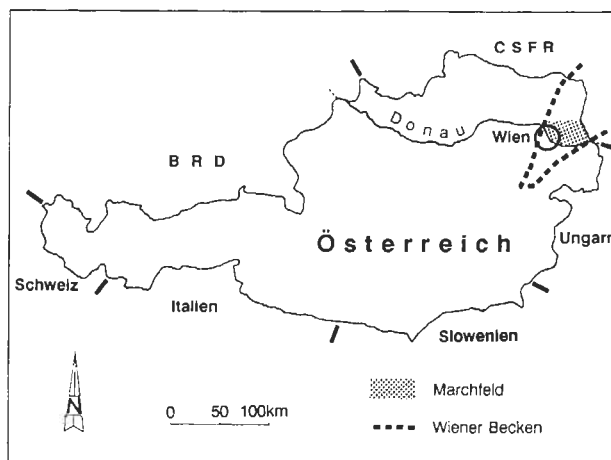


Abb. 7: Die Lage des Marchfeldes innerhalb Österreichs.

Fig. 7: Location of the "Marchfeld" in Austria.

Die Begrenzung des Marchfeldes (Abb. 8) folgt von Südwest nach Nordost dem Verlauf von Oberflächengewässern (Neue Donau, Donau, March, Weidenbach) und orientiert sich im Norden und Nordwesten am Abfall von Geländestufen (Weinviertler Hügelland und Bisamberg).

Die beiden größten Marchfeldebäche sind Rußbach und Stempfelbach.

Die Oberflächenausbildung des Marchfeldes ist durch mehrere Schotterterrassen morphologisch gegliedert: Hochterrasse, Niederterrasse und der Bereich der rezenten Mäander (Abb. 8).

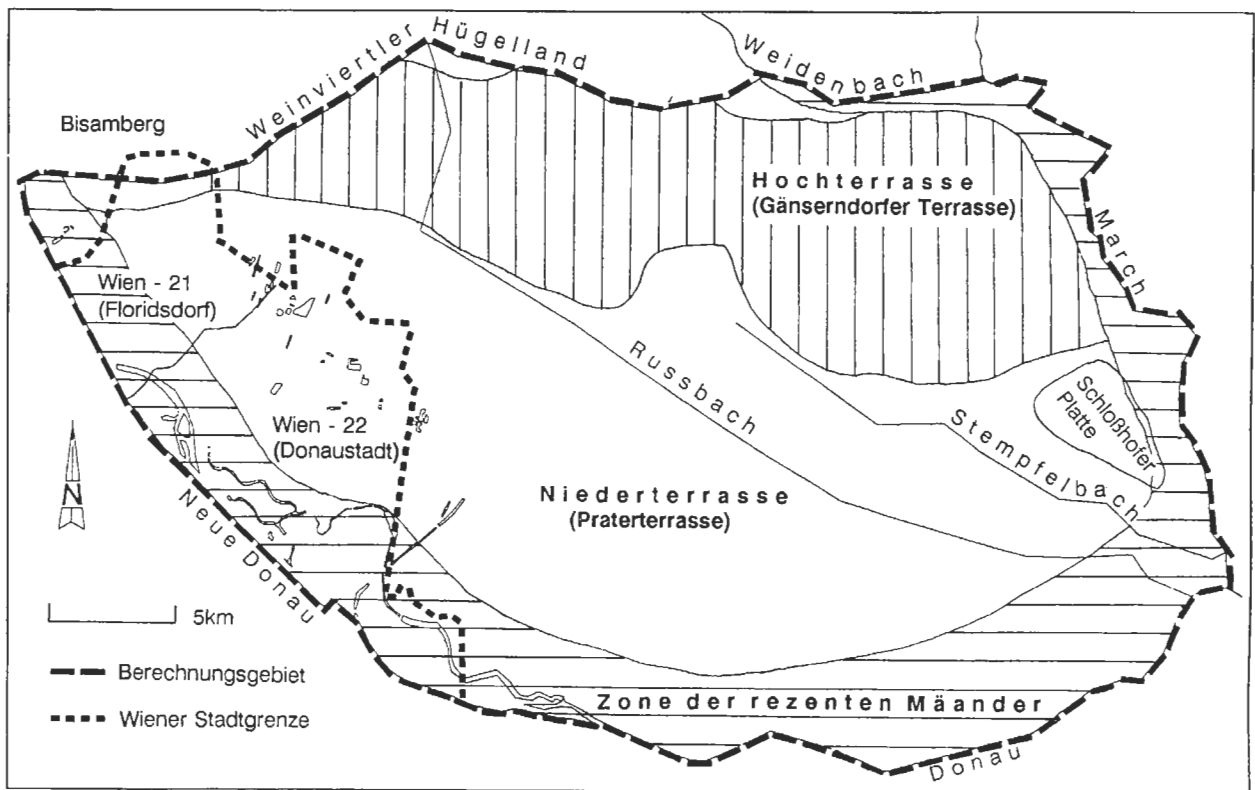


Abb. 8: Geographie und Geologie des Berechnungsgebietes (umgezeichnet nach: Geologische Bundesanstalt, 1984).  
 Fig. 8: Geography and Geology at the modeled area.

### 3.4. Hydrogeologie

Das Untersuchungsgebiet gehört zu jenem Teil des Alpen-Karpatenbogens, der im Bereich des Wiener Beckens im Jungtertiär an mehreren tektonischen Linien eingebrochen ist. In das sich langsam absenkende Inneralpine Becken erfolgte eine syntektonische, mehrere Kilometer mächtige tertiäre Sedimentation. Diese Schichten stellen im Untersuchungsgebiet „Marchfeld“ den Grundwasserstauer dar. Im Quartär kam es zu einer geringmächtigen Akkumulation (durchschnittlich 10m, maximal 80m) grundwasserleitender Schichten.

In Kenntnis des granulometrischen und mineralogischen Aufbaus von Grundwasserleiter und Grundwasserstauer kann eine Einschätzung der Sorptionsfähigkeit des Untergrundes bzgl. Bor abgeleitet werden (vgl. 3.7.4.).

#### 3.4.1. Grundwasserstauer

Die Staueroberrante – in Richtung Osten abfallend – wird im Untersuchungsgebiet von neogenen Feinkornsedimenten, vor allem von Tonmergeln, sandigen Schluffen und tonig-schluffigen Feinsanden gebildet.

Die neogene Abfolge wird infolge zunehmenden fluviatilen Einflusses immer grobklastischer. Die Schlußentwicklung im Pannon besteht aus Sanden

mit Kieseinschlaltung. Diese grundwasserführenden Schichten geringer Mächtigkeit sind aber quantitativ vernachlässigbar. Aus diesem Grund wurde von SCHUCH (1977) die Bezeichnung **relativer Stauer** eingeführt. Sedimente mit einer Durchlässigkeit ( $k_f$ -Wert) von  $< 1 \cdot 10^{-4} \text{m/s}$  werden bereits zur Grundwasserohle gezählt, so daß (fein)sandig ausgebildetes Tertiär als grundwasserleitender Sedimentkörper unberücksichtigt bleibt.

Die Staueroberranten-Morphologie im Untersuchungsgebiet ist durch Aderklaaer, Glinzendorfer und Lasseer Wanne geprägt (Abb. 23). Die Entstehung der Wannen ist an pleistozäne Tektonik gebunden. Ihre Längsachsen verlaufen parallel den SW-NE streichenden Brüchen im Untergrund (FRIEDL, 1930).

##### 3.4.1.1. Granulometrischer Aufbau

Im Zuge des Ausbaus der U-Bahnlinie 6 in Wien 20 war die Möglichkeit gegeben, **ungestörte** Proben von Stauermaterial für sedimentpetrographische Untersuchungen aus Bohrungen zu gewinnen.

Der Stauer dieses rechtsufrigen Donaubereiches ist mit dem des (linksufrigen) Berechnungsgebietes vergleichbar.

Die Probenahme des bindigen Materials erfolgte durch den Bohrmeister mittels Seilschlagbohrung

und anschließender Paraffin-Ummantelung. Zur granulometrischen Analyse erfolgte die Ermittlung der Korngrößen-Verteilung durch Naßsiebung. Die nach den Empfehlungen der ÖNORM B3120 festgelegte Probenmenge wurde gemäß DIN 18123 in Kornklassen bis zur Korngröße  $> 0,032\text{mm}$  aufgeteilt. Die Bestimmung des Silt- und Tonanteils wurde unter Verwendung eines Sedigraphen bis zu einer Korngröße von  $0,0001\text{mm}$  ermittelt. Für die Ausarbeitung der Sieb- und Sedigraphdaten wurde das Korngrößenanalyseprogramm „KONAN“ (KOLESAR, 1989) verwendet. Die nomenklatorische Einordnung der Proben erfolgte nach MÜLLER (1964), die Angabe der Sortierung nach FOLK u. WARD (1957) und eine Abschätzung der Durchlässigkeit aus der Kornsummenkurve nach BEYER (1964).

Die untersuchten Proben sind petrographisch als toniger bis stark toniger Silt einzuordnen. Ihre Sortierung ist schlecht bis sehr schlecht. Die graphische Darstellung der Korngemengenteile einer repräsentativen Probe ist in Abbildung 9 in Form von Kornsummenkurve und Histogramm wiedergegeben.

#### 3.4.1.2. Mineralogischer Aufbau

Die mineralogische Zusammensetzung der bindigen Proben wurde durch Röntgendiffraktionsuntersuchungen qualitativ und anschließend semiquantitativ (Genauigkeit  $\pm 5\%$ ) anhand eines modifizierten Verfahrens nach SCHULTZ (1964) bestimmt. Die semiquantitative röntgenographische Phasenanalyse erfordert für die Bestimmung von Tonmineralen und sie begleitende Nicht-Schichtsilikate eine Untersuchung an texturfreien und texturierten Präparaten.

Aus den Diffraktogrammen ist ersichtlich, daß die untersuchten Proben mineralogisch einheitlich aufgebaut sind. Aus der Gruppe der Schichtsilikate konnten Hellglimmer, Chlorit und Smektit identifiziert werden. Ihre Begleiter sind Quarz, Karbonat und Feldspat (vgl. Abb. 9).

Zusammenfassend läßt sich der anteilmäßige Aufbau wie folgt beschreiben: Das beprobte Stauermaterial besteht knapp zur Hälfte aus Schichtsilikaten, zu ca. einem Drittel aus Quarz; der restliche Anteil wird von Karbonat und Feldspat gebildet. Unter den Schichtsilikaten dominiert die Hellglimmer-Gruppe; untergeordnet sind Chlorit und Smektit vorhanden.

#### 3.4.2. Grundwasserleiter

Die quartären Grobkornsedimente, sandige Kiese und Sandkiese mit  $k_f$ -Werten von  $> 1 \cdot 10^{-4}\text{m/s}$  bilden mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 10m den Hauptgrundwasserleiter des Marchfeldes. Im Bereich der drei tertiären „Wannen“ erreicht die quartäre Schotterfüllung eine Mächtigkeit zwischen 30 und 80m (Abb. 23).

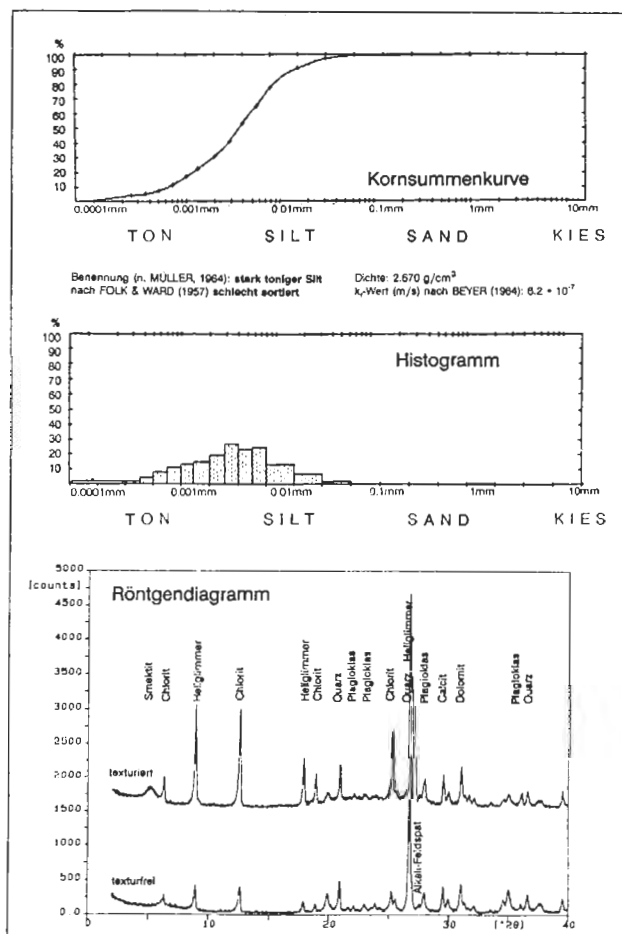


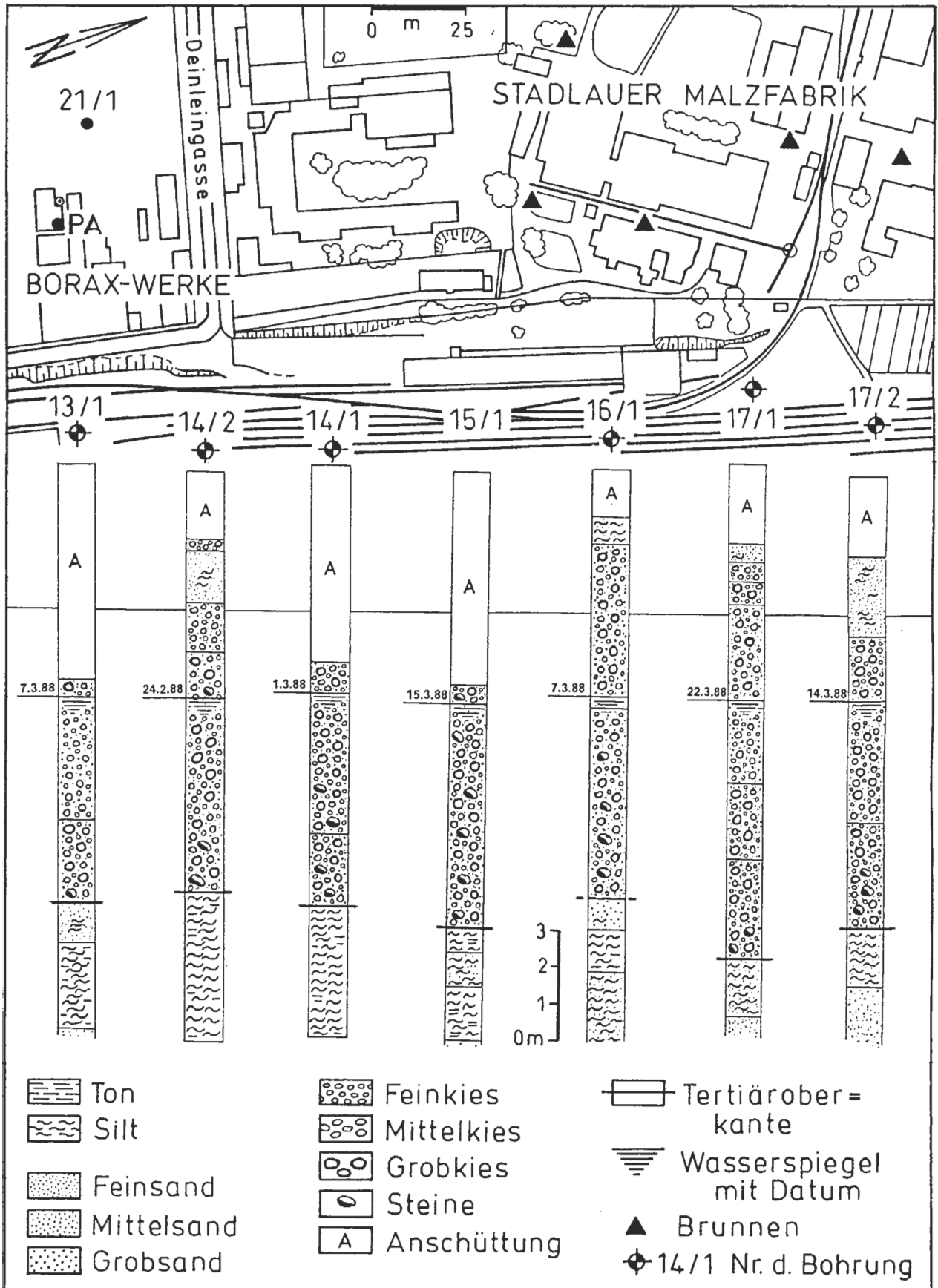
Abb. 9: Kornsummenkurve, Histogramm und Röntgendiagramm einer Probe, die im Rahmen von Bohrungen für die U6-Nord gewonnen wurde. Bohrloch-Nr. 6538, Durchlaufstraße – Handelskai, Entnahmetiefe 19,00–19,25m.

Fig. 9: Cumulative frequency curve, histogram and XRD-plot from a sample of the groundwater bottom.

Die quartären, fluvio-glazialen Sedimente lassen sich gemäß ihrem Bildungsmilieu in Nieder- und Hochterrassen-Ablagerungen einteilen (Abb. 8).

Die Sedimentation der Hochterrasse (Gänslerndorfer- und Seyringer Terrasse) erfolgte durch die Donau im Pleistozän (Riß). Der tertiäre Untergrund wurde durch die fluviatilen Vorgänge bis auf das heutige Niveau erodiert. Die Basis der quartären Ablagerungen zeichnet sich durch das Vorhandensein von „Driftblöcken“ aus. Eine *braided-river*-Akkumulation unter einer raschen Verlagerung der Flußarme führte durch eine hohe Sedimentationsrate zu einer Ablagerung von schlecht sortierten, sandreichen, groben Kiesen mit eingeschalteten Sandlinsen und sandarmen Kiesschichten.

Verwitterungserscheinungen in Interglazialzeiten führen häufig zu bräunlich bis rotverfärbten Schottern durch Eisen- und Manganumkrustungen.



Schließlich wurde die Donau zu einem stark mäandrierenden Fluß, der die Sedimente bereichsweise bis zur Schotterbasis aufarbeitete. Seine Ablagerungen aus Kiesen und Sanden mit Einschaltungen von Auesand und Auelehm bilden die Niederterrasse (Praterterrasse, Abb. 8).

Es folgen die würmeiszeitlich angelegten, aber vor allem alluvialen Ablagerungen der Donau in der Zone der rezenten Mäander (Abb. 8) (FINK, 1978). Erst durch die Donauregulierung von 1870 kam es zu einer Beendigung der Mäanderbildung und dadurch zu einer Begrenzung des Überschwemmungsgebietes.

### 3.4.2.1. Granulometrischer Aufbau

Ein geologischer Schnitt des Aquifers im Aussagegebiet (daraus Ausschnitt in Abb. 10) konnte aus Bohrprofilen angefertigt werden, die im Zuge der Projektierung der Autobahn A23 (Südosttangente Wien, Abschnitt Kaisermühlen-Hirschstetten) 1988 im Auftrag der Wiener Bundesstraßen AG erstellt wurden. Die Bohrung 13/1 schließt den Aquifer in nur ca. 30m östlicher Entfernung von den ehemaligen Borax-Werken auf.

In den zugehörigen bodenphysikalischen Untersuchungen wurde das Aquifermaterial aller Bohrungen als sandiger Kies bzw. Kies bestimmt.

Aus zwei Kiesgruben im Untersuchungsgebiet, die den quartären Kieskörper aufschließen, erfolgte eine Probenahme für granulometrische Untersuchungen. Aus der die Praterterrasse aufschließenden Kiesgrube der Firma READYMIX in Breitenlee wurden 9 Kiesproben als Schürflinge genommen. Eine Beprobung von rotem Schotter der Gänserndorfer Terrasse (Probe Nr. 10) erfolgte in der Grube der Firma GERENCER in Markgrafneusiedl. Pro Einzelprobe wurden zwischen 30 und 50kg Sediment (ÖNORM B3120) untersucht. Die granulometrische Analyse zur Erfassung der statistischen Parameter und zur nomenklatorischen Einordnung erfolgte für Tone und Silte unter Verwendung eines Sedigraphen, für Sande und Kiese durch Naßsiebung.

Der Verlauf der Kornsummenkurven der beprobten Sedimente (äußerst bzw. sehr schlecht sortierte Sandkiese und sandige Kiese) ist sehr ähnlich. Charakteristisch für diese Sedimente ist ein Korngrößenminimum im Grobsandbereich, das genetisch auf fluviale Umlagerungsvorgänge zurückgeht (Abb. 11).

Abb. 10: (Links:) Geologischer Schnitt des Aquifers südlich der ehemaligen Borax-Werke.

Fig. 10: (Left:) Geological profil of the aquifer south of the former borax mill.

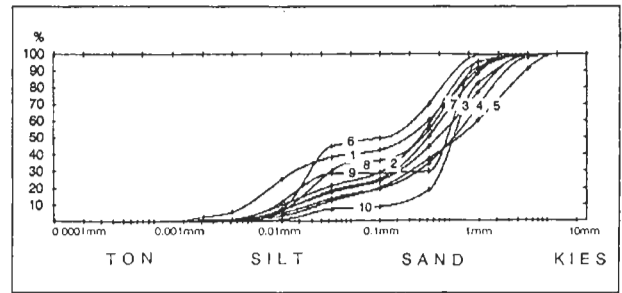


Abb. 11: Kornsummenkurven von 10 Schürfproben des quartären Kieskörpers.

Fig. 11: Cumulative frequency curves from samples of the alluvial aquifer.

### 3.4.2.2. Mineralogischer Aufbau

Der Anteil der **Tonfraktion** (Fraktion < 0.002mm Korndurchmesser) an der Gesamtfraktion liegt bei den 10 beprobten Kiesen unter 1 Gew.%. Die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion wurde mittels Röntgendiffraktometrie qualitativ bestimmt und der Anteil der einzelnen Phasen anschließend größenordnungsmäßig nach der Methode von SCHULTZ (1964) berechnet.

*Praterterrassen-Sedimente:* Karbonate dominieren in der Tonfraktion der Nicht-Schichtsilikate. Daneben treten Quarz (ca. 10%) und Plagioklas (ca. 3%) auf. Alkali-Feldspat ist nur in Spuren anzutreffen. Die mineralogische Zusammensetzung der Schichtsilikate, die die Tonfraktion zur Hälfte bis zu einem Drittel aufbauen, umfaßt vor allem Phasen der Hellglimmergruppe (durchschnittlich 70%) und der Chloritgruppe (durchschnittlich 20%). Ca. 10% des Schichtsilikatanteils bestehen aus Kaolinit und Smektit.

Der durch die CBD-Methode (ELLIOTT, 1986) in Lösung gebrachte Eisengehalt der Tonfraktion wurde mittels Atomabsorptionsanalyse bestimmt und liegt bei den Proben im Bereich von nur wenigen Prozent.

*Hochterrassen-Sediment:* Die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion dieser Probe ist monotoner als die der jüngeren Terrassen-Sedimente. Die leicht verwitterbaren Anteile fehlen. Der semiquantitativ im Zuge der Röntgendiffraktionsanalyse bestimmte Goethit-Gehalt ist sehr hoch (30 Vol%).

Der **Silt-, Sand- und Grobkorn-Anteil** des quartären Schotterkörpers besteht zum überwiegenden Teil aus Quarz. Je nach Alter der Donauterrasse und Lage innerhalb des Terrassenkörpers variiert der Gehalt der im Gegensatz zu Quarz leichter verwitterbaren Karbonat-, Kristallin- und Sandstein-Schotter (STERL, 1987).

### 3.4.3. Verteilung der Durchlässigkeit

Im Bereich der rezenten Donaumäander liegen die höchsten Werte der Durchlässigkeit ( $k_f$ -Werte) im geschlossenen, quartären Kieskörper des Marchfeldes vor, während in den nördlichen Grenzbereichen die niedrigsten Werte vorherrschen. Die geringen  $k_f$ -Werte in diesem Gebiet sind im wesentlichen auf die verstärkte Einschwemmung von Feinkornsedimenten als Folge der Abrasion des Nord-Hangbereiches zurückzuführen (SCHUCH, 1977) (vgl. Abb. 24).

## 3.5. Hydrologie

### 3.5.1. Oberflächengewässer

#### 3.5.1.1. Donau und Neue Donau

Die Donau stellt das dominante Fließgewässer im Untersuchungsgebiet dar und bildet die West- und Südgrenze des Berechnungsgebietes, im linksufrigen Wiener Stadtbereich in Form ihres Hochwasser-Entlastungsgerinnes, der Neuen Donau (Abb. xx). Aufgrund der Donauhochwässer von 1965 und 1966 begannen 1972 die Bauarbeiten für den Hochwasserschutz. Im linksufrigen Überschwemmungsgebiet wurde parallel zur Donau ein ca. 150m breiter Streifen ausgehoben. Das anfallende Aushubmaterial wurde zwischen dem Donauebett und der Neuen Donau zu einer hochwasserfreien Insel, der Donauinsel, aufgeschüttet (Abb. 12).

#### 3.5.1.2. Altarmsystem der Lobau

Die Wasserläufe der **Oberen Lobau** sind vom direkten Einfluß durch Donau bzw. Neue Donau abgeschnitten (Abb. 12). Außerdem erfahren schwankende Grundwasserstände im Augebiet eine Dämpfung durch die drainierende Wirkung der Augewässer (GRUPPE WASSER, 1991; SIMULTEC, 1991).

Die Altarme sind ferner durch künstliche Schwellen in unterschiedlich ausgespiegelte Becken geteilt. Wirksame Sohlriegel des im Aussagegebiet liegenden Mühlwassers zeigt Abbildung 13a. Ein hydrologischer Längenschnitt durch diesen Altarm ist in Abbildung 13b wiedergegeben.

Die Wasserläufe der **Unteren Lobau** stehen im Gegensatz zu denen der Oberen Lobau in direktem Einfluß der Donau. An mehreren Stellen sind Schwellen vorhanden, die das Eintreten des Wassers ins Altarmsystem kontrollieren.

#### 3.5.1.3. March, Marchfeldbäche, Weidenbach und Baggerseen

Die March stellt den Ostrand des Untersuchungsgebietes dar, der Weidenbach die Nordostgrenze.

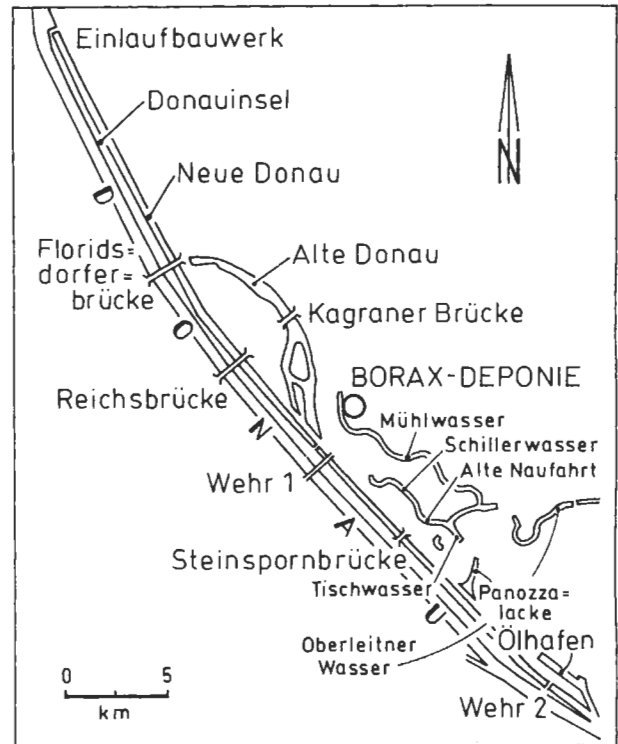


Abb. 12: Die Donau und das Hochwasser-Entlastungsgerinne Neue Donau.

Fig. 12: Danube and Danube flood relief channel "New Danube".

Die Marchfeldbäche (die größten Gerinne sind Rußbach und Stempfelbach) bleiben in diesem Modell unberücksichtigt, da sie keine Relevanz für das Aussagegebiet besitzen. Alle Baggerseen wurden als in vollem Kontakt mit dem Grundwasser angesehen.

### 3.5.2. Grundwasser

Das hydraulische Geschehen im ungespannten, quartären, geschlossenen Grundwasserleiter des Marchfeldes wird von der Donau dominiert. Im einzelnen ist es maßgeblich gekennzeichnet durch: In- und Exfiltrationen an den Rändern und im Inneren des Systems; eine West-Ost verlaufende Hauptströmungsrichtung; ein durchschnittliches Gefälle von 0,4‰; zwei Stauhaltungen im Wiener Stadtbereich; ein hohes Maß an Grundwasserentnahmen im Bereich Wiens; eine durchschnittliche Grundwassermächtigkeit von 10m, mittlere Abstandsgeschwindigkeiten von 1-2m pro Tag.

Die Daten der Grundwasserstandsmessungen in Wien 21 und 22 wurden von der MA 45 zur Verfügung gestellt. Für den an das Aussagegebiet anschließenden niederösterreichischen Bereich lagen Meßdatenprotokolle der NÖ-Landesregierung vor und für den Rest des Marchfeldes wurden die Auswertungen der EM in Kartenform verwendet.

Entlang den beiden Stauhaltungen der Neuen Do-



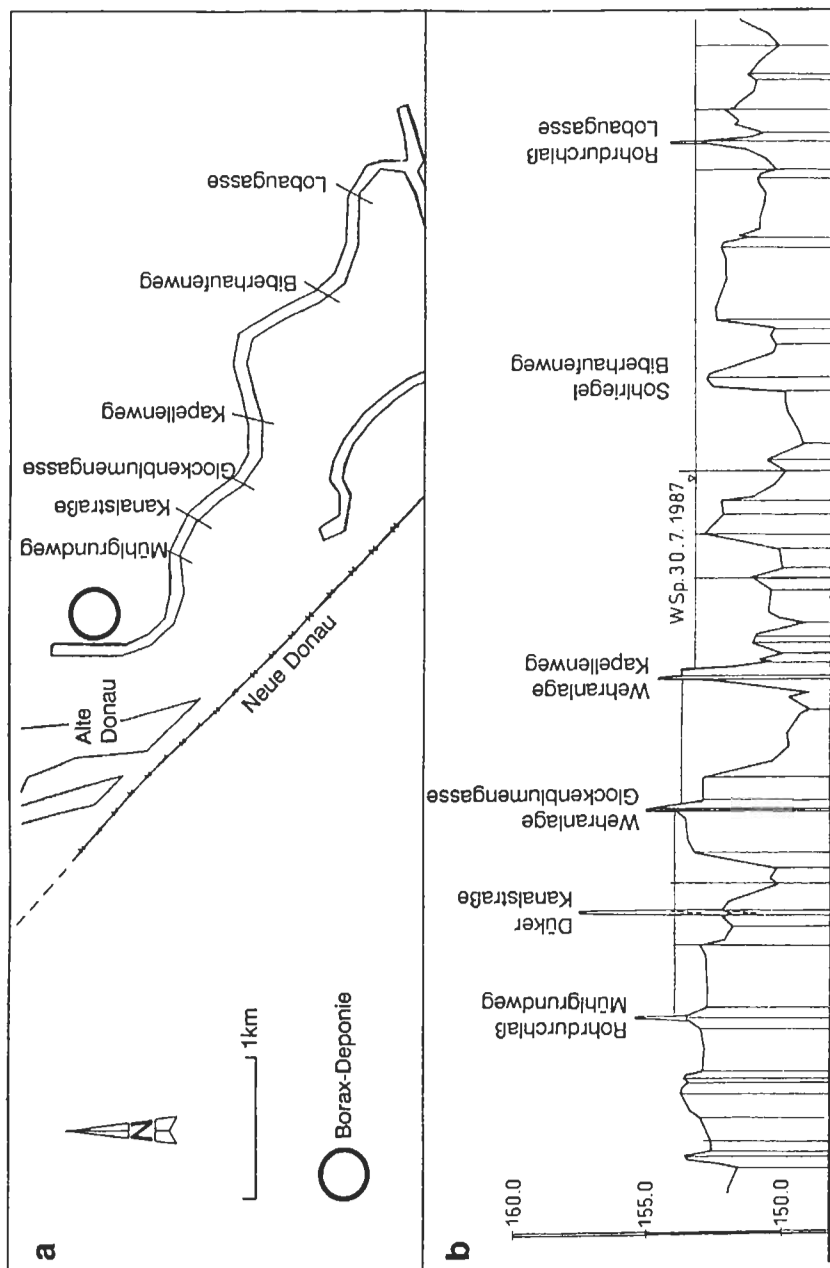


Abb. 13: Das Altarmsystem der Oberen Lobau.

Fig. 13: Ox-bow lakes of the Danube in the Upper Lobau area.

nau sind spezifische Grundwasser-Zu- und Abstrombereiche ausgebildet.

Die **Infiltrationen** in das am linken Donauufer liegende Wiener Stadtgebiet erfolgen zum überwiegenden Teil aber aus den beiden Stauhaltungen, einerseits aus dem Bereich Strom-km 1935 bis Wehr 1 und andererseits aus dem Bereich Panozzalacke bis Wehr 2.

Ein geringer Teil der Zuflußmenge erreicht das Untersuchungsgebiet über den Südhang des Bisamberges und über den Abfall des Weinviertler Hügellandes.

Die Infiltrationsmenge aus der Neuen Donau, die in den Grundwasserkörper im Bereich der Alten Donau eingespeist wird, fließt anschließend von der Alten Donau einerseits nach Osten, andererseits in den Bereich des Mühlwassers, wobei das linke, südliche Ufer der Alten Donau infolge starker Kolmation nur einen geringen Zustrom zuläßt. So kommt es zu einem starken Gefälle der Grundwasserpotentialfläche zwischen südlicher Alter Donau und dem Hinterland, in dem das Aussagegebiet „Bor-kontaminierter Bereich“ liegt.

Die **Exfiltrationsbereiche** der Neuen Donau be-

finden sich unterhalb der Bauwerke *Einlaufbauwerk, Wehr 1* und *Wehr 2*. In der unteren Stauhaltung entsteht durch den Aufstau am Wehr 2 im Bereich zwischen Neuer Donau und *Ölhafen Lobau*, dessen Wasserstände Donau-dominiert sind, ein starkes Gefälle zum Ölhafen hin. Dadurch, daß der Ölhafen stark entwässernd wirkt, erreicht dieser Aufstaubeereich nicht das Ausmaß des Aufstaus am Wehr 1.

Der Donauabschnitt von der Mündung des Ölhafens bis zur Einmündung der March ist bei mittleren Wasserständen durch Infiltration bis zur Höhe *Orth* gekennzeichnet. Anschließend erfolgt ein Ausströmen von Grundwasser in die Donau.

Die March besitzt Vorflutwirkung bis auf eine kurze Infiltrationsstrecke im Bereich *Baumgarten-Marchegg*.

Der Weidenbach, ein Gerinne niedriger Wasserführung und geringen Wasseraustausches mit dem Grundwasser-Körper, fließt parallel zum generellen Grundwasserabstrom (ZAK, 1988).

### 3.5.2.1. Absenktendenz des Grundwasserspiegels

Neben saisonalen Grundwasserschwankungen im Marchfeld durch landwirtschaftliche Entnahmen (vor allem im Juli und August) ist eine kontinuierliche Absenktendenz seit ca. 100 Jahren zu beobachten. In den letzten 40 Jahren sank der Grundwasserspiegel im Mittel um 5cm/a. Seit 1985 bildet sich eine leichte Gegentendenz heraus, indem hohe Neubildungsraten in niederschlagsreicheren Jahren und geringe landwirtschaftliche Entnahmen zu einer Aufspiegelung führten.

Die Absenktendenz des Grundwassers im Marchfeld ist durch folgende Einflußfaktoren bedingt: Die Grundwasserentnahmen liegen häufig über der Grundwasserneubildungsrate; Sohlintiefung der Donau seit ihrer Regulierung in der Größenordnung von 1m; Versiegelung durch Bebauung; Ausräumen der Landschaft.

### 3.5.3. Grundwasserneubildung aus Niederschlag

Das Marchfeld zählt zu den niederschlagsärmsten Gebieten Österreichs. Im Durchschnitt beträgt die mittlere Niederschlagshöhe 580mm/a ( $\pm 50$ mm).

Die Grundwasserneubildungsrate ist der Anteil des Niederschlages, der über den Boden in das Grundwasser eintritt. Ihre Bestimmung setzt die Kenntnis klimatischer, bodenphysikalischer und vegetationsrelevanter Parameter voraus. Nach Untersuchungen der Errichtungsgesellschaft Marchfeldkanal für den Zeitraum 1974 bis 1987 versickern im Marchfeld je nach Klimageschehen zwischen 0 und 25% des Niederschlages. Als Mittelwert ergeben sich 9,5%

(GUGGISBERG, 1990), was 51 mm/a Neubildung entspricht.

## 3.6. Wasserwirtschaft

Grundwasserentnahmen dienen für den Haus- und Wirtschaftsbedarf, für Beregnungszwecke in der Landwirtschaft sowie in Erwerbsgärtnereien und als Brauchwasser für Industrie und Gewerbe.

Gemäß den Nutzungsansprüchen werden die Grundwasserentnahmen im niederösterreichischen Bereich des Marchfeldes vor allem zur künstlichen Beregnung verwendet, während in Wien 21 und 22 die Entnahmen für Industrie und Gewerbe den größten Teil am Wasserbedarf ausmachen.

Hausbrunnen sind bewilligungsfreie Anlagen. Den Landwirtschaftsbetrieben ist die Erfassung ihrer Entnahmemengen nicht vorgeschrieben. Der Verbrauch von Grundwasser für industrielle Zwecke wird zwar oft über Wasserzähler gemessen, aber diese Daten sind kaum zugänglich.

Da keine Aufzeichnungen über *tatsächliche*, sondern bestenfalls nur über *konsentierete* Grundwasser-Entnahmemengen zur Verfügung stehen und zudem verschiedene Nutzungsarten unterschiedliche Nutzungsgrade der Konsenswassermengen aufweisen, müssen Abschätzungen getroffen werden.

Nach GUGGISBERG (1990) werden im Mittel ca. 53% der Grundwasserneubildung aus Niederschlag zur künstlichen Beregnung verwendet.

Grundwasserentnahmen für Industrie und Gewerbe haben nur im Wiener Stadtbereich des Marchfeldes Bedeutung. Im NÖ-Bereich des Marchfeldes gibt es lediglich zwei Großunternehmen, die Fa. UNIFROST in Großenzersdorf und die Fa. SUGANA (Leopoldsdorfer Zuckerfabrik), die zusammen ca. 90% der Industrieentnahmen ausmachen.

Die Trinkwasserversorgung des Marchfeldes erfolgt einerseits durch zentrale Versorgung über das öffentliche Leitungsnetz, andererseits durch dezentrale Einzelversorgungsanlagen.

Das 1979 fertiggestellte Grundwasserwerk *Markethäufel* ist die zentrale Versorgungsanlage im Aussagegebiet. Sie dient allerdings nur zur Spitzenabdeckung der Wiener Wasserversorgung, die in der Regel durch Zuleitung von Hochquellwasser erfolgt.

Speziell in Wien-Donaustadt dominieren wasserrechtlich nicht bewilligungspflichtige Einzelversorgungsanlagen. Von der Bor-Kontamination des Grundwassers waren ca. 1000 dieser Hausbrunnen betroffen.

Das bedeutendste Grundwasserwerk im 22. Bezirk liegt in der Unteren Lobau (außerhalb des Aussagegebietes; vgl. Abb. 35) und fördert aus fünf Brunnen Uferfiltrat der Donau.

### 3.7. Schematisierung des Natursystems „Marchfeld“

Der Aufbau eines Natursystems, der durch ein Modellsystem nachgebildet werden soll, muß zuerst vereinfacht werden, bevor er mathematisch beschrieben werden kann. Die Schematisierung des zu modellierenden Grundwassersystems orientiert sich an der formulierten Aufgabenstellung und soll der Verfügbarkeit der benötigten Parameter gerecht werden. Die Eingabedaten selbst liegen aber oft nur näherungsweise in Form von Zusammenfassungen, Mittel- und Integralwertbildungen vor.

Aufgrund der für zulässig erklärten Vereinfachungen erfolgt dann die Auswahl des geeigneten Gleichungssystems.

Im Hinblick auf die unter 1.2. formulierten Fragen läßt sich das zu modellierende Grundwassersystem wie folgt beschreiben: freier Grundwasserspiegel; zweidimensionale, horizontal-ebene (2Dh) Grundwasserströmung; stationäre Verhältnisse; inhomogener, isotroper Aquifer.

Die Stofftransportrechnung vereinfacht sich dadurch, daß beim zu untersuchenden Schadensfall nur ein relevanter Stoff mit bekanntem Reaktionsverhalten ins Grundwasser gelangte.

#### 3.7.1. Zweidimensionale, horizontal-ebene Betrachtungsweise

Bei der Nachbildung der gemessenen Grundwasser-Kontamination mit Bor durch ein Modell stehen Aussagen über das **Fernfeld** der Quelle, basierend auf den **regionalen** Strömungsverhältnissen, im Vordergrund. Für die Berechnung eines solch großräumigen Strömungs- und Transportmodells ergibt sich bei einem Aquifer mit größerer lateraler als vertikaler Ausdehnung und einem geringen Gefälle (Annahmen von DUPUIT) eine wichtige Vereinfachung durch die Bildung von **gemittelten** Strömungsverhältnissen. Die allgemeine, dreidimensionale Differentialgleichung wird integriert und die lokalen Aquiferparameter *Durchlässigkeit* und (bei instationärer Berechnung) *spezifischer Speicherkoeffizient* durch integrale Kenngrößen wie *Transmissivität* und *Speicherkoeffizient* ersetzt. Nur die horizontale Grundwasserbewegung wird nachgebildet. In diesem Fall ist eine explizierte Kenntnis der vertikalen Ausdehnung des Systems zur Berechnung nicht notwendig (DVWK, 1985).

Auch bei der Beschreibung von regionalen Ausbreitungsvorgängen von gelösten Stoffen im Grundwasser ist eine zweidimensionale, tiefenintegrierte Betrachtungsweise zulässig. Bei geringmächtigen Aquiferen und hinreichend großem Abstand von der Quelle (das 10-15fache der Grundwasser-Mächtigkeit) ist ein Wasserinhaltsstoff nahezu über die ge-

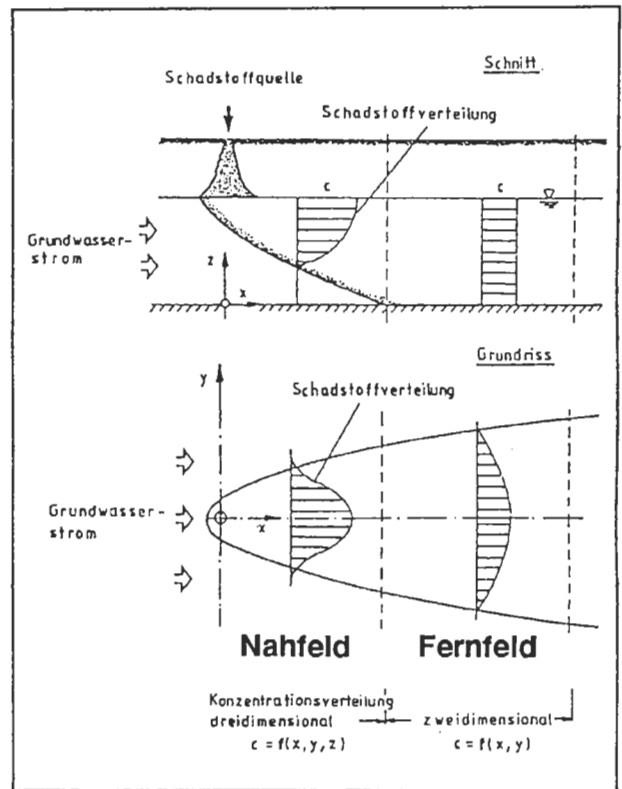


Abb. 14: Schadstoffausbreitung im „Nah“- und „Fernfeld“ einer Schadstoffquelle (BOOCHS u. MULL, 1990).

Fig. 14: Spreading of groundwater pollution far off and near zone of the contaminat source.

samte Tiefe des Grundwasserleiters verteilt (Abb. 14).

Eine vertikale Verteilung der Konzentration im Fernfeld einer Quelle wird im Aussagegebiet „Bor-kontaminierter Bereich“ auch durch eine relativ hohe Beeinflussungsdichte konkurrierender Entnahmen verursacht.

#### 3.7.2. Stationäre Betrachtungsweise

Bei der Berechnung einer stationären Grundwasserströmung wird von einem mittleren, quasistationären Geschwindigkeitsfeld ausgegangen. Kleinräumige und kurzfristige Schwankungen von Grundwasserständen und Strömungsrichtungen werden als nur wenig relevant angesehen. Nur unmerkliche, zeitliche Veränderungen im Strömungsfeld des Aussagegebietes „Bor-kontaminierter Bereich“ lassen die Verwendung eines **stationären** Grundwassermodells als gerechtfertigt erscheinen:

1. Im Aussagegebiet gibt es nur geringfügigen Unterschiede der Strömungsrichtung zwischen mittleren bis hohen und niedrigen Grundwasserständen.

2. Zum einen wirken die Infiltrationsbereiche der Altarme der Lobau dämpfend auf die Ausbreitung des Grundwassers im Hinterland, zum anderen ergeben sich durch den gleichbleibenden Einfluß der Alten Donau relativ stabile Verhältnisse im Aussagegebiet. Die Grundwasser-Ganglinien charakteristischer Meßstellen des Aussagegebietes weisen relativ geringe Amplituden auf.
3. Das Aussagegebiet „Bor-kontaminierter Bereich“ lag vor und nach dem Bau der Neuen Donau im Abflußbereich der Alten Donau, deren Wirkung auf das Hinterland durch eine starke Kolmatierung gemindert ist. Die Grundwasser-Verhältnisse im Aussagegebiet vor und nach dem Bau der Neuen Donau unterscheiden sich nur wenig.

**3.7.3. Zusammenfassung von Gebieten gleicher Neubildungsrate**

Um den Inhomogenitäten des Marchfeldes bzgl. Neubildungsrate, Grundwasserbewirtschaftung und Hydrogeologie Rechnung zu tragen, wurde von der EM eine Unterteilung des Gesamtgebietes in neun hydrogeologisch einheitliche Bereiche (Abb. 15) vorgenommen (SIMULTEC, 1989; vgl. auch DREHER et al., 1985).

Diese sektorale Einteilung des Marchfeldes wurde in die vorliegende Arbeit für die Angaben der Grundwasserneubildung aus Niederschlag übernommen.

Folgende Bereiche werden unterschieden: donau-naher Bereich, marchnaher Bereich, Wien-21, Wien-22, Seyringer Terrasse (und Übergangsbereich zur Gänserndorfer Terrasse), Gänserndorfer Terrasse, zentrales Marchfeld, südöstliches und nordöstliches Marchfeld (Abb. 15).

**3.7.4. Bor als Tracer**

Eine wesentliche Vereinfachung der Stofftransportrechnung ergibt sich, wenn der zu betrachtende Wasserinhaltsstoff als *Tracer* vorliegt. Ein *Tracer* ist ein konservativer, hydrodynamisch inaktiver Stoff.

**A. Im Fernfeld der Deponie kann Bor als hydrodynamisch neutral betrachtet werden.** Hydrodynamisch inaktive Stoffe bewirken keine merkliche Änderung von Dichte und Viskosität des Grundwassers. Für die Modellbildung bedeutet dies eine Vereinfachung, denn Strömung und Stofftransport können unabhängig voneinander behandelt werden. Im „*Fernfeld*“ der Deponie – hierauf beschränkt sich in diesem Fall die Modellbildung kann Bor als in geringer und damit auch inaktiver Konzentration vorliegend betrachtet werden.

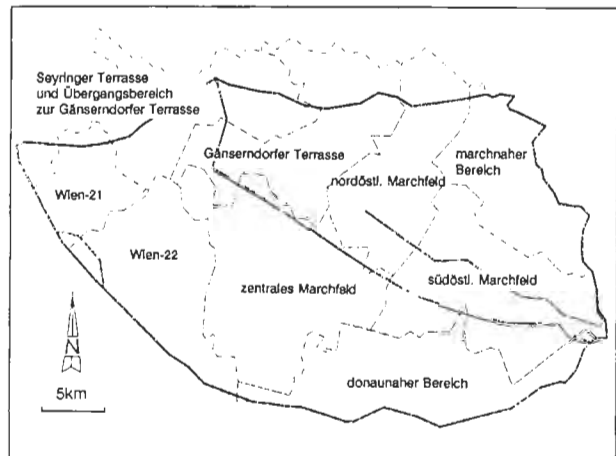


Abb. 15: Einteilung des Marchfeldes in hydrogeologisch einheitliche Bereiche (SIMULTEC, 1989).

Fig. 15: Classification of the "Marchfeld" in areas of similar hydrogeological properties.

**B. Bor ist ein konservativer Wasserinhaltsstoff.** Konservative Stoffe erfahren während ihres Transportes keine Veränderung durch physikalische, chemische oder biologische Prozesse.

Der einzige, die Mobilität von Bor im Grundwasser limitierende Faktor könnte die *Sorption* darstellen. Sorption ist eine oberflächenabhängige, phasenübergreifende Wechselwirkung zwischen Ionen in der Porenlösung und Phasen hoher spezifischer Oberfläche wie Tonminerale, Hydroxide und org. Material im porösen Medium. Ihre Umkehrung wird als *Desorption* bezeichnet. Historisch bedingt erfolgt gemäß dem wirksamen Bindungsmechanismus eine Unterscheidung in *Physi-* und *Chemisorption*. (In der Theoretischen Chemie ist diese Unterscheidung aufgegeben worden.) Unter *Physisorption* versteht man Sorptionsvorgänge mit reinem Oberflächeneffekt. Sie werden als reversible Prozesse angenommen. Erfolgt hingegen eine Fixierung durch „chemische Bindung“ der gelösten Spezies an die feste Phase, *Chemisorption* genannt, ist der Prozeß irreversibel (WEDLER, 1979). Dadurch bewirken Sorptionsvorgänge eine temporäre Fixierung eines Wasserinhaltsstoffes an den porösen Untergrund oder eine vollständige Eliminierung aus dem Grundwasser.

Verlaufen Sorptionsvorgänge im Vergleich zur Strömung schnell, so stellt sich ein Gleichgewicht zwischen der im Wasser verteilten und der sorbierten Stoffmenge ein.

Die bestehenden Gleichgewichtsbedingungen lassen sich in definierten Systemen durch Sorptionsisothermen formulieren und gehen so in die mathematische Modellbeschreibung ein.

Die Sorptionsfähigkeit von für das Aussagegebiet repräsentativem Aquifermaterial bzgl. Bor wurde durch Säulenexperimente ermittelt. Diese Untersu-

chung erfolgte im Rahmen einer vorausgegangenen, die Bor-Kontamination in Wien betreffenden Arbeit (GRUPE, 1987).

Um die Wechselwirkung zwischen schadstoffhaltigem Wasser und Sediment im Labor zu simulieren, wurden Sorptions- und Desorptionsversuche durchgeführt. Nicht kontaminiertes, granulometrisch und mineralogisch bekanntes Probenmaterial wurde in speziell konzipierte Untersuchungsbehälter gefüllt, kompaktiert und mit Bor-haltigem Wasser beschickt. Anschließend erfolgte ein Desorptionsversuch mit Grundwasser bekannter Zusammensetzung. Zur Interpretation der Ergebnisse wurde die Konzentrationsänderung von Bor im Perkolat gemessen und in bezug zur Versuchsdauer gesetzt. Aus dem Vergleich der Laufzeitkurven von Sorption und Desorption wurde auf die Sorptionskapazität der Sedimente geschlossen.

Die Versuche ergaben, daß die den Aquifer von Wien-Donaustadt aufbauenden Kiese und Sandkiese keine Sorptionsfähigkeit bzgl. Borat besitzen. Die quantitativ untergeordnet im Grundwasserleiter enthaltenen sandigen Anteile zeigen geringfügige Wechselwirkung mit Borat. Der adsorptiv gebundene Borat-Komplex ist jedoch vollständig remobilisierbar. Diesem Effekt muß nicht zwangsläufig ein Sorptionsprozeß zugrunde liegen. Die molekulare Diffusion von Bor in den immobilen Porenwasseranteilen (dead-end-Poren) kann denselben Effekt hervorrufen (BAROVIC, 1979).

Eine zusammenfassende Beurteilung des Retardationsvermögens des Aquifers von Wien-Donaustadt bzgl. Bor aufgrund der Laborversuche ergibt folgendes:

**Sorptionsaktive Phasen wie Hydroxide und Tonminerale im Aquifer werden mengenmäßig als ohne Bedeutung angesehen.** Prinzipiell herrschen im vorliegenden System ungünstige pH-Bedingungen für die Boranreicherung in Tonmineralen, günstigere für eine Bor-Retardation durch Hydroxide. Eine Bor-Retardation im Untergrund durch Sorption von Bor an Tonminerale ist durch den geringen Gehalt der Tonfraktion (<0,002mm Korndurchmesser) in den untersuchten Kiesen und Sandkiesen eingeschränkt. Der Gehalt der Tonfraktion liegt zwischen 0,02 und 0,7% der Gesamtprobe. Dieser Anteil besteht ca. zur Hälfte aus Schichtsilikaten.

Die hohe Mobilität von Bor wurde durch das ungehinderte Passieren dieses Elementes durch die Langsamfiltration von Trinkwasseraufbereitungsanlagen bestätigt (PURBA, 1986; MÜLLER et al., 1990). Somit ist Bor ein für die modellhafte Betrachtung als Tracer gut geeigneter Wasserinhaltsstoff. Seine hydrodynamische Inaktivität im Fernfeld der Deponie erlaubt eine unabhängige Modellierung von Strömung und Konzentrationsfeld. Infolge seines konservativen Charakters können Reaktions-

terme unberücksichtigt bleiben.

Obwohl die Ergebnisse von Bor-Sorptionsversuchen an granulometrisch und mineralogisch bekanntem Aquifermaterial der Oberen Lobau Bor als Tracer ausweisen, läßt die Mineralogie von untersuchtem Stauermaterial infolge des hohen Hellglimmeranteils der Pelite eine Sorption von Bor an der Staueroberkante erwarten.

Die Höhe dieses Einflusses auf die Konzentrationsverteilung von Bor im Grundwasser ist aber nicht verifizierbar.

## 4. Mathematische Beschreibung des Natursystems

### 4.1. Transportmechanismen

Die Ausbreitung von Wasserinhaltsstoffen im gesättigten porösen Untergrund wird durch folgende Prozesse gesteuert: Advektion, Dispersion; Sorptions-/Desorptions-Prozesse; Lösungs- und Fällungsvorgänge, Mitfällung; chemische Reaktionen, Umwandlungen; mikrobieller Abbau; radioaktiver Zerfall.

Die Vorgänge führen zu einer Verdünnung, zu einer Verzögerung der Ausbreitung oder zu einer teilweisen oder vollständigen Eliminierung des Stoffes im Grundwasser. Welche Mechanismen im Einzelfall wirksam werden, hängt von der Art der Wasserinhaltsstoffe, vom Strömungsverhalten des Systems und vom geochemischen Aufbau des porösen Untergrundes ab.

Der Transport eines konservativen Wasserinhaltsstoffes (wie dem Borat-Komplex) wird lediglich durch die Phänomene **Advektion** und **Dispersion** bestimmt.

#### 4.1.1. Advektion

Unter advektivem Transport versteht man die Ausbreitung in Abhängigkeit von der Größe und der Richtung der Abstandsgeschwindigkeit  $v_a$

$$v_a = \frac{v_f}{n_f}$$

$v_a$  = Abstandsgeschwindigkeit [m/s]

$v_f$  = Filtergeschwindigkeit [m/s]

$n_f$  = durchflußwirksamer Hohlraumanteil [/]

ohne Veränderung der Kontur der Konzentrationsfront (Abb. 16).

#### 4.1.2. Hydrodynamische Dispersion

Ein Wasserinhaltsstoff breitet sich infolge Dispersion schneller aus als aufgrund der vorherrschenden Abstandsgeschwindigkeiten. Die Dispersion führt zu Vermischungs- und damit zu Verdünnungseffekten von Wasserinhaltsstoffen im Untergrund und umfaßt

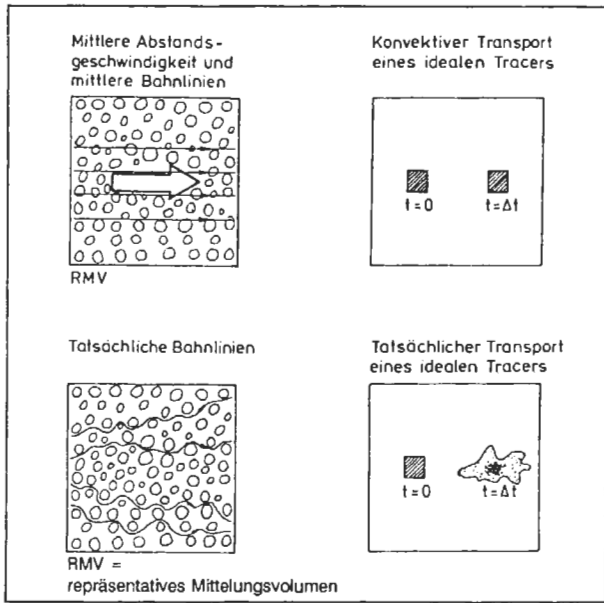


Abb. 16: Advektiver und dispersiver Transport eines idealen Tracers (KINZELBACH, 1987).

Fig. 16: Advective and dispersive transport of a tracer.

zwei konzentrationskontrollierende Parameter: **molekulare Diffusion** und **hydromechanische Dispersion**.

Die **molekulare Diffusion** stellt einen von der Strömung unabhängigen, physikalischen Ausgleichsprozess dar, in dessen Verlauf Wasserinhaltsstoffe infolge der Brown'schen Molekularbewegung von Orten höherer Konzentration zu solchen niedriger Konzentration gelangen, so daß ein Ausgleich des Konzentrationsgefälles in Richtung des negativen Gradienten erfolgt.

Dieser Effekt gewinnt nur dann als Transportmechanismus an Bedeutung, wenn die Fließgeschwindigkeiten gering sind oder sehr hohe Konzentrationsgradienten vorliegen, wie es im „Nahfeld“ einer Infiltration möglich ist. Die mathematische Beschreibung der Diffusion erfolgt durch das **1. Fick'sche Gesetz**:

$$j_{Dif} = D_{Dif} \nabla C$$

mit:  $\nabla \left[ \frac{\delta}{\delta x}, \frac{\delta}{\delta y} \right]$

- $j_{Dif}$  = diffusiver Massenfluß
- $D_{Dif}$  = Tensor der Diffusion [m<sup>2</sup>/s]
- $C$  = Konzentration [mg/l].

Mit der **hydromechanischen Dispersion** werden die Abweichungen von tatsächlichen gegenüber mittleren Bahnlinien (Abb. 17) erfaßt.

Ursachen der Variabilität der Transportgeschwindigkeit von Wasserinhaltsstoffen im Grundwasser sind

1. im kleinmaßstäblichen Bereich (= Mikrodispersion

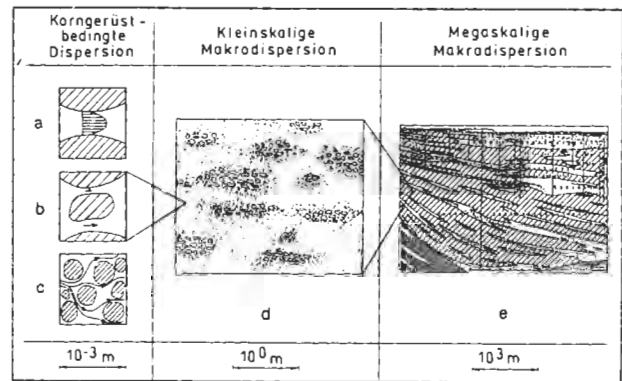


Abb. 17: Ursachen der Variabilität der Transportgeschwindigkeit auf unterschiedlichen räumlichen Skalenebenen (KINZELBACH, 1987).

Fig. 17: Causes for variation of solute transport on different spatial scales.

= korngerüstbedingte Dispersion; von **textuellen** Eigenschaften des Sediments bestimmt):

- unterschiedliche Geschwindigkeiten innerhalb einer Pore (Abb. 17a),
- unterschiedliche Geschwindigkeiten infolge von ungleichförmiger Porengrößenverteilung (Abb. 17b),
- unterschiedliche Weglängen (Abb. 17c)

und 2. im großmaßstäblichen Bereich (= Makrodispersion, von **strukturellen** Eigenschaften des Sediments bestimmt):

- Durchlässigkeitheterogenitäten des geologischen Milieus (Abb. 17 d und 17 e).

Die Dispersionseffekte werden durch einen Koeffizienten beschrieben, der sich aus einem aquiferabhängigen Anteil, der Dispersivität  $\alpha$ , und der mittleren Fließgeschwindigkeit des Grundwasserstromes zusammensetzt.

Nach BEAR (1972) steigt der Dispersionskoeffizient  $D$  annähernd linear mit der Abstandsgeschwindigkeit  $v_a$  an:

$$D_L \approx \alpha_L |v_a|; \quad D_T \approx \alpha_T |v_a| \quad [m^2/s]$$

$D_L$  bezeichnet dabei den longitudinalen (in Strömungsrichtung) und  $D_T$  den transversalen Dispersionskoeffizienten (quer zur Strömungsrichtung). Die Dispersivitäten  $\alpha_L$  und  $\alpha_T$  haben die Dimension einer Länge. In der Regel ist  $\alpha_L$  um eine Größenordnung höher als  $\alpha_T$ . Nach KLOTZ

(1973) steigt die Dispersivität  $\alpha$  mit wachsender Korngröße, mit abnehmendem Rundungsgrad der Kornform, mit abnehmender Porosität und mit wachsendem Ungleichförmigkeitsgrad. Großmaßstäblich wirken sich die Textureigenschaften der Sedimente wie z.B. wechselnde Durchlässigkeiten entlang des Fließweges, Schichtauskeilen und die Lage geologischer Schichtflächen in bezug auf die Fließrichtung dispersionsfördernd aus (BEHRENS, 1982, SCHRÖTER, 1984).

Die übliche Annäherung zur mathematischen Beschreibung der hydromechanischen Dispersion beinhaltet die mittlere Fließgeschwindigkeit (Abstandsgeschwindigkeit) und den Zusatz eines Dispersionsterms, dem analog der Diffusion, das 1. Fick'sche Gesetz zugrunde liegt:

$$\mathbf{j}_{Dis} = \mathbf{D}_{Dis} \nabla C$$

mit:  $\nabla \left[ \frac{\delta}{\delta x}, \frac{\delta}{\delta y} \right]$

$\mathbf{j}_{Dis}$  = dispersiver Massenfluß

$\mathbf{D}_{Dis}$  = Tensor der hydromechanischen Dispersion [ $\text{m}^2/\text{s}$ ]

$c$  = Konzentration [ $\text{mg}/\text{l}$ ]

Die Makrodispersion ist maßstabsabhängig. Daher wird  $\alpha_L$  häufig als Funktion des Fließweges angegeben (Abb. 18).

SCHRÖTER (1983) gibt als Erwartungswert für  $\alpha_L$  1/10 des zurückgelegten Fließweges an. Nach DVWK (1985) beträgt  $\alpha_L$  1/20 bis 1/100 der durchflossenen Wegstrecke.  $\alpha_L$  steigt mit der Entfernung von der Quelle so lange, bis die Struktureigenschaften des Sediments als statistisch homogen verteilt betrachtet werden können,  $\alpha_L$  konstant wird und sich einem Grenzwert der Dispersion (dem Taylor Limit) nähert. GELHAR & AXNESS (1981) geben an, daß das Taylor Limit erst nach 100ten von Metern Abstand von der Quelle erreicht ist. Dies bedeutet, daß die Beschreibung der Dispersion durch das Fick'sche Gesetz bei langen Betrachtungszeiträumen und bei großen Abständen von der Quelle zulässig ist und die Advektion Dispersions-Gleichung (vgl. 4.3.) angewendet werden kann.

## 4.2. Strömungsgleichung

Zur quantitativen Erfassung der Grundwasserströmung müssen die unter 4.1. qualitativ beschriebenen Zusammenhänge mathematisch formuliert werden.

Durch Kopplung des empirisch gefundenen Gesetzes von DARCY:

$$\mathbf{v}_f = \mathbf{K} \nabla h$$

und der Kontinuitätsbedingung:

$$\nabla \mathbf{v}_f = -S \frac{\delta h}{\delta t} + q$$

ergibt sich die Differentialgleichung der gesättigten Grundwasserströmung:

$$S \frac{\delta h}{\delta t} - q = \nabla [\mathbf{K} \nabla h]$$

Aus der unter 3.1. für die zu behandelnde Aufgabenstellung formulierten Zulässigkeit der Dupuit'schen Näherung für die Betrachtung großflächiger Grundwasserströmungen ergibt sich die horizontal ebene, zweidimensionale Strömungsgleichung nach Integration über die Mächtigkeit:

$$S \frac{\delta h}{\delta t} - q(x, y, t) = \frac{\delta}{\delta x} (T_{xx} \frac{\delta h}{\delta x}) + \frac{\delta}{\delta y} (T_{yy} \frac{\delta h}{\delta y})$$

Betrachtet man wie in diesem Modell ein stationäres Problem der Grundwasserströmung, so entfällt die Änderung des in der Zeit gespeicherten Volumens.

Nach Einsetzen von:

$$S \frac{\delta h}{\delta t} = 0$$

in obige Gleichung folgt:

$$0 = \frac{\delta}{\delta x} (T_{xx} \frac{\delta h}{\delta x} \delta x) + \frac{\delta}{\delta y} (T_{yy} \frac{\delta h}{\delta y}) + (x, y, t)$$

Die Lösung dieser Gleichung erfordert die Vorgabe der unter 5.5. formulierten Randbedingungen.

$$\nabla \left[ \frac{\delta}{\delta x}, \frac{\delta}{\delta y} \right]$$

$\mathbf{v}_f$  = Vektor der Filtergeschwindigkeit [ $\text{m}/\text{s}$ ]

$\mathbf{K}$  = Tensor der Durchlässigkeit [ $\text{m}/\text{s}$ ]

$h$  = Standrohrspiegelhöhe [ $\text{m}$ ]

$S$  = Speicherkoeffizient [ $/$ ]

$q$  = Quellen und Senken [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]

$t$  = Zeit [ $\text{s}$ ]

$x, y$  = Ortskoordinaten

$T_{xx}, T_{yy}$  Hauptkomponenten des Transmissivitätstensors

## 4.3. Transportgleichung

Die aufgrund der Strömungsgleichung berechneten Geschwindigkeiten werden bei der Lösung der Transportgleichung als bekannt vorausgesetzt. Das Geschwindigkeitsfeld stellt somit den sensitivsten und damit wichtigsten Eingabeparameter für das Stofftransportmodell dar.

Die Transportgleichung ist eine Massenbilanzgleichung: Der Eintrag eines Stoffes setzt sich aus advektivem und dispersivem Zufluß und dem Eintrag aus Quellen zusammen.

Ein Stoffverlust erfolgt an Senken (Brunnen) und infolge von physikalischen, chemischen oder biologischen Reaktionen. Für Tracer entfällt der Term der

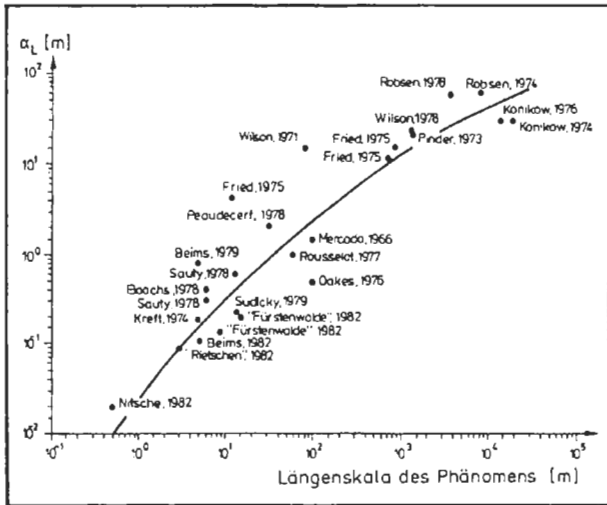


Abb. 18: Longitudinale Dispersivität in Abhängigkeit von der Fließstrecke. Zusammenstellung von veröffentlichten Feldtracerversuchen (BEIMS, 1983).

Fig. 18: Scale dependence of longitudinal dispersivity.

Reaktionen. Der Transport beschränkt sich auf Advektion und Dispersion.

Die Advektion beschreibt den Transport des Stoffes durch die Bewegung der Strömung:

$$j_{Kon} = v_a C$$

Die Dispersion beschreibt den von der Advektion abweichenden Transport:

$$j_{Dis} = -D \nabla C$$

Durch Einsetzen in die Kontinuitätsgleichung für den Massenfluß:

$$\frac{\delta c}{\delta t} = \nabla (j_{Ad} + j_{Dis}) + qc$$

ergibt sich die **Advektion-Dispersions-Gleichung**:

$$\frac{\delta c}{\delta t} = \nabla [D \nabla C] - \nabla (v_a C) + qc$$

mit:  $\nabla \left[ \frac{\delta}{\delta x}, \frac{\delta}{\delta y} \right]$

D = Tensor der Dispersion [m<sup>2</sup>/s]

c = Konzentration [mg/l]

ċ = Konzentrationsquelle [mg/l]

t = Zeit [s]

q = Flüssigkeitsquelle [m<sup>3</sup>/s]

v<sub>a</sub> = Vektor der Abstandsgeschwindigkeit [m/s]

j = Massenfluß

j<sub>Ad</sub> = advektiver Massenfluß

j<sub>Dis</sub> = dispersiver Massenfluß.

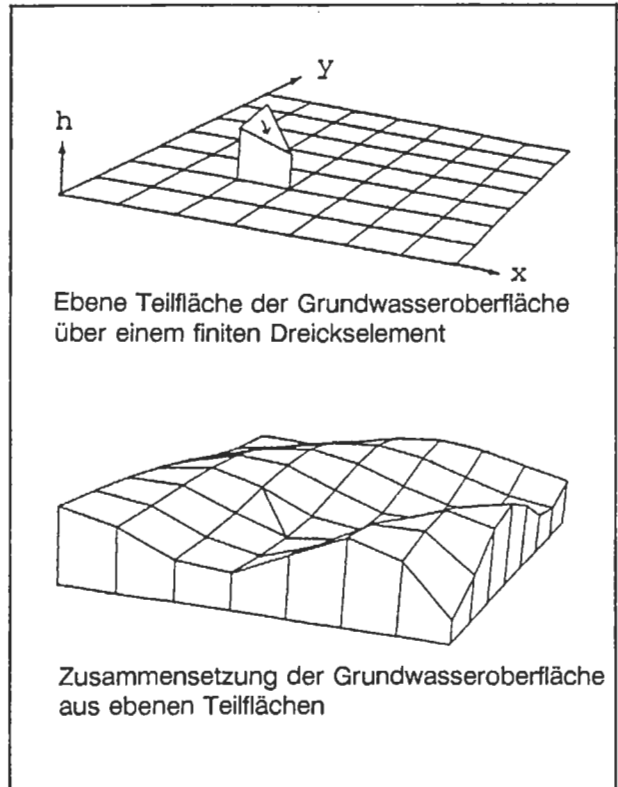


Abb. 19: Nachbildung einer stetigen Fläche durch Finite Elemente (SCHMID, 1991).

Fig. 19: Simulation of a potential surface using Finite Elements.

Die Lösung dieser Gleichung erfolgt im vorliegenden Modell unter Vorgabe des Quellterms der Stofftransportrechnung q̇ (vgl. 5.4.).

### 4.4. Berechnungsverfahren

#### 4.4.1. Methode der Finiten Elemente

Die mathematisch numerischen Verfahren lösen die unter 4.2. und 4.3. beschriebenen Gleichungen näherungsweise. Der exakte, kontinuierliche Verlauf der gesuchten Größe wird auf diskrete Werte an den Knoten reduziert und elementweise durch meist lineare Ansatzfunktionen approximiert.

Bei der Berechnung mit Hilfe der Finiten Elemente (FE) wird das Modellgebiet in viereckige und dreieckige Teilbereiche, die finiten Elemente (Abb. 19), zerlegt (diskretisiert).

#### 4.4.2. Das Programmsystem SICK 100

SICK 100 ist ein an der Ruhr-Universität Bochum von der interdisziplinären Arbeitsgruppe *Grundwassermodelle* (beteiligte Bereiche: Bauingenieurwesen, Geowissenschaften und Mathematik) entwickeltes Programmsystem (SCHMID et al., 1991).



An der Fakultät für Bauingenieurwesen, Lehrstuhl „Theorie der Tragwerke und Simulationstechnik“ (Prof. SCHMID) war für einen Zeitraum von acht Monaten die Möglichkeit gegeben, dieses Programmsystem zu verwenden. Es standen Workstations (APOLLO workstation DN 10000 und DN4500 mit 24MB Kernspeicher) und Software mit schnellen Gleichungslösern zur Verfügung, so daß ein Primärdatenumfang von mehr als 100MB und die Modellierung eines derart großen Gebietes wie dem Marchfeld mit vertretbarem Zeitaufwand bewältigt werden konnte.

SICK 100 ist ein dreistufiges System (Modellerstellung; Eichung und Berechnung; Darstellung der Ergebnisse), das in den Sprachen FORTRAN 77 und C geschrieben ist. Als Graphiksoftware werden *Calcomp* und *GKS* verwendet.

#### 4.4.3. Diskretisierung in diesem Modell

Die Gestaltung des Netzes erfolgt unter Berücksichtigung der gewünschten Auflösung bzw. Genauigkeitsanforderung und der Rechnerkapazität. Das Finite-Elemente-Netz kann flexibel den äußeren und inneren Rändern des Berechnungsgebietes angepaßt werden.

Punktförmige Informationen, wie z.B. Entnahmen werden durch Knoten, linienförmige, meist geographische Informationen, werden durch Elementkanten abgebildet.

Die Unterteilung des Berechnungsgebietes „Marchfeld“ in Finite Elemente (Abb. 20) orientiert sich an folgenden Strukturen des Modellgebietes: **Randstrukturen** (z.B. Donau); **innere Ränder** (z.B. Alte Donau); **geomorphologische Strukturen** (z.B. Rand des Weinviertler Hügellandes); **ausgewählte Meßstellen** für Standrohrspiegelhöhen und Borkonzentrationen; **Entnahmen und Versickerungen**; **Teilbereiche mit unterschiedlichen Eingangsparametern** (z.B. Flächen gleicher Grundwasserneubildung oder Zonen gleichen  $k_f$ -Wertes).

Nach Übernahme ausgewählter Strukturdatensätze erfolgte eine automatische Netzgenerierung vom Modellrand ausgehend ins Gebietsinnere.

Die Maschenweite des Netzes muß dort am geringsten sein, wo der Gradient der zu berechnenden Größe die maximale Änderung aufweist. Dies ist in der Nähe von Brunnen (starke Variation der Standrohrspiegelhöhen) und im Deponie-Nahbereich (hohes Konzentrationsgefälle) zu erwarten.

Um zu einer erhöhten Auflösung im Nahfeld der Deponie zu gelangen, erfolgte in diesem Gebiet eine fünffache automatische Netzverfeinerung bis zu einer Reduktion der Elementlänge auf ca. 2m (Abb. 21).

Da der Gradient der Grundwasseroberfläche in Brunnennähe am größten ist, wurde eine adaptive

Netzverfeinerung um Brunnen mit Entnahmen von mehr als 100 000m<sup>3</sup>/a in einem Radius von 200m durchgeführt (Abb. 22).

Das FE-Netz sollte gleichmäßig gestuft sein und keine langen, schmalen Elemente enthalten, die z.B. aus der Lage engbenachbarter Quellen oder Senken entstehen. Aus diesem Grund wurden Brunnenfelder durch einen in ihrem Schwerpunkt platzierten Knoten berücksichtigt, an dem die Gesamtmenge des Brunnenfeldes angesetzt wurde.

Der Aquifer des Berechnungsgebietes „Marchfeld“ wird durch ca. 8500 Elemente repräsentiert. Das Netz ist gleichmäßig und weit gestuft von ca. 2m im Deponie-Nahbereich bis zu 1000m in nicht aussage-relevanten Gebieten (Abb. 20).

Die unter 5. angeführten Eingabedaten und Parameter wurden dem Netz als Attribut – element- oder knotenspezifisch – zugewiesen.

## 5. Modell-Eingabedaten und -Parameter

Zur numerischen Lösung der Differentialgleichung für Grundwasserströmung und Stofftransport müssen Modell-Eingabedaten (beobachtbare Variablen) und Modell-Parameter (nicht beobachtbare Variablen) aus folgenden vier Datengruppen vorliegen:

**1. Geometrische Daten:** Die obere Abgrenzung des Modellgebietes entspricht der Grundwasser-Potentialfläche. Der untere Rand stellt die Stauer-oberkante dar. Aus der Differenz beider ergibt sich die Grundwassermächtigkeit. Die seitliche Berandung orientiert sich oft an geographischen Grenzen wie z.B. Vorflutern.

**2. Kenngrößen des Grundwasserleiters:** Im gegenständlichen Modell werden die Durchlässigkeit ( $k_f$ -Wert), der durchflußwirksame Hohlraumanteil ( $n_f$ ) und die Werte der Dispersivität ( $\alpha_L$  und  $\alpha_T$ ) als Kenngrößen benötigt.

**3. Quellen und Senken:** Hierzu zählen alle natürlichen oder künstlichen Entnahmen und Infiltrationen innerhalb des Berechnungsgebietes.

**4. Anfangs- und Randbedingungen:** Anfangsbedingungen müssen bei instationärer Berechnung der Grundwasserströmung angegeben werden. In diesem Modell erfolgte aber eine stationäre Strömungsmodellierung. Bei den Randbedingungen werden gemäß Tabelle 1 drei Arten der Vorgabe unterschieden.

Eine wesentliche Voraussetzung dafür, ob ein numerisches Modell erfolgreich für die Simulation eines natürlichen Systemverhaltens verwendet werden kann, ist die Vorgabe von Naturdaten in ausreichender Dichte.

Da es schwierig ist, alle für das Modell erforderlichen Daten mit hoher Genauigkeit und in ausreichender Anzahl bereitzustellen, müssen Schätzungen

Tabelle 1: Arten der Randbedingungen für die Berechnung der Grundwasserströmung.

Table 1: Types of boundary conditions for groundwater modelling.

Art der Randbedingung	Randbedingung 1. Art = DIRICHLET'sche RB = Potentialrand	Randbedingung 2. Art = NEUMANN'sche RB = Zu- oder Abstromrand	Randbedingung 3. Art = CAUCHY'sche RB = halbdurchlässige Zone
Vorgabe	Standrohrspiegelhöhen (h) Standrohrspiegelhöhe $h = \text{const}$	Mengen (Q) $Q = \text{const}$	Funktion aus Menge und $Q = f(h)$
Beispiel	- Vorfluter Wasserspiegel bleibt unbeeinflusst durch die Grundwasserströmung - Rand in großer Entfernung vom Aussagegebiet (Rand, an dem das Grundwasserpotential keine wesentl. Beeinflussung durch die Grundwasserströmung im Innern erfährt)	- Wasserscheide ( $Q = 0$ ) - Rand entlang einer Stromlinie ( $Q = 0$ )	- Leakage - kolmatisierte Schicht bei Oberflächengewässern

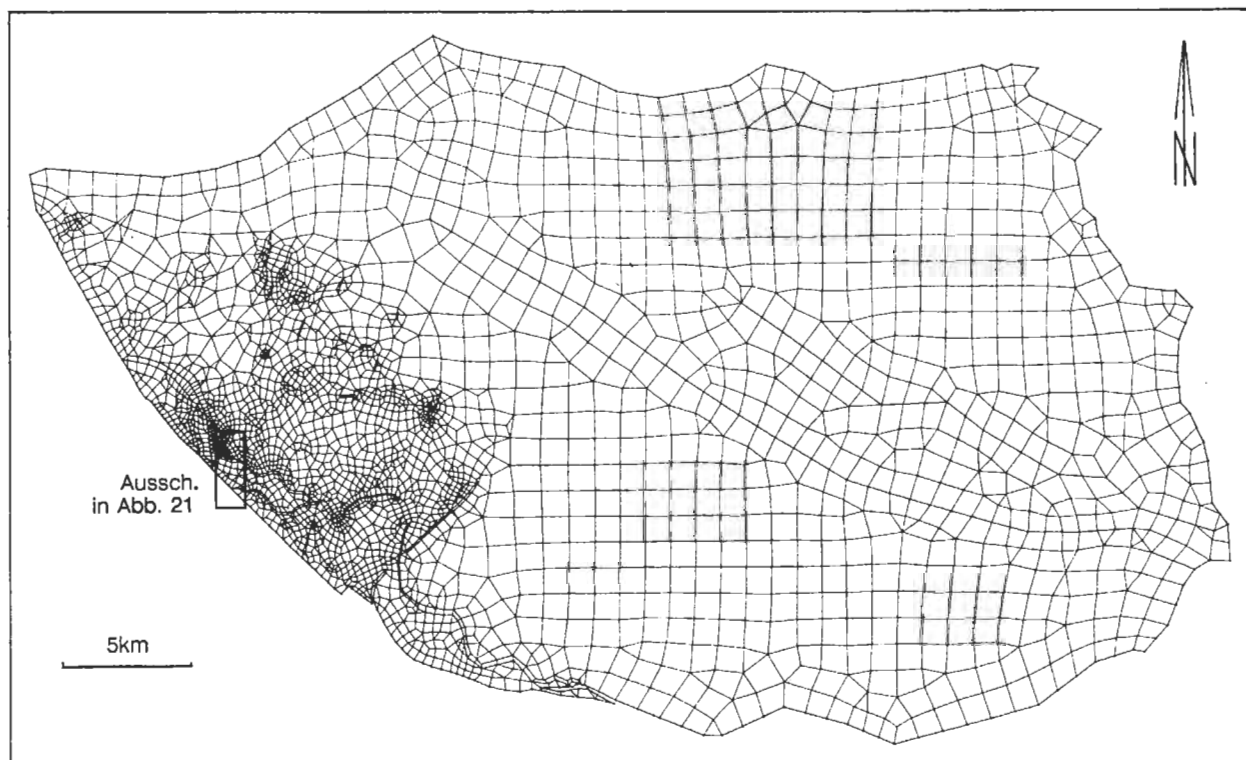


Abb. 20: Finite-Elemente-Netz des Berechnungsgebietes „Marchfeld“.

Fig. 20: Finite Element grid of the modeled area "Marchfeld".

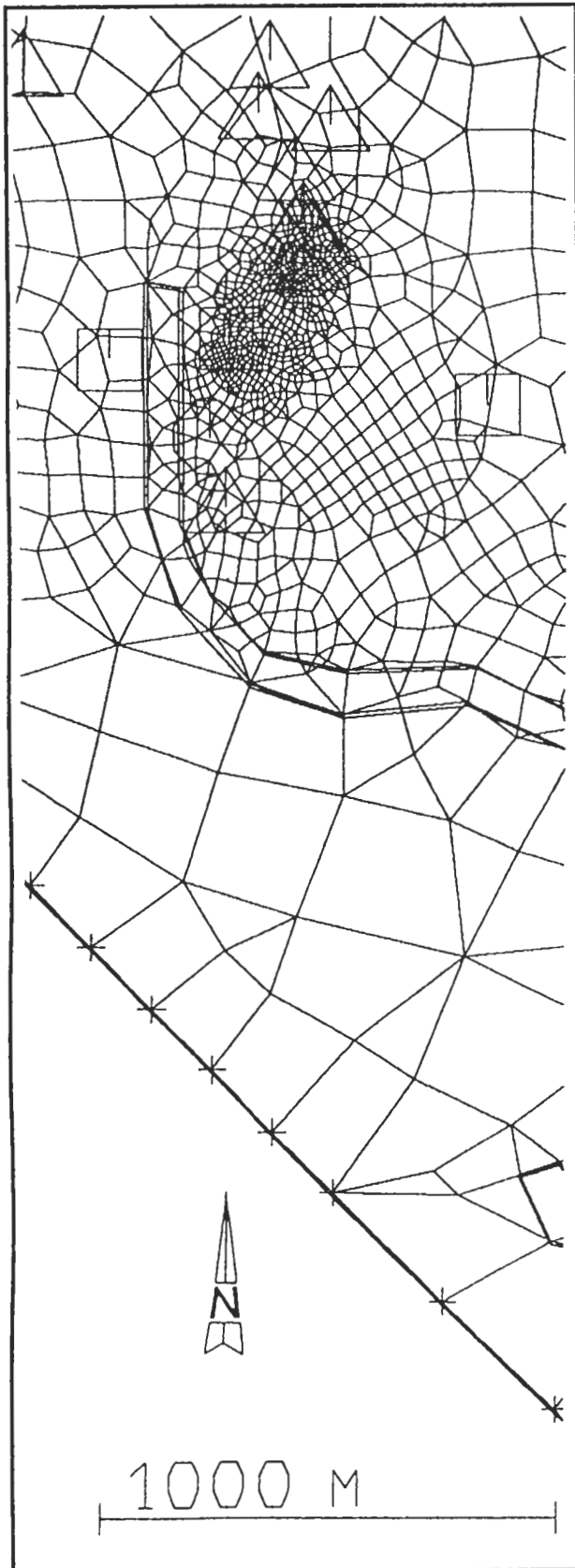


Abb. 21: Fünffache Netzverfeinerung im Bereich der Borax-Deponie und der Stadlauer Malzfabrik.

Fig. 21: Grid refinement around borax disposal site and near the malt mill in "Stadlau".

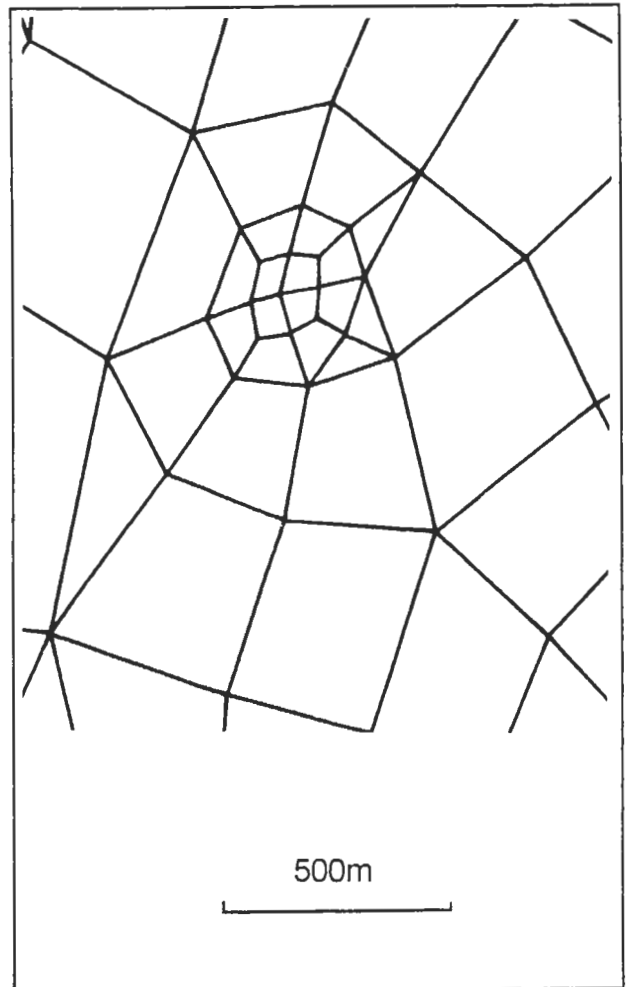


Abb. 22: Adaptive Netzverfeinerung um einen Brunnen.

Fig. 22: Adaptive grid refinement round a well.

über die für die Berechnung nicht oder nur ungenau vorliegenden Größen durchgeführt werden.

Die Parameter werden im Rahmen der Eichung innerhalb ihrer Plausibilitätsintervalle variiert und der günstigste Wert bei den vorgegebenen Bedingungen für die weiteren Berechnungen ausgewählt. Da allen Berechnungsverfahren die Schematisierung des Systemverhaltens zugrunde liegt, kann die Nachbildung eines natürlichen Systems nur näherungsweise erfolgen. Ferner ist die Parameterkombination, mit der die Naturdaten am besten approximiert werden, nicht eindeutig.

Die ungenaue bzw. nicht vorhandene Kenntnis besonders folgender Modell-Eingabedaten und -Parameter führt zu möglichen Ungenauigkeiten in diesem Modell:

*Dispersion:* Prinzipiell ist es schwer, den dispersiven Charakter einer Grundwasserströmung zu beschreiben, wenn keine vollständigen Tracerversuche vorliegen. Die Dispersivitäten wurden in diesem Modell der Literatur entnommen.

*Effektive Entnahmemengen:* In der gegenständlichen Untersuchung wirkt sich besonders nachteilig die Unkenntnis der tatsächlichen Grundwasserfördermengen durch die Industrie aus.

*Initialkonzentration:* Die Quellstärke ist unbekannt und daher ihre Quantifizierung mit einer gewissen Unsicherheit behaftet.

Aufgrund der Aufgabenstellung, die die Simulation des Fernfeldes der Deponie erfordert, ist ferner für das Nahfeld der Deponie keine ausreichend sichere Beurteilung der Bor-Ausbreitung möglich.

Im Bereich der Infiltration ist die Transportmodellierung ein ungelöstes Problem, da die Dispersion noch nicht asymptotisch ist. Weiters ist im Nahbereich der Bor-Quelle eine signifikante Dichteänderung der Grundwasserströmung durch hohe Konzentrationen zu erwarten. In diesem Fall besteht zwischen Transport und Strömung eine Kopplung und die beschreibende Gleichung ist nicht mehr linear.

## 5.1. Geometrische Daten

Die **untere Berandung** eines Grundwasserleiters stellt die Staueroberkante dar.

Die Kenntnis der absoluten Höhenlage des relativen Grundwasserstauers (vgl. 3.4.1.) stammt aus Bohrprofilen von Grundwasser-Bohrsonden, Brunnen, Aufschlußbohrungen und geoelektrischen Kartierungen. Die Daten lagen in Form von zwei Karten vor. Aus der Karte der SIMULTEC (1989), die auf Daten von SCHUCH (1977) und der GRUPPE WASSER (1987) basiert, wurden die Isolinien der Grundwassersohle des niederösterreichischen Marchfeldbereiches übernommen. Die zweite Karte von der GRUPPE WASSER (1987) enthielt Informationen über das linksufrige Wiener Stadtgebiet.

Beide Karten wurden digitalisiert und auf das FE-Netz interpoliert (Abb. 23).

Die **obere Berandung** des Grundwasserleiters stellt die Grundwasserpotentialfläche dar. Im Rahmen dieses Modells sollen zwei Zustände nachgebildet werden: „Dezember 1987“ und „Juni 1971“ (vgl. 6.).

Die **seitliche Berandung** des Berechnungsgebietes wurde bereits in Kapitel 3.1. beschrieben (vgl. auch Abb. 8).

## 5.2. Kenngrößen des Grundwasserleiters

### 5.2.1. Durchlässigkeit

Die Verteilung der  $k_f$ -Werte im niederösterreichischen Teil des Marchfeldes wurde einem Plan der SIMULTEC (1989) entnommen.

Das Ergebnis einer von der GRUPPE WASSER (1987) im Auftrag der MA 45 durchgeführten stationären Eichung eines Grundwasserströmungsmodelles, das durch weitere Untersuchungen der GRUPPE WASSER von 1989, 1990 und 1991 ergänzt wurde, bildete im gegenständlichen Modell in digitalisierter Form die Basis der  $k_f$ -Wertverteilung im Stadtgebiet.

Um **Kolmatierungen** im Abstrombereich von Alter (südliches linkes Ufer) und Neuer Donau zu berücksichtigen, erfolgte eine Modifikation der  $k_f$ -Werte. Kolmatierte Bereiche wurden mit  $k_f$ -Werten berücksichtigt, die eine Zehnerpotenz unter denen des anschließenden Hinterlandes liegen (vgl. Abb. 24).

### 5.2.2. Hydrodynamische Dispersivität

Um den dispersiven Charakter einer natürlichen Grundwasserströmung zu beschreiben, bedarf es der Auswertung von Tracerversuchen, bei denen Infiltrationsmenge und -zeitpunkt bekannt sind. Die Durchgangskurven von Bor sind aber unvollständig (Abb. 3) und können deshalb nicht zu einer Abschätzung der Dispersivität verwendet werden.

Anhaltspunkte für den Vertrauensbereich der zu erwartenden Werte für  $\alpha_L$  und  $\alpha_T$  können daher nur aus der Literatur gewonnen werden.

Die transversale Dispersivität  $\alpha_T$  wird als Bruchteil der longitudinalen Dispersivität  $\alpha_L$  angegeben. Im Rahmen der Eichung sollte gemäß Geländeversuchen der Autoren BEAR (1972), BREDEHOFT & PINDER (1973), KLOTZ (1979) und KLOTZ & SEILER (1980) drei Schätzwerte von  $\alpha_T$  ( $0,1 \cdot \alpha_L$ ,  $0,2 \cdot \alpha_L$  und  $0,3 \cdot \alpha_L$ ) versuchsweise für die Modellberechnung eingesetzt werden.

Die Werte der longitudinalen Dispersivität werden senkrecht zur Strömungsrichtung, in Abstimmung auf unterschiedliche Maschenweiten des FE-Netzes, angegeben, um einerseits der linearen Zunahme von  $\alpha_L$  mit zunehmender Fließstrecke, der sog. Maßstabsabhängigkeit von  $\alpha_L$ , Rechnung zu tragen und um andererseits das Peclet-Kriterium zu erfüllen (vgl. 6.3.).

Im Rahmen der Sensitivitätsanalyse sollen folgende drei Sätze von Schätzwerten für die bereichsweisen  $\alpha_L$ -Werte überprüft werden: 1.:  $\alpha_L = 20\text{m}$ ,  $70\text{m}$ ,  $200\text{m}$ ,  $400\text{m}$ ; 2.:  $\alpha_L = 50\text{m}$ ,  $100\text{m}$ ,  $300\text{m}$ ,  $500\text{m}$ ; 3.:  $\alpha_L = 80\text{m}$ ,  $100\text{m}$ ,  $120\text{m}$ ,  $140\text{m}$ .

*Dispersion:* Prinzipiell ist es schwer, den dispersiven Charakter einer Grundwasserströmung zu beschreiben, wenn keine vollständigen Tracerversuche vorliegen. Die Dispersivitäten wurden in diesem Modell der Literatur entnommen.

*Effektive Entnahmemengen:* In der gegenständlichen Untersuchung wirkt sich besonders nachteilig die Unkenntnis der tatsächlichen Grundwasserfördermengen durch die Industrie aus.

*Initialkonzentration:* Die Quellstärke ist unbekannt und daher ihre Quantifizierung mit einer gewissen Unsicherheit behaftet.

Aufgrund der Aufgabenstellung, die die Simulation des Fernfeldes der Deponie erfordert, ist ferner für das Nahfeld der Deponie keine ausreichend sichere Beurteilung der Bor-Ausbreitung möglich.

Im Bereich der Infiltration ist die Transportmodellierung ein ungelöstes Problem, da die Dispersion noch nicht asymptotisch ist. Weiters ist im Nahbereich der Bor-Quelle eine signifikante Dichteänderung der Grundwasserströmung durch hohe Konzentrationen zu erwarten. In diesem Fall besteht zwischen Transport und Strömung eine Kopplung und die beschreibende Gleichung ist nicht mehr linear.

## 5.1. Geometrische Daten

Die **untere Berandung** eines Grundwasserleiters stellt die Staueroberkante dar.

Die Kenntnis der absoluten Höhenlage des relativen Grundwasserstauers (vgl. 3.4.1.) stammt aus Bohrprofilen von Grundwasser-Bohrsonden, Brunnen, Aufschlußbohrungen und geoelektrischen Kartierungen. Die Daten lagen in Form von zwei Karten vor. Aus der Karte der SIMULTEC (1989), die auf Daten von SCHUCH (1977) und der GRUPPE WASSER (1987) basiert, wurden die Isolinien der Grundwassersohle des niederösterreichischen Marchfeldbereiches übernommen. Die zweite Karte von der GRUPPE WASSER (1987) enthielt Informationen über das linksufrige Wiener Stadtgebiet.

Beide Karten wurden digitalisiert und auf das FE-Netz interpoliert (Abb. 23).

Die **obere Berandung** des Grundwasserleiters stellt die Grundwasserpotentialfläche dar. Im Rahmen dieses Modells sollen zwei Zustände nachgebildet werden: „Dezember 1987“ und „Juni 1971“ (vgl. 6.).

Die **seitliche Berandung** des Berechnungsgebietes wurde bereits in Kapitel 3.1. beschrieben (vgl. auch Abb. 8).

## 5.2. Kenngrößen des Grundwasserleiters

### 5.2.1. Durchlässigkeit

Die Verteilung der  $k_f$ -Werte im niederösterreichischen Teil des Marchfeldes wurde einem Plan der SIMULTEC (1989) entnommen.

Das Ergebnis einer von der GRUPPE WASSER (1987) im Auftrag der MA 45 durchgeführten stationären Eichung eines Grundwasserströmungsmodelles, das durch weitere Untersuchungen der GRUPPE WASSER von 1989, 1990 und 1991 ergänzt wurde, bildete im gegenständlichen Modell in digitalisierter Form die Basis der  $k_f$ -Verteilung im Stadtgebiet.

Um **Kolmatierungen** im Abstrombereich von Alter (südliches linkes Ufer) und Neuer Donau zu berücksichtigen, erfolgte eine Modifikation der  $k_f$ -Werte. Kolmatierte Bereiche wurden mit  $k_f$ -Werten berücksichtigt, die eine Zehnerpotenz unter denen des anschließenden Hinterlandes liegen (vgl. Abb. 24).

### 5.2.2. Hydrodynamische Dispersivität

Um den dispersiven Charakter einer natürlichen Grundwasserströmung zu beschreiben, bedarf es der Auswertung von Tracerversuchen, bei denen Infiltrationsmenge und -zeitpunkt bekannt sind. Die Durchgangskurven von Bor sind aber unvollständig (Abb. 3) und können deshalb nicht zu einer Abschätzung der Dispersivität verwendet werden.

Anhaltspunkte für den Vertrauensbereich der zu erwartenden Werte für  $\alpha_L$  und  $\alpha_T$  können daher nur aus der Literatur gewonnen werden.

Die transversale Dispersivität  $\alpha_T$  wird als Bruchteil der longitudinalen Dispersivität  $\alpha_L$  angegeben. Im Rahmen der Eichung sollte gemäß Geländeversuchen der Autoren BEAR (1972), BREDEHOFT & PINDER (1973), KLOTZ (1979) und KLOTZ & SEILER (1980) drei Schätzwerte von  $\alpha_T$  ( $0,1 \cdot \alpha_L$ ,  $0,2 \cdot \alpha_L$  und  $0,3 \cdot \alpha_L$ ) versuchsweise für die Modellberechnung eingesetzt werden.

Die Werte der longitudinalen Dispersivität werden senkrecht zur Strömungsrichtung, in Abstimmung auf unterschiedliche Maschenweiten des FE-Netzes, angegeben, um einerseits der linearen Zunahme von  $\alpha_L$  mit zunehmender Fließstrecke, der sog. Maßstabsabhängigkeit von  $\alpha_L$ , Rechnung zu tragen und um andererseits das Peclet-Kriterium zu erfüllen (vgl. 6.3.).

Im Rahmen der Sensitivitätsanalyse sollen folgende drei Sätze von Schätzwerten für die bereichsweisen  $\alpha_L$ -Werte überprüft werden: 1.:  $\alpha_L = 20\text{m}$ ,  $70\text{m}$ ,  $200\text{m}$ ,  $400\text{m}$ ; 2.:  $\alpha_L = 50\text{m}$ ,  $100\text{m}$ ,  $300\text{m}$ ,  $500\text{m}$ ; 3.:  $\alpha_L = 80\text{m}$ ,  $100\text{m}$ ,  $120\text{m}$ ,  $140\text{m}$ .

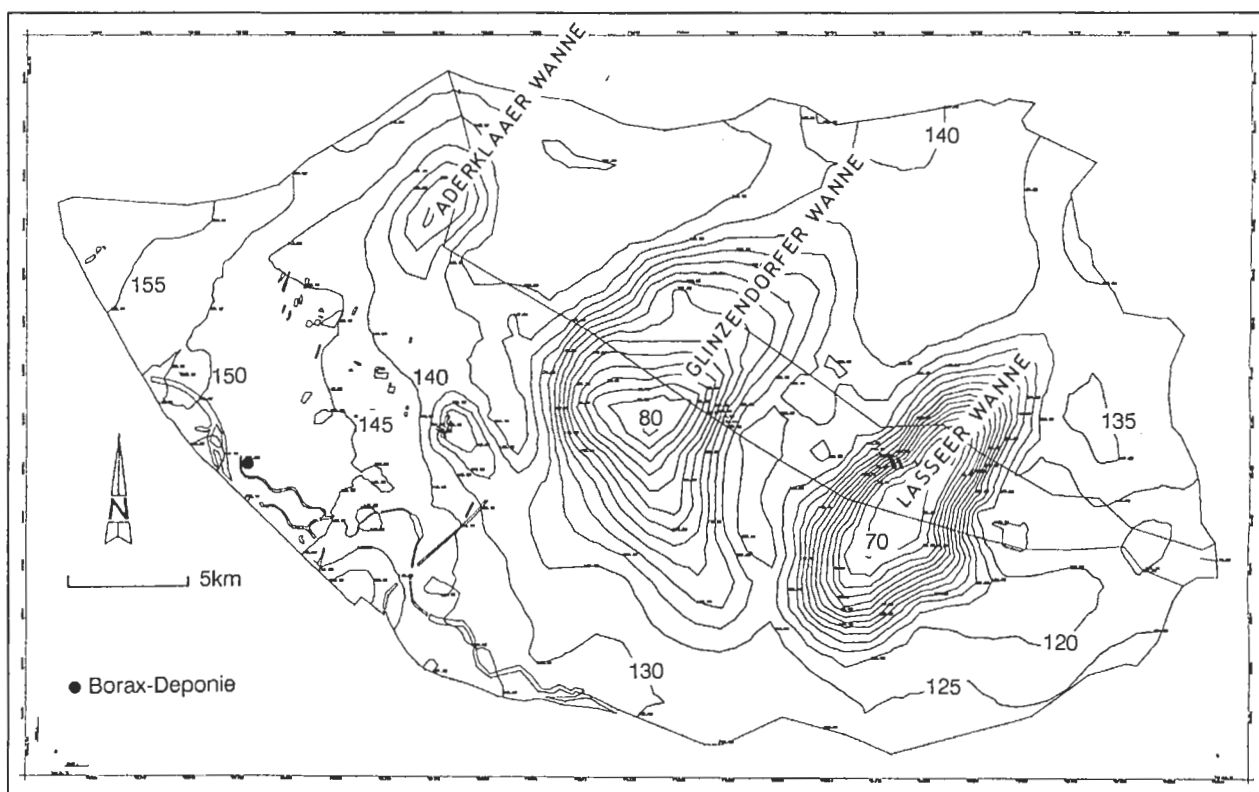


Abb. 23: Staueroberkantenmorphologie des Berechnungsgebietes in 5 m-Isolinien.

Fig. 23: 5m isolines of the upper age of the aquiclude in the modeled area.

### 5.2.3. Durchflußwirksamer Hohlraumanteil

Zur Simulation von Stoffausbreitungsvorgängen im Grundwasser und bei Fließzeitberechnungen gehen Abstandsgeschwindigkeiten ein, die die Kenntnis des durchflußwirksamen Hohlraumanteiles voraussetzen.

Gemäß der Literatur beträgt er für sandige Kiese 20–25%, für kiesige Sande 15–20% (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1989).

Für die durchgeführten Berechnungen in diesem Modell wurde ein durchflußwirksamer Hohlraumanteil von 20% angenommen.

## 5.3. Quellen und Senken

### 5.3.1. Grundwasserneubildung und Entnahmen für die Landwirtschaft

Diese Bilanzgrößen sind Eingabeparameter mit großen Plausibilitätsintervallen. Für das Berechnungsgebiet liegen allerdings umfangreiche Untersuchungen über Neubildungsrate und Entnahmen aufgrund von zwei unabhängigen Bilanzierungstechniken vor: klimatische Wasserbilanz (durchgeführt von der SIMULTEC, 1989) und Auswertung des Grundwasserganglinien-Verlaufes (durchgeführt von der EM, 1989).

Bei einer mittleren Betrachtung für den Bilanzie-

rungszeitraum 1974–1987 führen beide Methoden zu ähnlichen Werten (GUGGISBERG, 1990).

Die EM (1989) führte eine Zusammenfassung der Werte für die effektive Grundwasserneubildung (Grundwasserneubildung minus Entnahmen) im Berechnungsgebiet zu neun Gruppen unterschiedlicher Raten ein.

Für die Gebiete des niederösterreichischen Marchfeldes ermittelte die SIMULTEC (1991) im Rahmen einer instationären Modelleichung die in Tab. 2 angeführten Werte der effektiven Neubildungsrate für das Jahr 1987 (1987 entspricht dem Eichzeitpunkt im gegenständlichen Modell, vgl. 6.):

Die Angaben in Tabelle 2 entsprechen der Neubildungsrate minus landwirtschaftlicher Entnahmen. Die landwirtschaftlichen Entnahmen machen den wesentlichsten Teil des Wasserverbrauches im niederösterreichischen Teil des Marchfeldes aus.

Im vorliegenden Modell wurden für den niederösterreichischen Bereich des Marchfeldes die Bilanzgrößen gemäß Tabelle 2 pro Grundwassergebiet angesetzt.

Für einen zu simulierenden Grundwasserstand vor dem Bau der Neuen Donau (Juni 1971) lagen keine Angaben über die effektiven Neubildungsraten im außerstädtischen Bereich vor. Der Grundwasserstand dieses Tages repräsentiert ein Mittel über

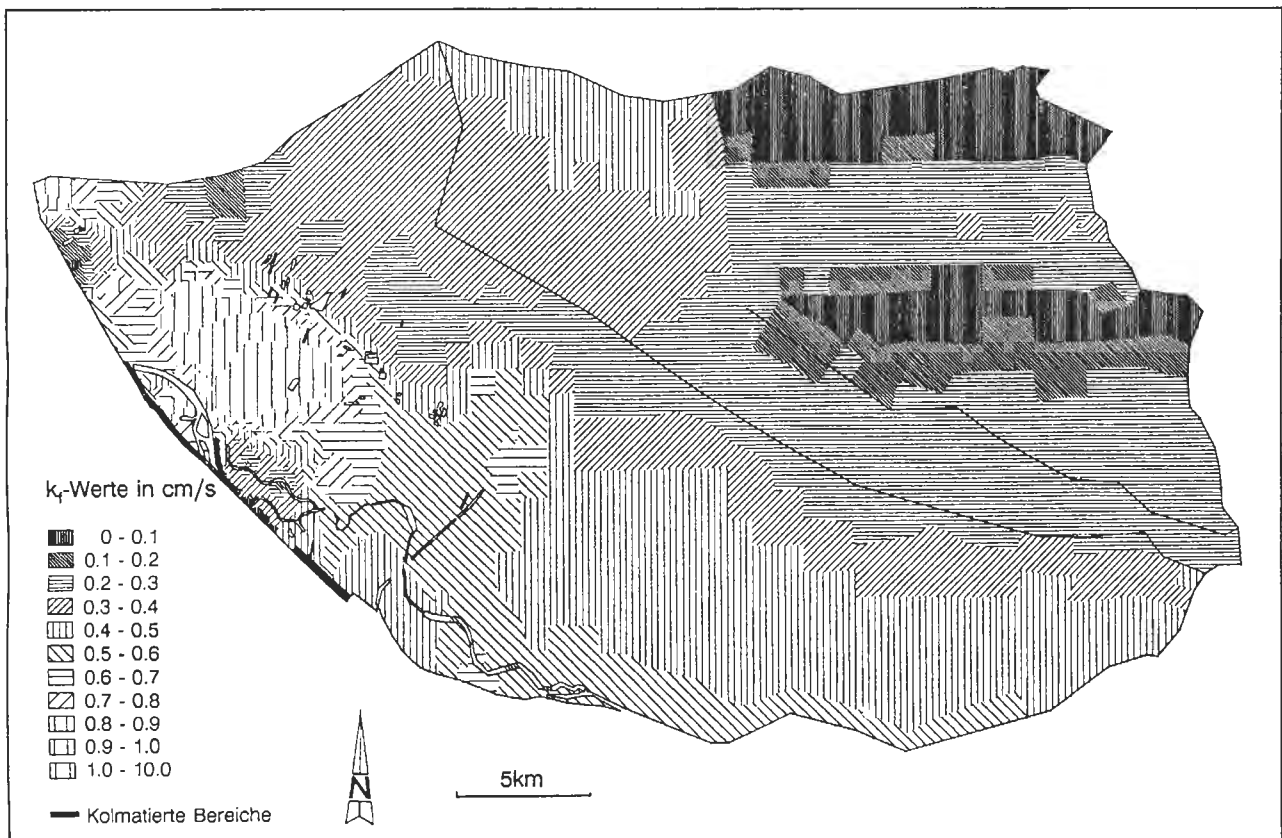
Abb. 24: Verteilung der k<sub>f</sub>-Werte im Berechnungsgebiet.

Fig. 24: Spatial distribution of hydraulic conductivity in the modeled area.

Tabelle 2: Effektive Neubildungsraten 1987 in den einzelnen Gebieten des Marchfeldes (nach Mitteilung der EM, 1991).

Table 2: Groundwater recharge from precipitation in the subareas of the Marchfeld for 1987.

Grundwassergebiet	effektive Neubildungsrate 1987
1 donaanaher Bereich	17mm
2 marchnaher Bereich	12mm
3 Wien-21	-5mm
4 Wien-22	7mm
5 Seyringer Terrasse und Übergangsbereich zur Gänserndorfer Terrasse	12mm
6 Gänserndorfer Terrasse	22mm
7 nördliches zentrales Marchfeld	9mm
8 südliches zentrales Marchfeld	13mm
8 südöstliches Marchfeld	14mm
9 nordöstliches Marchfeld	1mm

die Jahresreihe 1951–1980 (KRESSER et al., 1984). Demgemäß wurde auch die effektive Neubildungsrate für 1971 aus den Mittelwerten verfügbarer Daten einer Jahresreihe berechnet.

Der Mittelwert der Grundwasserneubildung im Marchfeld für die Periode 1974–1987 beträgt gemäß

EM (1989) 51 mm/a. Nach GUGGISBERG (1990) wurden in diesem Zeitraum durchschnittlich 53% der Neubildung zur landwirtschaftlichen Bewässerung verwendet. Somit wurden für 1971 24mm effektive Neubildungsrate im niederösterreichischen Bereich des Marchfeldes (in allen 7 Teilgebieten) angenommen.

### 5.3.2. Entnahmen durch Industrie und Gewerbe

Während Neubildungsrate und Grundwasserentnahmen für den niederösterreichischen Bereich des Marchfeldes über die jeweilige Teilgebietsfläche zur effektiven Neubildungsrate verrechnet wurden, erfolgte für den Stadtbereich Wien 21 und Wien 22 eine andere Art der Dateneingabe: Gemäß EM (1989) wurde die Neubildung für beide Wiener Bezirke mit jeweils 75mm im Jahr 1987 flächenbezogen angegeben.

Da in jenem Bereich des Aussagegebietes, der im Wiener Stadtbereich liegt, eine Beeinflussung der Bor-Ausbreitung durch hohe industrielle Entnahmen angenommen werden kann, wurden diese Fördermengen **punktuell** angesetzt.

In Wien 21 und 22 dominieren die Entnahmen

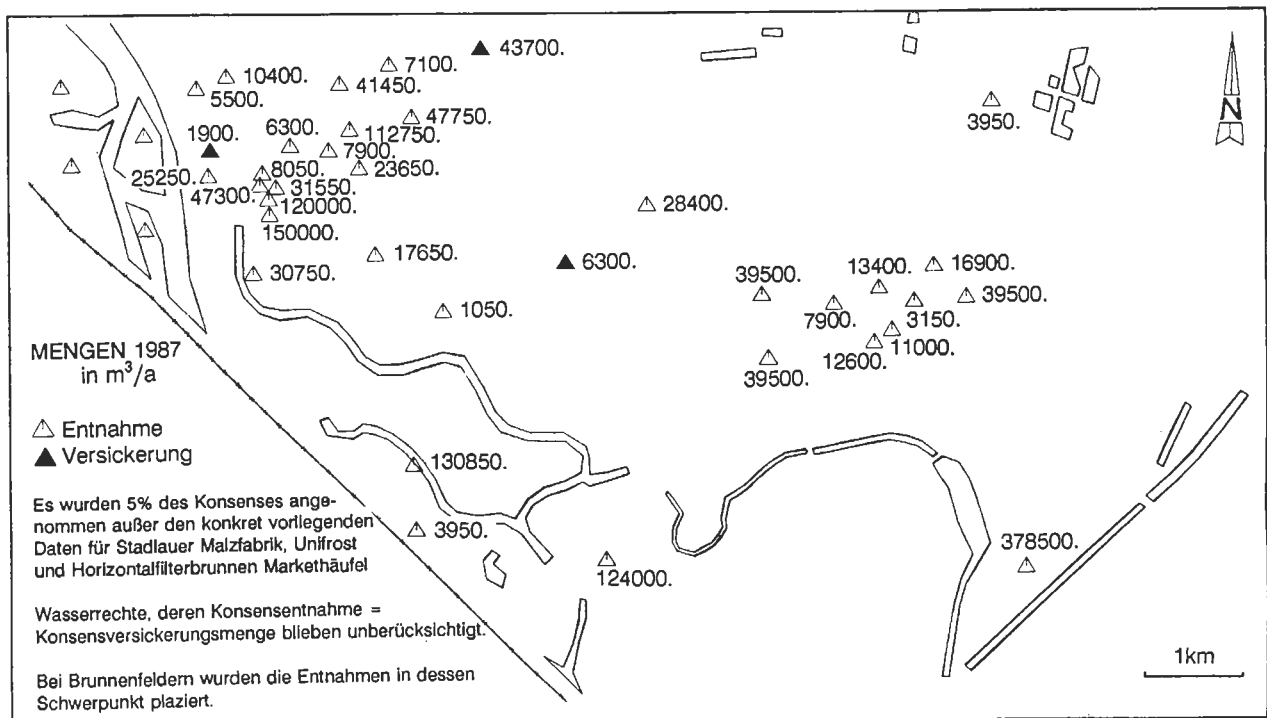


Abb. 25: Geschätzte Grundwasserentnahmen durch Industrie und Gewerbe im Aussagegebiet 1987.

Fig. 25: Estimated groundwater withdrawal for industrial use.

durch Industrie und Gewerbe gegenüber den Mengen für die Landwirtschaft (EM, 1989).

Den Daten über konsentierete Förder- und Versickerungsmengen im Stadtgebiet von Wien, einschließlich ihrer geographischen Lage, liegt die von der MA 58, Wasserbuch, erstellte Wasserrechtskartei zugrunde. Sie wurden in modifizierter Form in das gegenständliche Modell miteinbezogen (Abb. 25).

Die für die Modellierung der Bor-Konzentrationsfahne benötigte Höhe der Entnahme durch die in der Nachbarschaft der ehemaligen Borax-Werke befindliche Stadlauer Malzfabrik konnte direkt von der Werksleitung (Dipl.-Ing. REISINGER) erfragt werden (vgl. 7.2.1.). Die Entnahmen zweier Großbetriebe im niederösterreichischen Teil des Marchfeldes wurden aufgrund ihrer Höhe nach dem Bericht des BMFLF (1984) ebenfalls punktuell angesetzt: SUGANA-Zuckerfabrik: 190 000m<sup>3</sup>/a und UNIFROST: 378 500 m<sup>3</sup>/a.

Davon abgesehen sind effektive Entnahmen und Infiltrationen der Industrie schwer abschätzbar, da lediglich die konsentierten Mengen als Datenmaterial zur Verfügung stehen, und diese die tatsächlichen Förder- und Rückführungsmengen bei weitem übersteigen.

Im Zuge der Eichung sollte u.a. die Relation von tatsächlichem Wasserverbrauch der Industrie zu ihren rechtlich bewilligten Entnahmemengen abgeschätzt werden.

Nach Angaben der MA 45 werden durchschnittlich 5% des Konsenses entnommen, für spezielle Zwecke (z.B. als Kühlwasser) bis zu 10%. So wurde das zu untersuchende Plausibilitätsintervall dieses Eingabeparameters mit 5–10% des Konsenses angenommen.

### 5.3.3. Trinkwasserentnahmen

Für das Grundwasserwerk „Markethäufel“ lagen von der MA 31 – Wasserwerke – detaillierte Aufzeichnungen über Fördermengen vor, die in Anbetracht ihrer Größe und Lage im Aussagegebiet ebenfalls punktuell ins Modell übernommen wurden.

Für den stationären Eichzeitpunkt 1987 ergaben sich 1 242 000m<sup>3</sup>. 1971 existierte das Grundwasserwerk „Markethäufel“ noch nicht. Eine Galerie von 5 Trinkwasserbrunnen in der Unteren Lobau wurde gemäß den Aussagen der MA 31 überschlagsmäßig mit 120 000m<sup>3</sup>/a/Brunnen angesetzt.

Einzelversorgungsanlagen (Hausbrunnen) blieben im Modell unberücksichtigt.

### 5.4. Randbedingungen für das Strömungsmodell

Die West-, Süd-, Ost- und Nordost-Grenze des Berechnungsgebietes bilden offene Gewässer, deren Wasserspiegelmessungen dem Modell als **Randbedingung 1. Art** vorgegeben wurden (Abb. 26).



Die Randbedingungen wurden aus Daten der Pegelstellen von Donau, Neuer Donau, March, Weidenbach und Ölhafen interpoliert. Eine Randbedingung 1. Art stellt für das Jahr 1971 die Donau dar, für das Jahr 1987 die Neue Donau. Die beiden Stauhaltungen der Neuen Donau wurden ausgespiegelt angesetzt.

Für den N und NW Rand des Berechnungsgebietes (Abfall des Weinviertler Hügellandes und Bisamberg) ermittelte die SIMULTEC (1989) einen Randzufluß von 150–250l/s (Randbedingung 2. Art).

Um die Verhältnisse um das Wehr 2 der Neuen Donau von der Berechnung auszuklammern, erfolgte bei Strom-km 1919 ein Schnitt parallel einer Stromlinie bis zum Ölhafen. Die Gebietsbegrenzung wird entlang des Ölhafens weitergeführt und folgt dann wieder der Donau (Abb. 26).

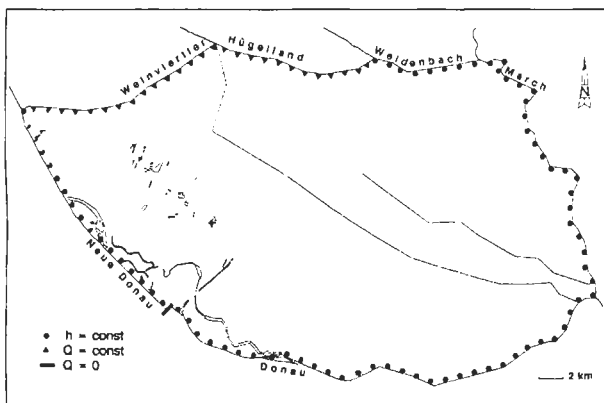


Abb. 26: Randbedingungen.  
Fig. 26: Boundary conditions.

Auf den Schnitt entlang der Stromlinie von Neue-Donau-Strom-km 1919 zum Ölhafen gilt eine Randbedingung 2. Art ( $Q = 0$ ).

Als Nebenbedingungen im Gebietsinneren wurden das Altarmsystem der Donau, Baggerseen und 2 Marchfeldbäche in das Modell eingearbeitet.

Die ausgespiegelten Becken der Altarme wurden entsprechend ihren Pegelstellen mit gleichen Potentialen berücksichtigt.

Die Baggerseen des Gebietes wurden mit vollem hydraulischen Kontakt zum Grundwasserkörper angesetzt.

Das In- und Exfiltrationsgeschehen der Marchfeldbäche blieb wegen der Irrelevanz für das Aussagegebiet unberücksichtigt.

Alle für die Randbedingungen im Modellgebiet benötigten Daten konnten von der MA 45 übernommen werden.

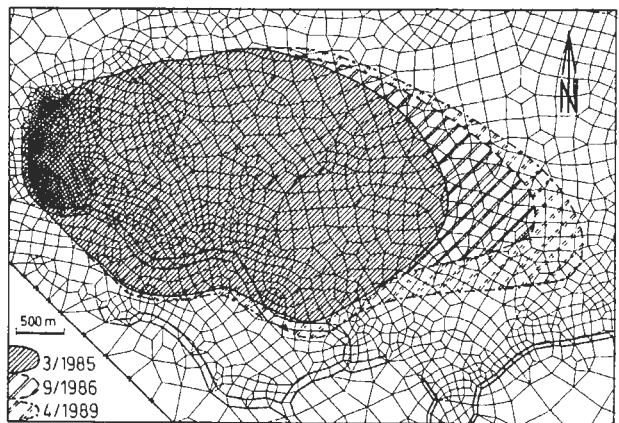


Abb. 27: Berechnete Stadien (3/1985, 9/1986, 4/1989) der Bor-Ausbreitung.  
Fig. 27: Simulated boron plume concentration (3/1985, 9/1986, 4/1989).

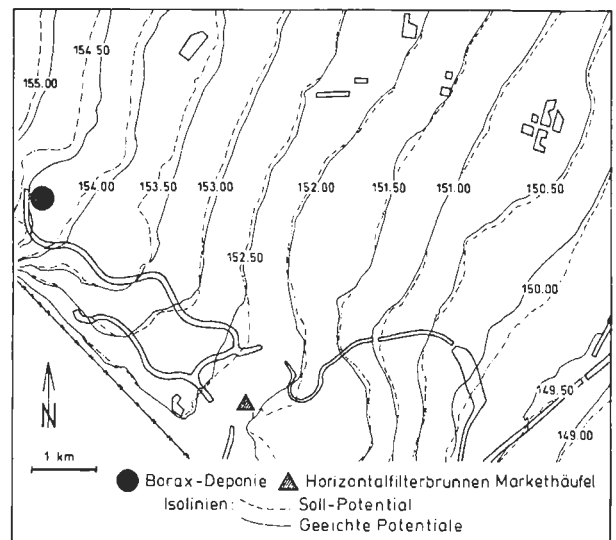


Abb. 28: Soll- und Eichpotentiale im Aussagegebiet, 1. Hälfte Dezember 1987.  
Fig. 28: Observed and simulated potentiometric surface, Dezember 1987.

### 5.5. Vorgabe für das Transportmodell

In der Advektion-Dispersions-Gleichung (vgl. 4.3.) bildet der Quellterm  $q \cdot c$  den Eingabeparameter für die Stofftransportberechnung in diesem Modell. Im zweidimensionalen Modell stellt er eine Projektion der punktförmigen Markierung der gesättigten Zone auf die Modellebene dar und wird in diesem Fall an einem Knoten angesetzt, der in der Mitte des umschlossenen Deponiebereiches (Punkt 21/1 in Abb. 10) liegt. Als Flüssigkeitsmenge  $q$  wurde eine sehr niedrige, sich nicht auf das Strömungsfeld auswirkende Menge von  $40\text{m}^3/\text{a}$  angenommen.

Tabelle 3: Löslichkeit von Borax (BARTHOLOME et al., 1974) bzw. Bor in Wasser in mg/l bei verschiedenen Temperaturen.

Table 3: Water soluble borax and boron with different temperature.

	20°C	40°C	60°C	80°C	100°C
Borax (Na <sub>2</sub> B <sub>4</sub> O <sub>7</sub> ·10H <sub>2</sub> O)	51400	128400	461000	796000	1911000
Bor	5911	14766	53015	119400	219650

Über die Höhe der Konzentrationsquelle  $\xi$  liegen keine Informationen vor.

A. Eine Abschätzung der Höhe der eingetragenen Borax-Menge ist überschlagsmäßig aus dem Volumen des kontaminierten Grundwassers möglich: Die Einflußfläche der Bor-Kontamination umfaßt ca. 15km<sup>2</sup>. Der Grundwasserleiter ist durchschnittlich 6m mächtig. Das durch Bor markierte Volumen beträgt demnach unter Berücksichtigung einer Gesamtporosität für sandige Kiese von 25% 21 500 Millionen Liter. Bei einer angenommenen, mittleren Belastung des Grundwassers durch 3mgB/l (minimaler Wert: 0,5mgB/l; maximaler Wert: 68mgB/l) wurden 65t Bor in den Grundwasserleiter eingetragen.

B. Die Entstehung der Bor-Kontaminationsfahne infolge einer vom Deponiekörper ausgehenden Sickerwassermarkierung oder/und einer Auslaugung der Deponiesohle scheint wenig wahrscheinlich.

Die unterhalb des Deponiekörpers festgestellte maximale Belastung des Grundwassers durch Bor beträgt ca. 400mgB/l. Eine derart „niedrige“ Konzentration kann nicht für  $x \cdot 10$ mgB/l in ca. 600m Entfernung im Abstrombereich verantwortlich sein.

Von sehr viel höheren Konzentrationen im Grundwasser unterhalb der Anschüttung in der Vergangenheit kann nicht ausgegangen werden, da der deponierte Produktionsrückstand mit  $x \cdot 10$ mgB/l bis  $x \cdot 100$ mgB/l belastet ist.

Diese Vergleichswerte stammen aus Elutionsversuchen (vgl. 2.4.). Solche Versuche geben bereits einen Höchstwert der Auslaugbarkeit an.

C. Noch in 600m Entfernung vom Eintragsort sind bis maximal 68mgB/l gemessen worden (Meßstelle Nr. 18, Mühlgrundgasse 1, maximale Konzentration im Herbst 1983: 68mgB/l). Höhere Konzentrationen werden vermutet, da erstens die Vegetation bereits vor Beginn der Beprobung des Grundwassers auf Bor geschädigt war und da zweitens eine Konzentrationsverminderung durch hohen Pumpbetrieb im trockenen Sommer 1983 anzunehmen ist.

Nach BEHRENS et al. (1980) und MATTHESS

et al. (1985) liegt die Ausgangskonzentration immer mehrere Zehnerpotenzen über dem Maximum einer innerhalb der Ausbreitungsfahne gemessenen Konzentration.

Die maximal mögliche Bor-Konzentration im Wasser ist durch die Löslichkeit von Borax eingeschränkt. Tabelle 3 gibt die Löslichkeit von Natriumtetraborat-Dekahydrat bei verschiedenen Temperaturen an. Demnach nimmt die Löslichkeit mit steigender Temperatur zu.

Gemäß Tabelle 3 läßt eine Wirkstoffmenge von >6 000mg B/l auf eine Infiltration temperierter Lösungen schließen.

Gemäß Kapitel 2. entsteht Borax unter Kochen von Rohboraten mit Sodalösung. Solche Laugen enthalten nach Tabelle 3 maximal ca. 200 000mgB/l.

Für den Nahbereich der Deponie resultiert somit bei einer hohen Initialkonzentration infolge der hohen Dichte von Borax (1,73 g/cm<sup>3</sup>; WEAST, 1990) eine Dichtekonvektionsströmung.

Nach den Abschätzungen aus A. und C. kann von der Infiltration einer **hochkonzentrierten** Lösung in den Grundwasserleiter ausgegangen werden.

Die Grenzen des Vertrauensintervalls für den Eingabeparameter  $\xi$  wurden mit 1 000mgB/l, 10 000mgB/l, 100 000mgB/l und 200 000mgB/l festgelegt.

Eine Initialkonzentration von mehr als 6000mgB/l besitzt keine physikalische Entsprechung, da solche Konzentrationen nur in temperiertem Wasser vorliegen können. Es kann vermutet werden, daß eine in die gesättigte Zone eingebrachte, temperierte Bor-Lösung durch Abkühlung zur Auskristallisation von Borax führt. Das Salz wird in der Folge durch nachströmendes Grundwasser wieder gelöst.

In diesem Modell wird  $q$  mit 40m<sup>3</sup>/a angesetzt, da es für die Modellierung von Vorteil ist, mit einer niedrigen, sich nicht auf das Strömungsfeld auswirkenden Flüssigkeitsmenge  $q$  zu rechnen.

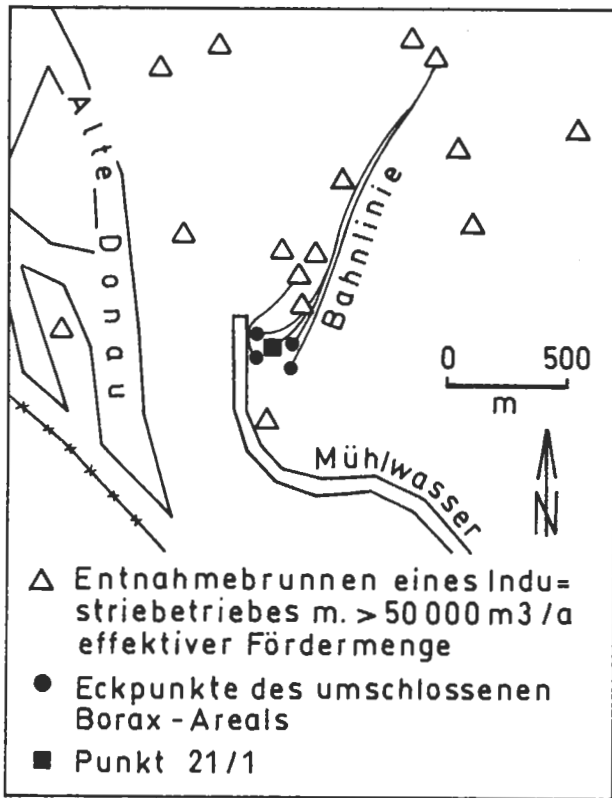


Abb. 29: Bahnlinienberechnung für Bor-, „Teilchen“, ausgehend von den Eckpunkten des umschlossenen Areals der ehemaligen Borax-Werke. Annahme: Industriebetriebe (Stand 1987) entnehmen Grundwasser in der Höhe von 10% ihres Konsenses.

Fig. 29: Boron point tracking (the "boron particles" start from the edges of the borax disposal site. Estimation: groundwater withdrawal for industrial comes up to 10% of maximal permitted quantity of water).

### 6. Modelleichung

Der im Rahmen der Eichung nachzubildende Grundwasserstand, der Sollzustand, sollte sich theoretisch auf einen Zeitpunkt beziehen, der Grundwasserhältnisse, Neubildungsrate und Entnahmen/Versickerungen über den zu simulierenden Zeitraum repräsentativ erfaßt. In diesem Fall muß auch der integrale Einfluß der Grundwasserströmung durch die kontinuierliche Absenktendenz im Marchfeld und den Bau der Neuen Donau berücksichtigt werden.

Die Anfertigung eines repräsentativen Grundwasser-Schichtenplanes dieser Art übersteigt den vertretbaren Aufwand im Rahmen der gegenständlichen Untersuchung. Stattdessen wurden Sollzustände gewählt, die die Verhältnisse vor und nach dem Bau der Neuen Donau wiedergeben.

Der Grundwasserschichtenplan „1. Hälfte De-

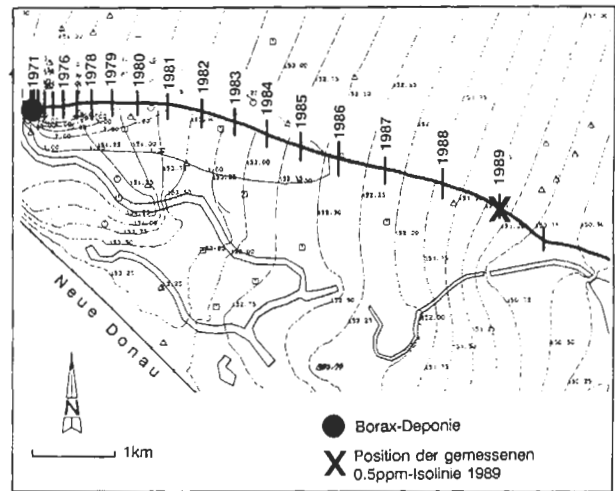


Abb. 30: Fließweg-Fließzeit-Berechnung.

Fig. 30: Pathlines and isochrones.

zember 1987“ repräsentiert die Verhältnisse nach dem Bau der Neuen Donau.

Die erste Hälfte Dezember 1987 wurde deshalb als **Eichzeitpunkt** gewählt, da vor diesem Stichtag für eine Periode von ca. 8 Wochen keine signifikanten Wasserstandsänderungen bzgl. der für das Strömungsfeld des Aussagegebietes entscheidenden Randbedingung (Alte Donau und untere Stauhaltung der Neuen Donau) stattfanden. Zudem lag für diesen Stichtag ein Grundwasserschichtenplan der SIMULTEC (1989) vor, der hinsichtlich des Aussagegebietes – basierend auf Wasserstandsmessungen der MA 45 und unter Zuhilfenahme von zahlreichen Grundwasserschichtenplänen der GRUPPE WASSER – vor allem im Bereich des Altarmsystems detailliert überarbeitet wurde.

Der Grundwasserschichtenplan vom 1. Juni 1971 repräsentiert die Verhältnisse vor dem Bau der Neuen Donau. Dieser Schichtenplan gibt den mittleren Grundwasserstand der Jahresreihe 1951–1980 für das Aussagegebiet wieder.

Dieser Zustand sollte durch das geeichte Modell nachgebildet werden.

Aus unter 3.7.2. belegten Gründen erfolgte die **Eichung der Strömung stationär**.

Die Eichung des Bor-Konzentrationsfeldes wurde durch den Vergleich von gemessenen mit berechneten Ausbreitungsstadien und Durchgangskurven vorgenommen.

Während der Kalibrierung werden die als am spekulativsten angesehenen Parameter in vorher festgelegten Plausibilitätsintervallen sukzessive variiert, bis eine Datenkombination gefunden wird, mit der die Modellreaktion das Natursystem bestmöglich nachbildet.

Als Kontrollfunktion dieses Vorganges dienen in

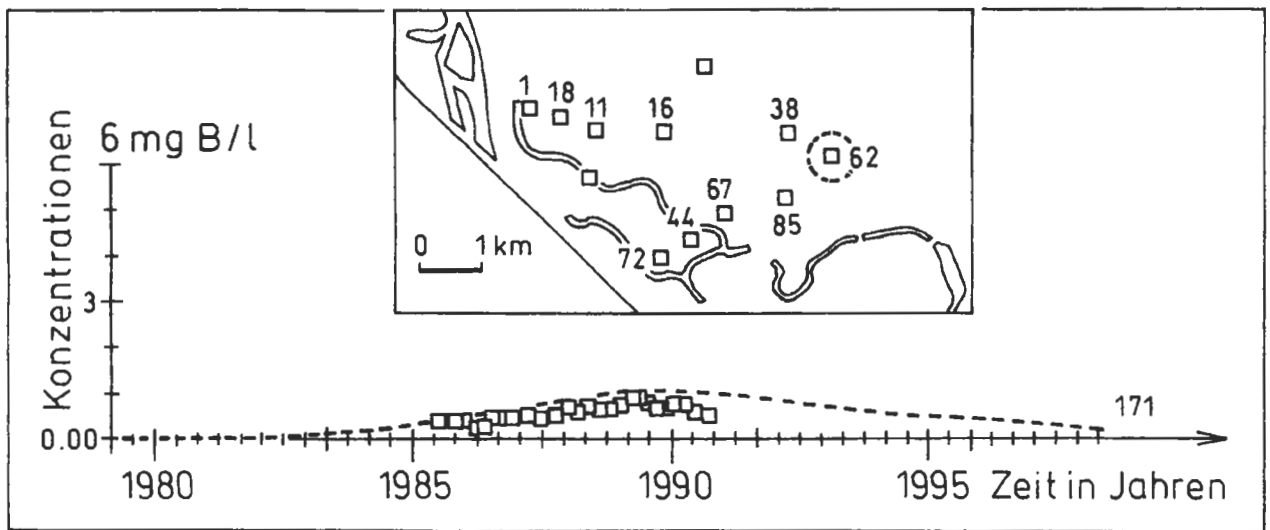


Abb. 31: Anpassung der gerechneten an die gemessenen Bor-Durchgangskurven in Deponie-entferntesten Meßstellen.

Fig. 31: Measured (symbols) and simulated (lines) breakthrough curves for the farrest observation site from the boron source area.

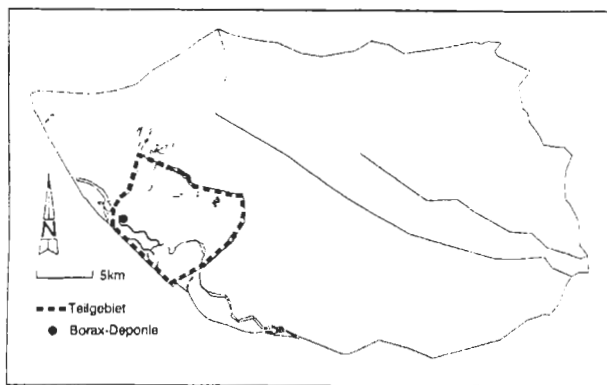


Abb. 32: Lage des Teilgebietes (für die Variantenrechnungen „Sohlriegel“) im Berechnungsgebiet.

Fig. 32: Location of the subarea within the modeled area.

der Regel die zu anderen Parametern vergleichsweise einfach zu messenden Standrohrspiegelhöhen.

In der vorliegenden Arbeit stellt das Ergebnis der Eichung die erfolgreiche modellhafte Nachbildung der gemessenen Bor-Kontaminationsfahne im Fernfeld der Quelle dar (Abb. 27, vgl. auch Abb. 37 -4, -5, -6).

Für die angenommenen Parameter und die vorgegebenen Randbedingungen zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit der zeitlichen Ausbreitung von Bor. Die berechneten 0,5ppm-Isolinien von 1985, 1986 und 1989 sind nahezu identisch mit den aus Messungen erhaltenen Isolinien.

Die Parameterkombination, mit der sich die Felddaten am besten approximieren lassen, wird im folgenden diskutiert.

## 6.1. Grundwasserströmung

### 6.1.1. Randzufluß

Der Sollplan „1. Hälfte Dezember 1987“ konnte vor allem im Nordwest-Bereich des Berechnungsgebietes nicht zufriedenstellend nachgebildet werden. Er lag deutlich (bis zu 1m) unter dem Eichzustand.

Nach einer Verringerung der Mengen des nord-westlichen Zustromrandes auf 120l/s ergaben sich tolerierbare Eichdifferenzen.

Im Bereich des Aussagegebietes konnten die beobachteten Potentiallinien mit einer Genauigkeit von  $\pm 10\text{cm}$  für den Sollzustand 1. Hälfte Dezember 1987 reproduziert werden (vgl. Abb. 28).

Auf dieser Grundlage der verminderten Randzuflüsse konnte auch der Grundwasserschichtenplan vom 1.6.1971 im Aussagegebiet erfolgreich nachgebildet werden (Abb. 38).

Für beide Sollzustände beträgt die Strömungsgeschwindigkeit im Hauptteil des Aussagegebietes ca. 500m/a (vgl. Abb. 39).

### 6.1.2. Entnahmemengen

Das Plausibilitätsintervall für die Höhe der industriellen Entnahmen im Aussagegebiet von 5–10% der konsentrierten Menge konnte erst nach einer Stofftransportrechnung bei angenommenen Parametern und vorgegebenen Randbedingungen (Strömung: 1.6.1971;  $\epsilon = 120\,000\text{mgB/l}$ ;  $q = 40\text{m}^3/\text{a}$ ; Entnahmen der Malzfabrik: Brunnenfeld 1:  $385\,000\text{m}^3/\text{a}$ , Brunnenfeld 2:  $315\,000\text{m}^3/\text{a}$ ;  $\alpha_L = 80\text{m}$ ; 100m, 120m, 140m;  $\alpha_T = 0,3 \alpha_L$ ;  $n_f = 0,2$ ) auf den Wert „5% des Konsenses“ eingengt werden. Die in NNE der Borax-Werke gelegenen Groß-Industrien würden eine

Abb. 33 a, b, c: Künstliche Schwellen des Mühlwassers als einflußnehmende Parameter der Bor-Ausbreitung im Grundwasser von Wien-Donaustadt.

Abb. a: Keine Berücksichtigung der Schwellen im Mühlwasser. Abb. b: Sohlriegel Wehranlage Kapellenweg fehlend.

Abb. c: Alle wesentlichen Sohlriegel des Mühlwassers berücksichtigt.

Fig. 33 a, b, c: Barriers within a ox-bow lake of the Danube, the so called Mühlwasser, as major significant parameters for the spreading of the boron plume in the groundwater of Vienna/Donaustadt.

Fig. a: Without any barrier in the Mühlwasser.

Fig. b: With all except one barrier in the Mühlwasser.

Fig. c: With all barriers in the Mühlwasser.

starke Verlagerung der Bor-Einflußfläche nach Norden (Abb. 29) bewirken, wenn man effektive Entnahmen schon von 10% des Konsenses annimmt. Dies entspricht aber nicht der gemessenen räumlichen Bor-Verteilung.

### 6.1.3. Durchlässigkeit, Neubildungsrate und durchflußwirksamer Hohlraumanteil

Die Daten für  $k_f$ -Wert und Neubildungsrate blieben unverändert.

Die Start- $k_f$ -Werte im Aussagegebiet entstammen einem bereits geeichten Modell (GRUPPE WASSER, 1987). Die Neubildungsrate im Marchfeld ist durch zwei Studien (EM, 1989; SIMULTEC, 1989) gut belegt.

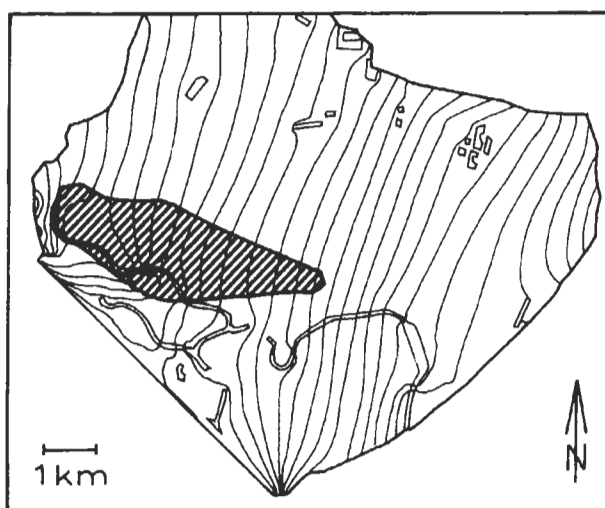
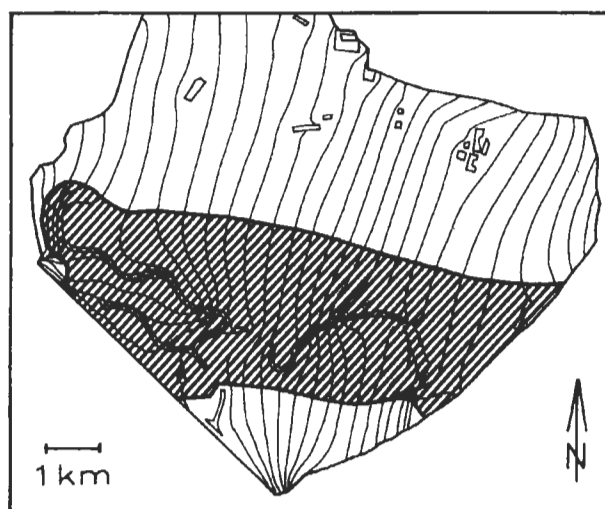
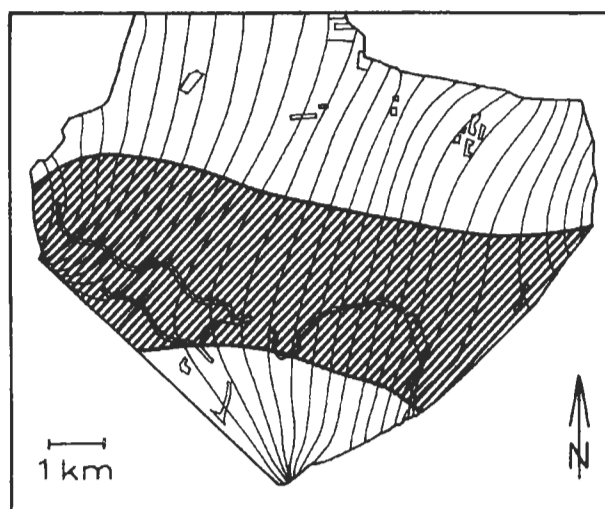
Der durchflußwirksame Hohlraumanteil wird mit 20% vorausgesetzt.

## 6.2. Stofftransport

### 6.2.1. Initialkonzentration

Bei einer Flüssigkeitsmenge von  $q = 40\text{m}^3/\text{a}$  sind bei Berechnungen mit niedrigen Initialkonzentrationen (1 000 und 10 000mgB/l) die Mengen zu gering, um die beobachtete Bor-Ausbreitungsfahne zu verursachen.

Eine Vergleichsrechnung mit zuerst 10 000mgB/l und dann 100 000mgB/l unter gleichen Bedingungen (Strömung: 1.6.1971; Entnahmen der Malzfabrik: Brunnenfeld 1: 385 000m<sup>3</sup>/a, Brunnenfeld 2: 315 000m<sup>3</sup>/a; Entnahmen durch die Industrie: 5% des Konsenses;  $\alpha_L = 80\text{m}, 100\text{m}, 120\text{m}, 140\text{m}$ ;  $\alpha_T = 0,3 \cdot \alpha_L$ ;  $n_f = 0,2$ ) zeigt, daß die Ergebnisse der ersten Berechnung nicht dem Ausmaß der gemessenen Bor-Einflußfläche entsprechen. Die Ergebnisse der zweiten Berechnung stimmen tendenziell mit der beobachteten Bor-Konzentrationsfahne überein.



Die Berechnungen wurden schließlich mit einem jährlichen Eintrag von 40m<sup>3</sup> Wasser, in dem 120 000mgB/l gelöst sind, durchgeführt.

### 6.2.2. Infiltrationszeitpunkt

Zur Abschätzung des Eintragszeitpunktes bzw. des Simulationsbeginns wurde mit dem geeichten Strömungsmodell eine Fließweg-Fließzeit-Be-

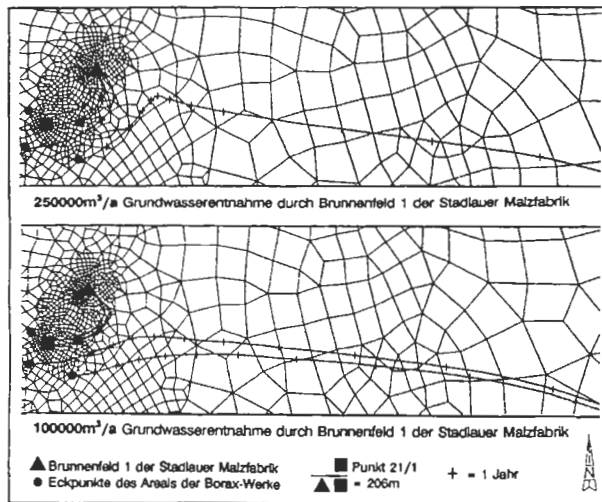


Abb. 34: Fließweg-Fließzeit-Berechnung.

Fig. 34: Pathlines and isochrones.

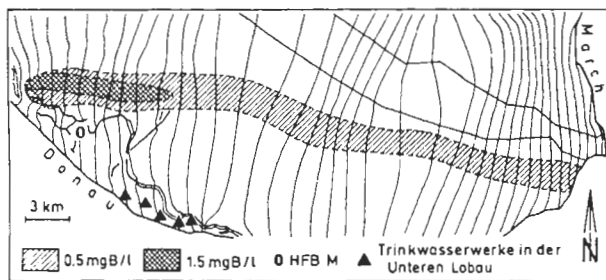


Abb. 35: Kontinuierlicher Eintrag von Bor.

Fig. 35: Continuous input of boron.

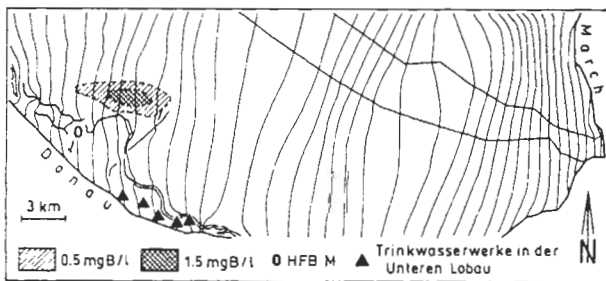


Abb. 36: Zeitlich begrenzter Eintrag von Bor.

Fig. 36: Instantaneous input of boron.

rechnung durchgeführt (Strömung: 1.6.1971;  $\epsilon = 120\ 000\text{mgB/l}$ ;  $q = 40\text{m}^3/\text{a}$ ; Entnahmen der Malzfabrik: Brunnenfeld 1:  $385\ 000\text{m}^3/\text{a}$ , Brunnenfeld 2:  $315\ 000\text{m}^3/\text{a}$ ; Entnahmen durch die Industrie:

5% des Konsenses;  $n_f = 0,2$ ) In diesem Fall gehen in die Modellbetrachtung nur Abstandsgeschwindigkeiten bzw. mittlere Ankunftszeiten eines Wasserinhaltsstoffes ein. Der *advective* Transport wird simuliert, während *dispersive* Effekte vernachlässigt werden.

Ausgehend von der Lage der gemessenen Konzentrationsisolinie von 1989 wurden die Fließzeitabstände von jeweils einem Jahr entlang einer Bahnlinie in die Vergangenheit bis zum Deponiestandort verfolgt (Abb. 30). Da sich aber eine Kontamination im Grundwasser infolge Dispersion schneller ausbreitet als aufgrund der berechneten Abstandsgeschwindigkeit, erhält man mit 1971 den **frühestmöglichen Eintragszeitpunkt**.

Wegen der additiven Wirkung des dispersiven Transportes auf die ermittelte Fließstrecke wurde der Simulationsbeginn sukzessive in die Zukunft verschoben, bis gerechnete und gemessene Durchgangskurven in Deponie-entferntesten Bor-Meßstellen übereinstimmten. Dies war bei Berechnungen der Fall, die als **Eintragszeitpunkt Ende 1974** voraussetzen (Abb. 31). **Dieser Zeitpunkt liegt zwischen Produktionsende 1973 und Betriebs-schluß 1976 der Borax-Werke.**

Somit kann im gegenständlichen Fall von einer unstatthafter Beseitigung hochkonzentrierter Abfälle bei Schließung des Betriebes ausgegangen werden. Die hochkonzentrierten Bor-Mengen wirkten voraussichtlich über mehrere Jahre als diffuse Quelle im Untergrund, bevor sie gemäß ihrer Löslichkeit im Grundwasser durch Verdünnung vollständig eliminiert wurden.

### 6.2.3. Dispersivität

Die longitudinale Dispersivität wurde im Rahmen der Eichung anhand der Tracer-Durchgangskurven in Deponie-entferntesten Bor-Meßstellen quantifiziert.

Mit den bereichsweisen  $\alpha_L$ -Werten von 80m, 100m, 120m, 140m und einem  $\alpha_T$ -Wert von  $0,3 \cdot \alpha_L$  konnte die Bor-Ausbreitung am besten nachgebildet werden. Somit wurden die höchsten der drei Schätzwerte für  $\alpha_T$  und für  $\alpha_L$  (im Deponie-Nahbereich) in die Modellberechnung übernommen. Diese Werte könnten zwei dispersionssteigernden Effekten im Aussagegebiet Rechnung tragen:

1. Infolge einer großen Anzahl von Einzelversorgungsanlagen (Hausbrunnen), Gärtnereien und Industriebetrieben kommt es zu häufigen Brunnen-durchgängen, die eine Dispersionserhöhung zur Folge haben. Sie wird auch durch den nachfolgenden Eintritt in das Grundwasser nicht wieder reduziert (SCHRÖTER, 1984). Die Senken im Aussagegebiet stellen somit eine Akkumulation dispersionssteigernder Effekte dar.

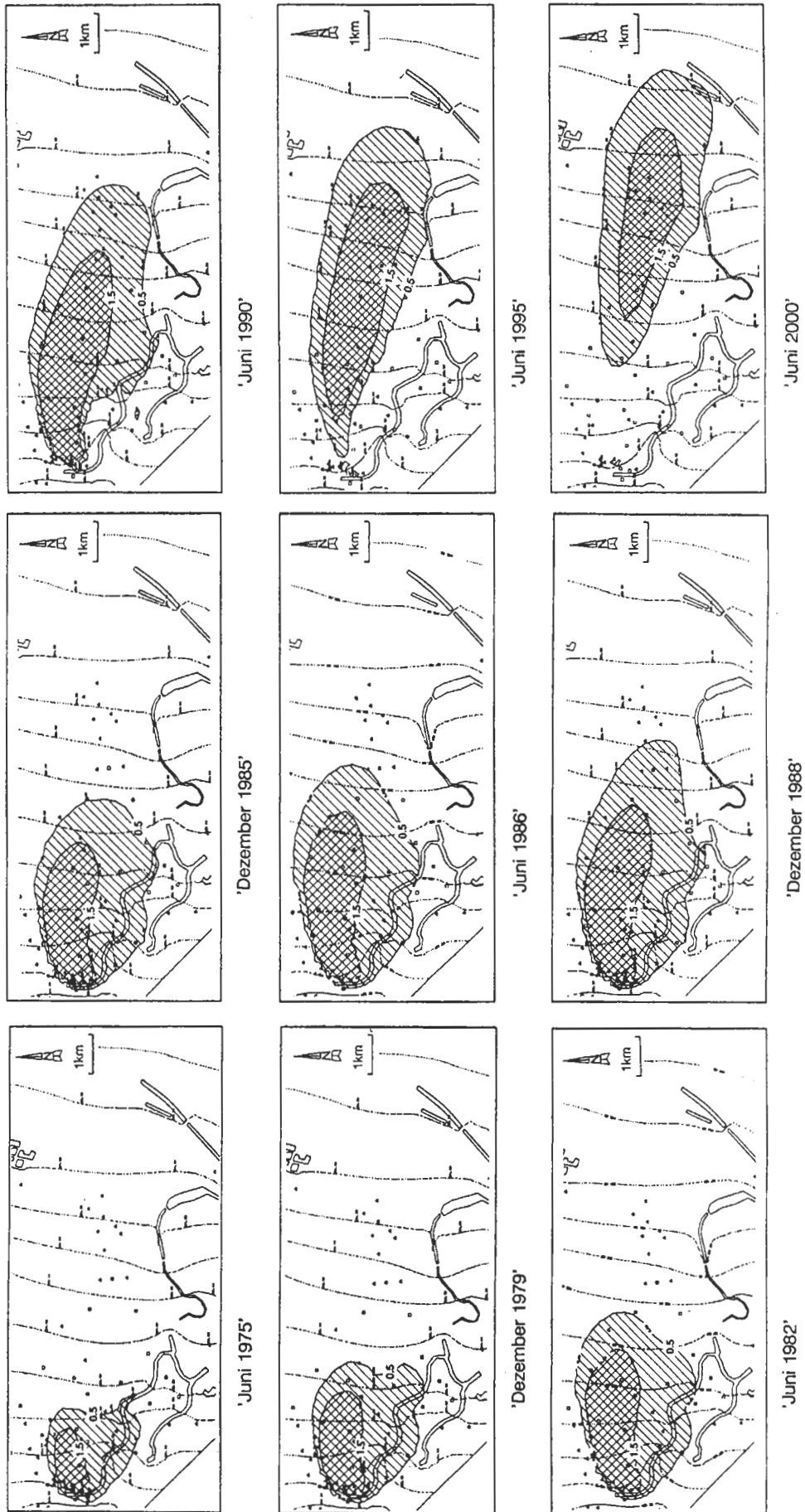


Abb. 37

2. Nach BEAR (1972) führt eine nicht schichtparallele Tracerausbreitung zu einer stärkeren Auffächerung des Wasserinhaltsstoffes durch das Korngerüst und damit zu hohen Dispersivitäten. In den hier angenommenen Dispersivitätswerten könnten sich die Inhomogenitäten des fluviatilen Sedimentkörpers im Aussagegebiet widerspiegeln.

#### 6.2.4. Infiltrationsart

Anhand des Verlaufes von Durchgangskurven wird zwischen kontinuierlicher und einmaliger Tracerinfiltration unterschieden.

Tracerdurchgänge im Grundwasser, die aus einer Sickerwassermarkierung resultieren, sind zeitlich lang andauernd und durch flache Maximalkonzentrationen charakterisiert. Bei direkter Tracereingabe ins Grundwasser bilden sich hohe Konzentrationsmaxima aus und die Durchgänge sind von begrenzter Dauer (BEHRENS et al., 1980).

Das Aussehen der vorhandenen Bor-Durchgangskurven weist deutlich auf eine **zeitlich begrenzte Infiltration** hin.

Eine kontinuierliche Auswaschung der Borhaltigen Produktionsrückstände ist seit der Existenz der Borax-Werke 1893 gegeben. Unter der Voraussetzung einer sehr langsamen Sickerwasserbewegung durch die ungesättigte Zone (Größenordnung: 1m/-Jahr, vgl. MOSER & RAUERT, 1980; MATTHESS, 1983) und einer Mächtigkeit der Anschüttung von 4m (wie sie bei Produktionsende vorlag) würde bereits nach 4 Jahren (1897) eine permanente Sickerwassermarkierung erfolgen. 1983 wurde die Bor-Kontamination erkannt, und es ist nicht verständlich, warum Ursache und Wirkung um fast ein Jahrhundert differieren sollten.

Die Durchgangskurven für kontinuierlich infiltriertes Bor ins Grundwasser würden mit einem Konzentrationsanstieg beginnen und nach Erreichen eines Sättigungswertes zu einem konstanten Konzentrationsverlauf führen. Eine wirksame Sanierung würde sich in abstromig gelegenen Meßstellen gemäß deren Abstand von der Quelle durch einen Kurvenabfall bemerkbar machen. Die Durchgangskurven der Deponie-nahen Meßstellen sind aber bereits vor dem Wirksamwerden der Sanierung (Herbst 1984) durch einen Konzentrationsabfall gekennzeichnet.

Gemäß dieses Sachverhaltes ist die Borax-Deponie nicht als Quelle der Bor-Kontamination des Grundwassers in Wien-Donaustadt anzusehen.

Abb. 37: (Links:) Berechnete Einflußflächen der Bor-Kontamination 1975–2000.

Fig. 37: (Left:) Simulated boron contamination plume 1975–2000.

#### 6.2.5. Infiltrationsort

In diesem Modell wurden zwei Einleitungsorte von Bor simuliert: 1. Einleitungspunkt 21/1 (Abb. 10), ungefähr in der Mitte des umschlossenen Anschüttungsbereiches der Borax-Werke liegend, und 2. Einleitungspunkt PA, ein sich außerhalb des sanierten Bereiches und seit Anfang der achtziger Jahre außerhalb des Einzugsgebietes des Brunnenfeldes 1 der Stadlauer Malzfabrik befindlicher Ort (vgl. Abb. 10).

Es zeigt sich, daß, obwohl im 1. Fall der Einleitungsort im Einzugsgebiet der Entnahme liegt, es infolge Dispersion zu einer Ausbreitung der Bor-Kontaminationsfahne kommt. Liegt der Einleitungspunkt außerhalb einer Beeinflussung durch den Entnahmetrichter, so besitzen lediglich die Einflußflächen höherer Bor-Konzentration eine größere Ausdehnung. Für weitere Berechnungen wurde der **Einleitungsort PA** gewählt.

#### 6.2.6. Infiltrationsdauer

Die Simulation erfolgte mit einer **einmaligen Bor-Infiltration von 1974 bis 1981**. Das Infiltrationsende ist durch Unvollständigkeit der Durchgangskurven und der Unkenntnis der Verhältnisse im Nahfeld der Deponie (durch die hohen Entnahmen der Stadlauer Malzfabrik werden Strömungs- und Konzentrationsfeld verzerrt) nicht genau feststellbar.

Falls die in Meßstelle 18 gemessene Maximalkonzentration im Herbst 1983 wirklich dem höchsten Wert an dieser Meßstelle entspricht, so rührt er von einer Infiltration, gemäß den vorherrschenden Geschwindigkeiten vor ca. 2 Jahren (1981) her.

Es wird vermutet, daß die Infiltration einer hochkonzentrierten Borax-Lösung über mehrere Jahre als diffuse Quelle im Untergrund wirkte bzw. wirkt.

### 6.3. Stabilität

Bei Stofftransport-Berechnungen mit der Methode der Finiten Elemente hat die gewählte Orts- und Zeitdiskretisierung einen erheblichen Einfluß auf Stabilität und Approximationsgüte des Rechenverfahrens. Eine zu niedrige, räumliche Auflösung führt zu *numerischer Dispersion*, ein ungünstiges Verhältnis zwischen zeitlicher und räumlicher Diskretisierung führt bei instationären Rechnungen zu Oszillationseffekten. Eine Überprüfung der Stabilität erfolgt mit Hilfe von PECLET- und COURANT-Kriterium.

Für das Aussagegebiet besteht eine räumlich und zeitlich stabile Lösung. Für die instationäre Stofftransportrechnung wurde die Zeitreihe 1974 bis 2000 in Schritten von sechs Monaten diskretisiert. Diese zeitliche Auflösung erwies sich als ausreichend.



## 7. Variantenrechnung

### 7.1. Einfluß der Sohlriegel des Mühlwassers

Die Modellierung der Bor-Kontaminationsfahne hat sich als äußerst sensitiv bezüglich der kleinräumigen Einflüsse auf das Strömungsfeld durch die Schwellen des Mühlwassers erwiesen.

Um die Rechenzeit gering zu halten, wurden diese Sensitivitätsanalysen mit einem kleineren Netz durchgeführt (Abb. 32). Die Randbedingungen auf dem Teilgebietsrand konnten dem Gesamtmodell entnommen werden.

Die Variantenrechnungen erfolgten unter folgenden Bedingungen:  $\epsilon = 100\%$ ,  $\alpha_L = 80\text{m}, 100\text{m}, 120\text{m}, 140\text{m}$ ;  $\alpha_T = 0,3 \cdot \alpha_T$ ; Potentialfeld vom 1.6.1971. Die Konzentrationsisolines gleicher Werte wurden miteinander verglichen.

Die markierten Einflußflächen in den Abbildungen 33 a-c geben eine Grundwasserkontamination mit  $>5\%$  der Infiltrationsmenge an.

Abbildung 33 a zeigt das Ergebnis einer Simulation, bei der keine Berücksichtigung der Sohlriegel im Mühlwasser erfolgte. Der der Abbildung 33 b zugrunde liegenden Berechnung fehlt die Nachbildung der Schwelle mit dem größten Einfluß auf die Form der Bor-Kontaminationsfahne: Wehranlage Kapellenweg. In der dritten Variantenrechnung, visualisiert durch Abbildung 33 c, wurde dieser Riegel berücksichtigt. Diese Variante entspricht der gemessenen Form der Kontaminationsfahne.

### 7.2. Einfluß von Entnahmen

#### 7.2.1. Entnahmen durch die Stadlauer Malzfabrik

In ca. 300m Entfernung NNE der ehemaligen Borax-Werke befindet sich der Schwerpunkt eines Brunnenfeldes. Es besteht aus zehn Einzelversorgungsanlagen, die von der Stadlauer Malzfabrik in wechselnder Kombination betrieben werden.

Im Modell werden die zehn Einzelversorgungsanlagen durch zwei Brunnenfelder nachgebildet.

Durch die Entnahmen der Stadlauer Malzfabrik ergibt sich eine lokale Ablenkung des Strömungsfeldes nach Norden (vgl. Abb. 27 und 39) und somit die Ausbildung eines scheinbar großen Öffnungswinkels der Infiltration (große Öffnungswinkel der Infiltration sind typisch für permanente Grundwasser-Markierungen).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden zur Abschätzung des Absenkbereiches durch das Brunnenfeld 1 Fließweg-Fließzeit-Berechnungen mit variierenden Grundwasser-Entnahmen der Stadlauer Malzfabrik durchgeführt. Die Fördermengen dieses Brunnenfeldes wurden 1983/1984 von  $385\,000\text{m}^3/\text{a}$

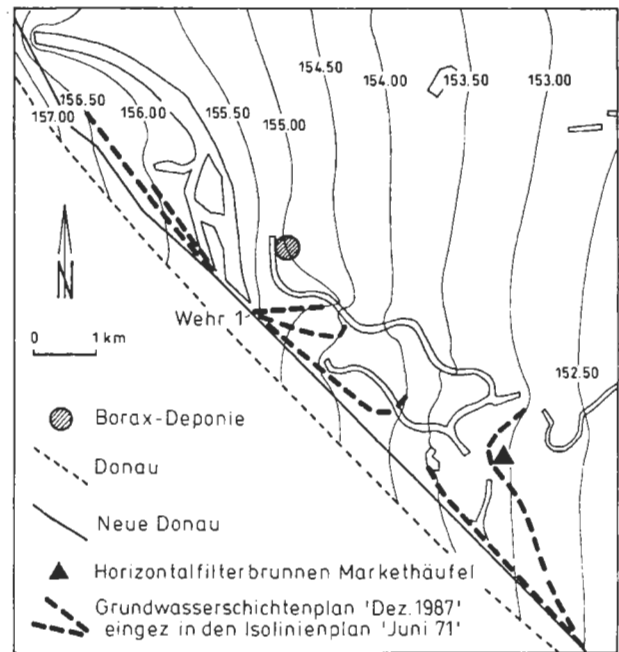


Abb. 38: Grundwasserströmung vor und nach dem Bau der Neuen Donau.

Fig. 38: Potentiometric surface before and after construction of the "New Danube".

auf  $150\,000\text{m}^3/\text{a}$  vermindert. Der Weg von „Teilchen“, die von den Eckpunkten des Borax-Areals und dem Punkt 21/1 in der Mitte des sanierten Bereiches ausgehen, wurde bei unterschiedlichen Fördermengen des Brunnenfeldes 1 verfolgt:  $500\,000\text{m}^3/\text{a}$ ,  $250\,000\text{m}^3/\text{a}$ ,  $200\,000\text{m}^3/\text{a}$ ,  $100\,000\text{m}^3/\text{a}$ ,  $50\,000\text{m}^3/\text{a}$ . Die Berechnung erfolgte unter den vorgegebenen Randbedingungen und angenommenen Parametern (Strömung: 1.6.1971;  $\epsilon = 120\,000\text{mgB/l}$ ;  $q = 40\text{m}^3/\text{a}$ ;  $\alpha_L = 80\text{m}, 100\text{m}, 120\text{m}, 140\text{m}$ ;  $\alpha_T = 0,3 \cdot \alpha_T$ ;  $n_f = 0,2$ ). Es zeigte sich, daß bei hohen Entnahmemengen das gesamte Grundwasser unterhalb des Areals der Borax-Fabrik in das Einzugsgebiet des Brunnenfeldes 1 der Stadlauer Malzfabrik fällt. Bei Fördermengen, wie sie seit Beginn der achtziger Jahre vorherrschen, befinden sich die südlichen Bereiche des Borax-Geländes außerhalb des Absenktrichters. Das Strömungsfeld wird anteilmäßig nach Norden abgelenkt. Bei niedrigen Entnahmemengen erfolgt keine Beeinflussung der Ausbreitung eines Wasserinhaltsstoffes im Grundwasser durch den von der Stadlauer Malzfabrik erzeugten Entnahmetrichter (Abb. 34).

Es wird vermutet, daß der Eintrag von Bor ins Grundwasser im südlichen Bereich des Borax-Areals und an einem Punkt (z.B. Punkt PA in Abb. 10) mit keiner bzw. niedriger Beeinflussung durch den Absenktrichter der Stadlauer Malzfabrik erfolgte.

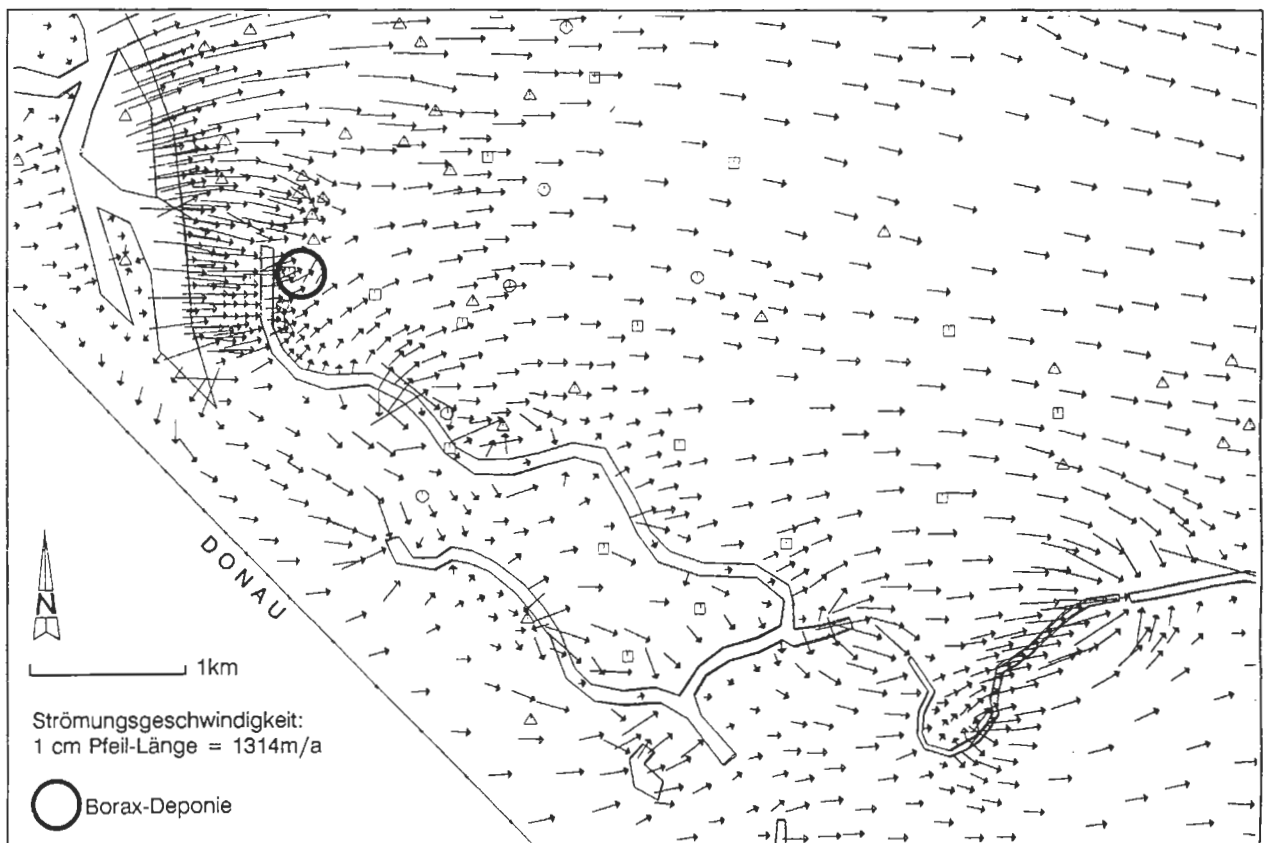


Abb. 39: Geschwindigkeitsfeld „Juni 1971“.

Fig. 39: Velocity field of groundwater flow in "June 1971".

### 7.2.2. Entnahmen durch die Borax-Werke

Die Borax-Werke besaßen nie ein Wasserrecht. Trotzdem existierte bei den Produktionsstätten im Punkt PA (vgl. Abb. 10) ein Brunnen. Bei Berechnungen mit einer angenommenen Entnahme von  $50\,000\text{m}^3/\text{a}$  durch diesen Brunnen unter vorgegebenen Randbedingungen und angenommenen Parametern (Strömung: 1.6.1971;  $\epsilon = 120\,000\text{mgB/l}$ ;  $q = 40\text{m}^3/\text{a}$ ; Entnahme durch das Brunnenfeld 1 der Stadlauer Malzfabrik:  $385\,000\text{m}^3/\text{a}$ ; Entnahmen durch die Industrie: 5% des Konsenses;  $\alpha_L = 80\text{m}, 100\text{m}, 120\text{m}, 140\text{m}$ ;  $\alpha_T = 0,3 \cdot \alpha_T$ ;  $n_f = 0,2$ ) liegt der erzeugte Absenkrichter innerhalb von dem der Stadlauer Malzfabrik. Erst bei einer Entnahmemenge von  $200\,000\text{m}^3/\text{a}$  hätte der Absenkrichter der Borax-Werke das Areal der Deponie umfaßt. Auf diese Weise hätten die Borax-Werke eine Sickerwassermarkierung durch Bor unterhalb des Deponiebereiches durch Rückführung Bor-haltigen Grundwassers in ihren Produktionsprozeß selbst entsorgt.

### 7.3. Prognose bei kontinuierlichem und zeitlich begrenztem Eintrag

Unter der Annahme, daß ein ungehinderter, kontinuierlicher Eintrag von Bor ins Grundwasser vorliegt, würde die Bor-Fahne im nächsten Jahrtausend in die Donau einmünden (vgl. Abb. 35).

Die Simulation eines zeitlich begrenzten Bor-Eintrages von 1974–1981 (Abb. 36 u. 37) zeigt, daß die Konzentrationsfahne im Jahr 2000 schon weitgehend verdünnt ist und sich in Auflösung befindet (vorgegebene Randbedingungen und angenommene Parameter: Strömung: 1.6.1971;  $\epsilon = 120\,000\text{mgB/l}$ ;  $q = 40\text{m}^3/\text{a}$ ; Entnahme durch das Brunnenfeld 1 der Stadlauer Malzfabrik:  $385\,000\text{m}^3/\text{a}$ ; Entnahmen durch die Industrie: 5% des Konsenses;  $\alpha_L = 80\text{m}, 100\text{m}, 120\text{m}, 140\text{m}$ ;  $\alpha_T = 0,3 \cdot \alpha_i$ ;  $n_f = 0,2$ )

Weder eine kontinuierliche Sickerwassermarkierung noch ein zeitlich begrenzter Eintrag von Bor ins Grundwasser führen in Gegenwart oder Zukunft zu einer Gefährdung der Trinkwasserwerke in der Unteren Lobau (Abb. 35 und 36).

Der Nachweis geringer Bor-Konzentrationen im Horizontalfilterbrunnen „Markethäufel“ (= HFB M) wird nicht ausgeschlossen. Die gemessenen Bor-Werte werden aber unter dem Grenzwert von  $0,5\text{ ppm}$  liegen.

#### 7.4. Verhältnisse vor und nach dem Bau der Neuen Donau

Der Bau des Hochwasserentlastungsgerinnes der Donau, der Neuen Donau, begann Anfang der siebziger Jahre und ist somit ungefähr zeitgleich mit dem Eintrag von Bor ins Grundwasser.

Aus diesem Grund gilt es zu überprüfen, ob zwischen beiden Ereignissen ein kausaler Zusammenhang besteht. Folgender Ablauf wäre denkbar: Die Bor-Kontamination existiert schon über Jahrzehnte. Sie wurde aber verdünnt in die Donau abgezogen und blieb so unbemerkt. Erst durch veränderte Strömungsverhältnisse infolge der Baumaßnahme breitete sich die Kontamination in einem Gebiet aus, das aufmerksamer beobachtet wird.

Die Simulation der einzelnen, zeitlich und örtlich sehr heterogen verlaufenden Bauphasen der Neuen Donau hätte den Modellierungsaufwand potenziert. Daher erfolgte zur Bewertung der oben formulierten Vermutung eine vergleichende Gegenüberstellung von Grundwasserschichtenplänen, die die Strömungsverhältnisse vor und nach der Errichtung des Entlastungsgerinnes darstellen.

Den Abbildungen 38 und 39 liegen das Grundwasserpotentialfeld vom 1.6.1971 (vor dem Bau der Neuen Donau) zugrunde. Darin wurden die Veränderungen der Grundwasserschichten bzgl. eines Strömungszustandes vom Dezember 1987 (nach dem Bau der Neuen Donau) markiert.

Folgendes ist augenfällig:

1. Die Strömungsverhältnisse im Aussagegebiet haben infolge der Pufferung durch das Altarmsystem der Oberen Lobau keine Veränderung durch den Bau der Neuen Donau erfahren.
2. Der südliche Bereich der Alten Donau entwässerte vor der Baumaßnahme in die Donau. Diese Entwässerung ist seit dem Wirksamwerden des Hochwasserentlastungsgerinnes Anfang der achtziger Jahre nicht mehr gegeben. Der Bau der Neuen Donau führte zu einer mittleren Hebung des Wasserstandes in der Alten Donau von ca. 60cm (SCHIEL, 1991).
3. Im Bereich von Wehr 1 kommt es zu einer Umströmung.
4. 1987 gibt es gegenüber 1971 eine große Senke im Bereich zwischen Tischwasser und Oberleitner Wasser. Sie wird durch den seit 1979 betriebenen Horizontalfilterbrunnen „Markethäufel“ verursacht.

5. Zwischen Neuer und Alter Donau ist ein Bereich erhöhter Grundwasserstände entstanden.

Aus dem Vergleich von Grundwasserverhältnissen vor und nach dem Bau der Neuen Donau geht hervor, daß es im Hauptbereich des Aussagegebietes „Bor-kontaminierte Zone“ zu keinen veränderten Strömungsverhältnissen durch den Bau des Hochwasserentlastungsgerinnes kam.

Es besteht kein Zusammenhang zwischen dem Bau des Entlastungsgerinnes und dem Auftreten der Bor-Kontamination in Wien-Donaustadt.

Diese Arbeit entstand als Dissertation am Institut für Petrologie der Universität Wien (Betreuung: Prof. Dr. H. KURZWEIL) in Zusammenarbeit mit der Arbeitsgruppe „Grundwassermodelle“ der Fakultät für Bauingenieurwesen der Ruhr-Universität Bochum (Prof. Dr. G. SCHMID) und wurde durch finanzielle Beiträge zu gleichen Teilen vom Bund (Österreichische Akademie der Wissenschaften) und der Stadt Wien unterstützt.

Allen involvierten Personen sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

#### Literaturverzeichnis

- BAROVIC, G., BOOCHS, P. W., MULL, R. (1979): Einfluß des nicht abflußwirksamen Porenraumes auf die Ausbreitung von Inhaltsstoffen im Grundwasser. — Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, **23**(6).
- BARTHOLOMÉ, E., BIEKERT, E., HELLMANN, H. (Hrsg.): (1974): Ullmanns Encyclopädie der technischen Chemie, **4.**, neubearbeitete und erweiterte Auflage (Verlag Chemie), Weinheim.
- BEAR, J. (1972): Dynamics of Fluids in Porous Media (American Elsevier), New York.
- , J., VERRUIJT, A. (1987): Theory and application of Transport in Porous Media, Modeling Groundwater Flow and Pollution. — (Reidel Publishing Company).
- BEAR, J., BACHMAT, Y. (1990): Introduction to Modeling of Transport Phenomena [In:] Porous Media (Reidel Publ. Company).
- BEHRENS, H., SEILER, K.-P., NEUMAIER, F. (1980): Geländeversuche mit Fluoreszenz-Tracern zur Wasserbewegung im wasserungesättigten Lockergestein in den Tälern der Bayerischen Alpen. — Z. dt. geol.Ges., **131**, 129–138, Hannover.
- BEHRENS, H., SEILER, K. P. (1982): Beziehung zwischen der Dispersivität und der Länge des

- Fließweges des Grundwassers nach Geländeversuchen in den fluvioglazialen Kiesen des Oberen Loischtales und von Dornach. — [In:] Traceruntersuchungen in der Hydrogeologie und Hydrologie, GSF-Bericht R 290, München.
- BETTZIECHE, V. (1991): Systematische Erstellung von Modellen bei der Simulation von Grundwasserströmungen nach der Methode der Finiten Elemente. — Technisch-wissenschaftliche Mitteilungen des Institutes für Konstruktiven Ingenieurbau, Ruhr-Universität Bochum, **91.11**, Bochum.
- BEYER, W. (1964): Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilungskurve. — *Z. Angew. Geologie* **10**, 295–300, Berlin.
- BOENIG, D. (1989): Untersuchungen zur Modellierung des Stofftransportes in einem durch Deponiesickerwasser verunreinigten Grundwassergerinne. — *Berichte Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, Nr. 30, 113 S., Kiel.
- BRAND, T. (1989). Ein Vergleich von Berechnungsmethoden zur Ausbreitung von Schadstoffen im porösen Medium. — Diplomarbeit, Ruhr-Universität Bochum, Fakultät für Bauingenieurwesen, Theorie der Tragwerke und Simulationstechnik, Bochum.
- BREDEHOFT, J. D., PINDER G. F. (1973): Mass Transport in Flowing Groundwater. — *Water Resour. Res.*, **9**(1), 194–210, Washington.
- BRÜMMER, G. (1987): Bodenbelastungen durch Luftverunreinigungen und ihre ökologischen Konsequenzen. — [In:] 'Wirkungen und Luftverunreinigungen auf den Boden', **5**, 13–38, VDI-Kommission Reinhaltung der Luft, Düsseldorf.
- DEV DIN 38405-D-17 (1981): Deutsches Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung, Anionen (Gruppe D), Bestimmung von Borat-Ionen (D17), Beuth Verlag GmbH, Berlin.
- DIN 18124 (1987): Bestimmung der Korndichte, Kapillarypknometer – Weithalspknometer (Beuth Verlag GmbH), Berlin.
- DIN 38414 (1984): Schlamm und Sedimente (Gruppe S), Bestimmung der Eluierbarkeit mit Wasser (Beuth Verlag GmbH), Berlin.
- DREHER, J. E., PRAMBERGER, F., REZABEK, H. (1985): Faktorenanalyse – eine Möglichkeit zur Ermittlung hydrographisch ähnlicher Bereiche in einem Grundwassergebiet, *Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich*, **54**, 1–12, Wien.
- DUSCHEK, I. (1989): Das Wiener Erbe, [In:] *Perspektiven*, **7**, 27 (Compress Verlag), Wien.
- DVWK-Schriften (1983): Stofftransport im Grundwasser. — (Verlag Paul Parey), Hamburg.
- DVWK-Schriften (1985): Voraussetzungen und Einschränkungen bei der Modellierung der Grundwasserströmung. — (Verlag Paul Parey), Hamburg.
- ELLIOTT, H. A., LIBERATHI, M. R., HUANG, C. P (1986): Effect of iron oxide removal on heavy metal sorption by acid subsoils. *Water, Air and Soil Pollution*, **27**, 379–389.
- ERNST, W. H. O., JOOSE-van DAMME, N. G. (1983): Umweltbelastung durch Mineralstoffe. — (Fischer Verlag), Stuttgart.
- EM = Errichtungsgesellschaft Marchfeldkanal (1989): Bilanzierung des Grundwasser-Haushaltes 1974–1987, Wien.
- FINK, J., FINK, M. M. (1978): Morphologisch-tektonische Karte des Wiener Beckens 1:100000, Wien.
- FOLK, R. L., WARD, W. (1957): Barzos River bar: a study in the significance of grain size parameters. — *J. Sediment. Petrol.*, **27**, 3–26.
- FRIEDL, K. (1930): Zur Frage der im Wiener Becken vorhandenen großen Verwerfungen. — *Mitt. Geol. Ges.* **22**, Wien.
- GELHAR, L. W., AXNESS, C. L. (1981): Stochastic Analysis of Macrodispersion in Three-Dimensionally Heterogeneous Aquifers, Geophysical Research Center. — Hydrology Research Program, Rep. **H8**, 140 pp. (New Mexico Inst. of Mining and Technology, Socorro), New Mexico.
- Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (1984). Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200000, Wien.
- GRUPE, S. (1987): Reinigungsprozesse im Grundwasser — am Beispiel einer Bor-Kontamination im Untergrund von Wien-Donaustadt. — Diplomarb. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien.
- GRUPPE WASSER (1987): Dotation Lobau, Abschnitt Obere Lobau, Hydrogeologisches Einreichoperat für einen wasserwirtschaftlichen Versuch, im Auftrag der MA 45, Wien.

- (1987): Beweissicherung 1986 – Quantität, im Auftrag der Errichtungsgesellschaft Marchfeldkanal, Wien.
- (1987): Bilanzierung Neue Donau, Juni 1987, im Auftrag der MA 45, Wien.
- (1987): Marchfeldkanal; Grundausstattung, Beweissicherung 1986 – Quantität, im Auftrag der Errichtungsgesellschaft Marchfeldkanal, Wien.
- (1989): Grundwasserwerk Lobau, Sofortmaßnahmen zum Schutz der Grundwasserqualität, Wasserrechtliches Verfahren, im Auftrag der MA 45, Wien.
- (1990): Donauhochwasserschutz Wien. Stützende Maßnahmen zur Stabilisierung des Wasserhaushaltes der Unteren Stauhaltung der Neuen Donau, im Auftrag der MA 45, Wien.
- (1991): Donauhochwasserschutz Wien. Simulationsstudie linkes Ufer, Donauhochwasser 1965, im Auftrag der MA 45, Wien.
- GUGGISBERG, B. (1990): Grundwasserströmung Marchfeld – Eine Fallstudie, [In:] Modellierung von Vorgängen im Grundwasser – Simulation quantitativer und qualitativer Prozesse, S. 90–117, (ÖKO-Print), Wien.
- KINZELBACH, W. (1987): Numerische Methoden zur Modellierung des Transports von Schadstoffen im Grundwasser, Schriftenreihe gwf Wasser, Abwasser (Oldenbourg Verlag), Wien.
- KLOTZ, D. (1973): Untersuchungen zur Dispersion in porösen Medien. — Z. dt. geol. Ges., **124**/(2), 523–534, Hannover.
- (1979): Longitudinale Dispersionskoeffizienten für Einkornmaterialien und natürliche Kies-Sande, DGM, **2**, 35–39.
- , SEILER, K. P. (1980): Labor- und Geländeversuche zur Ausbreitung konservativer Tracer in fluvioglazialen Kiesen von Oberbayern. [In:] Traceruntersuchungen in der Hydrogeologie und Hydrologie, GSF-Bericht, R 250, München.
- KÖNIG, C. (1991): Numerische Berechnung des dreidimensionalen Stofftransportes im Grundwasser, Techn.-wiss. Mitt. des Inst. für Konstruktiven Ingenieurbau, Ruhr-Universität Bochum, **91.13**, Bochum.
- , SCHMID, G. (1991): Abschlußbericht zu dem BMFT-Forschungsvorhaben „Sicherheit der Trinkwassergewinnung aus Uferfiltrat bei Stoßbelastungen“ im Rahmen des Teilprojektes 3, Teil II: Schadstofftransport, Ruhr-Universität Bochum, Arbeitsgruppe Grundwassermodelle, Bochum.
- KOLESAR, C. (1989): KONAN-Korngrößenanalyseprogramm, Institut für Petrologie der Universität Wien, Wien.
- LANGGUTH, H.-R., VOIGT, R. (1980): Hydrogeologische Methoden, 486 S. (Springer Verlag), Berlin.
- LEBETH, F., PLACHY, H., JANAC, P., HIRHAGER, R., SCHEMBOR, F. (1988): Erarbeitung von Grundlagen für einen langfristigen Plan zur Nutzung und zum Schutz des Grundwassers in Ballungszentren am Beispiel Wiens, Forschungsprojekt WA1c; Magistrat der Stadt Wien, MA 29, MA 39 und MA 45, BMWF; Wien.
- MA 29 – GB 22 - 6/84 (1984): Borverunreinigung des Grundwassers in einem Teil des 22. Bezirkes, Deponieerkundung auf dem Gelände des ehemaligen Borax-Werkes in 1220 Wien, Gotramgasse 11, Wien.
- MA 39 – K522/83 (1983): Analysenbefunde zur Grundwasserverunreinigung 1220 Wien, Gotramgasse 11, Versuchs- und Forschungsanstalt der Stadt Wien, Wien.
- MA 41 – Stadtvermessung (1986): Borverunreinigung; Boden- und Grundwasseruntersuchungen; 22., Stadlau – Aspern – Essling, 1 : 5000, 4143/8Bi, Stand Okt. 1986, mit handschriftlichen Eintragungen der Borkonzentrationen bis April 1989 durch die MA 45, Wien.
- MA 45 – Wasserbau – (1989): Die Grundwassersituation in Wien, Wien.
- MA 45 - Wasserbau - (1991): Die Sanierung von Altlasten in Wien, Wien.
- MATTHESS, G., ISENBECK, M., PEKDEGER, A., SCHENK, D., SCHRÖTER, J. (1985): Der Stofftransport im Grundwasser und die Wässerschutzgebietsrichtlinie W 101 – Statusbericht und Problemanalyse, UBA Bericht 7/85, Erich Schmidt Verlag, Berlin.
- MÖSCHLIN, S. (1984): Klinik und Therapie der Vergiftungen, (Thieme Verlag).
- MOSER, H., RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. — 400 S., Borntraeger, Stuttgart.
- MÜLLER, G. (1964): Sediment-Petrologie, Teil 1: Methoden der Sediment-Untersuchung (Schweizerbart), Stuttgart.

- MÜLLER, G., EHWALD, F., HAMAN, A. (1990): Langzeituntersuchungen über das Verhalten von Phosphor, Stickstoff und Bor bei der mechanisch-biologischen Abwasserreinigung am Beispiel der kommunalen Kläranlagen Bammental und Wiesloch (Rhein-Neckar-Kreis), Heidelberger Geowiss. Abh., **34**, Heidelberg.
- ÖNORM B3120 (1981): Natürliche Gesteine; Probenahme, Körnungen, Österreichisches Normungsinstitut, Wien.
- PARR, A. J., LOUGHIMAN, B. C. (1983): Boron and membrane function in plants. In "Metals and micronutrients" – Uptake and utilization by plants, p. 87–107 (Academic Press), London.
- PLANUNGSGESELLSCHAFT MARCHFELD-KANAL (1986): Das Marchfeldkanalsystem. — Tätigkeitsbericht 1983–1985, Wien.
- PURBA, J. (1986): Zum Verhalten von Bor und seine Beziehungen zu Phosphor und Schwermetallen während der Passage durch eine kommunale Kläranlage. — Diss. Inst. f. Sedimentforschung, Univ. Heidelberg.
- SCHEFFER, F., SCHACHTSCHABEL, P. (1989): Lehrbuch der Bodenkunde (Ferdinand Enke Verlag), Stuttgart.
- SCHIEL, W. (1991): Die Donau als Lebensraum. Perspektiven, **1A/1991** (Compress Verlag), Wien.
- SCHMID, G. (1991): Simulation von Grundwasserströmungen und Stofftransport, Mathematische Modellierung der Grundwasserströmung, Skript der Ruhr-Universität Bochum, Inst. f. Konstruktiven Ingenieurbau.
- , OBERMANN, P. M., BRAESS, D., et al. (1991): SICK 100, Berechnung von stationären und instationären Grundwasserströmungen und Stofftransport, Programmbeschreibung 17.1, Arbeitsgruppe Grundwassermodelle, Ruhr-Universität Bochum.
- SCHRÖTER, J. (1983): Der Einfluß von Textur und Struktureigenschaften poröser Medien auf die Dispersivität, Diss. Christian - Albrechts - Universität, Kiel.
- (1984): Mikro- und Makrodispersivität poröser Grundwasserleiter. — *Meyniana*, **36**, 1–34, Kiel.
- SCHUCH, M. F. (1977): Beiträge zur Hydrogeologie des Marchfeldes, 31 S. (Amt der N.Ö.Landesregierung), Wien.
- SCHULTZ, L. G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from x-ray and chemical data for Pierre shale. — *Geol. Surv. Prof. Paper 391-G*, United States Government Printing Office, 1–31, Washington.
- SIMULTEC(1989): DAGMAR, Datenbank und Grundwassermodell Marchfeld, Klimatische Wasserbilanz und optimale Grundwasserspiegel. — Instationäres Grundwasser-Modell; Aufbau, Eichung und Sensitivität (Meilen), Wien.
- STERL, U. (1987): Grobsedimentanalyse verschiedenen alter Donauterrassen im Wiener Becken, Diplomarb., Gruwi-Fak. Univ. Wien, Wien.
- WEDLER, G. (1979): Adsorption: Eine Einführung in die Physisorption und Chemisorption. — (Verlag Chemie GmbH), Weinheim.
- ZAK, T. (1988): Hydrographische Beobachtungen am Rußbach und Stempfelbach, Bericht der Errichtungsgesellschaft Marchfeldkanal an die Wasserrechtsbehörde. — unveröffentlicht, Wien.
- ZOTTL, H., ERBER, H. (1988): Dotation Lobau, Abschnitt Obere Lobau, Einreichprojekt für einen wasserwirtschaftlichen Versuch, im Auftrag der MA 45, Wien.

Palynostratigraphische  
Untersuchungen  
oberkretazischer Sedimente  
des Krappfeldes (Kärnten)

Palynostratigraphic investigations of  
Upper-Cretaceous  
sediments from Krappfeld (Carinthia)

R. ZETTER & A. DIMTER

mit 2 Abbildungen und 4 Tafeln

Schlüsselwörter:

*O-Kreide*  
*Krappfeld*  
*Dinoflagellatenzysten*  
*Pollen und Sporen*

Keywords:

*Upper Cretaceous*  
*Krappfeld*  
*Dinoflagellaten cysts*  
*Pollen and Spores*

Adresse der Autoren:  
Address of the authors:

Dr. Reinhard Zetter  
Dr. A. Dimter  
Institut für Paläontologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7/II  
A-1010 Wien

**Inhalt**

Seite

Zusammenfassung, Abstract .....	177
Einleitung .....	177
Material und Methoden .....	177
Untersuchungsergebnisse .....	177
Dinoflagellatenzysten .....	177
Pollen und Sporen .....	178
Biostratigraphie .....	178
Literatur .....	179

**Contents**

Zusammenfassung, Abstract .....	177
Introduction .....	177
Material and methods .....	177
Results .....	177
Dinoflagellate cyst .....	177
Pollen and spores .....	178
Biostratigraphy .....	178
References .....	179



## Zusammenfassung

In vorliegender Arbeit werden die Palynomorphae oberkretazischer Sedimente des Krappfeldes (Kärnten) untersucht. Im organischen Rückstand dominieren Pollen und Sporen. Dinoflagellatenzysten, die ebenfalls in großer Zahl auftreten, ermöglichen eine stratigraphische Einstufung in das Maastricht.

## Abstract

The palynomorphs of an Upper-Cretaceous outcrop from Krappfeld (Carinthia) were investigated. The samples were dominated by Pollen and spores. Dinoflagellate cysts have also been found in great diversity. These cysts are typical for the Maastrichtian.

## Einleitung

Im Zuge der Bearbeitung der eozänen Ablagerungen verschiedener Lokalitäten des Krappfeldes (Kärnten) wurden auch oberkretazische Sedimente in die Untersuchungen miteinbezogen.

Die Oberkreide des Krappfeldes und ihre stratigraphische Stellung wurden seit langem kontrovers diskutiert (NEUMANN, 1989). Grundlage der biostratigraphischen Einstufungen waren dabei hauptsächlich Foraminiferen (LIEBUS, 1927, PAPP & KÜPPER, 1953, VAN HINTE, 1963, SCHREIBER, 1979, 1980) und Ammoniten (THIEDIG & WIEDMANN, 1976). In dieser Arbeit werden erstmals palynologische Ergebnisse vorgestellt, die aus dem hangendsten Teil der oberkretazischen Ablagerungen stammen.

## Material und Methoden

Aus dem Steinbruch Pemberg bei Wietersdorf (Abb. 1) wurden Proben unterhalb der Transgressionsbasis des Tertiärs aus den Mergeln der Oberkreide genommen.

Diese Mergel sind nach NEUMANN (1989) als distale Ablagerungen eines Turbidites anzusehen.

Im ersten Aufbereitungsgang werden mittels HCl und HF die anorganischen Anteile der Probe gelöst. Im organischen Aufbereitungsgang wurde die Methode der Azetolyse angewandt. Abschließend wurde der Rückstand einer Schweretrennung unterzogen. Dieser Rückstand enthielt sowohl gut erhaltene marine Palynomorphae (Dinoflagellatenzysten), als auch Pollen und Sporen. Die routinemäßige Bearbeitung fossiler Palynomorphae mittels LM und REM wurde nach der von ZETTER (1989) beschriebenen Methodik durchgeführt.

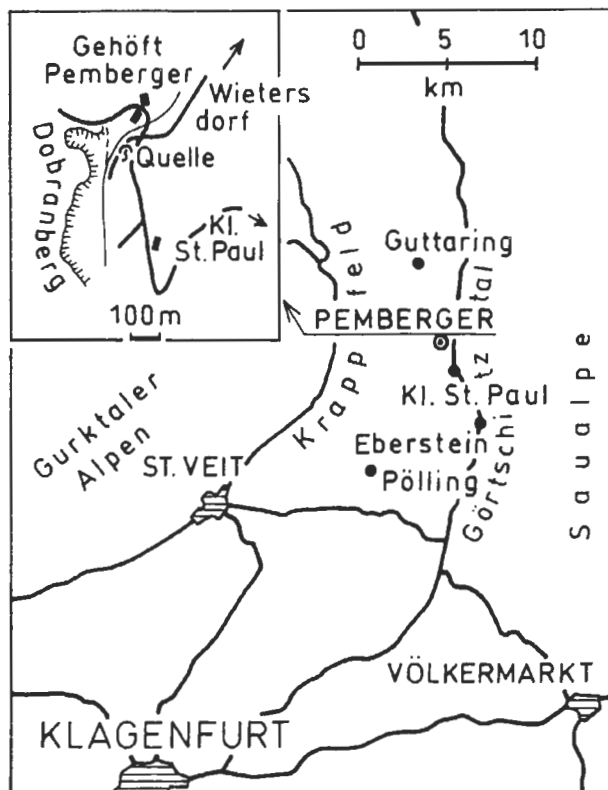


Abb. 1: Geographische Übersichtsskizze des Fundpunktes (SCHREIBER 1980)

Fig. 1: Topographical map showing locality (SCHREIBER 1980)

## Untersuchungsergebnisse

Der Rückstand der aufbereiteten Probe erwies sich als sehr reich an inkohlten Holzresten, terrigenen Palynomorphen und Dinoflagellatenzysten.

Die statistische Auswertung erbrachte, daß die terrigenen Palynomorphae gegenüber Dinoflagellatenzysten im Verhältnis 3 : 2 überwiegen. Dieses Verhältnis einerseits, sowie die Dominanz der Spiniferitaceae (*Spiniferites cingulatus*, *Spiniferites ramosus*, *Achomosphaera ramulifera*) bei den Dinoflagellatenzysten, spricht für offene marine Verhältnisse (DOWNIE et al., 1971).

Bei der vorläufigen systematischen Bearbeitung der Dinoflagellatenzysten konnten folgende Taxa nachgewiesen werden:

### DINOFLAGELLATENZYSTEN

Abt. Pyrrophyta PASCHER 1914  
Kl. Dinophyceae FRITSCH 1929  
Ord. Peridinales HAECKEL 1996

Fam. Spiniferitaceae  
*Achomosphaera ramulifera* (DEFLANDRE 1937)  
EVITT 1963

Dinozysten	CAMPAN	MAASTRICHT		TERTIÄR
		u.	o.	
Triblastula utinensis				
Cannosphaeropsis utinensis	—	—	—	
Ceriatopsis diebelii		—	—	—
Dinogymnium euclaense	—	—	—	

Abb. 2: Biostratigraphische Reichweite

Fig. 2: Biostratigraphical Range

*Spiniferites cingulatus* (WETZEL 1933) SAR-  
JEANT 1970

*Spiniferites ramosus* (EHRENBERG 1838) LOEB-  
LICH & LOEBLICH 1966

*Spiniferites wetzeli* (DEFLANDRE 1937) SAR-  
JEANT 1970

*Cannosphaeropsis utinensis* WETZEL 1933

Fam. Endoscriniaceae

*Triblastula utinensis* WETZEL 1933

Fam. Lingulodiniaceae

*Exochosphaeridium bifidum* (CLARKE & VER-  
DIER 1967) CLARKE et al. 1968

Fam. Hystrichosphaeridiaceae

*Hystrichosphaeridium tubiferum* (EHRENBERG  
1838) DAVEY & WILLIAMS 1966

*Oligosphaeridium complex* (WHITE 1842) DAVEY  
& WILLIAMS 1966

Fam. Areoligeraceae

*Areoligera* spp.

Fam. Deflandreaceae

*Ceriatopsis diebelii* (ALBERTI 1959) VOZZHENI-  
KOVA 1967

Ordnung Gymnodiniales LEMMERMANN 1910

Fam. Dinogymniaceae

*Dinogymnium euclaense* COOKSON & EISENACK  
1970

## Pollen und Sporen

Der hohe Anteil an terrigenen Elementen dürfte auf Eintrag durch die turbiditische Ablagerung zurückzuführen sein.

Die Bestimmung der Pollen und Sporen erfolgte, wenn möglich, lediglich bis zur Gattungsebene, da in vielen Fällen die Taxonomie auf Artebene fraglich ist. In einigen Fällen konnte nur auf offene Bezeich-

nungen im Sinne von KRUTSCH (1973) zurückgegriffen werden.

Als vorläufige Fossilliste ergibt sich:

### Sphagnaceae

*Stereisporites maastrichtensis* W. KR.

### Lycopodiaceae

*Camarozonosporites* sp.

### Filicatae

*Leiotriletes* sp.

*Toroisporis* sp.

*Concavisporites* sp.

*Gleicheniidites* sp.

*Laevigatosporites* sp.

*Polypodiaceoisporites* sp.

*Polypodiidites* sp.

*Cicatricosisporites* sp.

### Gymnospermae

*Pityosporites* sp.

### Angiospermae

*Tricolporopollenites* (Sammelgattung, ca. 10 Taxa, weitgehend unbestimmt)

*Bohemiapollis* sp.

*Extremipollis* sp.

*Extratropopollenites* sp.

*Interporopollenites* sp.

*Oculopollis* sp.

*Platycaryapollenites* sp.

*Plicapollis* sp.

*Subtriporopollenites* sp.

*Triatriopollenites* sp. (myrecoide Form)

*Trudopollis* sp.

## Biostratigraphie

Da die bisher nachgewiesenen Pollen und Sporen eine relativ große stratigraphische Reichweite aufweisen, ist eine detaillierte Altersbestimmung nur begrenzt möglich. Aus diesem Grund wurden in dieser Arbeit

hauptsächlich die Dinoflagellatenzysten zur biostratigraphischen Einstufung herangezogen.

FOUCHER (1979) gibt einen Überblick über stratigraphische Reichweiten von Dinozysten der Oberkreide aus Belgien, Holland, Dänemark, Schweden und Polen.

Weiterhin wurden die stratigraphischen Daten von MARHEINEKE (1986) aus Norddeutschland, von RABSZYNSKI et al. (1985) aus dem Raum Maastricht und von WILLIAMS & BUJAK 1985, die eine Übersicht aller Dinozonierungen geben, verwendet.

Unter Berücksichtigung aller genannten Arbeiten ergibt sich aus dem gemeinsamen Vorkommen von *Triblastula utinensis*, *Cannosphaeropsis utinensis*, *Ceriatopsis diebelii* und *Dinogymnium euclaense*, daß die Proben in den Zeitraum vom Unteren Maastricht bis ins Untere Obermaastricht gestellt werden müssen (Abb. 2).

Im Zuge dieser Untersuchung wurden die vorliegenden Proben auch auf kalkiges Nannoplankton untersucht. Laut freundlicher mündlicher Mitteilung von R. BRAUNSTEIN ergibt sich dadurch eine Einstufung dieser Schichten in das Untere Maastricht (CC 24).

Da aus Österreich bisher keine biostratigraphischen Ergebnisse mit Dinoflagellatenzysten aus dem Maastricht vorliegen, ist die genaue Einstufung durch das Nannoplankton wertvoll.

Dadurch können die Ergebnisse dieser Arbeit als Grundlage für folgende palynostratigraphische Untersuchungen oberkretazischer Sedimente herangezogen werden.

### Danksagung

Für die rasche und zuvorkommende Bearbeitung der Nannoplanktonproben sind wir Frau R. BRAUNSTEIN zu größtem Dank verpflichtet.

### Literatur

- DOWNIE, C., HUSSAIN, M. A. & WILLIAMS, G. L. (1971): Dinoflagellate cysts and acritarch associations in the Paleogen of southeast England. — *Geoscience and Man*, **3**, 29–35, Baton Rouge.
- FOUCHER, J. C. (1979): Distribution stratigraphique des Kystes Dinoflagellés et des Acritarches dans le Cretacé du Bassin de Paris et de l'Europe septentrionale. — *Paleontographica B*, **169**, 78–105, Stuttgart.
- KRUTZSCH, W. (1973): Sporenpaläontologischer Nachweis von kontinentalem Maastricht in Walbeck (Bezirk Magdeburg, DDR). — *Abh. zentr. geol. Inst.*, **18**, 99–108, Berlin.
- LENTIN, J. & WILLIAMS, G. (1989): Fossil Dinoflagellates: Index to Genera and Species. — *AASP Contribut. Ser.*, **20**, 473 S.
- LIEBUS, A. (1927): Neue Beiträge zur Eozänfauna des Krappfeldes in Kärnten. — *Jb. Geol. B.-A.*, **77**, 333–393, Wien.
- MARHEINEKE, U. (1986): Das Maastricht in Nordwestdeutschland, Dinoflagellaten aus der Schreibkreide. — *Geol. Jb. A.*, **93**, 93 S., Hannover.
- NEUMAN, H.-H. (1989): Die Oberkreide des Krappfeldes. — *Arbeitstagung Geol. B.-A.*, 70–79, Wien.
- PAPP, A. & KÜPPER, K. (1953): Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul über Globotruncanen südlich Pumberger bei Klein St. Paul. — *Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. 1*, **162**, 31–48, Wien.
- ROBASZYNSKI, F., BLESS, M. J. M., FELDER, P. J., faucher, J. C., LEGOUX, O., MANIVIT, H., MEESEN, J. P. M. & VAN DER TUUK, L. A. (1985): The Campanian – Maastrichtian boundary in the chalky facies close to the type Maastrichtian area. — *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. ELF – Aquitaine*, **9**, 1–113, Pau.
- SCHREIBER, O. S. (1979): Heterohelicidae (Foraminifera) aus der pumberger Folge (Oberkreide) von Klein St. Paul am Krappfeld (Kärnten). — *Beitr. Paläont. Österr.*, **6**, 27–59, Wien.
- (1980): Benthonische Foraminiferen der Pumberger Folge (Oberkreide) von Klein St. Paul am Krappfeld (Kärnten). — *Beitr. Paläont. Österr.*, **7**, 119–237, Wien.
- VAN HINTE, J. E. (1963): Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — *Jb. Geol. B.-A., Sdbd.* **8**, 147 S., Wien.
- WILLIAMS, G. L., BUJAK, J. P. (1985): Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. — [In:] *Plankton Stratigraphy*, 847–956, Cambridge.
- ZETTER, R. (1989): Methodik und Bedeutung einer routinemäßig kombinierten lichtmikroskopischen und rasterelektronenmikroskopischen Untersuchung fossiler Mikroflora. — *Cour. Forsch.-Inst., Senckenberg*, **109**, 41–50, Frankfurt a. M.

## TAFEL 1

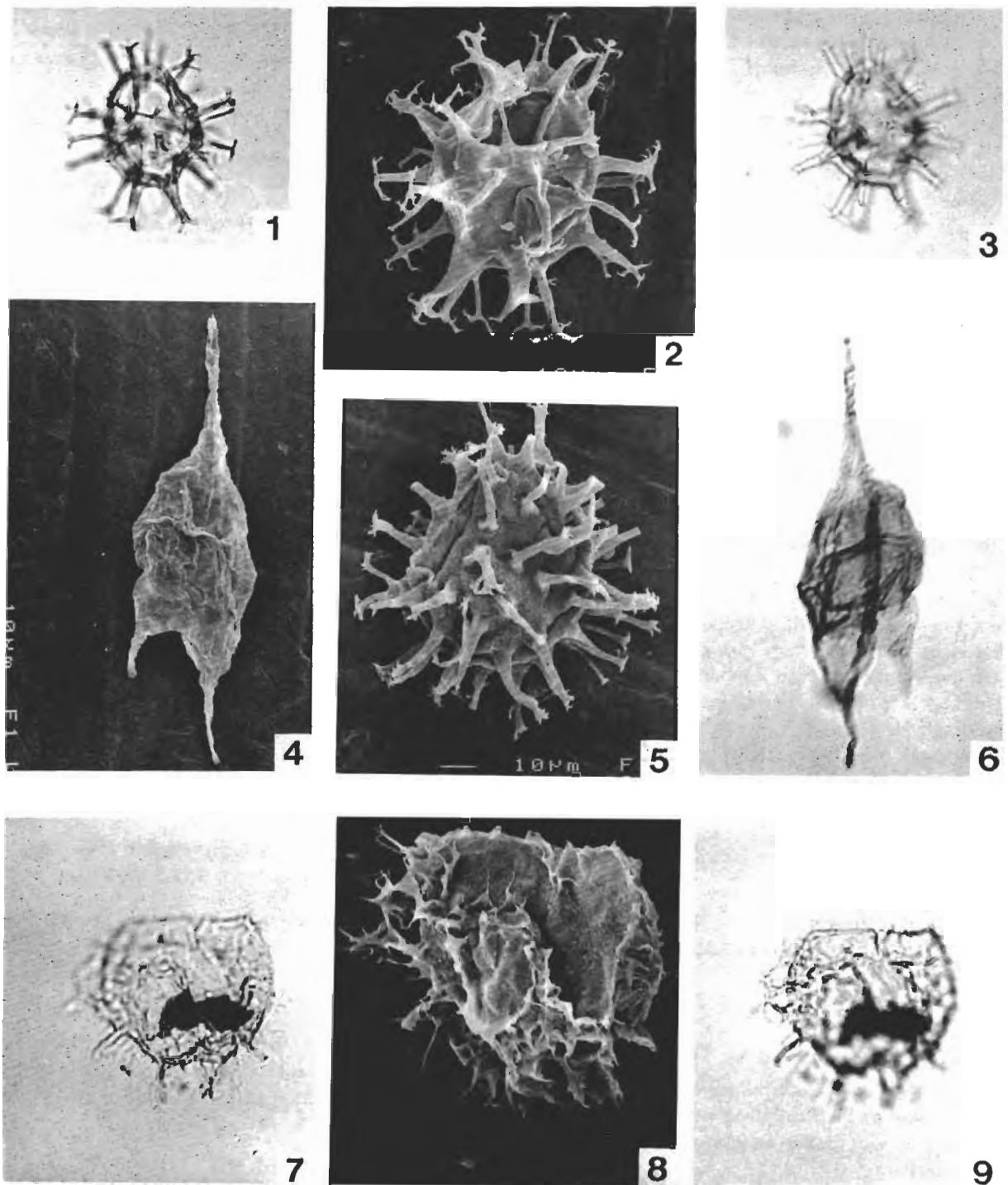


Fig. 1-3: *Achomosphaera ramulifera* — 1. Dorsale Ansicht LM x 500; 2. Dorsale Ansicht REM x 1200; 3. Mediane Ansicht LM x 500

Fig. 4 und 6: *Ceriatopsis diebelii* — 4. Dorsale Ansicht REM x 500; 6. Dorsale Ansicht LM x 500

Fig. 5: *Exochosphaeridium bifidum* laterale Ansicht REM x 600

Fig. 7-9: *Areoligera* sp. — 7. Ventrale Ansicht LM x 500; 8. Ventrale Ansicht REM x 500; 9. Dorsale Ansicht LM x 500

Fig. 1-3: *Achomosphaera ramulifera* — 1. Dorsal view LM x 500; 2. Dorsal view REM x 1200; 3. Median view LM x 500

Fig. 4 and 6: *Ceriatopsis diebelii* — 4. Dorsal view REM x 500; 6. Dorsal view LM x 500

Fig. 5: *Exochosphaeridium bifidum* lateral view REM x 600

Fig. 7-9: *Areoligera* sp. — 7. Ventral view LM x 500; 8. Ventral view REM x 500; 9. Dorsal view LM x 500

TAFEL 2

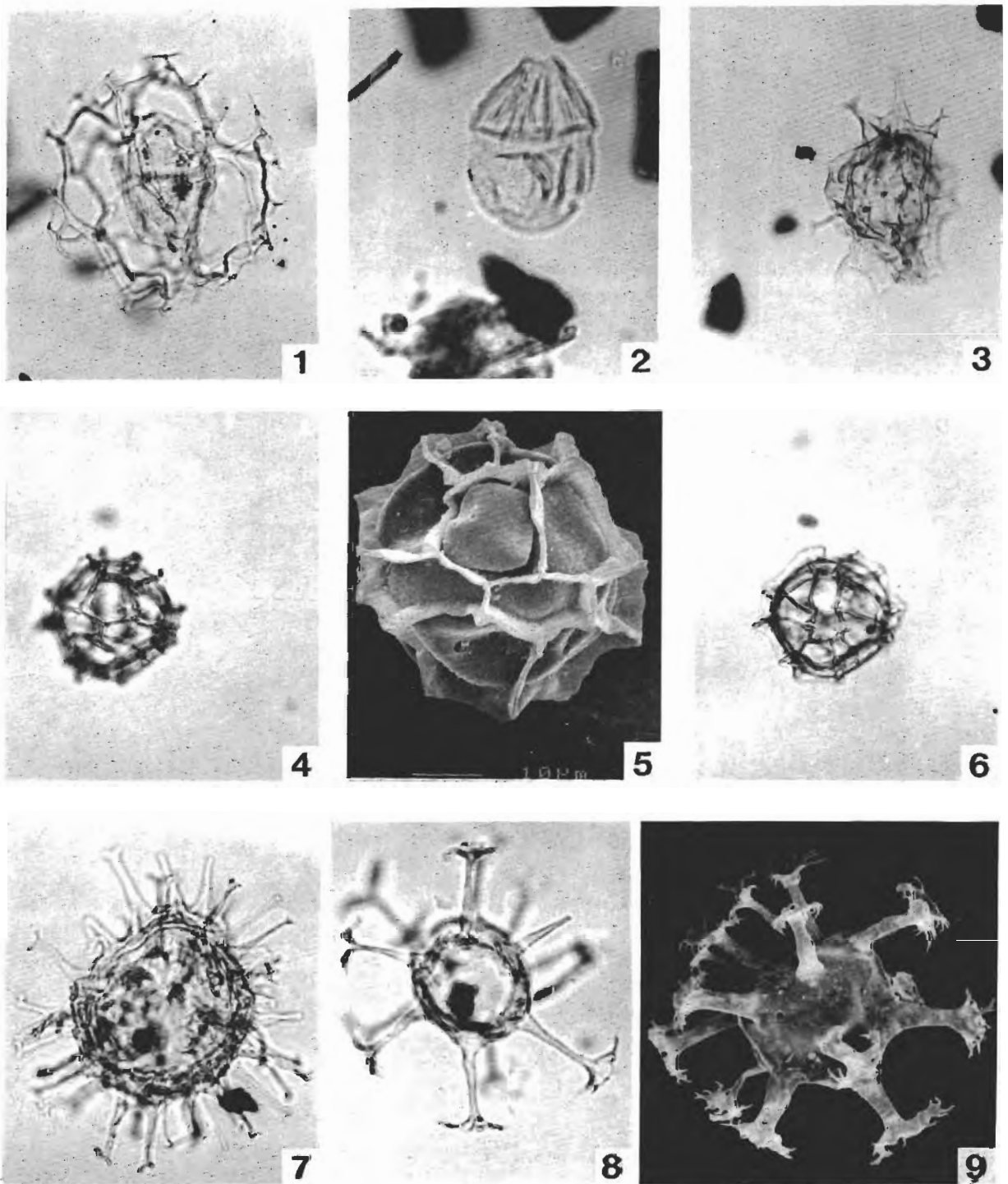


Fig. 1: *Cannosphaeropsis utinensis* LM x 500

Fig. 2: *Dinogymium euclaense* LM x 800

Fig. 3: *Triblastula utinensis* LM x 500

Fig. 4-6: *Spiniferites cingulatus* — 4. Dorsale Ansicht LM x 500; 5. Dorsale Ansicht REM x 1200; 6. Ventrale Ansicht.

Fig. 7: *Exochsphaeridium bifidum* LM x 500

Fig. 8 und 9: *Oligosphaeridium complex* — 8. Apikale Ansicht LM x 500, 9. Dorsale Ansicht REM x 600

Fig. 1: *Cannosphaeropsis utinensis* LM x 500

Fig. 2: *Dinogymium euclaense* LM x 800

Fig. 3: *Triblastula utinensis* LM x 500

Fig. 4-6: *Spiniferites cingulatus* — 4. Dorsal view LM x 500; 5. Dorsal view REM x 1200; 6. Ventral view.

Fig. 7: *Exochsphaeridium bifidum* LM x 500

Fig. 8 und 9: *Oligosphaeridium complex* — 8. Apical view LM x 500, 9. Dorsal view REM x 600

## TAFEL 3

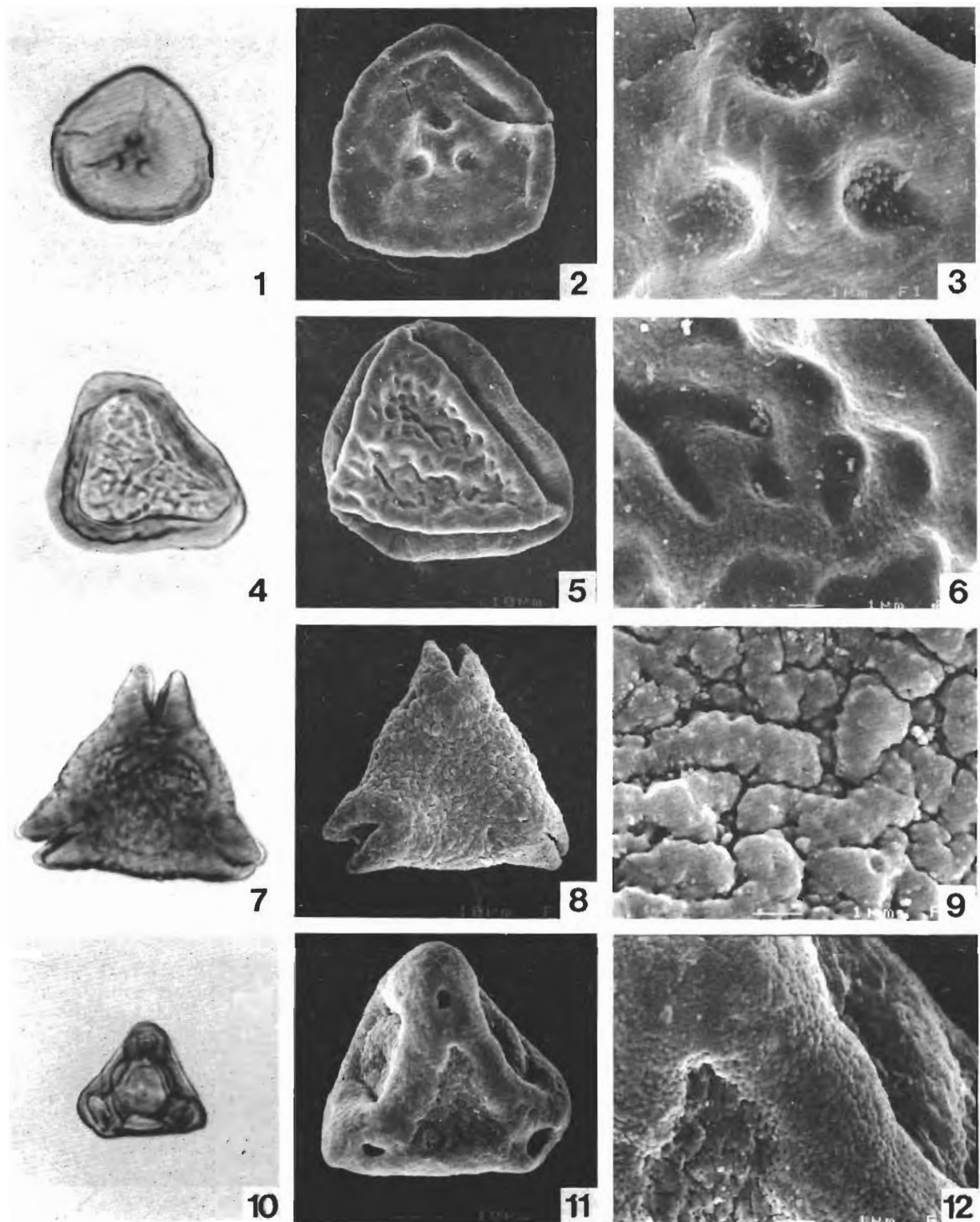


Fig. 1-3: *Stereisporites maastrichtensis* — 1. Polansicht LM x 800; 2. Polansicht REM x 1300; 3. Tectumdetail REM x 5000

Fig. 4-6: *Pteris* sp. (*Polypodiaceoisporites* sp.) — 4. Polansicht - proximal; LM x 800; 5. Polansicht - distal; REM x 1000; 6. Tectumdetail; REM x 6000

Fig. 7-9: *Extremipollis* sp. — 7. Polansicht; LM x 800; 8. Polansicht; REM x 800; 9. Detail der Tectumoberfläche REM x 8000

Fig. 10-12: *Interporopollenites* sp. — 10. Polansicht; LM x 800; 11. Polansicht; REM x 1700; 12. Tectumdetail; REM x 6500

Fig. 1-3: *Stereisporites maastrichtensis* — 1. Polar view LM x 800; 2. Polar view REM x 1300; 3. Detail of Tectum REM x 5000

Fig. 4-6: *Pteris* sp. (*Polypodiaceoisporites* sp.) — 4. Polar view - proximal; LM x 800; 5. Polar view - distal; REM x 1000; 6. Detail of Tectum; REM x 6000

Fig. 7-9: *Extremipollis* sp. — 7. Polar view; LM x 800; 8. Polar view; REM x 800; 9. Detail of Tectum-surface REM x 8000

Fig. 10-12: *Interporopollenites* sp. — 10. Polar view; LM x 800; 11. Polar view; REM x 1700; 12. Detail of Tectum; REM x 6500

## TAFEL 4

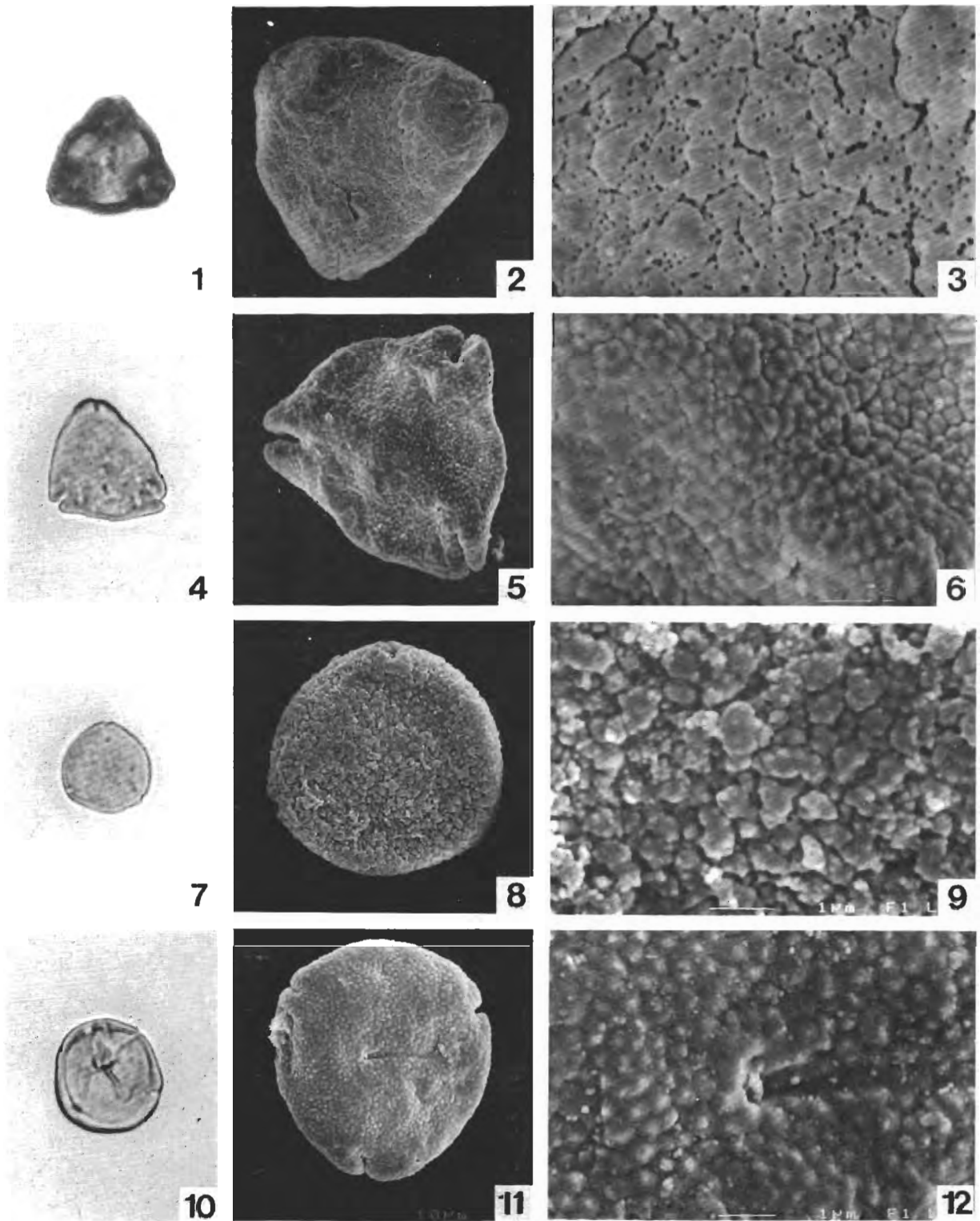


Fig. 1-3: *Tridopollis* sp. — 1. Polansicht; LM x 800; 2. Polansicht; REM x 1600; 3. Tectumdetail; REM x 7000

Fig. 4-6: *Triatripollenites* sp. (myrecoide Form) LM x 800 — 4. Polansicht; LM x 800; 5. Polansicht; REM x 2000; 6. Tectumdetail; REM x 9000

Fig. 7-9: *Subtriporopollenites constans-Gr.* — 7. Polansicht; LM x 800; 8. Polansicht; REM x 2300; 9. Tectumdetail; REM x 10 500

Fig. 10-12: *Platycaryapollenites* sp. — 10. Polansicht; LM x 800; 11. Polansicht; REM x 2200; 12. Detail der Tectumoberfläche; REM x 9000

Fig. 1-3: *Tridopollis* sp. — 1. Polar view; LM x 800; 2. Polar view; REM x 1600; 3. Detail of Tectum; REM x 7000

Fig. 4-6: *Triatripollenites* sp. (myrecoide habit) LM x 800 — 4. Polar view; LM x 800; 5. Polar view; REM x 2000; 6. Detail of tectum; REM x 9000

Fig. 7-9: *Subtriporopollenites constans-Gr.* — 7. Polar view; LM x 800; 8. Polar view; REM x 2300; 9. Detail of Tectum; REM x 10 500

Fig. 10-12: *Platycaryapollenites* sp. — 10. Polar view; LM x 800; 11. Polar view; REM x 2200; 12. Detail of Tectum-surface; REM x 9000

# Zur Geschichte der Nutzung steirischer Industrieminerale und Gesteine im 19. Jahrhundert

On the history of the utilization  
of Styrian industrial minerals and rocks  
in the 19<sup>th</sup> century

Alfred Weiß

mit 1 Abbildung

Schlüsselwörter:

*Bergbaugeschichte*

*Serpentine*

*Talc*

*Quarz*

*Quarzit*

*Sandstein*

*Magnesit*

*Graphit*

*Steiermark*

Keywords:

*Mining history*

*Serpentinites*

*Talc*

*Quartz*

*Quartzite*

*Sandstone*

*Magnesite*

*Graphite*

*Styria*

Adresse des Autors:

Address of the author:

Dipl.-Ing. Mag. Alfred Weiß

Rustenschacher Allee 28

A-1020 Wien



**Inhalt**

	Seite
Einleitung .....	187
Serpentine .....	187
Talk, Talk- und Leuchtenbergit Schiefer .....	187
Glimmerschiefer .....	188
Quarzit, Quarz, Quarzsandstein .....	188
Sandsteine und Konglomerate .....	189
Magnesit .....	189
Graphit .....	191
Literatur .....	191

**Contents**

Introduction .....	187
Serpentine .....	187
Talc, Talc- and Leuchtenbergit Schist .....	187
Mica schist .....	188
Quartzite, Quartz, Quartzsandstone .....	188
Sandstone and conglomerate .....	189
Magnesite .....	189
Graphite .....	191
References .....	191

## Einleitung

Ab dem Beginn des 19. Jahrhunderts gewannen in den innerösterreichischen Ländern neben dem klassischen Bergbau auf Erze, der Bergbau auf Kohle und auf Steine, Erden und Industriemineralien zusehend an Bedeutung. In der Folge sollen einige Beispiele der Gewinnung und Nutzung von diesen „neuen“ mineralischen Rohstoffen geschildert werden, die vor allem als Hilfsstoffe im Hüttenwesen, bei der Erzeugung chemischer Produkte und in der Keramik Verwendung fanden. Diese Aufzählung erhebt keineswegs Anspruch auf Vollständigkeit, sie verfolgt lediglich den Zweck, auf einen bisher eher stiefmütterlich behandelten Bereich der Montangeschichte hinzuweisen und die nähere Bearbeitung einzelner Zweige der Gewinnung von Steinen, Erden und Industriemineralien anzuregen.

Die den „Franzosenkriegen“ folgende allmähliche Industrialisierung der Steiermark führte zu einem steigenden Bedarf an mineralischen Rohstoffen, den man möglichst aus heimischen Quellen zu decken trachtete. Erzherzog Johann hatte im Jahr 1811 das Joanneum „zur Erweiterung der Kenntnisse, Belebung des Fleißes und der Industrie der Bewohner Steyermarks“ ins Leben gerufen und damit der Steiermark eine dem damaligen Zeitgeist entsprechende polytechnische Forschungs- und Lehranstalt gegeben (O. PICKL 1982, A. WEISS 1982a).

Im Auftrag Erzherzog Johanns untersuchten bedeutende Naturforscher wie F. MOHS oder J. M. ANKER das Land hinsichtlich des Auftretens von Lagerstätten nutzbarer Mineralien. Ihre Berichte, vor allem jene ANKER's, enthalten zahlreiche Hinweise auf bis dahin bekannte Mineral- und Gesteinsvorkommen sowie Erörterungen über eine künftige Nutzung (A. SIGMUND 1911:188–190, A. WEISS 1982). Von ANKER wurde schließlich eine bemerkenswerte Sammlung, die steiermärkisch technologische Schausammlung, zusammengestellt, welche Auskunft über das Auftreten und die Verwendung heimischer mineralischer Rohstoffe geben und zur Suche nach ihnen Anregung geben sollte (G. GÖTH 1861:62–69).

Der Steiermark stand somit eine moderne Sammlung von Erzen, Steinen, Erden und Industriemineralien zur Verfügung, der Anschluß an das Polytechnische Institut in Wien, das bald nach seiner Gründung auch ein Museum erhalten hatte, in welchem neben einer warenkundlichen Sammlung auch eine technische chemische Präparaten- und Fabrikatensammlung zur Ausstellung gelangte, welche auch mineralische Rohstoffe enthielt, war gegeben.

Die Ergebnisse der reichen Forschungs- und Sammelstätigkeit ANKER's bildeten die Grundlage für seine Landesmineralogien und die erste geognostische Karte der Steiermark (J. M. ANKER 1809:10, J. M.

ANKER 1829, J. M. ANKER 1835). Vor allem in seinen älteren Darstellungen geht ANKER auf die Möglichkeiten der Herstellung von Produkten ein, wie etwa von blauer Farbe aus Lazulith (J. M. ANKER 1809:23).

Von großer Bedeutung war die Gewinnung von feuerbeständigen Materialien für die Zustellung von Öfen aller Art zur Eisen- und Stahlerzeugung. Verwendung fanden hier Serpentin, Talk- und Leuchtenbergitschiefer, Glimmerschiefer, Quarzite, Sandsteine, Ziegel mit Graphit-, Magnesit- und Quarzzusatz. Von großer Bedeutung war auch die Gewinnung von natürlichen Gestellsteinen wie Konglomeraten und Sandsteinen.

Aus der Vielzahl der mineralischen Rohstoffe sind im einzelnen besonders zu erwähnen:

### Serpentinite

Im Bereich der Gulsen bei Kraubath wurde bereits um das Jahr 1825 vom Leobener Wirtschaftsverein ein „Ofensteinbruch“ betrieben. Einzelne zu Gestellsteinen behauene Stücke erreichten Gewichte bis zu 3.000 kg. Die Feinbearbeitung der Steine erfolgte unmittelbar beim Verbraucher (J. G. HADITSCH 1991, H. J. KÖSTLER 1986:162, F. CZEDIK-EYSENBERG 1959).

Alle Vordernberger Radwerke bezogen Kraubather Serpentine für die Zustellung der „Kernschächte“ ihrer Hochöfen (F. M. FRIESE 1870:23, J. ROSSIWALL 1860:206, 208, 210, 214–216, 218–223). Zeitweise wurden auch in Pernegg bei Bruck an der Mur Serpentine zur Erzeugung von Gestellsteinen gewonnen (F. KUPPELWIESER 1887:503).

### Talk, Talk- und Leuchtenbergitschiefer

Im Jahr 1822 erwarb die Communität der Vordernberger Radmeister das „Steinkreilergut“ bei Lebing im Bereich des Rabenwaldes, um in dem bereits bestehenden „Schuhhanselbruch“ Talkschiefer für die Zustellung ihrer Hochöfen in Vordernberg zu gewinnen. Die Steine wurden mit Sägen und Beilen bearbeitet. Im Jahr 1833 erfolgte der Ankauf eines weiteren Bruches, des „Steinhanselbruches“. Um 1853 standen mehrere Brüche am Rücken des Rabenwaldes in Betrieb, die im Jahr 1889 an die Österreichische Alpine Montangesellschaft gelangten (K. J. ANDRAE 1854:537, A. WEISS 1972). Neben dem Rabenwald lieferten die Vorkommen von Wald am Schoberpaß sowie St. Katharein an der Laming Schnittsteine (F. M. FRIESE 1870:22, 23).

Um die Mitte des 19. Jahrhunderts wurden nach J. ROSSIWALL für die Zustellung der höheren Schachträume der Hochöfen der Radwerke 1, 2, 8, 10 und 12 in Vordernberg „Talksteine von Weiz“ verwendet. Für den gleichen Zweck kamen bei den Rad-

werken 9, 13 und 14 Talkschiefer von „Wald“ zum Einsatz. Talkschiefer von „Pöllau“ wurde beim Kaiser Franz Hochofen in Krampen bei Neuberg für die Zustellung der über den Formen gelegenen Bereiche verwendet (J. ROSSIWALL 1860:22, 206, 208, 210, 214, 216, 218–223).

In der Umgebung des Rabenwaldes wurden vielfach Küchenherde, vereinzelt auch Zimmeröfen, aus zurechtgeschnittenen Talkplatten unter der Verwendung eines Gemenges von saurer Milch und gebranntem Kalk als Kitt aufgemauert (A. WEISS 1972).

Aus gepochtem Talkschiefer und Lehm im Mischungsverhältnis 1:1 hergestellte Ziegel fanden bei der Zustellung der Vorwärmherde der Stahlhütte in Donnersbach Verwendung (J. ROSSIWALL 1860:153). Die höheren Teile des Kernschachtes des Hochofens von Liezen wurden mit Ziegeln ausgemauert, welche aus einem in der Nähe von Rottenmann auftretenden Lehm, der bei der Verwitterung von Talkschiefer entstanden sein soll und als sehr feuerbeständig bezeichnet wurde, hergestellt waren (J. ROSSIWALL 1860:165).

Ein im Bereich des Reingruberkogels zwischen St. Jakob im Walde und Rettenegg auftretender Serizit-Leuchtenbergitschiefer weist eine gute Feuerbeständigkeit auf, diese Eigenschaft führte mit seiner leichten Bearbeitbarkeit schon früh zur Nutzung des Vorkommens. So sollen im 19. Jahrhundert zurechtgeschnittene Platten zur Ausmauerung von Öfen bei den Hammerwerken im oberen Feistritzal, in Rettenegg und Ratten verwendet worden sein. Bekannt ist auch die Herstellung von Grabsteinen aus diesem Material (P. HARTNIGG 1886:162, A. WEISS 1973a).

Nach St. v. KEES wurde zu Beginn des 19. Jahrhunderts Talk von der Lagerstätte St. Katharein an der Laming zu „Federweiß“ vermahlen. Er berichtet hierüber: „Der Kaufmann Lorenz Oswald Stacher in Bruck an der Muhr liefert dasselbe in großer Menge nach Wien, im J. 1821 den Ctr. zu 4 fl. C. M. Dieses Federweiß ist statt der Wagenschmiere, dann bey Hammerwerken und großen Maschinen (mit etwas schlechtem Öl vermengt) mit mehr Vortheil anwendbar, als jede andere Wagenschmiere, und schützt selbst gegen die Abnutzung des Eisens ...“ (St. E. v. KEES 1824:89).

Ab der Mitte des 19. Jahrhunderts wurden vor allem Talkmehle von den Vorkommen Mautern, St. Katharein an der Laming (F. KUPELWIESER 1887:503) und Rabenwald in den Handel gebracht.

### Glimmerschiefer

Granatglimmerschiefer aus der Umgebung von Ligist fand bei der Zustellung von Blechöfen der Hütte Krems bei Voitsberg Verwendung (A. WEISS 1982b).

### Quarzit, Quarz, Quarzsandstein

Im Bereich des Hirschbachgrabens bei Neuberg an der Mürz gebrochener Quarzit (Neuberger Gestellstein, Neuberger Grauwackenschiefer) fand vielfach Verwendung bei der Zustellung von Hochöfen, so beim Kaiser Franz Hochofen in Krampen bei Neuberg (Gestell und Formen), beim Hochofen in der Veitsch (untere Teile des Kernschafes), bei den Hochöfen von Gußwerk (Gestell und Kernschacht) und beim Hochofen von Aschbach (Zustellung bis zum Kohlsack). Daneben wurde gepochter Quarzit von Arzbach bei Neuberg, vermischt mit Pöchlerner Ton (5:1) oder auch reines Quarzmehl, welches in einem neben dem Hochofen von Krampen errichteten Pochwerk aus Material von Arzbach hergestellt wurde, für den Boden des Kaiser Franz Hochofens in Krampen bzw. zur Herstellung der Böden von Puddel- und Schweißöfen im Neuberger Stahlwerk verwendet (F. M. FRIESE 1870:22, J. ROSSIWALL 1860:22, 29, 59, 79–80, 97–98).

Große Bedeutung für die Herstellung von Feuerfestprodukten erlangte der Quarzit von der Lagerstätte Rittis bei Krieglach. Bereits um die Mitte des 19. Jahrhunderts begann der Abbau auf Grund verschiedener Verträge zwischen dem Eisenwerk Krieglach und den Grundeigentümern. Die Abbaurechte gelangten im Jahr 1870 an die Vordernberg-Köflacher Montanindustrie-Gesellschaft und von dieser im Jahr 1881 an die Österreichisch-Alpine Montangesellschaft. Die benötigten Mengen wurden zunächst in einem Bruch beim Kreithbauern gewonnen. Im Jahr 1888 wurde die Gewinnung auf monatlich 500 bis 600 t gesteigert und mit den Quarzlieferungen nach Donawitz und Zeltweg begonnen. Die übermäßige Materialentnahme gefährdete schließlich das Anwesen Kreithbauer, der Abbau wurde daher auf die West- und Südseite des Wiedenbauerkogels verlegt. Im Jahr 1883 wurde der Grubenbau eingeleitet und der Quarzit durch in seinem Einfallen angelegte Gesenke verfolgt. Das Hauwerk wurde zunächst mit Pferdefuhrwerken zur Bahnstation Krieglach gebracht. Im Jahr 1895 erbaute man einen Bremsberg, über welchen das Material zur Talsohle in das Mürztal abgelassen wurde. An seine Stelle trat im Jahr 1900 ein Hauptbremsberg, dessen Kopf durch ein System von Nebenbremsbergen und Horizontalbahnen mit den einzelnen Stollenmundlöchern verbunden wurde (W. SCHUSTER 1931:344–348).

Im Raxengraben bei Kapellen wurden ebenfalls Quarzite grubenmäßig zur Erzeugung von feuerfesten Materialien gewonnen.

Zur Herstellung feuerfester Steine wurde nicht nur Quarzit sondern auch Quarz von den verschiedensten steirischen Vorkommen bezogen. So kamen beim Töllerl Hammer Ziegel aus Ton von Blansko und Quarzit von Trofaiach zum Einsatz. Eine dem Stahl-

werk Zeltweg angeschlossene Ziegelfabrik stellte Ziegel aus Ton von Pretal und Quarz aus der Umgebung her. Die Hütte Krems verwendete Quarz von Ligist und feuerfesten Ton von Voitsberg (J. ROSSIWALL 1860:238, 277, 280, 304, 370, 375).

P. HARTNIGG erwähnt einen weißen Quarz von Fischbach „wo er in grossen Massen ansteht“ der über das Alpl nach Krieglach zur Bahn verfrachtet wurde. Wegen der hohen Güte des Materials soll ein Preis von 76 Kreuzer für den Zentner bezahlt worden sein, nähere Angaben über eine Verwendung fehlen (P. HARTNIGG 1886:162). In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde nahezu die Hälfte der obersteirischen Quarz- und Quarzitproduktion zu feuerfesten Ziegeln verarbeitet (F. KUPELWIESER 1887:503).

### Sandsteine und Konglomerate

Bei einigen Hochöfen wurde für die Zustellung der weniger beanspruchten Teile des Schachtes Quarzsandsteine verwendet. Für die Hochöfen von Gußwerk bei Mariazell wurde ein Gosausandstein in einem nördlich der Gemeindestraße von Halltal nach Gußwerk im Bereich der „Waashube“ gelegenen Bruch sowohl tagbau- als auch grubenmäßig gewonnen. Abfälle wurden zu Formsand verpocht (F. M. FRIESE 1870:22, J. ROSSIWALL 1860:80, A. WEISS & E. FREISTÄTTER 1991).

Für die Zustellung der Hochöfen in Eisenerz – Kaiser Franz, Rupprecht und Wrbna – sowie des Hochofens von Hieflau fanden Sandsteine von Gams bei Hieflau Verwendung (F. M. FRIESE 1870, J. ROSSIWALL 1860:124, 128–129, 138). A. MILLER v. HAUENFELS und D. STUR erwähnen bzw. loben den Gosausandstein von Gams und bezeichnen die aus ihm hergestellten Gestellsteine als „sehr gut brauchbar und dauerhaft“ (A. MILLER v. HAUENFELS 1870, D. STUR 1871).

Findlinge eines Karbonkonglomerates von der Stangalm wurden zu Gestellsteinen für den Hochofen von Turrach verarbeitet (J. ROSSIWALL 1860:343).

### Magnesit

Im Jahr 1852 erwähnt F. FOETTERLE die Magnesitvorkommen von Eichberg bei Gloggnitz, Arzbach bei Neuberg, St. Katharein an der Laming und Sunk bei Trieben ohne jedoch zunächst auf eine technische Verwendbarkeit dieses Minerals einzugehen (F. FOETTERLE 1852, F. CZEDIK-EYSENBERG 1959). Bereits drei Jahre später beschreibt F. FOETTERLE die Magnesitlagerstätte von St. Katharein an der Laming und regt die Herstellung von Bittersalz an, wie sie offenbar schon in Frankreich üblich war. Günstig scheint ihm die Nähe von Braunkohlenvorkommen als Lieferanten preisgünsti-

ger Brennstoffe „wenn bei der Gewinnung der Magnesia das Brennen des Magnesits eingeführt würde“ (F. FOETTERLE 1855). Im Jahr 1856 berichtet F. FOETTERLE über den Brand von Magnesit für die Herstellung feuerfester Steine und die Vorbereitung von Einrichtungen zur Bittersalzerzeugung (F. FOETTERLE 1856). A. MILLER v. HAUENFELS berichtet 1859 über die Verwendung von Magnesit von St. Katharein als Zusatz zu feuerfesten Ziegeln und Massen (A. MILLER v. HAUENFELS 1859:47). F. M. FRIESE erwähnt 1870 die Verarbeitung zu feuerfesten Ziegeln (F. M. FRIESE 1870:23).

Um 1860 wurden in der Ziegelei des Puddlings-, Cementstahl- und Walzwerkes Donawitz des Franz Ritter von Friedau für die Zustellung von Puddelöfen Magnesitziegel erzeugt. Der hiezu benötigte Magnesit stammte aus dem Raum Kraubath, J. ROSSIWALL berichtet 1860 hierüber: „Der Magnesit wird zu diesem Zwecke in der Gulsen bei Kaubath auf den im Serpentin vorkommenden, bis 6 Fuss mächtigen Gängen in Tagbrüchen gewonnen und am Werke mit 58 kr. für den Centner bezahlt. Der Magnesit wird vor dem Gebrauche gebrannt und je ein Theil mit 2 Theilen Blanksker Ton nebst etwas wenigen Quarze gemengt und für die Ziegeln verwendet. Eine große Schwierigkeit bei der Ziegel-Fabrikation bildet die Eigenschaft des Magnesits, dass er sehr schwer sich mit dem Thone bindet; allein sind die daraus geformten Ziegel gebrannt, so bewähren sie sich sehr feuerbeständig.“ (J. ROSSIWALL 1860:245–246).

Die Gewinnung von Magnesit aus dem Vorkommen in der Umgebung von Kraubath zur Herstellung von feuerfesten Materialien soll um 1860 von A. MILLER v. HAUENFELS angeregt worden sein. Vom Jahr 1870 an wurde Kraubather Magnesit – nach Erfindung des Sorelzements – erstmalig in Österreich kaustisch gebrannt und nach Frankfurt am Main zur Herstellung von Bauplatten versendet (G. AUBELL 1948).

Die zum Einsatz nötigen feuerfesten Steine und Massen aus Magnesit wurden zunächst von den obersteirischen Stahlwerken – Neuberg/Mürz, Kindberg, Donawitz (Theodorhütte) – sowohl für den Eigenbedarf als auch für den Verkauf hergestellt. Der Einsatz von Magnesitsteinen bereitete anfänglich Schwierigkeiten insofern, daß Rohmagnesitsteine beim Erhitzen schrumpften und Steine aus gebranntem Magnesit höchst feuchtigkeitsempfindlich waren (F. CZEDIK-EYSENBERG 1959).

Im Jahr 1868 wurde die Magnesitlagerstätte von Wald am Schoberpaß beim Bahnbau nach anderen Quellen bei der Suche nach Talkschiefer entdeckt. Die ältesten Verträge, welche die Gewinnung von Magnesit in diesem Bereich betreffen, wurden in den Jahren 1868 bis 1873 zwischen dem damaligen Besitzer der Donawitzer Eisenwerke, dem Gewerken Franz Mayr mit den Grundeigentümern abgeschlossen. Mit

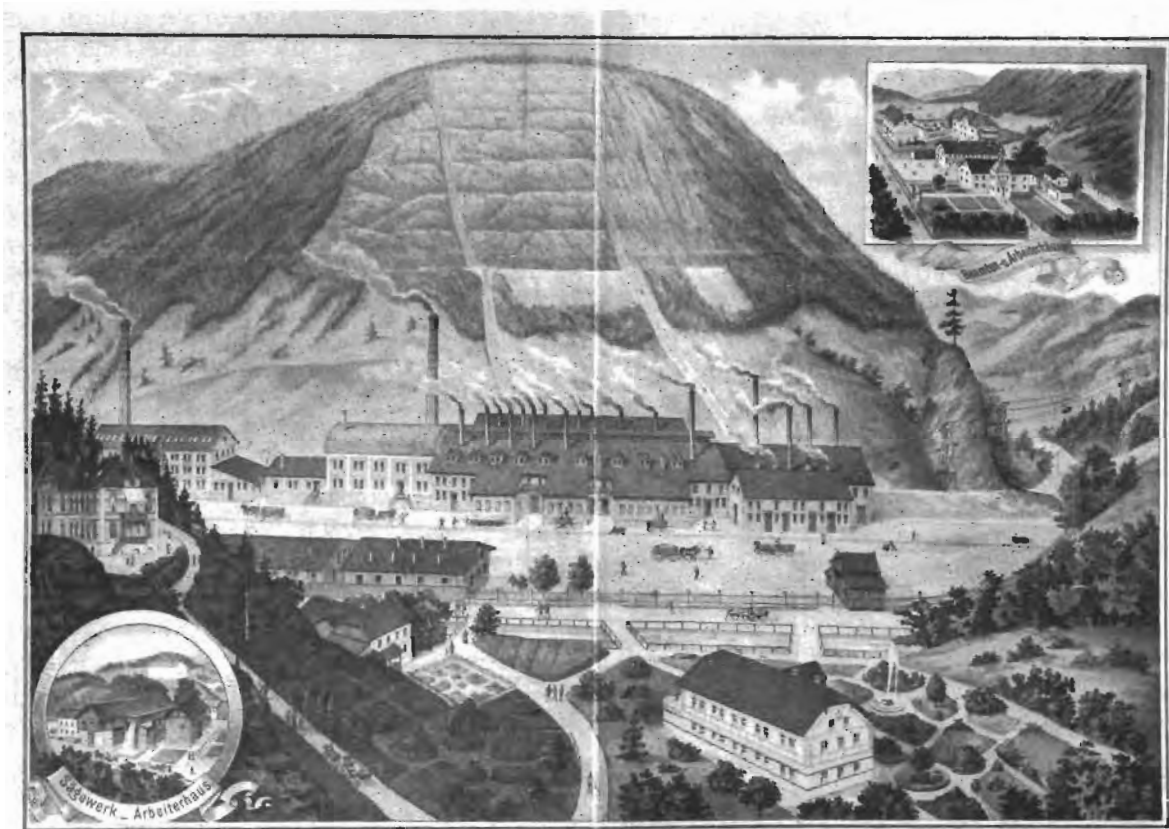


Abb. 1: Magnesitwerk in der Veitsch um 1880.

Fig. 1: Hier sollte der englische Text kommen.

dem Magnesit wurden die Hüttenwerke Mayrs, das Ritter von Friedausche Eisenwerk in Donawitz, die Fabrik feuerfester Steine des Franz Endres in Leoben, die Eisenwerke Krieglach, Krems und Pichling der Vordernberg-Köflacher Montanindustrie-Gesellschaft und die Faber'sche Stahlhütte in Eibiswald beliefert (W. SCHUSTER 1931:339-348).

Im Jahr 1889 errichtete Franz Endres in Leitendorf bei Leoben eine Fabrik für feuerfeste Steine, in welcher neben Magnesit von der Lagerstätte Wald auch Magnesit von der Lagerstätte Häuselberg bei Leoben verarbeitet wurde. Endres setzte damit die Tradition seines Schwiegervaters Tobias Pichlmayr fort, der in Leitendorf neben einem Kalkwerk auch eine Ziegelei betrieb, in welcher feuerfeste Steine, allerdings auf Quarzbasis, erzeugt wurden (B. BRANDSTETTER 1977:25).

Um das Jahr 1870 wurde Magnesit aus dem Vorkommen Zwertlergraben bei Klein Veitsch beim Ritter von Wachtler'schen Eisenwerk gesintert und an Hüttenwerke im In- und Ausland versendet. Hiedurch wurde der Kaufmann Carl Spaeter aus Koblenz auf die Möglichkeit einer Verwertung des in der Veitsch reichlich vorhandenen Magnesits aufmerksam gemacht (G. AUBELL 1948).

Das Jahr 1881 leitete mit der Gründung der Veitscher Magnesit Actiengesellschaft ein neues Zeitalter der Feuerfesttechnik ein. Im Jahr 1880 ließ Carl Spaeter in der Veitsch nach Manganerzen schürfen. Man fand jedoch nicht die erhofften Erze in ausreichender Menge, wohl aber Magnesit und in weiterer Folge die Großlagerstätte Sattlerkogel, welche schließlich die Herstellung von Steinen für die neuen basischen Stahlerzeugungsverfahren in großem Maßstab möglich machte (F. WALTER 1951, F. CZEDIK-EYSENBERG 1959). In der Veitsch wurde im Jahr 1881 der Abbau von Magnesit im Bereich des Dürrkogels in Angriff genommen. Nach kurzer Zeit erfolgte die Verlegung der Abbautätigkeit zum Sattlerkogel. Vom Jahr 1898 bis zum Jahr 1904 stand auch das sog. „Greithbauernvorkommen“ in Verhieb (F. WALTER 1951, Z. ROHN 1955).

Aus der von F. FOETTERLE 1852 erstmals erwähnten Lagerstätte von Arzbach bei Neuberg soll bereits um 1880 Magnesit zur Herstellung von feuerfesten Steinen an das Hüttenwerk Neuberg geliefert worden sein, wo seit dem Jahr 1862 ein Pochwerk mit angeschlossener Ziegelei für die Herstellung feuerfester Materialien bestand (Z. ROHN 1955, A. WEISS 1987, W. SCHUSTER 1931:434).

Im Jassinggraben bei St. Michael wurde in den 90er Jahren des 19. Jahrhunderts von der Firma Beck und Sohn eine Magnesitgewinnung betrieben. Der Rohmagnesit wurde per Bahn zum umgebauten Schwarzberg'schen Hochofen nach Trofaiach transportiert und dort gebrannt (Z. ROHN 1955).

Der Magnesit von Sunk bei Trieben war bereits in der Barockzeit als Dekorstein geschätzt; im Jahr 1643 wurde in der Michaeler Kirche in Wien ein Grabdenkmal für den Grafen J. P. Werdenberg, aus diesem lebhaft gezeichneten Gestein errichtet. Ein anderes gleichzeitiges Verwendungsbeispiel dieses steirischen Magnesits ist der in den Jahren 1640–48 entstandene Hochaltar des Wiener Stephansdomes (A. KIESLINGER 1949:90, 255; A. KIESLINGER 1963). Beim barocken Neubau und beim Wiederaufbau des Stiftes Admont ab dem Jahr 1860–1869 nach einem verheerenden Brand fand der Sunker Magnesit eine weitere Verwendung. Jüngeren Datums sind zwei Erinnerungstafeln an die Versammlung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte in den Jahren 1843 und 1875 im Stucksaal der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum in Graz (J. G. HADITSCH 1991). Im 19. Jahrhundert fand somit nur eine Gewinnung für Dekor- und Bauzwecke statt.

### Graphit

Zu Beginn des 19. Jahrhunderts wurde in der Steiermark die Gewinnung von Grafit durch die damals neu aufkommende Erzeugung von Schmelztiegeln sowie feuerfesten und schlackenbeständigen Ziegeln aus diesem Material angeregt. Die um die Mitte des Jahrhunderts herrschende Hochkonjunktur im Eisenwesen führte dazu, daß Hüttengewerken, Gewerbetreibende und Spekulanten nach geeigneten Lagerstätten suchten, um sich rechtzeitig die Abbaurechte für den begehrten Rohstoff zu sichern (G. KLAR 1964).

Im Jahr 1864 schrieb A. MILLER v. HAUENFELS über die steirischen Grafitvorkommen: „Im Preßnitzgraben nächst Kraubath bestand nach bergbehördlichen Vormerkungen schon 1770 ein Graphitbau, welcher zwar keine nachweislichen Spuren zurückgelassen; indess werden seit neuester Zeit dort wieder Schürfungen betrieben. In geringer Entfernung davon liegt östlich der Graphitbau im Kaisersberger Schloßgraben; sodann folgen weiter in Nordwest die Versuchsbaue auf Graphit bei Kalwang, Wald, St. Lorenzen und Trieben, sämtlich einem einzigen 7 Meilen langen Zug angehörig, dessen Orientierung in genauer Übereinstimmung mit dem allgemeinen Formationsstreichen steht ...“.

Zentrum des steirischen Grafitbergbaues war zunächst Kaisersberg, wo in der Mitte des 19. Jahrhunderts auch die Grafitziegelfabrik des Franz Krenn

ihre Produktion aufnahm, deren Erzeugnisse auch bei der Zustellung der Kernschächte der Hochofen von Gußwerk zum Einsatz gelangten (J. ROSSIWALL 1960:79–80).

Von großer Bedeutung für die Gewinnung und die Verwendung von Grafit aus der Lagerstätte Kaisersberg war die Tätigkeit der Industriellenfamilie Mayr v. Melnhof, die ab dem Jahr 1875 als Alleineigentümer des Grafitbergbaues Kaisersberg auftritt. Mit Inbetriebnahme der Gußstahlfabrik Franz Mayrs in Kapfenberg im Jahr 1854 gewann Grafit zur Herstellung von Tiegeln an Bedeutung. In Kapfenberg bestand eine eigene Tiegel- und Steinfabrik, welche Grafit verarbeitete (H. J. KÖSTLER 1986:168–170, J. ROSSIWALL 1860).

Im 19. Jahrhundert bestanden des weiteren in der Steiermark folgende Berg- und Schurfbaue auf Grafit: Kaisersberg, Leimsgraben bei Kammern, Mautern, Kalwang, Wald, Geishorn, Dietmannsdorf bei Trieben, St. Lorenzen bei Trieben, Singsdorf bei Rottenmann, Veitsch, Kohlbachgraben bei Kapellen, Raxental bei Kapellen, Lichtenbachgraben bei Neuberg/Mürz, St. Gotthard bei Graz, Feistritz-Wald bei Rettenegg, Lieschen bei Eibiswald (J. G. HADITSCH 1991, G. KLAR 1965, A. WEISS 1973b, A. WEISS 1976, A. WEISS 1987). Die steirischen Grafite waren infolge ihrer Struktur zur Herstellung feuerfester Erzeugnisse nicht so gut geeignet wie die Grafite der Böhmisches Masse (F. KUPELWIESER 1887:502), trotzdem konnte bis zu einem Viertel der Produktion exportiert werden.

### Literatur

- ANKER, M. J., 1809/10: Kurze Darstellung einer Mineralogie von Steyermark. — 1 (Grätz 1809), 2 (Grätz 1810).
- , 1829: Gebirgskarte der Steiermark. — Tafeln zur Statistik der österreichischen Monarchie. — Wien.
- , 1835: Kurze Darstellung der mineralogisch-geognostischen Gebirgs-Verhältnisse der Steiermark. — Graz.
- ANDRAE, K. J., 1854: Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 9. Sektion der General-Quartiermeister Stabskarte von Steiermark und Illyrien während des Sommers 1853. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 5, 529–567, Wien.
- AUBELL, G., 1949: Der Magnesit in der österreichischen Wirtschaft. — Berg- u. hüttenmänn. Mh., 104, 335–349, Leoben.

- BRANDSTETTER, B., 1977: Die Handels- und Gewerbekammer in Leoben 1850–1920. — Leoben.
- CZEDIK-EYSENBERG, F., 1959: Zur Geschichte des Magnesits. — Berg- u. hüttenmänn. Mh., **104**, 118–122, Leoben.
- FOETTERLE, F., 1852: Mitteilung über verschiedene Magnesitvorkommen. — Jb. k. k. Geol. R.-A., **3/IV**, 145, Wien.
- , 1855: Über ein Vorkommen von Magnesit in Steiermark. — Jb. k. k. Geol. R.-A., **4**, 68–72, Wien.
- , 1856: Bericht über Einsendung von Mineralien usw. — Jb. k. k. Geol. R.-A., **7**, 611, Wien.
- FRIESE, F. M., 1870: Die Baustein-Sammlung des österreichischen Ingenieur- und Architekten-Vereins. — Wien.
- GÖTH, G., 1861: Das Joanneum in Gratz. — Graz.
- HADITSCH, J. G., 1991: Die Entwicklung des Bergbaues auf Steine, Erden und Industriemineralien im Großraum Leoben. — Res montanarum (= Zs. Montanhist. Ver. f. Österr.), **3**, 9–14, Leoben.
- HARTNIGG, P., 1886: Das obere Feistritzthal der Gerichtsbezirke Weiz und Birkfeld sammt dem angrenzenden Bezirke Vorau des Grazer Kreises. — Oest. Zs. Berg- u. Hüttenw., **XXXIV**, 137–139 u. 161–163, Wien.
- KEES, St. v., 1824: Darstellung des Fabriks- und Gewerbewesens in seinem gegenwärtigen Zustande vorzüglich in technischer, mercantilischer und statistischer Beziehung. — Wien.
- KIESLINGER, A., 1949: Die Steine von St. Stephan. — Wien.
- , 1963: Steirische Steine in Wien. — Joanneum, Mineralogisches Mitteilungsbl., **2**, 61–74, Graz.
- KLAR, G., 1964: Steirische Graphite. — Graz Wien Köln.
- KÖSTLER, H. J., 1986: Montangeschichtlicher Führer durch das obere Murtal von Rotgülden im Lungau bis St. Michael in Obersteiermark. — Fohnsdorf.
- KUPELWIESER, F., 1887: Die Mineralvorkommen Obersteiermarks, deren Gewinnung, Verarbeitung und Verwertung. — Oest. Zs. Berg- u. Hüttenw., **43**, 499–503, 509–514, 535–538, Wien.
- MILLER v. HAUENFELS, A., 1859: Die steiermärkischen Bergbaue als Grundlage des provinziellen Wohlstandes. — Wien.
- , 1864: Die nutzbaren Mineralien von Obersteiermark nach geognostischen Zonen betrachtet. — Berg- u. hüttenmänn. Jb. d. Montanlehranst. Leoben u. Pibram, **8**, 213–245, Wien.
- , 1870: Über den Reichtum Obersteiers an nutzbaren Mineralien. — Zs. berg- u. hüttenmänn. Ver. Kärnten, **II**, 49–56, Klagenfurt.
- PICKL, O., 1982: Erzherzog Johanns Wirken für Wirtschaft und Gesellschaft. — Erzherzog Johann von Österreich. Sein Wirken in seiner Zeit (= Forschung zur geschichtlichen Landeskunde der Steiermark), **XXXIII**, 141–154, Graz.
- ROHN, Z., 1955: Geschichtliche Entwicklung des Magnesitbergbaus bei besonderer Berücksichtigung der Probleme der Mechanisierung. — Montan-Rundschau, **3** (Sdh. Steine und Erden), 273–278, Wien.
- ROSSIWALL, J., 1860: Die Eisen-Industrie des Herzogthums Steiermark im Jahre 1857 (= Mitteilungen a. d. Gebiete d. Statistik), **8**, Wien.
- SCHUSTER, W., 1931: Die Erzbergbaue und Hütten der Österreichisch-Alpinen Montangesellschaft. — Die Österr.-Alpine Montangesellschaft 1891–1931, **II**, 71–533, Wien.
- SIGMUND, A., 1911: Die mineralogische Abteilung. — Das steiermärkische Landesmuseum und seine Sammlungen, 171–196, Graz.
- STUR, D., 1871: Geologie der Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogthumes Steiermark. — Graz.
- WALTER, F., 1951: Veitscher Magnesitwerke Actien-Gesellschaft 1881–1951. — Wien.
- WEISS, A., 1972: Die Talklagerstätten des Rabenwaldes und ihre Mineralien. — Zur Mineralogie und Geologie der Steiermark (= Sdh. Zs. „Der Aufschluß“), **22**, 56–65, Heidelberg.
- , 1973a: Talkschiefer von St. Jakob im Walde, Steiermark. — Der Aufschluß, 304–306, Göttingen.

- , 1973b: Bergbaue und Bergbauversuche im erweiterten Stadtgebiet. — Hist. Jb. d. Stadt Graz, 5/6, 147–161, Graz.
- , 1976: Wenig bekannte Graphitbergwerke in der Mittelsteiermark. — Blätter für Heimatkunde, 50, 34–38, Graz.
- , 1982a: Die Entwicklung des steirischen Bergbaues. Erzherzog Johann von Österreich. — Beitr. z. Geschichte seiner Zeit. Landesausstellung 1982, 2, 307–320, Graz.
- , 1982b: Drei Reiseberichte Mathias Joseph Ankers aus dem Jahr 1810. — Mitt. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum, 50, 25–32, Graz.
- , 1987: Historische Bergbautätigkeit im Raum Mürzsteg – Neuberg/Mürz – Kapellen – Altenberg. — Österr. Kalender für Berg, Hütte, Energie, 98–115, Wien.
- & FREISTÄTTER, E., 1991: Ein Gestellsteinbruch in Halltal bei Maria Zell. — Res montanarum (= Zs. Montanhist. Ver. f. Österr.), 3, 24–26, Leoben.



# Beitrag zur geochemischen Charakterisierung österreichischer Kohlen

Contribution to the Geochemical Characterization  
of Coal from Austria)

K. AUGUSTIN-GYURITS & E. SCHROLL

mit 4 Abbildungen und 8 Tabellen

Schlüsselwörter:

*Kohle*  
*Österreich*  
*Geochemie*  
*Spurenelemente*  
*Analytik*  
*Durchschnittswerte*  
*Multivariate Analyse*

Keywords:

*coal*  
*Austria*  
*geochemistry*  
*trace elements*  
*analytical methods*  
*average values*  
*multivariate analysis*

Adresse der Autoren:

Address of the authors:

Dr. Katalin Augustin-Gyurits  
Univ.-Prof. Dr. E. Schroll  
Geotechnisches Institut  
d. BVFA Arsenal  
Faradaygasse 3, Postfach 8  
A-1031 Wien

**Inhalt**

	Seite
Vorwort .....	197
Zusammenfassung, Abstract .....	197
1. Die Kohle als „geochemischer Akkumulator“ .....	198
2. Datenmaterial über die Geochemie heimischer Kohlengesteine .....	199
3. Geologie der beprobten heimischen Kohlevorkommen .....	199
3.1. Kohlevorkommen der GKB .....	199
3.2. Kohle des SAKOG-Reviers .....	202
3.3. Kohle des WTK-Reviers .....	202
3.4. Kohle anderer Vorkommen .....	202
4. Methodik .....	202
4.1. Probennahme .....	202
4.2. Probenvorbereitung .....	203
4.3. Analysenstrategie .....	203
5. Analytik .....	205
5.1. Kalibrierung .....	205
5.2. Vergleich und Bewertung der Analysemethoden .....	205
6. Geochemische Charakterisierung .....	205
7. Literatur .....	210

**Contents**

Zusammenfassung, Abstract .....	197
1. Coal as geochemical concentrator .....	197
2. Geochemical data of domestic coal .....	198
3. Geology of the investigated domestic coal occurrences .....	199
3.1. Coal occurrences of GKB .....	199
3.2. Coal of SAKOG district .....	199
3.3. Coal of WTK district .....	202
3.4. Coal from other occurrences .....	202
4. Methodics .....	202
4.1. Sampling .....	202
4.2. Preparation of samples .....	203
4.3. Strategy of chemical analysis .....	203
5. Chemical analysis .....	205
5.1. Calibration .....	205
5.2. Comparison and evaluation of analytical methods .....	205
6. Geochemical characterization .....	205
7. References .....	210

Anmerkung: Verwendete Abkürzungen der Bergbaugesellschaften  
 (used abbreviations of mining companies):  
 GKB Graz-Köflacher Eisenbahn- und Bergbaugesellschaft  
 SAKOG Salzach-Kohlen-Bergbaugesellschaft Ges.m.b.H.  
 WTK Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerks- und Eisenbahngesellschaft.

## Vorwort

Die vorliegende Studie ist Teil eines umfangreicheren Forschungsberichtes (Projekt Nr. ÜLG 14/86: Geochemische Charakterisierung von heimischen und importierten Kohlen und ihrer Verbrennungsprodukte), das über Anregung der Obersten Bergbehörde im Bundesministeriums für wirtschaftliche Angelegenheiten und Auftrag durch die Geologische Bundesanstalt (Wien) durchgeführt worden ist. Die Arbeiten wurden am Geotechnischen Institut der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal (Wien) unter Mitarbeit weiterer Forschungseinrichtungen ausgeführt.

Probennahmen und kohlenpetrographische Studien wurden von Mag. Dr. M. VINZENZ (Joanneum Leoben) und Prof. Dr. O. SCHULZ (Univ. Innsbruck) durchgeführt. Für die Probenbearbeitung, Vorbereitung und Erstellung von Standards war Dr. Katalin AUGUSTIN-GYURITS (BVFA Arsenal) verantwortlich. Die chemische Analytik wurde an der BVFA Arsenal von Dipl. Ing. N. MÜLLER (WD-RFA), Dr. D. PHOLIADIS (ED-RFA), Dr. P. DOLEZEL (ICP-AES), Dr. Ingeborg JANDA (AES), Dr. M. SAGER (AAS) durchgeführt. Radionuklide wurden gammaspktrometrisch von Dipl.-Ing. F. J. MARINGER (BVFA Arsenal).

Die Ergebnisse der Analytik wurden mittels NAA extern durch das Atominstitut der Universität Wien (Prof. Dr. K. BUCHTELA, Dr. F. GRASS; Dr. E. HEDRICH und Dr. S. ROTH) ergänzt. Überdies sind Kontrollanalysen an ausgewählten Proben an ein kanadisches Routinelabor vergeben worden.

Das Datenmaterial der chemischen Analytik, das wegen Kombination einer größeren Zahl instrumenteller Methoden relativ umfangreich geworden war, wurde von Dr. P. REHOROVSKY statistisch aufbereitet. Mit der weiteren statistischen Bearbeitung war Mag. R. HOLNSTEINER befaßt.

Die Kohle ist sowohl als Energierohstoff als auch als ein potentieller Rohstoffträger zu betrachten. In der Kohle und damit auch in ihren Verbrennungsprodukten kann eine größere Zahl seltener Elemente, teilweise auch erheblich über den geochemischen Durchschnittswerten der Gesteine, der Erdkruste angereichert werden.

So stellt die Kohle für das in der Hochtechnologie interessante Element Germanium, das zur Zeit ausschließlich als Beiprodukt sulfidischer Zinkerze gewonnen wird, eine bedeutende Rohstoffreserve dar, deren Nutzung erst technologisch erschlossen werden müßte.

Heute sind jedoch Gehalte an Problem- und Schadelementen von zusätzlichem Interesse, vor allem auch in bezug auf Deponierung oder Nutzung der Flugaschen.

Nicht zuletzt liefert die Verteilung von Spurenele-

menten in den Kohlengesteinen Informationen und Indikationen für das geochemische Milieu, in dem Sedimentation des biogenen Ausgangsmaterials und Inkohlungsprozeß stattgefunden haben.

## Zusammenfassung

76 Proben österreichischer Braun- und Glanzbraunkohlen wurden gezogen.

Die Kohlen stammen aus den Bergbauen der WTK (Schmitzberg, Hinterschlagen), und SAKOG (Trimmelkam) in Oberösterreich, GKB (Voitsberg: Barbara, Bärnbach, Schiller) in der Steiermark, sowie aus den tiroler Kohlevorkommen von Häring und Brandenburg.

Die Proben wurden mit verschiedenen Analysemethoden, den Multielementmethoden der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA), Optischer Spektrometrie mit Plasmaanregung (ICP-AES), und Kohlenbogenanregung (AES) Neutronenaktivierungsanalyse (NAA), Gammaspktrometrie als radiometrische Methode (RAD) und den Einzelementmethoden der Atomabsorptionsspektalanalyse (AAS) untersucht. Insgesamt wurden 54 Elemente erfaßt, davon 36 mit Doppel- und Mehrfachanalyse: Ag, Al, As, Ba, Be, Bi, Br, Ca, Cd, Ce, Cl, Co, Cr, Cs, Dy, Eu, Fe, Ga, Ge, Hf, J, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Nd, Ni, P, Pb, Ra, Rb, S, Sb, Sc, Se, Si, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Ti, Tl, U, V, Y, Yb, Zn und Zr.

Die Auswertung der Probandaten zeigt, daß die Elementverteilung in den untersuchten Proben weitgehend den bisher bekannten Durchschnittswerten bei Kohlen entspricht. Es wurden keine Konzentrationen von Elementen gefunden, die für die technische Gewinnung von Interesse sein könnten. Nur in SAKOG-Proben wurden erhöhte Gehalte an Germanium nachgewiesen.

Die Bindung der Elemente an die organischen und mineralischen Komponenten wird mittels Faktorenanalyse untersucht.

## Abstract

76 samples of Austrian lignite and bituminous coal have been taken from the coal mines of WTK (Schmitzberg, Hinterschlagen) and SAKOG (Trimmelkam) in Upper Austria, GKB (Voitsberg: Barbara, Bärnbach, Schiller) in Styria and from coal occurrences of Häring and Brandenburg in Tyrol.

The samples have been investigated using different analytical methods, especially multielement methods, like X-ray fluorescence analysis (XRF), atomic emission spectroscopy combined with plasma excitation (ICP-AES) and carbon arc excitation AES), neutron activation analysis (NAA), gamma spectrometry as a radiometric method (GS), further single element methods of atomic absorption spectrometry

(AAS). 54 elements have been registered, of that 35 elements received by double and multiple analysis.

The evaluation of the analytical data shows that the element distribution corresponds mainly to the known global average values of coals. Concentrations of Elements have not been detected, being of interest for economic exploitation. Only samples of the SAKOG-mine contain higher contents of germanium.

The localization of the elements in relation to organic and mineral components of the coal are investigated statistically with the aid of factor analysis.

### 1. Kohle als „geochemischer Akkumulator“

Die Anreicherung von Spurenelementen vollzieht sich über die Fähigkeit von Organismen, vor allem Pflanzen, Bio- oder Ballastelemente aufzunehmen. Im Fall der Kohle kommt noch in erheblich verstärkendem Ausmaß die Eigenschaft mancher Elemente hinzu, mit Humaten Chelate zu bilden, ferner die Fähigkeit durch Sorption Tiefenwässern Stoffe zu entziehen, die selbst in geringen Konzentrationen gelöst sind, sowie die Abscheidung von Schwermetallsulfiden im reduzierenden Milieu der Inkohlung.

Ia																	VIIIb
H																	He
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa	VIIIa	IB	IIb	Al	Si	P	S	Cl	Ar		
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	J	Xe
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
Fr	Ra	Ac	Rf	Ho	106	107											
Lanthaniden		Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
Actiniden		Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	E	Fm	Mv	No	Lr		

Abb. 1: Charakteristische Spurenelemente in Kohlensteinen. Markiert (·) sind nur seltene Elemente, die in der Asche der Kohle, bezogen auf den Maximalgehalt im Vergleich zum Durchschnittsgehalt der Erdkruste, wenigstens um das Zehnfache angereichert werden können. Elemente mit hundertfacher Anreicherung sind hervorgehoben (●).

Fi. 1: The characteristic trace elements of coal. Rare elements showing tenfold maximum enrichment at least in relation to the Clarke values of the Earth crust are marked by (·), elements with hundredfold enrichment (●).

Der geochemische Gehalt der Kohle an seltenen Elementen spiegelt in der Regel den Gehalt jener Landoberfläche wider, die zur Zeit der Bildung der kohleführenden geologischen Formation der Erosion anheim gefallen ist.

Über die Geochemie der Spurenelemente in der Kohle existiert bereits eine umfangreiche Literatur. Als jüngste zusammenfassende Arbeiten mit einschlägiger Bibliographie sind u. a. die von VALKOVIČ (1983), von KREJCI-GRAF (1983) und LAZNICKA (1985) zu nennen.

Kohlen reichern fast alle seltenen Elemente an. Die geochemische Konzentration wird vor allem durch die Anreicherung in der Kohlenasche deutlich. Die extrem in Kohlen angereicherten Elemente sind im Periodischen System in Abb. 1 dargestellt.

Auf der Negativliste der Konzentration stehen vorwiegend oxiphile und wenig wasserlösliche Spurenelemente, wie Ta, Ha, aber auch Rb. Auch für Tellur ist das vorhandene Datenmaterial unzureichend.

Folgende wichtige Spurenelemente haben eine hohe Affinität zur organischen Substanz der Kohle: Be, Ge, Ga, B, V und U.

Vorwiegend anorganische Bindung in der Kohle wird für folgende Elemente angegeben:

Zn, Cd, Mn, Pb, Hg, As, Mo und Fe.

HEINRICHS et al. (1984) teilen die chemischen Elemente bezüglich ihrer Bindung in Kohlen in drei Gruppen ein:

- Detritische Elemente (mehr als 70 % in Aluminosilikaten): Al, Fe, K, Mg, Na, Si, Ti; Ce, Cr, F, La, Nb, Rb und Sc.
- Intermediäre Elemente: Ca, Ba, Be, Co, Cu, Ni, Sn, Sr, Th, U, V und Zn.
- Akzessorisch/organisch gebundene Elemente: S, Ag, As, Bi, Br, Cl, Cd, Hg, J, Pb, Sb, Sc und Tl.

Der Konzentrationsprozeß in der Kohle kann erfolgen:

- Durch Konzentration in der pflanzlichen Ausgangssubstanz
- Im Stadium der Torfbildung
- Während des Inkohlungsprozesses
- Durch epigenetische hydrothermale Prozesse
- Kontaktmetamorphose und -metasomatose

Elemente, die eine hohe Anreicherungsfähigkeit in der Kohle besitzen, werden erst mit abnehmendem Aschengehalt angereichert.

Die Kohlenpetrographie ist für alle jene Elemente von Interesse, die an die organische Substanz gebunden sind. Aschen von Vitrit und Clarit erweisen sich reicher an diesen Elementen als Durit.

Wesentlich für die Probenahme ist die Tatsache, daß die Spurenelemente in der Kohle heterogen verteilt sind. Hangend- und Liegendflöze zeigen oft die höchsten Gehalte. Dies trifft auch für geringmächtige Kohleneinlagerungen und -schmitzen zu.

## 2. Datenmaterial über die Geochemie heimischer Kohlengesteine

Es liegt schon fast dreißig Jahre zurück, daß einer der Verfasser auf Anregung von Prof. Dr. W. E. PETRASCHECK erste Untersuchungen an österreichischen Kohlen durchgeführt hat. Es wurden 116 Proben von Torf, Lignit, Braunkohlen, Glanzbraunkohlen, Steinkohlen, Anthrazit und auch einige Ölschiefer von über 50 Vorkommen spektralanalytisch auf 21 Elemente (Ag, As, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Ga, Ge, Hg, Mn, Mo, Ni, Pb, Sb, Sn, Ti, Tl, V und Zn) untersucht (BRANDENSTEIN et al. 1960). Eine Analyse auf das Element Bor war vorausgegangen (JANDA/SCHROLL 1959). Die geochemische Auswertung erfolgte nur in Form eines Kurzberichtes (SCHROLL, 1961), in dem die Zeitabhängigkeit der Spurenelementverteilung aufgezeigt worden ist.

Bezüglich des Vorkommens von Germanium ist auf eine weitere Arbeit zu verweisen (SCHROLL, 1959). Unter den Ergebnissen sind die Weichbraunkohle von Trimmelkam mit maximal 150 ppm Ge und die Mattbraunkohle von Statzendorf mit 160 ppm Ga hervorzuheben. Besonders zu vermerken sind die hohen Arsenwerte der Lignite und Braunkohlen des Tertiärs.

Über Gehalte an Uran und Thorium liegen Veröffentlichungen von PETRASCHECK et al. 1953, BRODA et al. 1956, HECHT/TOMIC 1957, KÜPPER/LECHNER 1956 und KÜPPER 1958, 1959, 1960 vor.

In die Literatur ist als Maximalwert für Uran in Asche eine Konzentration von 0,5% eingegangen, die in der Trimmelkammer Kohle gemessen worden ist. HECHT berichtet brieflich sogar von einem Wert von 5,2% ! (KREJCI-GRAF, 1983).

## 3. Geologie der beprobten heimischen Kohlenvorkommen

Die im folgenden beschriebene Geologie der beprobten heimischen Kohlenvorkommen basiert auf den umfangreichen Arbeiten von WEBER und WEISS (1983) über die Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen. Die geologische Beschreibung wurde nur auszugsweise übernommen.

### 3.1. Kohlenvorkommen der GKB

Das Köflach-Voitsberger Braunkohlenrevier befindet sich am Nordwestrand des weststeirischen Tertiärbeckens. Die tertiären Sedimente der Köflach-Voitsberger Teilmulden liegen transgressiv über kristallinen Serien des Kainacher Gosau und an Abfolgen des Grazer Paläozoikums. Dieses Tertiärbecken wird in mehrere, zwischen 100 und 300 m tiefe Gebirgswannen und Schwellen unterteilt. Trotz natürlicher Trennung der einzelnen Mulden ist die geologische Entwicklung gleichartig. Innerhalb des Köflach-Voitsberger Tertiärbeckens wird zwischen einem Unter-, Mittel- und Oberflöz sowie einem Zangtaler Oberflöz unterschieden. Die Parallelisierung der einzelnen Flöze in den jeweiligen Mulden wurde durch pollenanalytische Methoden ermöglicht, welche das Liegende der Kohle einschließlich des prätertiären Grundgebirges, die gesamte Kohlenfolge sowie deren Hangendes umfaßte. Dieser Sedimentzyklus ist im Karpatien entstanden.

Das Unterflöz wird mehrfach als typische randnahe Kohlenbildung bezeichnet, mit etwa 20 m Mächtigkeit, die gegen das Beckeninnere zunimmt, allerdings nur als „Flözmächtigkeit“, die etwa 70 m erreicht. Die Kohleführung nimmt hier allerdings bis fast zum völligen Verschwinden ab.

Zwischen dem Unterflöz und dem Mittelflöz liegt ein stellenweise über 100 m mächtiges Zwischenmittel, das aus feingeschichteten sandigen Tonen, massigen glimmerreichen Feinsanden und vereinzelt Grobsanden bis Kieslagen zusammengesetzt ist. Das Mittelflöz zeigt im Vergleich zum Unterflöz eine geringere Ausdehnung. Mit zunehmender Füllung der Teilbecken tritt eine Verkleinerung der Moorflächen ein und es ist fast überall eine flachere Lagerung festzustellen. Im gesamten Revier ist das Mittelflöz eher reich an Taubeinschaltungen und führt im Mittelrevier aschenreichere Kohle.

Zwischen Mittel- und Oberflöz sind feinklastische Sedimente, welche vereinzelt Kohlenspuren führen, ausgebildet. Das Oberflöz rückt mit seiner Ausdehnung und Ausbißlinie weiter zum Beckeninneren hin, wodurch seine Verbreitung geringer wird. Die Lagerung des Flözes ist allgemein sehr flach.

Unter Einbeziehung der nur selten bauwürdigen Liegend- und Hangendbegleiter wird das Oberflöz bis zu 50 m mächtig, wovon allerdings mehr als die Hälfte als taub zu bezeichnen sind. Im Zangtal wird das Oberflöz, das von einer Sand-Ton-Schotterfolge, in die örtlichen Süßwasserkalke und Mergel eingeschaltet ist, überlagert. Über dieser Sedimentfolge liegt das Zangtaleroberflöz, das altersmäßig and die Obergrenze des Karpatiens gestellt wird.

Tabelle 1: Probenliste — Table 1: List of samples

Lfd. Nr.	Proben Nr.	Art d. Probe	Herkunft	Proben- menge in kg
1	4	Braunkohle	SAKOG, Unterflözschlitz, Untertagebau U 366/Streckenende, Grenzstück A46 aU	2,7
2	5	Braunkohle	SAKOG, Unterflözschlitz, Untertagebau U 368/Vortrieb 160 m vom Streckenbeginn	2,2
3	6	Braunkohle	SAKOG, Unterflözschlitz, Untertagebau U 364/Abbau 45 U, 110 m von der Strecke 460 U	2,3
4	100	Braunkohle	SAKOG-Bohrung, Weihart 11; 2,35 m	12,6
5	101	Braunkohle	SAKOG-Bohrung, Weihart 12; 1,84 m	7,7
6	102	Braunkohle	SAKOG-Bohrung, Wollfing 8; 3,30 m	16,2
7	103	Braunkohle	SAKOG-Bohrung, Ernsting 11; 3,40 m	18,0
8	104	Braunkohle	SAKOG-Bohrung, Ernsting 12; 3 m	13,1
9	142	Braunkohle	SAKOG, II 300, Pkt. 6432	1,8
10	143	Braunkohle	SAKOG, II 300, Pkt. 6432/CPS	1,1
11	144	Braunkohle	SAKOG, II 300, Pkt. 6432/60CPS	2,4
12	145	Braunkohle	SAKOG, II 300, Pkt. 6432/70CPS	0,7
13	146	Braunkohle	SAKOG, II 300, Pkt. 6432/16	0,9
14	28	Braunkohle	<b>Salzburg, SAKOG</b>	7,7
15	11	Braunkohle	<b>Riedersbach, SAKOG</b>	7,6
16	2	Kohlenstaub	<b>Riedersbach 100 % SAKOG</b> Sichtermühle 4	17,2
17	109	Braunkohle	GKB, Voitsberg, Schiller,	1,7
18	110	Braunkohle	GKB, Schiller,	1,4
19	111	Braunkohle	GKB, Schiller,	1,6
20	112	Braunkohle	GKB, Schiller,	2,4
21	113	Braunkohle	GKB, Schiller,	2,2
22	114	Braunkohle	GKB, Schiller,	2,5
23	115	Braunkohle	GKB, Schiller,	3,2
24	116	Braunkohle	GKB, Voitsberg, Barbara	1,5
25	117	Braunkohle	GKB, Barbara	1,5
26	118	Braunkohle	GKB, Barbara	2,5
27	119	Braunkohle	GKB, Barbara	2,1
28	120	Braunkohle	GKB, Barbara	2,0
29	121	Braunkohle	GKB, Barbara	4,4
30	122	Braunkohle	GKB, Barbara	3,3
31	123	Braunkohle	GKB, Barbara	3,7
32	124	Braunkohle	GKB, Barbara	5,3
33	125	Braunkohle	GKB, Barbara	5,1
34	126	Braunkohle	GKB, Barbara	3,4
35	127	Braunkohle	GKB, Voitsberg, Bärnbach	7,8
36	128	Braunkohle	GKB, Bärnbach	8,0
37	129	Braunkohle	GKB, Bärnbach	4,6
38	130	Braunkohle	GKB, Bärnbach	9,5
39	131	Braunkohle	GKB, Bärnbach	3,5
40	132	Braunkohle	GKB, Bärnbach	2,3
41	133	Braunkohle	GKB, Bärnbach	1,6
42	134	Braunkohle	GKB, Bärnbach	6,7
43	135	Braunkohle	GKB, Bärnbach	7,7

Fortsetzung Tabelle 1: Probenliste — Table 1 (cont.): List of samples

Lfd. Nr.	Proben Nr.	Art d. Probe	Herkunft	Proben- menge in kg
44	136	Braunkohle	GKB, Bärnbach	4,2
45	137	Braunkohle	GKB, Bärnbach	3,4
46	138	Braunkohle	GKB, Bärnbach	6,6
47	139	Braunkohle	GKB, Bärnbach	4,5
48	140	Braunkohle	GKB, Bärnbach	2,6
49	141	Braunkohle	GKB, Bärnbach	3,3
50	52	Braunkohle	<b>Graz</b> , GKB	10,9
51	56	Kohlenstaub	<b>Graz</b> , ident mit Pr. Nr. 52	8,6
52	29	Braunkohle	<b>Voitsberg</b> , GKB (gemahlen)	13,4
53	25	Braunkohle	<b>Voitsverg</b> , GKB	11,1
54	27	Braunkohle	<b>Bruck/Mur</b> , GKB	7,8
55	37	Braunkohle	<b>Voitsberg</b> , GKB (gemahlen)	13,4
56	72	Braunkohle	WTK, Hinterschlagen 1	0,75
57	73	Braunkohle	WTK, Hinterschlagen 2	2,4
58	74	Braunkohle	WTK, Hinterschlagen 3	2,7
59	33	Braunkohle	WTK, Schmitzberg, Unterflözschlitz Weststrecke, Wetterbohrloch	2,0
60	34	Braunkohle	WTK, Mittelflözschlitz, Vortrieb Göbelberg, 3. Pfeiler (Probe 2) 90–110 cm	10,2
61	31	Braunkohle	WTK, Mittelflözschlitz Vortrieb Göbelberg, 3. Pfeiler (Probe 1) 158–228 cm	2,4
62	22	Braunkohle	WTK, Mittelflözschlitz, Südfeld, 4. Pfeiler	3,2
63	23	Braunkohle	<b>Salzburg</b> , WTK	6,7
64	3	Braunkohle	<b>Riedersbach</b> , WTK	9,9
65	15	Braunkohle	<b>Timelkam</b> , WTK	10,4
66	45	Braunkohle	<b>St. Andrä</b> , Lavanttaler Kohle	8,9
67	91	Glanzbraunkohle	Häring	3,6
68	92	Glanzbraunkohle	Häring	3,5
69	93	Glanzbraunkohle	Häring	3,0
70	94	Glanzbraunkohle	Häring	2,2
71	95	Glanzbraunkohle	Häring	4,2
72	96	Glanzbraunkohle	Häring	1,0
73	97	Glanzbraunkohle	Häring	3,6
74	98	Glanzbraunkohle	Häring	3,3
75	99	Glanzbraunkohle	Häring	3,2
76	106	Glanzbraunkohle	Brandenberg (Obernberg)	4,5

Anmerkung: Die Proben mit Lfd.Nr. 14–16, 50–55 und 63–66 sind Sammelproben aus Kraft- und Heizwerken.

Note: Samples with the numerical continuation 50–55 and 63–66 were collected from power and heating plants.

### 3.2. Kohle des SAKOG-Reviers:

Die Kohlenflöze des Trimmelkam-Salzach-Kohlenreviers sind an eine stratigraphische Abfolge gebunden, die als „Kohlenführende Süßwasserschichten“ bezeichnet werden. Auf das durch die Erosion geformte Oberflächenrelief transgredierte die kohlenführenden Süßwasserschichten, die sich von W nach E verjüngen (Karpatrien-Untersarmatien bis zum Unterpannonien). Sie liegen diskordant auf der marin-brackischen Sedimentfolge der Molasse. Die Liegendgrenze der kohlenführenden Schichten verläuft sehr flach. Im Trimmelkamer Kohlenrevier werden mehrere Schichtglieder unterschieden:

- a) Eine Basisserie 10–15 m mächtiger fein- bis mittelkörniger Sande und Tone.
- b) Eine graue Serie mit der Trimmelkamer Flözgruppe, die in eine Unter-, Mittel-, und Hangendflöz unterteilt wird. Die verschiedenen Kohlehorizonte der Flöze sind durch taube Zwischenlagen voneinander getrennt. Im Bereich der Muldenmitte wiesen die Flöze die größte Mächtigkeit auf, wobei gegen den Muldenrand eine Ausdünnung erkennbar ist. Charakteristisch für die Trimmelkamer Flözgruppe ist der hohe Montmorillonitgehalt der Hangend- und Zwischenmitteltone. Im allgemeinen ist die Mächtigkeit dieser Serie durch das Relief des Untergrundes bedingt und großen Schwankungen unterworfen.
- c) Eine grüne Serie besteht hauptsächlich aus graugrünen, sandigen Tonen und Tonmergeln. Im Hangenden Teil der grünen Serie befindet sich das im Durchschnitt 0,3 m bis maximal 1,4 m mächtige Radegunder Kohleflöz. Der Kohlehorizont wird mit den s. g. Quarzkristallinschotterlagen der grünen Serie abgedeckt. Die Mächtigkeit dieser Schichtfolge ist im Durchschnitt etwa 35–40 m.

### 3.3. Kohlen des WTK-Reviers

Das Wolfsegg-Trauntaler Revier umfaßt die im Hausruckgebiet (Oberösterreich) bekannten Kohlenvorkommen. Es ist ein unregelmäßig zerlappter Bereich, der in ein West- und ein Ostrevier geteilt wird.

Die kohleführende Serie des Hausrucks liegt diskordant über dem Erosionsrelief des Untergrundes aus „Helvetischen“ Schlier und Oncophorasanden.

Es wird unterschieden zwischen Unter-, Mittel- und Oberflöz, die jeweils durch zum Teil sandiges, sandig-toniges oder toniges Zwischenmittel voneinander getrennt sind, und von Hangendtonen abgedeckt werden.

Das Unterflöz gelangte nur in tieferen Muldenbereichen zur Ablagerung, ist ca. 30–40 m mächtig und

wird durch geringmächtiges, toniges Zwischenmittel in eine Liegend- und Hangendbank geteilt.

Das Mittelflöz wird vom Unterflöz durch fossilfreie quarz- und glimmerhältige Tone getrennt. Es erreicht eine größere Ausdehnung als das Unterflöz. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 2–3 m.

Das Oberflöz ist durch eine bis 20 m mächtige, sandige Tonabfolge vom Mittelflöz getrennt, die in Beckenbereichen von gelben Feinsanden durchzogen wird. Die Mächtigkeit des Oberflözes beträgt maximal 4 m. In Talbereichen ist das Flöz gut ausgebildet, wird jedoch durch Zwischenmittel, Einlagerungen von Brandschiefer und kohleführenden Tonen gespalten und weist meist schlechte Qualität auf. Die Kohle des Oberflözes wird durch fossilere Hangendtone abgedeckt, die maximal 10 m Mächtigkeit erreichen.

Diese Kohle-Tonserie wird von den bunten fluviatilen Ablagerungen des Hausruckschotter überlagert.

Das Bildungsalter der Kohle-Tonserie wird in das Obere Miozän gestellt. Der Hausruck-Deckschotter wird aufgrund einer umfangreicheren Säugetierfauna ins (Ober?) Pannon eingestuft.

### 3.4. Kohle anderer Vorkommen

Das Glanzbraunkohlenvorkommen von Häring in Tirol, SW der Stadt Kufstein befindet sich in der Tertiärmulde von Kirchberg-Häring. Die Kohleführung ist an die 120–220 m mächtigen „Häringer Schichten“ gebunden, die in die obereozäne Basisserie, 20 m-mächtige kohleführende Schichten und Zementmergelschichten gegliedert werden.

Im besonderen wird auf die Arbeit von SCHULZ und FUCHS (1991) verwiesen, in deren Rahmen Probenahmen für dieses Projekt erfolgt sind.

## 4. Methodik

### 4.1. Probennahme

Die repräsentative Probennahme wurde an den verschiedenen Braunkohlenrevieren Österreichs mittels Schlitzern, Pickproben (ober- und untertags), Bohrkernen, sowie an Sammelproben aus den verarbeitenden Betrieben durchgeführt.

So erfolgte die Beprobung der Mattbraunkohle des SAKOG-Reviers aus dem Unter- und Mittelflöz. Die Probenmenge und Herkunft ist aus Tabelle 1 (Probenliste) zu ersehen.

Die Kohlen des WTK-Reviers entstammen ebenfalls dem Unter- und Mittelflöz.

Die Kohlen des GKB aus dem Köflach-Voitsberger Revier wurden gleichfalls wie anfangs beschrieben beprobt, jedoch hier stand für die Untersuchungen umfangreiches Bohrkernmaterial aus einer Erkundungsbohrserie zur Verfügung. Die Lage und Menge



des gezogenen und untersuchten Probenmaterials ist aus Tabelle 1 ersichtlich.

**4.2. Probenvorbereitung**

Die Ausgangsprobe wurde in offenen Kunststoffbehältern bei Raumtemperatur 7 Tage getrocknet. Die Teilung der Probe wurde mittels eines Riffelteilers vorgenommen und eine Teilprobe in verschlossenen Kunststoffflaschen aufbewahrt. Für die chemische Analytik wurde das Material in einer Scheibenschwingmühle mit Sinterkorundeinsätzen analysenfein, d. h. 90% der Kornklassen unter 50 µm, aufgemahlen.

Die pulverförmigen Kohleproben wurden in Porzellantiegeln im Kammerofen stufenweise verascht, wobei halbstündig eine Temperaturerhöhung um 50°C bis zur Endtemperatur von 555°C erreicht worden ist. Die Endglühung dauerte 2 Stunden. Der Glühverlust (GV) wurde durch Wägung ermittelt.

Für die emissionsspektrographische Analyse mit Kohlebogenanregung wurde die maximale Kammer-temperatur auf 450°C vermindert.

**4.3. Analysenstrategie**

Im Falle der Aufgabenstellung der Kohle als Analysenmaterial bietet sich sowohl die direkte Analyse der Kohle, als auch der Analyse der Kohlenasche an.

Daraus ergibt sich die Möglichkeit der Doppelanalytik von zwei verschiedenen Ausgangsmaterialien (Kohle und Asche), so daß bereits bei der Anwendung eines ausgewählten Analysenverfahrens die Kontrolle der Analysendaten möglich wird, dies umsomehr, als der Vorteil des Anreicherungsprozesses bei der Kohlenveraschung genutzt werden kann. Eine Einschränkung ist nur bei jenen Elementen zu machen, die beim Veraschungsprozeß flüchtig werden können. Es ist daher notwendig die Veraschungstemperatur möglichst niedrig zu halten, um die Zahl der flüchtigen Elemente zu begrenzen.

Bei Druckaufschluß der Kohlenproben in der Bombe entfällt zwar dieser Nachteil, jedoch wird die Nachweisbarkeit der seltenen Elemente herabgesetzt und es werden damit ungünstigere Bestimmungsgrenzen erhalten. Als weitere Variante besteht die Option der Direktanalyse von Feststoffproben und von Lösungen. Das Konzept der Analysenstrategie stützt sich auf die Anwendung von Multielementmethoden, die es gestatten, möglichst viele Elemente zu erfassen und gleichzeitig mittels Doppel- und Mehrfachanalytik eine interne Kontrolle zu erhalten. Diese Vorgangsweise ermöglicht es, die verwendeten Analysemethoden besser beurteilen zu können.

Es wurden folgende Analysenmethoden (s. Tab. 2) eingesetzt:

Ia																	VIIIb
H																	He
Li	IIa											IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	Ne
Na	Be											B	C	N	O	F	Ar
Mg	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa	VIIIa			IB	IIb	Al	Si	P	S	Cl	Kr	
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	J	
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	
Fr	Ra	Ac	Rf	Ha	106	107											
Lanthaniden		Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
Actiniden		Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	E	Fm	Mv	No	Lr		

Abb. 2: Übersicht über die Analyselemente und ihre Stellung im Periodischen System.

Fig. 2: View of the analyzed elements and their position in the Periodic System.

- 0 Atomabsorptionsspektrometrie (AAS) der Kohle
- 1 Atomemissionsspektrographie (AAS) der Asche
- 2 Atomemissionsspektrometrie (AES) der Asche
- 3 Wellenlängendispersive Röntgenfluorezensanalyse (WD-RFA) der Kohle
- 4 Atomemissionsspektrometrie mittels ICP-Anregung (ICP) der Asche
- 5 Energiedisperive Röntgenfluoreszenzanalyse (ED-RFA) der Kohle
- 6 Wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzanalyse (WD-RFA) der Asche
- 7 Neutronenaktivierungsanalyse (NAA) der Kohle
- 8 Radiometrie mittels Gammaskpektrometrie (RAD) der Kohle

Die Tabelle 2 zeigt die für jedes Element eingesetzten Analysemethoden.

Insgesamt wurden 55 Analyseelemente bestimmt, davon 36 mit Doppel- oder Mehrfachanalytik. Die zur Verfügung stehenden instrumentellen Multielementsysteme gestatteten es, mit RFA 26, mit ICP 26 und NAA 27 Analyseelemente zu messen.

Tabelle 2: Übersicht über die verwendeten Analysemethoden.  
 Table 2: Overview of employed analytical methods

Lfd.Nr.	Element	AAS 0	AAS 1	AES 2	WD-RFA 3	ICP 4	ED-RAF 5	WD-RAF 6	NAA 7	RAD8
1	Ag			x						
2	Al				x	x	x	x		
3	As	x	x						x	
4	Ba				x	x		x	x	
5	Be					x				
6	Bi			x						
7	Br								x	
8	Ca				x	x	x	x		
9	Cd	x	x							
10	Ce					x			x	
11	Cl								x	
12	Co				x	x		x	x	
13	Cr				x	x		x	x	
14	Cs								x	
15	Cu				x	x		x		
16	Dy								x	
17	Eu								x	
18	Fe				x	x	x	x	x	
19	Ga			x		x				
20	Ge			x						
21	Hf								x	
22	J								x	
23	K				x	x		x	x	x
24	La						x		x	
25	Li		x			x			x	
26	Mg				x	x	x	x		
27	Mn				x	x		x	x	
28	Mo			x						
29	Na				x	x			x	
30	Nb				x	x				
31	Nd								x	
32	Ni				x	x		x		
33	P				x			x		
34	Pb			x	x			x		
35	Ra									x
36	Rb				x			x	x	
37	S				x		x	x		
38	Sb	x	x						x	
39	Sc					x			x	
40	Se								x	
41	Si				x		x	x		
42	Sn			x						
43	Sr				x	x		x	x	
44	Ta							x		
45	Tb							x		
46	Th				x		x	x		x
47	Ti				x	x		x		
48	Tl	x				x				
49	U				x			x	x	x
50	V				x	x		x	x	
51	Y				x	x		x		
52	Yb							x	x	
53	Zn	x	x		x	x		x	x	
54	Zr				x			x		

## 5. Analytik

### 5.1. Kalibrierung

Für die Kalibrierung wurden internationale Standards (SRM) verwendet. Für Kohlen wurden die SRM's Mintec (Rep. Südafrika): SARM 18, 19 und 20, sowie von NBS (USA): NBS 1632 a + b, 1635 2682 2685 benützt.

Für die Kalibrierung von Kohlenasche wurden internationale Gesteinsreferenzproben entsprechender Matrix und auch folgende Kohlenaschestandards eingesetzt: ZGI (DDR): BE-1 und BS-1 sowie von NBS (USA): NBS-1633, 1633a, 2689 und 2691, sowie auch die Aschen der SRM's SARM 18–20.

### 5.2. Vergleich und Bewertung der angewandten Analysenmethoden

Die Doppelanalytik von Kohle und Asche mittels RFA ergab bei den meisten Elementen eine gute Übereinstimmung, wobei bis zur Bestimmungsgrenze von 10 ppm. Es sind dies die Elemente: As, Ba, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Nb, Ni, P, Rb, Si, Sr, Th, Ti, Tl, V, Y, Zr und Zn. Die Übereinstimmung der Schwefelwerte hängt von der Flüchtigkeit dieses Elementes bei der Aschenbildung ab. Bei den meisten anderen Elementen sind die Analysenwerte der Aschen wegen besserer Nachweisgrenzen vorzuziehen.

Die Berücksichtigung der Matrixunterschiede erfolgte mit Hilfe der sogenannten Compton-Korrektur. Die Matrixunterschiede werden ausgeglichen, wenn die Intensität der gemessenen Röntgenfluoreszenz durch die Intensität des Anregungsröhrenspektrums dividiert wird.

Die Analysenwerte der ICP-Spektrometrie zeigen mit den RFA-Werten bei folgenden Elementen Übereinstimmung: Al, Ba, Ca, Cr, Fe, K, Mg, Mn, Ni und P. Die ICP-Werte für Na, Nb und Y mußten ausgeschieden werden. Die NAA-Methode gute Übereinstimmung für As, Ba, Ce, Cr, La, Mn, Rb, Sn und U.

Die radiometrische Analyse vom Kalium erweist sich als nicht so präzise. Übereinstimmung ist jedoch bei den mittels NAA-Methode erhaltenen Werten von Uran zu vermerken.

Für folgende Elemente konnte nur eine Analysenmethode in Anwendung gebracht werden: Ag, Be, Bi, Br, Cd, Cl, Cs, Dy, Eu, Ga, Gd, Ge, Hf, J, Li, Lu, Se, Sm, Sn und Ta. Für diese Elemente kann, abgesehen von externer Kontrollanalytik, die Methode der geochemischen Plausibilität zur Kontrolle in Anwendung gebracht werden, etwa die Vergleichbarkeit mit gut gesicherten Daten oder die Überprüfung der Elementverhältnisse kohärenter Elementpaare, wie K/Rb, Al/Ga, Nb/Ta, u.a.

Bei einer Mehrfachanalytik (ab 3 Werten) wurde der Ausreißertest angewandt und bei den verbliebenen Werten der Mittelwert genommen. Im Falle der Doppelanalytik wurde der Wert der verlässlicheren Methode unter Berücksichtigung der Bestimmungsgrenze angegeben.

## 6. Geochemische Charakterisierung

Die chemischen Daten der österreichischen Braunkohlen, in Form von Mittelwerte, sind in Tab. 3, nach ihrem Vorkommen geordnet zusammengefaßt, und in der Folge in Tab. 4 eine Zusammenfassung des gesamten Datenmaterials. Tab. 5 bringt den Vergleich mit dem Weltdurchschnitt für Kohlen sowie mit den Clarkewerten für Erdkruste und Tonschiefer.

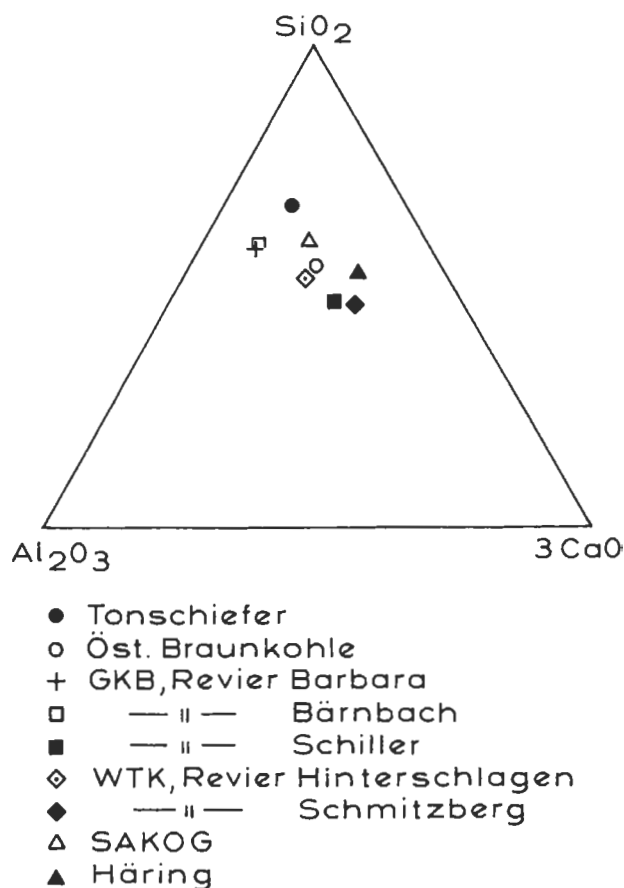


Abb. 3: SiO<sub>2</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 3 CaO-Diagramm der Kohlenaschen.

Fig. 3: SiO<sub>2</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 3 CaO-diagram of coal ashes.

Tabelle 3: Mittelwerte österreichischer Braunkohlenlagerstätten.  
Table 3: Mean values of Austrian lignite deposits.

	Barbara (N = 11)	Bärnbach (n = 15)	Schiller (N = 7)	Hinter- schlagen (N = 3)	WTK (N = 4)	SAKOG (N = 12)	Häring (N = 9)
<b>Oxide in%</b>							
SiO <sub>2</sub>	12,87	16,13	8,22	14,87	9,83	17,12	23,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,04	8,29	4,01	7,23	4,20	5,84	6,81
FeO	2,00	2,47	2,81	0,98	0,88	1,50	2,22
MnO	0,53	0,74	0,51	0,57	0,53	0,66	0,86
CaO	0,79	0,97	1,75	2,16	2,44	1,82	4,64
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,14	0,05	0,13	0,12	0,22	0,09
K <sub>2</sub> O	1,02	1,20	0,65	1,03	1,03	0,95	2,04
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,33	0,10	0,25	0,16	0,28	0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,11	0,07	0,05	0,04	0,06	0,11
MnO	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00
SiO <sub>2</sub>	1,02	1,40	4,10	0,71	0,96	1,95	4,97
GV <sub>200</sub>	75,00	68,86	79,03	72,47	79,93	70,73	56,31
<b>Elemente in ppm</b>							
Ag	0,05	0,05	< 0,05	0,04	0,07	0,08	0,03
As	10,2	12,0	23,5	17,8	38,5	69,0	6,3
Ba	251,0	276,0	118,0	181,0	150,0	203,0	180,0
Be	2,2	2,1	1,0	(1)	1,1	5,2	(1)
Bi	0,4	0,3	0,8	0,2	0,3	0,4	0,4
Br	0,4	(0,1)	0,6	4,5	4,5	(0,8)	< 0,5
Cd	0,3	0,3	0,2	< 0,2	0,2	0,3	0,5
Ce	38,0	35,0	17,7	18,4	11,1	29,4	25,3
Cl	60,0	50,0	48,2	68,5	93,8	42,0	(38),0
Co	13,5	10,3	6,6	3,9	3,9	5,7	6,1
Cr	53,0	61,6	23,0	34,9	129	34,6	
Cs	3,3	3,8	2,4	3,1	3,4	3,4	5,3
Cu	27,9	32,3	15,6	13,9	13,2	20,6	13,6
Dy	3,7	3,5	0,6	0,7	1,0	(1,5)	1,3
Eu	0,9	0,8	0,3	0,3	0,2	0,4	0,4
Ga	8,5	8,4	4,9	9,5	5,0	11,2	8,7
Ge	1,5	1,1	0,9	1,2	0,4	14,8	0,9
Hf	0,9	1,5	0,4	1,8	1,7	1,7	2,1
I	< 0,01	< 0,1	0,3	1,4	1,0	< 0,1	(< 0,3)
La	2,7	19,2	10,3	5,0	(3),0	19,1	(5),0
Li	14,3	20,7	13,1	6,0	23,6	18,7	32,0
Mo	1,8	1,7	3,2	1,2	1,6	7,2	5,3
Nb	4,4	6,1	3,4	6,5	3,3	7,5	7,8
Nd	10	8,5	-	-	(9)	(12)	-
Ni	29,8	31,7	18,0	11,7	9,3	17,3	17,0
Pb	10,9	11,2	5,2	16,9	8,6	11,2	17,4
Rb	36,5	48,2	35,0	31,2	23,8	30	55,8
Sb	0,7	1,0	0,9	0,7	1,2	3,5	0,6
Sc	8,2	8,4	4,	5,7	4,4	4,8	6,5
Se	-	-	-	7,3	1,5	(< 1)	2,9
Sn	0,9	0,9	0,6	1,0	1,0	1,3	0,8
Sr	60,1	71,7	130	70	94,7	167	172
Ta	0,1	0,2	-	0,3	0,5	0,6	0,4
Tb	0,3	0,25	0,1	0,4	0,4	(1,2)	0,6
Th	8,1	8,5	4,3	6,1	4,2	6,4	7,7
Tl	0,36	< 0,1	< 0,05	-	0,15	(0,1)	-
U	1,9	2,3	4,3	2,5	1,3	81,9	4,5
V	73,6	80,9	38,0	46,2	42,9	443	49,1
Yb	1,9	1,7	0,6	-	0,7	1,4	(< 0,2)
Y	9,6	7,6	4,7	9,8	6,8	11,0	13,
Zn	47,8	57,2	31,6	17,9	32,0	30,2	61,5
Zr	28,6	51,6	19,6	(18,0)	23,4	61,8	54,8

Die österreichischen Braunkohlen stammen durchwegs aus limnischen oder höchstens schwach brackischer Fazies. Dies zeigen vor allem die niedrigen Halogenidgehalte und es stimmt auch mit den Analysen der Borgehalte überein, sowie sie von JANDA et al. (1959) ermittelt worden sind. In der Kohle von Ampfelwang 1,8 p m B, in der Rosentaler Mulde 22,3–46,8 ppm und in Häring 290 ppm B.

Über die chemische Zusammensetzung des anorganischen Anteils in den Braunkohlen gibt ein SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO-Diagramm, modifiziert SiO<sub>2</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 3 CaO in Abb. 3 Auskunft. Die SAKOG-Kohlen weisen den höchsten SiO<sub>2</sub>-Gehalt auf und kommen dem Tonschieferstandard am nächsten. Die Köflacher Kohle ist am kieselsäureärmsten und deutet auf vorzugsweisen Gehalt an Tonsilikat, erhöhte CaO-Werte (WTK, Häring) auf Karbonatanteil.

Die Braunkohlen aus den Revieren von Köflach unterscheiden sich in der Spurenelementverteilung nur unbedeutend. Die Arsengehalte sind vergleichsweise niedrig, Selen ist nicht nachweisbar. Gering ist der Unterschied zu den Kohlen der WTK, in denen jedoch Selengehalte nachzuweisen sind. Dagegen sind die Braunkohlen der SAKOG relativ reich an Spurenelementen, wie As, Sb, Se, Cr, Ge, V und U. Sie zeigen damit eine Ähnlichkeit mit den Kohlen von Wackersdorf, die in Sedimenten des Pannonien vorkommen und die Gesteine der Böhmisches Masser überlagern. Die erhöhten Ge- und U-Gehalte korrespondieren mit kieselsäurereichen, anorganischen Komponenten. Als spurenarm sind die Braunkohlen von Häring zu bezeichnen, wobei die detritischen Mineralphasen durch Spurenelemente gekennzeichnet sind, die eine Herkunft aus basischen Gesteinen erkennen lassen.

Die Hauptkomponentenanalyse vermag über die Bindung der Elemente Auskunft zu geben. Neunzehn Elemente, die sich überwiegend durch signifikante binäre Korrelationen (mindestens 0,5) auszeichnen, wurden hierfür einschließlich der Daten des Glühverlustes (GV) ausgewählt. Das Ergebnis eines unrotierten Faktormatrix wird tabellarisch (Tab. 5a und b) und graphisch (Abb. 4) präsentiert.

Es läßt sich eine Gliederung in drei Elementgruppen erkennen:

- vornehmlich an die Tonsubstanz gebundenen Elemente: Si, Al, Fe, Ni, Ba, Pb, Zn, Cu und Th
  - stärker an die organische Substanz gebundene Elemente: As, Ge, Mo, V und U. Das Element Ca mit seiner karbonatischen Bindung versteht sich als der Antagonist zu den Hauptelementen der Tonsubstanz
  - intermediäre Elemente: Be, und Cr
- Zu vermerken ist, daß die Elemente Cl und S keine signifikante Beziehungen aufweisen.

Tabelle 4: Statistische Grunddaten aller untersuchten österreichischen Braunkohlen.

Table 4: Basic statistical data of all analyzed Austrian lignites.

	Max	Min	Spannweite	Mittelwert
<b>Oxide in %</b>				
SiO <sub>2</sub>	56,49	1,57	54,92	15,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,01	0,68	16,33	6,61
FeO	6,11	0,40	5,71	1,99
MgO	1,74	0,27	1,47	0,70
CaO	16,88	0,55	16,34	2,03
Na <sub>2</sub> O	0,59	0,00	0,59	0,14
K <sub>2</sub> O	3,84	0,07	3,76	1,19
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,02	0,84	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,55	0,04	0,51	0,09
MnO	0,04	0,00	0,04	0,01
SiO <sub>2</sub>	7,39	0,13	7,27	2,07
GV	92,22	17,07	75,15	70,17
<b>Elemente in ppm:</b>				
Ag	0,24	0,02	0,22	0,05
As	192,20	1,19	191,01	28,2
Ba	438,99	22,91	416,08	216,
Be	27,73	0,17	27,56	2,0
Bi	1,50	0,10	1,40	0,3
Br	13,16	1,59	11,57	< 3,0
Cd	0,90	0,02	0,88	0,3
Ce	65,33	3,94	61,39	29,7
Cl	156,69	28,63	128,06	56,0
Co	28,78	1,00	27,78	8,1
Cr	753,20	2,76	750,44	64,4
Cs	11,29	0,92	10,36	4,0
Cu	83,80	3,34	80,46	21,8
Dy	9,38	0,45	8,93	2,8
Eu	1,48	0,12	1,36	0,6
Ga	30,00	0,66	29,34	8,4
Ge	106,00	0,36	105,64	3,4
Hf	6,59	0,50	6,09	1,1
I	2,21	0,45	1,75	0,3
La	40,77	2,05	38,72	15,0
Li	73,27	0,69	72,58	21,0
Mo	17,00	0,38	16,62	3,4
Nb	17,05	1,49	15,56	6,0
Nd	73,23	11,49	61,73	7,0
Ni	121,10	2,06	119,04	23,8
Pb	62,45	1,00	61,45	12,1
Rb	144,25	2,00	142,25	41,0
Sb	19,16	0,15	19,01	1,3
Sc	13,59	0,29	13,30	6,6
Se	19,39	0,80	18,60	1,4
Sn	3,90	0,30	3,60	1,0
Sr	332,75	25,36	307,40	115,0
Ta	1,72	0,15	1,56	0,3
Tb	1,12	0,27	0,85	0,35
Th	17,99	0,88	17,12	7,2
Tl	0,49	0,07	0,42	0,1
U	374,50	0,90	373,60	15,9
V	2875,00	6,82	2868,18	125,0
Yb	3,87	0,38	3,49	1,1
Y	46,90	2,38	44,52	10,4
Zn	112,37	2,72	109,65	45,5
Zr	248,00	5,00	343,00	43,8

Element	Weltdurchschnitt (korrigiert)	Österr. Braunkohlen	Krustenmittel	Tonschiefer
<b>in %</b>				
Si	2,6	6,9	27,7	23,0
Al	1,4	3,3	8,1	8,0
Ca	0,54	1,5	3,6	2,2
Mg	0,12	0,41	2,1	1,5
Na	0,06	0,06	2,8	1,0
K	0,18	0,62	2,6	2,6
Fe	1,6	1,54	5,0	4,2
Mn	0,01	0,01	0,095	0,085
Ti	0,08	0,14	0,44	0,46
P	-	0,02	0,105	0,07
S	2,0	1,0	0,026	0,24
<b>in ppm</b>				
Ag	0,2	0,05	0,07	0,07
As	15,0	28,3	1,8	13,0
Ba	150,0	216,0	425,0	580,0
Be	2,2	2,2	2,8	3,0
Bi	0,7	0,3	0,2	0,4
Br	2,6	< 3,0	2,5	4,0
Cd	1,3	0,3	0,2	0,3
Ce	7,7	29,7	60,0	59,0
Cl	207,0(1000)*	56,0	130,0	180,0
Co	7,0	8,1	25,0	19,0
Cr	15,0	64,4	100,0	90,0
Cs	0,4**)	4,0	3,0	5,0
Cu	19,0	21,8	55,0	45,0
Eu	0,45	0,6	1,2	1,0
Ga	7,0	8,4	15,0	19,0
Ge	0,7	3,7***	1,5	1,6
Hf	0,11**	1,1	3,0	2,8
Hg	0,18	-	0,08	0,4
I	1,1	0,3	0,5	2,2
La	6,1	15,0	30,0	92,0
Li	20,0	21,0	20,0	66,0
Mo	3,0	3,4	1,5	2,6
Nb	4,5	6,0	20,0	(11),0
Ni	15,0	23,8	75,0	68,0
Pb	16,0	12,1	13,0	20,0
Rb	7,0	41,0	90,0	140,0
Sb	1,1	1,3	0,2	1,5
Sc	3,0	6,6	22,0	(13),0
Se	4,1	1,4	0,05	0,6
Sn	1,6	1,0	2,0	6,0
Sr	100,0	115,0	375,0	300,0
Ta	-	0,3	2,0	(0,8)
Tl	0,1	0,1	0,5	1,0
Th	1,9	7,2	7,2	12,0
U	1,6	15,9****)	1,8	3,7
V	20,0	125,0****)	135,0	130,0
Y	10,0	10,4	33,0	26,0
Yb	1,0	1,1	3,4	2,6
Zn	39,0	45,5	70,0	95,0
Zr	30,0	43,8	165,0	160,0

Tabelle 5: Vergleich der Durchschnittswerte von Kohlen (Weltdurchschnitt sind österr. Braunkohlen) mit den Krusten- und Tonschiefermitteln (TAYLOR 1964; TUREKIAN und WEDEPOHL 1961). Der Weltdurchschnitt für Kohlen ist nach den US-Werten adaptiert. \*) VALKOVIČ; \*\*) vermutlich zu korrigieren; \*\*\*) überhöht durch gezielte Probenahme bei SAKOG.

Table 5: Comparison of average coal values (Austrian lignites are world average) with crust and ... (TAYLOR 1964; TUREKIAN and WEDEPOHL 1961). The world average for coal was adapted from the US values. \*) VALKOVIČ; \*\*) should to be corrected; \*\*\*) too high due to specific sampling at SAKOG.

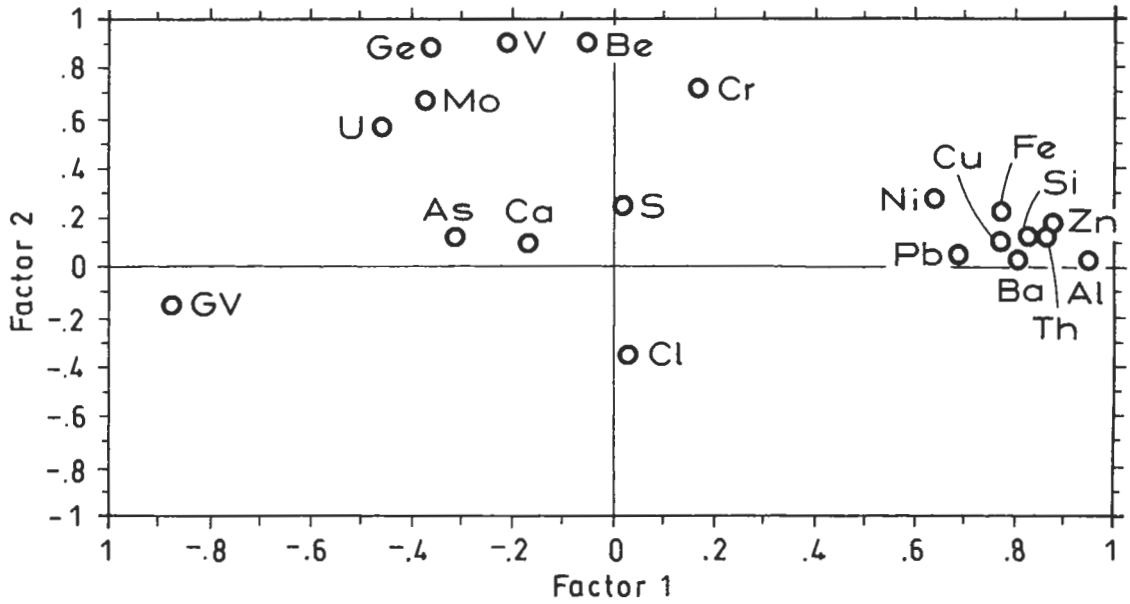
Tabelle 6: Eigenwerte

Eigenwert 1	7.253
Eigenwert 2	4.076
Eigenwert 3	2.420
Eigenwert 4	1.361

Tabelle 7: Eigenvektoren

Element	Vektor 1	Vektor 2	Vektor 3
Si%	0,307	-0,064	-0,218
Al%	0,351	-0,011	0,053
Fe%	0,286	-0,109	0,102
Ca%	-0,062	-0,050	-0,522
S %	0,006	-0,120	-0,522
GV	0,324	0,074	0,240
As%	-0,117	-0,063	-0,182
Ba%	0,299	-0,013	0,172
Be%	-0,021	-0,444	0,208
Cr%	0,063	-0,355	0,029
Cu%	0,288	-0,052	0,292
Ge%	-0,135	-0,436	0,115
Mo%	-0,139	-0,325	-0,252
Ni%	0,237	-0,133	-0,036
Th%	-0,17	-0,278	-0,017
V%	-0,209	0,897	-0,240
Zn%	0,873	0,180	0,129
Cl%	0,028	-0,357	-0,006
Pb%	0,686	0,052	0,239

Factor 1 vs. Factor 2



Factor 1 vs. Factor 3

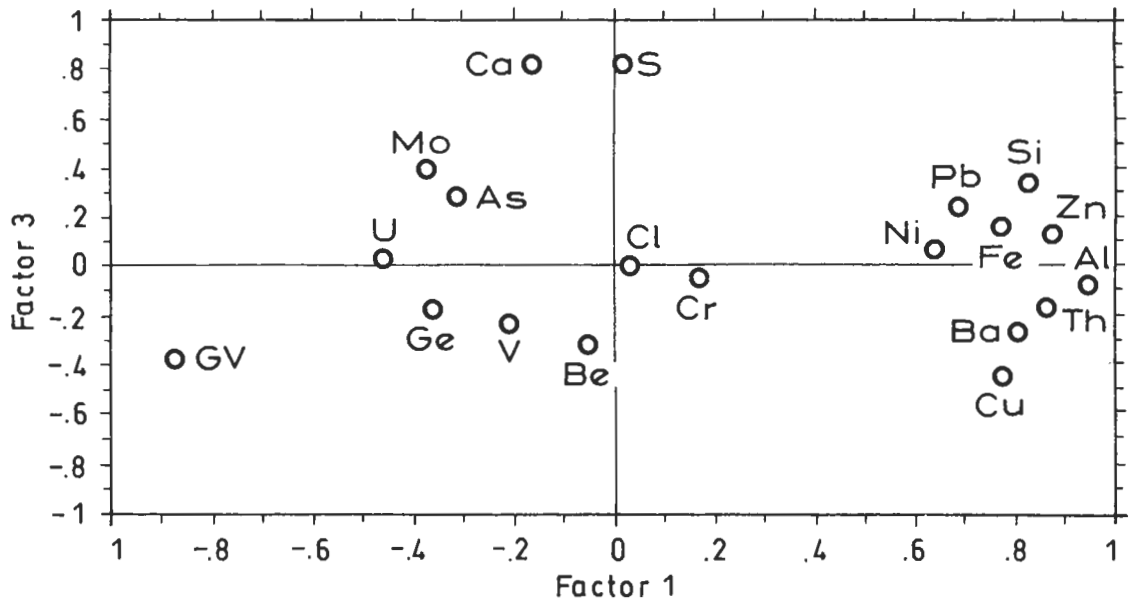


Abb. 4: Unrotierte orthogonale Diagramme von Faktor 1 vc Faktor 2 und Faktor 1 vc Faktor 3 (GV ... Glühverlust).

Fig. 4: Unrotated orthogonal plots showing factor 1 vc factor 2 and factor 1 vc factor 3.

Tabelle 8: Mittelwertvergleiche von Spurengehalten in österreichischen Braunkohlen.

Table 8: Austrian lignites: mean value comparison of trace-elements.

Werte	As	Be	Bi	Ga	Ge	Mo	Sb	Tl
Alte (n=57)	66,02,8	0,3	3,3	2,0	1,0	0,8	0,5	
Neue (n=75)	28,32,4	0,37	8,4	3,6	3,4	1,3	0,2	

Abschließend ist zu vermerken, daß das Datenmaterial von BRANDENSTEIN et al. (1960) in bezug auf Durchschnittswerte relativ gute Übereinstimmung mit den Daten dieser Arbeit erkennen läßt. Die spektrochemische Analyse im Kohlenbogen war vor 30 Jahren noch nicht so entwickelt und die einzige zur Verfügung stehende Methode. Die Daten werden in der nachstehenden Tabelle miteinander verglichen. Von den früheren Daten wurden nur Proben aus den hier untersuchten Kohlenvorkommen oder geologisch ähnlich situierten ausgewählt.

Kohlenproben aus dem Erosionsgebiet der Böhmisches Masse wurden ausgegliedert, da diese durch höhere Gehalte an seltenen Elementen, vor allem auch Germanium, gekennzeichnet sind (s. Tab. 8).

### Danksagung

Für die Ermöglichung, diesen Beitrag im Rahmen eines Auftragsforschungsprojektes (Nr. ÜLG 14/86) zu erstellen, danken wir der Obersten Bergbehörde im Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten und der Geologischen Bundesanstalt in Wien. Gedankt sei ferner der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal in Wien, vor allem den Mitarbeitern im Geotechnischen Institut und den externen Mitarbeitern des damaligen Institutes der Forschungsgemeinschaft Joanneum in Leoben und des Atomintitutes der Universität Wien, die in beispielhafter Zusammenarbeit zum Gelingen beigetragen haben.

### 7. Literatur

- BRANDENSTEIN, M., JANDA, I. & SCHROLL, E. (1960): Seltene Elemente in österreichischen Kohlen- und Bitumengesteinen. — *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, **7/3**, 260–285, 3.Tab., Wien (Springer).
- BRODA, E., NOWOTNY, K., SCHÖNFELD, T. & SUSCHNY, O. (1952): Urangelhalte österreichischer Braunkohlenaschen. — *Berg- u. hüttenm. Mh.*, **101/6**, 121–124, Wien (Springer).

- HECHT, F. (1963): Uran- und Thoriumbestimmungen in österreichischen Gewässern und Gesteinen. — *Geol. Rheinld. Westf.*, **10**, 193–200, Krefeld.
- HECHT, F. & TOMIC, E. (1957): Uranforschung in Österreich. — *Österr. Chem. Ztg.*, **58**, 221–217, Wien.
- HEINRICHSEN, H., BRUMSACK, H. J. & LANGE, H. (1984): Emissionen von Stein- und Braunkohlenkraftwerken der Bundesrepublik Deutschland. — *Fortschr. Miner.* **62**, 79–105, Stuttgart (Schweizerbart).
- JANDA, I. & SCHROLL, E. (1959): Über Borgehalte in einigen ostalpinen Kohlen und anderen Biolithen. — *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, **7/1–2**, 118–129, 4 Abb., 4 Tab., Wien (Springer).
- KREJCI-GRAF, K. (1984): Über Elemente in Kohlen. *Erdöl & Kohle-Erdgas Petrochemie, vereinigt mit Brennstoffchemie.* – Industrieverlag von Herrnhäusen KG, **37**, 451–457 (Lernfelden - Echterdingen).
- KÜPPER, H. & LECHNER, K. (1956): Zur Frage der Prospektion nach Rohstoffen für Kernspaltungszwecke. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1956**, 125–133, Wien 1956.
- KÜPPER, H. (1958): Bericht über Kernspaltungsrohstoffe. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1958**, 286–289, Wien.
- KÜPPER, H. (1959): Kernspaltungsrohstoffe. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1959**, 115–116, Wien.
- KÜPPER, H. (1960): Zusammenfassender Bericht über die Uranprospektion in Österreich 1957–1959 (radiometrische Geländearbeit und Analysenresultate von Gesteinen). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1960**, A103–107, Wien.
- LAZNICKA, P. (1985): The geological association of coal and metallic ores – A review. [In]: WOLF, K. W. (ed): *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*, **13**, 1–72, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo (Elsevier).
- PETRASCHECK, W. E., SCHUBERT, H. & VOHRZYKA, K. (1959): Über uranhaltige Kohlen und Kohlschiefer in Österreich. — *Berg- und hüttenm. Mh.*, **104/1**, Wien (Springer).
- SCHROLL, E. (1959): Germanium in mineralischen Rohstoffen Österreichs (Forschungsbericht I: Das Vorkommen Seltener Grundstoffe in Österreich). — *Montan-Rundschau*, **1959/2**, 23–26, 3 Tab., Wien (Montan).



- SCHROLL, E. (1961): Seltene Elemente in biogenen Sedimenten. — *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, **7/4**, 488–490, 1 Tab., Wien (Springer).
- SCHULZ, O. & FUCHS, H. W. (1991): Kohlenpetrographische Untersuchungen an Lagerstätten in Tirol. — *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **13**, 123–213, 60 Abb., 29 Tab., Wien.
- TAYLOR, S. R. (1964): Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **8**, 1273–1285, 1 Tab., Oxford, New York (Pergamon).
- TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the Earth's Crust. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **72**, 172–202, Washington.
- VALCOVIČ, V. (1983): Trace elements in coal. — Vol. I, 210 S., 29 Abb., 110 Tab. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen. — *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **4**, 317 S., 110 Abb., 174 Tab., Wien.

# Exkursion 1991 zu Lagerstätten Ostkanadas

Excursion 1991 to mineral-deposits of Eastern-Canada

L. WEBER [Hrsg.]

mit Beiträgen der Exkursionsteilnehmer

mit 30 Abbildungen und 1 Tabelle

Schlüsselwörter:

*Ostkanada  
Lagerstätten  
Grenville Province  
St. Lawrence Plattform  
Apalachenorogen  
Superior Province  
Southern Province*

Keywords:

*Eastern Canada  
Mineral deposits  
Grenville Province  
St. Lawrence platform  
Apalachian orogen  
Superior Province  
Southern Province*

Adresse des Autors:

Address of the author:

Univ.-Doz. Dr. Leopold Weber  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III  
A-1010 Wien

## Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Summary .....	216
1. Einleitung .....	216
2. Der geologische Aufbau von Kanada mit besonderer Berücksichtigung des Exkursionsgebietes (C. JANDA, L. WEBER) .....	216
2.1. Lagerstätten der Grenville Province: .....	219
2.1.1. Nephelinsyenitvorkommen von Nephton .....	219
2.1.2. Lagerstätten um Bancroft (M. GEISER) .....	219
2.1.2.1. Uranpegmatite (Madawaska Mine) .....	219
2.1.2.2. Feldspatpegmatite (McDonald Mine) .....	220
2.2. Vererzungen und Geologie der St. Lawrence Plattform (F. HAUER) .....	221
2.2.1. Alnoit von „Abbaye Cistercienne la Trappe d'Oka“ .....	221
2.2.2. Nb-Ta Karbonatite von Oka .....	222
2.2.3. „Ile-Cadieux pipe“ .....	222
2.2.4. „Mount Royal“ (Montreal) .....	222
2.3. Lagerstätten des Appalachenorogens .....	223
2.3.1. Asbestos (Jeffrey Mine) (S. SALEK) .....	223
2.4. Superior Province .....	226
2.4.1. Val d'Or (Sigma Mine) (E. DRAGANITS, P. MOSER) .....	226
2.4.2. Lagerstätten der Blake River Group .....	228
2.4.2.1. Bousquet (S. RAKASEDER, P. MOSER) .....	228
2.4.2.2. Mobrún (C. KOLMER, P. MOSER) .....	230
2.4.2.3. Lac Dufault-Ansil (G. POSCH, P. MOSER) .....	234
2.4.3. Kidd-Creek (Timmins) (R. KNEZEVIC, P. MOSER) .....	238
2.4.4. Geco (Manitouwadge) (W. RUSEK, L. WEBER, P. MOSER) .....	241
2.4.5. Wawa (G. McLeod Mine) (T. VASARY, L. WEBER, P. MOSER) .....	244
2.4.6. Hemlo (M. JARNIK, P. MOSER) .....	246
2.5. Southern Province .....	249
2.5.1. Elliot Lake – Blind River (Stanleigh Mine) (F. HAUER, P. MOSER) .....	249
2.5.2. Sudbury (Creighton Mine) (H. H. WEINKE, F. DINTERER, P. MOSER) .....	252
3. Literatur .....	253

## Contents

Zusammenfassung, Summary .....	216
1. Introduction .....	216
2. On the geology of Canada emphasizing the mineral deposits of the area (C. JANDA, L. WEBER) .....	216
2.1. Grenville Province: .....	219
2.1.1. Deposits of Nephelin-Syenites near Nephton .....	219
2.1.2. Mineral deposits of Bancroft area (M. GEISER) .....	219
2.1.2.1. Uranium-pegmatites (Madawaska Mine) .....	219
2.1.2.2. Feldspar-pegmatites (McDonald Mine) .....	220
2.2. Mineral deposits and geology of St. Lawrence Plattform (F. HAUER) .....	221
2.2.1. Alnoite of "Abbaye Cistercienne la Trappe d'Oka" .....	221
2.2.2. Nb-Ta Carbonatites of Oka .....	222
2.2.3. "Ile-Cadieux pipe" .....	222
2.2.4. "Mount Royal" (Montreal) .....	222
2.3. Appalachian mineral deposits of the .....	223
2.3.1. Asbestos (Jeffrey Mine) (S. SALEK) .....	223
2.4. Superior Province: .....	226

2.4.1. Val d'Or (Sigma Mine) (E. DRAGANITS, P. MOSER) .....	226
2.4.2. Mineral deposits of Blake River Group .....	228
2.4.2.1. Bousquet (S. RAKASEDER, P. MOSER) .....	228
2.4.2.2. Moberun (C. KOLMER, P. MOSER) .....	230
2.4.2.3. Lac Dufault-Ansil (G. POSCH, P. MOSER) .....	234
2.4.3. Kidd-Creek (Timmins) (R. KNEZEVIC, P. MOSER) .....	238
2.4.4. Geco (Manitouwadge) (W. RUSEK, L. WEBER, P. MOSER) .....	241
2.4.5. Wawa (G. McLeod Mine) (T. VASARY, L. WEBER, P. MOSER) .....	244
2.4.6. Hemlo (M. JARNIK, P. MOSER) .....	246
2.5. Southern Province .....	249
2.5.1. Elliot Lake – Blind River (Stanleigh Mine) (F. HAUER, P. MOSER) .....	249
2.5.2. Sudbury (Creighton Mine) (H. H. WEINKE, F. DINTERER, P. MOSER) .....	252
3. References .....	253

## Zusammenfassung

Im Rahmen einer geologischen Exkursion des Instituts für Geologie der Universität Wien nach Kanada konnten der geologische und tektonische Aufbau des Kanadischen Schildes, der St. Lawrence Platform, sowie des Appalachen-Orogens studiert werden. Besonderes Augenmerk wurde dabei den typischen Lagerstätten in den Greenstone-Belts geschenkt, die vielfach zu den größten der Welt zählen.

## Summary

An excursion of the Institute of Geology of Vienna University made it possible to study geology and tectonic style of the Canadian Shield, the St. Lawrence Platform and the Appalachian orogene. Special attention was paid to the typical huge mineral deposits of the greenstone-belts.

## 1. Einleitung

Die Hauptexkursion 1991 (Abb. 1) des Instituts für Geologie der Universität Wien führte nach Kanada, um Geologie und Lagerstätten Ontarios und Quebecs kennenzulernen. Organisation und Führung oblag Univ. Doz. Dr. L. WEBER, der dabei tatkräftig von Univ. Prof. Dr. W. MEDWENITSCH und Univ. Doz. Dr. F. KOLLER unterstützt wurde.

## 2. Der geologische Aufbau von Kanada mit besonderer Berücksichtigung des Exkursionsgebietes

Der nordamerikanische Kontinent wird durch den dominanten Kanadischen Schild im Zentrum, das Kordillierenorogen im Westen, das Appalachenorogen im Osten, das Innuitian Orogen im Norden, sowie durch kontinentale Plattformen geprägt (Abb. 2).

Der präkambrische Schild ist die wichtigste Rohstoffquelle Kanadas. Er wird in einzelne Provinzen unterteilt, die sich in erster Linie durch Alter und Internstrukturen voneinander unterscheiden. Im wesentlichen werden sieben Provinzen unterschieden: Superior-, Churchill-, Grenville-, Slave-, Bear-, Southern-, und die Nain-Provinz.

Der Kanadische Schild wird von kontinentalen Plattformen überlagert (Interior-, Hudson-, St. Lawrence- und Arctic-Plattform). Randlich wird der Kanadische Kontinent schließlich von drei Schelfzonen abgegrenzt. Im Rahmen der Exkursion konnten geologische Aufschlüsse und Lagerstätten der St. Lawrence Platform, den Appalachen, der Superior Province, der Southern Province sowie der Grenville Province des Kanadischen Schildes studiert werden. Besonderes Interesse wurde dabei den La-

gerstätten in den Greenstone-Belts der Superior Province geschenkt.

Die bedeutendste tektonische Einheit des Kanadischen Schildes ist ohne Zweifel die Superior Province. In dieser Einheit liegen zahlreiche bedeutende Lagerstätten von Buntmetallen und Edelmetallen. Auffallend ist dabei eine Bindung dieser Vererzungen an die Greenstone Belts.

Die Grenville Province stellt die südöstlichste tektonische Einheit des Kanadischen Schildes dar. Die wichtigsten Gesteine dieser Einheit sind Kalkmarmor, Gneise und Schiefer. Charakteristisch sind darüberhinaus Plutonitkomplexe sowie zahllose Pegmatitvorkommen. Derartige Pegmatite enthalten u.a. charakteristische Uran- und Feldspatmineralisationen.

Die Southern Province, die südwestlichste tektonische Einheit des Kanadischen Schildes, taucht zum größten Teil unter den Lake Superior ab. Innerhalb des Penokean Fold Belts liegen die klassischen huronischen Sedimente, in denen die weltbekannten Urankonglomerate von Elliot Lake – Blind River liegen. In diesem Bereich liegt auch der ebenso bekannte Sudbury-Komplex, in welchem die liquidmagmatischen Kupfer-Nickelvererzungen liegen. In der südwestlichen Fortsetzung liegen in den US Bundesstaaten Wisconsin, Minnesota und Michigan bedeutende Eisenvererzungen.

Die St. Lawrence Platform, die den Kanadischen Schild im Südwesten überlagert, wird im wesentlichen aus paläozoischen Kalken, Dolomiten, Sandsteinen und Schiefen zusammengesetzt. Die Gesteine lagern ausgesprochen söhlig.

An die St. Lawrence Platform grenzt im Südosten das Appalachen-Orogen. Die Grenze bildet eine äußerst dominante Störung. Innerhalb des Appalachenorogens sind die Gesteinsserien tektonisch stark beansprucht und metamorph überprägt. Die Haupttektonik erfolgte im Zuge der Taconischen Phase im Ordoviciem sowie der Acadischen Phase im Devon. Im Zuge dieser tektonischen Ereignisse kam es auch zur Intrusion plutonischer Gesteine.

Zur weiteren Untergliederung der Superior Province:

In den letzten Jahren gelang es kanadischen Wissenschaftlern, mit Hilfe moderner Methoden diese Provinz näher zu untergliedern (THURSTON, P. C., CHIVERS, K. M. 1990).

Diese Provinz wird nunmehr in sogenannte Subprovinzen (SP) unterteilt, das sind Akkretionen von durch Bruchtektonik begrenzten Regionen im Sinne von Terranen mit ähnlichem Gesteinsinhalt, Strukturen, Metamorphosegraden und Alterswerten.

Sie werden in folgende 3 Gruppen zusammengefaßt:

1. Magmatische Terrane: (vorwiegend aus tonalitästischen Gneisen bestehend)

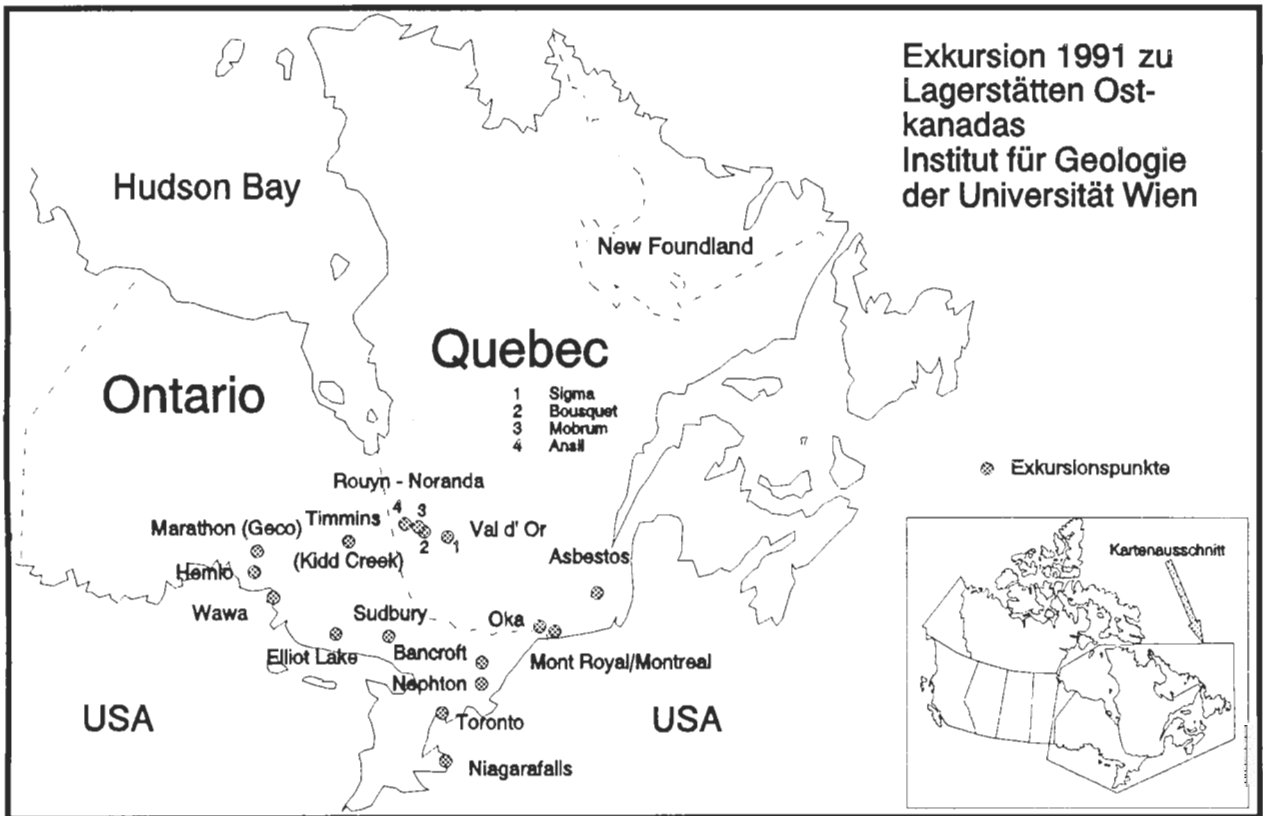


Abb. 1: Exkursionsroute. — Fig. 1: Route of excursion.

– Winnipeg River SP, Berens River SP

2. Sedimentäre Terrane: (bilden langgestreckte Gürtel und bestehen hauptsächlich aus Wacken mit Zwischenlagen von Konglomeraten und mafischen bis ultramafischen Sedimentserien)
  - Qetico SP, English River SP, Opatca SP
3. Granit – Greenstone Terrane (Greenstonebelts; Abb. 3):
  - Uchi SP, Abitibi SP, Sachigo SP, Wabigoon SP, Wawa SP, Bird River SP

Diese Greenstone Belts sind langgezogene Bereiche, die aus metavulkanischen Gesteinen zusammengesetzt werden, und nach neuesten Auffassungen eine Vielzahl tektonischer Ereignisse repräsentieren. Dies gilt als wesentlichste Neuerkenntnis der letzten Jahre über die Geologie des Kanadischen Schildes, da die alte Lehrmeinung die Auffassung vertrat, daß es sich bei den einzelnen Greenstonebelts um jeweils eigenständige tektonische Einheiten handelt. Mit Hilfe der absoluten Altersdatierung konnten jedoch zahlreiche Deformationsstadien nachgewiesen werden.

Nach heutigem Wissensstand unterteilt man die Greenstonebelts in 4 lithostratigraphische Einheiten:

1. quarz-arenit- und karbonatführende Sequenzen
2. mafische Sequenzen

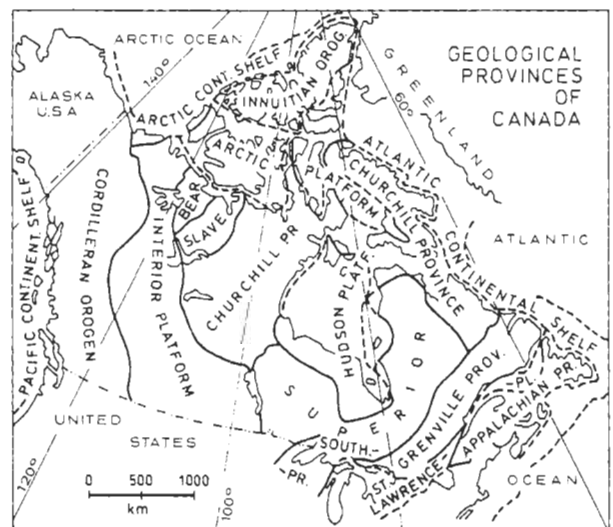


Abb. 2: Übersichtsskizze der geologischen Provinzen Kanadas.

Fig. 2: Simplified geological map of the geological provinces of Canada.

3. mafisch bis felsische Vulkanitserien
4. Pull-apart Becken (Timiskaming Typ)

Die Quarz-Arenit- und karbonatführende Sequenzen werden in Karbonat- und Quarzarenit

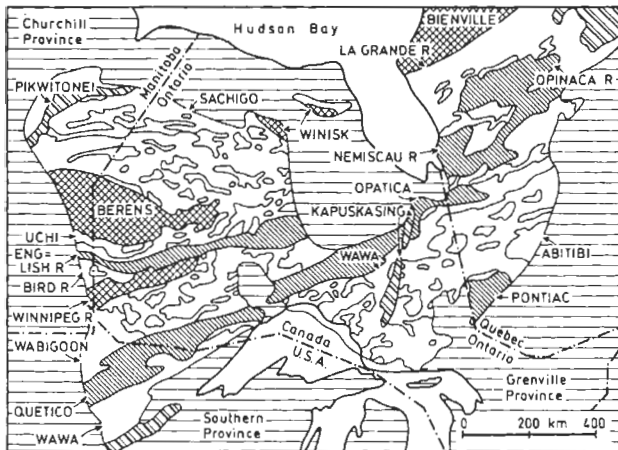


Abb. 3: Grünschistesterrane der Provinzen Ontario und Quebec.

Fig. 3: Greenstone provinces of Ontario and Quebec.

führende Serien unterteilt und stellen vulkano-sedimentäre Seichtwasserablagerungen mit klastischen Schelfablagerungen entlang passiver Kontinentalränder dar, die mit karbonatischen Plattformsedimenten abwechseln. Das Alter dieser Schichtfolgen liegt zwischen 2.8–3.0 Mrd Jahren. Die Mächtigkeit der gesamten Abfolgen schwankt zwischen 200–500 m (sehr gering im Vergleich zum Baltischen- und Indischen Schild).

Typische Lagerstätten:

– detritisches Au + U in quarzreichem Sediment, Eisenformation, Mn, Pb

Ein charakteristisches Profil einer solchen Sequenz setzt sich wie folgt zusammen:

- Komatiite und Tholeiite
- Eisen- und Manganformation
- Quarz-Arenite
- Konglomerate
- Stromatolitische Karbonatgesteine
- Saure Tuffe
- Arenite und Konglomerate
- Komatiite und Tholeiite
- Granitoide

Die mafischen Serien bestehen aus mafischen und ultramafischen Vulkanitserien (Tholeiite, Komatiite) mit geringmächtigen Einschaltungen von Argilliten (Tiefwasserablagerungen).

Der Vulkanismus ist durch sogenannte Stratovulkane charakterisiert, die eine sehr flache Hangneigung (normalerweise <math><2^\circ</math>, maximal bis <math>10^\circ</math>) aufweisen. Typisch ist weiters eine relativ konstante Mächtigkeit der einzelnen Lavaströme (– 200 m) und eine Länge der Eruptionsspalten bis 100 km. Das Alter dieser Gesteinsabfolgen liegt bei ca. 2.7 Mrd Jahren.

Typische Lagerstätten

– Cu, Cu-Ni, Au-Ag-Cu, Cu-Ag, Platingruppenelemente

Die mafisch bis felsischen Vulkanitserien werden in mehrere Zyklen unterteilt (Calderen – Zyklus nach SMITH & BAILEY, 1968) (Abb. 4).

1. Aufwölbung
2. Initiale Eruptionstätigkeit
3. Caldereneinbruch
4. Wiederauflebende Eruptionstätigkeit
5. Neuerliche Aufwölbung
6. Ringdyke Vulkanismus
7. Postvulkanische hydrothermale Tätigkeit

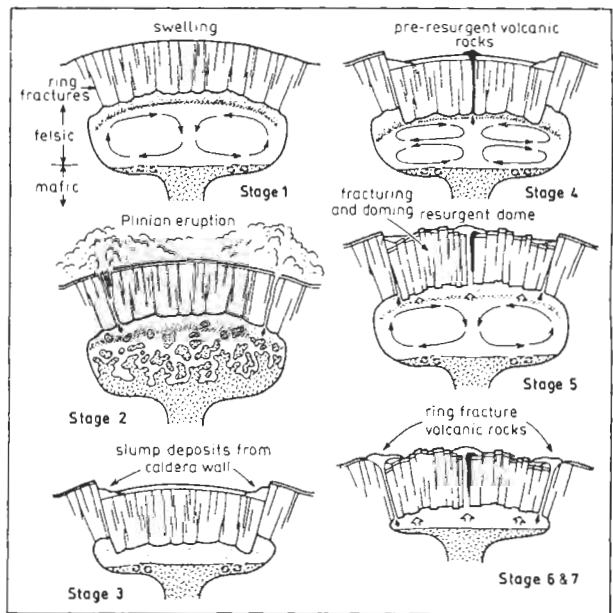


Abb. 4: Schematische Darstellung des Caldera Zyklus nach SMITH & BAILEY 1968; aus: THURSTON, P. C., CHIVERS, K. M., 1990.

Fig. 4: The Caldera Cycle after SMITH & BAILEY, 1968 from: THURSTON, P. C., CHIVERS, K. M., 1990.

Dieser Vulkanismus ist durch mächtige Serien von Aschenauswürfen, die im 2. Stadium des Zyklus entstanden sind, charakterisiert. Im 7. Stadium kam es durch die hydrothermale Aktivität zur Bildung von massiven Sulfidvererzungen. Das Alter dieser Gesteine liegt zwischen 2,775–2,700 Mrd Jahren.

Typische Lagerstätten:

- Vulkanogene massive Cu-Zn Sulfidvererzungen (z. B. Kidd Creek)
- Porphyrische Cu-Mo Vererzungen
- Eisenformation

Der „Timiskaming“ Typ repräsentiert einen alkalisch-kalkalkalischen Vulkanismus mit Hoch-Mg Basalten und fluviatilen Sedimenten. Benannt wurde dieser Typ nach der Typlokalität in der Abitibi Subprovince. Er stellt die jüngste Greenstonebelt Serie dar und überlagert im Normalfall die älteren diskordant. Möglicherweise stellt dieser Typ eine Analog-situation zu den heutigen Pull-apart Becken dar. Das Alter liegt zwischen 2,740–2,685 Mrd Jahren.

Typische Lagerstätten:

- Au (z. B. Sigma Mine), Fe

## 2.1. Lagerstätten der Grenville-Province

### 2.1.1. Nephelinsyenitvorkommen von Nephpton

Der Nephelinsyenit von Nephpton liegt etwa 200 km NE von Toronto und befindet sich in der zentralen metasedimentären Einheit der Grenville Province. Es handelt sich dabei um überwiegend plutonische Gesteine des jüngeren Proterozoikums. Der Tagbau wurde im Frühjahr 1991 von der „Unimin“ übernommen, nachdem dieser jahrelang von „Falconbridge“ betrieben wurde.

In Nephpton ist eine ringförmige Alkaliintrusion aufgeschlossen, die sich überwiegend aus Alkalifeldspat und den Foiden Nephelin und Sodalith zusammensetzt. Die quarzfreie hochdifferenzierte Schmelze entstammt einem alkalibasaltischen Magma. An Gesteinen treten in erster Linie Alkaligabbros, Nephelinsyenite und Ultramaftite auf.

Eine durchschnittliche Analyse des Nephelinsyenits zeigt folgende Zusammensetzung: SiO<sub>2</sub> 60,7%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 23,4%; Na<sub>2</sub>O 10,2%; K<sub>2</sub>O 4,8%; CaO 0,5%.

Das Gestein enthält oft exotische Minerale wie Apatit, SEE, Phosphate, Zirkone. Bisweilen ist es auch peralkalisch. Dies führt zur Bildung von Alkalipyroxen und Alkali amphibol.

Nephelinsyenite finden in der Glasindustrie zur Herstellung von Scheibenglas, Glasgeschirr, usf. Verwendung. Durch Einsatz von Nephelinsyenit kann die Härte und Aufprallresistenz erhöht werden. Zugaben wirken darüberhinaus energiesparend, da die Schmelztemperatur gesenkt werden kann. Ein weiteres Einsatzgebiet ist die Keramikindustrie, wo Nephelinsyenite bei der Produktion von Sanitärwaren, Fliesen, Kacheln sowie Geschirr benötigt wird. In der Farbindustrie wird Nephelinsyenit wegen seiner weißen Farbe, Dichte, Lichtbrechung und Verwit-

terungsresistenz eingesetzt. Schließlich wird Nephelinsyenit auch als Al-Rohstoff anstelle von Bauxit verwendet.

### 2.1.2. Lagerstätten um Bancroft

#### 2.1.2.1. Uranpegmatite (Madawaska-Mine)

Das ehemals bedeutende Uranvorkommen von Bancroft repräsentiert den relativ seltenen Uranpegmatittypus. Der Lagerstättenbereich liegt rund 8 km westlich von Bancroft und ca. 1 km nördlich des Highways 28. Die Lagerstätte wurde seit ihrer Entdeckung im Jahre 1949 zweimal bebaut. Zwischen 1957 und 1964 baute die Faraday Uranium Mines Ltd. in der „Madawaska Mine“ ca. 3 Mio. t Hauwerk (3000 t U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) ab. Daraus ergibt sich eine Konzentration von 0,1 % U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>. Von 1976 bis 1982 produzierte die Madawaska Mines Ltd. rund 1600 t U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (ALEXANDER, R., o. J.)

Die Lagerstätte (Abb. 5) liegt am nordöstlichen Rand des „Central Metasedimentary Belt“ der Grenville Province im südöstlichen Ontario. Im Umfeld der Vererzung sind granitische und syenitische Gneise, Metagabbros, mafische Paragneise, Kalksilikate, Marmor und Pegmatite aufgeschlossen. Im eigentlichen Bereich der Lagerstätte dominieren verschieferte Metagabbros („Faraday Metagabbro“), mafische Paragneise sowie Marmor- und Quarzlinen. Pegmatite sind im südlichen Teil entwickelt und stellen gleichzeitig die wichtigsten Trägergesteine der Uranvererzung dar (pegmatitischer Lagerstättentyp).

Als Kluffüllungen wurden im Lagerstättenbereich violetter Anhydrit, untergeordnet Gips, rosafarbener Calcit, Augit sowie gelegentlich Pyrit beobachtet.

Die Uranvererzung ist nahezu ausschließlich an Pegmatite gebunden, die in zahlreichen Gängen und Linen entwickelt sind, während das Nebengestein nur im unmittelbaren Kontaktbereich mineralisiert ist. Der Kontakt zwischen Pegmatit und Metagabbro ist üblicherweise scharf und zeigt geringmächtige Alterationshöfe.

Nach BEDELL (1981) intrudierten die Pegmatite in und um den Metagabbrokomplex am Ende der Grenville Orogenese. Dabei konnte der Pegmatit entlang vorgegebener (tektonischer) Schwächezonen eindringen. Verfaltungen oder jüngere Verformungen als der Pegmatit wurden nicht beobachtet.

Die Pegmatite (Abb. 6) sind zum überwiegenden Teil als unregelmäßig begrenzte geologische Körper zu bezeichnen. Im Streichen können größere Pegmatitkörper auf mehrere hundert Meter verfolgt werden, während ihre Mächtigkeit zwischen 3 und 70 Metern schwanken kann. Im Einfallen können sie rund 300 Meter anhalten. Insgesamt wurde durch



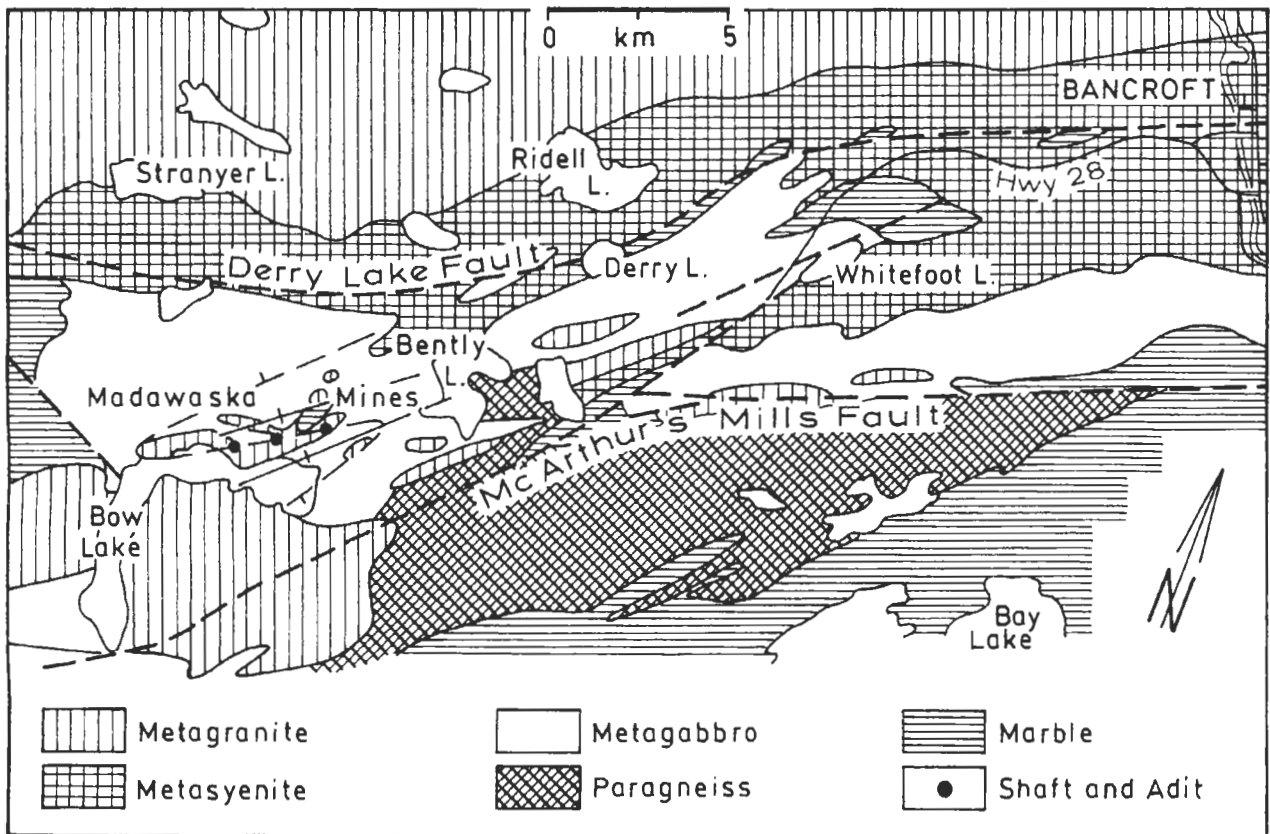


Abb. 5: Geologische Skizze des Bancroft Revieres (nach HEWITT, 1957).

Fig. 5: Simplified geological map of the Bancroft area (after HEWITT, 1957).

den Bergbau ein Verzugsbereich von rund 2000 Meter im Streichen und etwa 180 Meter Mächtigkeit bis in eine Tiefe von rund 500 Meter aufgeschlossen. Der durchschnittliche Erzgehalt lag bei rund 0.103%  $U_3O_8$ . Die reichsten Erze enthielten bis 0.272%  $U_3O_8$ .

Die granitischen Pegmatite werden aus rosafarbenen bis rötlichen Feldspäten (Mikroclin, Perthit, Albit), Pyroxenen und Amphibolen (2–40%), bisweilen chloritisiert, sowie Quarz (5–20%) zusammengesetzt. Üblicherweise ist der Quarz klar durchscheinend, gelegentlich aber auch als Rauch- oder Milchquarz entwickelt. Akzessorisch treten Magnetit, Zirkon, Titanit, Apatit, Turmalin, Hämatit, Kalzit, Anhydrit, Pyrit sowie Markasit auf. Vor allem der Hämatit hat sich als hervorragender Verzugsindikator erwiesen. Im Ausblüßbereich konnten auch Imprägnationen von Molybdänglanz beobachtet werden.

Als Uranerze treten Uraninit, Uranothorit, Thorit, Allanit sowie Uranophan als Sekundärprodukt in Erscheinung.

Durch Radioaktivität wurden im Pegmatit in Bereichen mit höheren Uraninitgehalten typische Sprengrißstrukturen hervorgerufen, die beispielsweise die unregelmäßige Klüftung und Zertrümmerung des Pegmatits verursachen.



Abb. 6: Madawaska Mine: Obertagsaufschluß des uranführenden Pegmatits.

Fig. 6: Madawaska Mine: Outcrop of the Uranium bearing pegmatite.

#### 2.1.2.2. Feldspatpegmatite (McDonald Mine)

Etwa 16 km nördlich von Bancroft liegt die ehemalige McDonald Mine, ein Pegmatitkörper, in welchem Feldspat gewonnen wurde. Bekannt sind auch hier

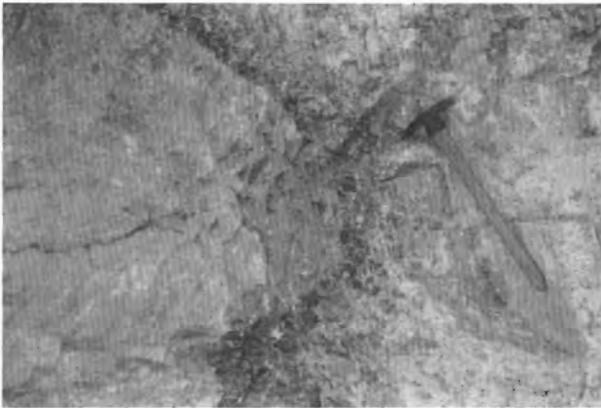


Abb. 7: McDonald-Mine: Riesenkalifeldspat mit radioaktivem Hof.

Fig. 7: McDonald-Mine: Huge Potassium feldspar with radioactive halo.

Anreicherung von radioaktiven Mineralien.

Die Lagerstätte liegt in Grenville Metasedimenten (Paragneise, Amphibolite und Kalkmarmore) sowie Syenitgneisen (HEWITT, D. F., 1955). In die präkambrischen Sedimente intrudierten späte saure Magmen und bildeten die schon oben erwähnten Syenit- und Granitgneise. Die umgebenden Gesteine der Pegmatitlagerstätte bestehen aus feldspatreichen Paragneisen, silifizierten Karbonaten skapolithischen Amphiboliten, kalkreichen Metapyroxeniten sowie hybriden Granit- und Syenitgneisen. In diese Gesteine intrudierten feinkörnige, dunkle Lamprophyre. Der Pegmatit streicht annähernd E-W und fällt 60–70° gegen N ein, im Streichen ist die Lagerstätte rund 200 Meter Länge bekannt. Die Mächtigkeit erreicht bis zu 25 Meter. Im Einfallen ist sie auf ca. 40 Meter aufgeschlossen.

Aus diesem Pegmatitkörper wurden Quarz, Mikroklin und Plagioklas (An<sub>10–20</sub>) abgebaut. Die größten Feldspatkristalle (Abb. 7) erreichten eine Größe von ca. 3 Metern. Untergeordnet sind noch Hornblende, Pyroxene, Biotite und Chlorite zu beobachten. Daneben wurden auch Magnetit und Ilmenit beschrieben.

Im ehemaligen Abbaubereich sind hervorragend ausgebildete radioaktive Höfe zu beobachten, die sich in radioaktiv entstandenen Sprüngen und Farbänderungen äußern. An radioaktiven Mineralien sind Zirkon, Cyrtolith (radioaktiv veränderter Zirkon), Uraninit und Ellsworthit (= Uran-Pyrochlor) bekannt.

Diese Lagerstätte wurde von 1919 bis 1935 abgebaut. Nachdem der Bedarf an Feldspat zurückging, wurde die Gewinnung endgültig eingestellt.

## 2.2. Vererzungen und Geologie der St. Lawrence Platform

Der Karbonatitkomplex von Oka liegt ca. 20 km WNW von Montreal, in Gesteinsabfolgen der St. Lawrence Platform.

Der St. Lawrence River folgt einem tiefgreifenden, ENE–WSW streichenden Störungssystem, das wahrscheinlich bis in den oberen Mantel reicht und ein altes Riftingsystem darstellen dürfte. Während der Dehnungsphase intrudierten vor allem im Gebiet um Montreal und Oka ultramafische Magmen und Gabbros in die präkambrischen und paläozoischen Sedimente. Das Alter der Oka-Intrusion wurde mittels K/Ar auf 117 Mio. a (SHAFFIQUZZAH et al., 1970) und durch Rb/Sr auf 114±7 Mio. a (FAIRBAIRN et al., 1963) datiert.

### 2.2.1. Alnoit von „Abbaye Cistercienne la Trappe d’Oka“

Auf einem Hügel etwa 100 m westlich des Klosters „Abbaye Cistercienne la Trappe d’Oka“ wurden im Zuge des Straßenbaus kimberlitähnliche Alnoitgänge angeschnitten. Obwohl die Aufschlüsse inzwischen stark verwachsen sind, waren noch an einigen Stellen anstehender Alnoit zu sehen.

Dieser Alnoit besteht aus bis einige cm großen Biotit- bzw. Phlogopit-, Augit- und Olivin-Porphyrblasten in einer Grundmasse aus Magnetit, Melilith, Apatit, Monticellit, Forsterit, Augit, dunklen Glimmern und Kalzit. Akzessorien sind Nephelin, Ilmenit, Pyrit, Pyrrhotin und Perovskit. Als Sekundärminerale kommen Karbonate, Zeolithe und Serpentin vor. Um die meisten Kristalle, die oft Bruchstücke sind, haben sich Reaktionsäume aus weißen Zeolithen und Karbonaten gebildet.

Das Ganggestein ist eine polymikte Brekzie mit etwa 50% Einschlüssen in einer zähen, feinkörnigen, porphyrischen Matrix aus Phlogopit, Hydrogranat, Karbonat und Magnetit. Nephelin und Melilith fehlen. Das Vorhandensein von Metablasten von Mg-reichem Magnetit, Pyrrhotin, selten an Granat und zerbrochenem Apatit weisen auf eine enge Verwandtschaft zu Kimberliten hin.

Die Gesteinsfragmente haben eine Größe von einigen mm bis zu 25 cm. Es dominieren Bruchstücke des Nebengesteins (Gneise, Glimmerite, Ijolite, Sovite), aber auch von Alnoiten, Pyroxeniten und Jacupirangiten.

Durch Anwesenheit von Resorptionsrändern an den meisten Kristallen läßt sich eine partielle Resorption von Phänokristallen durch die Restschmelze ableiten.

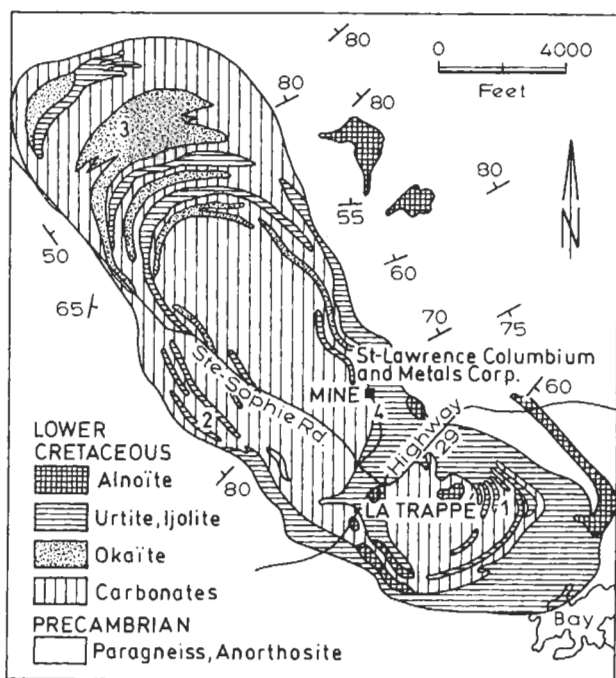


Abb. 8: Geologische Situation des Karbonatitkomplexes von Oka (aus: KRAUSS, U., SCHMIDT, H. et al., 1982).

Fig. 8: Geological map of the Oka carbonatite complex (from: KRAUSS, U., SCHMIDT, H. et al., 1982).

### 2.2.2. Nb-Ta Karbonatite von Oka

Etwa 5 km NE der Ortschaft Oka, im Zentrum der Oka Hills, befindet sich einer der sehr seltenen Niob-Tantal führenden Karbonatitkomplexe, die wirtschaftlich interessante Konzentrationen enthalten. Weltweit sind lediglich rund 200 solcher Karbonatitkomplexe bekannt, von denen aber nur jeder zehnte nutzbare Rohstoffe enthält.

Der Oka-Komplex (Abb. 8) ist ein klassisches Beispiel für einen Karbonatit: er ist an ein tiefgreifendes Störungsbündel gebunden und symmetrisch aufgebaut. Im Zentrum sind Sövite aufgeschlossen, wobei Kalzit vorherrscht und Dolomit nur in unbedeutendem Ausmaß vorkommt. Am Kontakt zum Nebengestein befinden sich zahlreiche kleinere und größere ringförmige Gänge von Ijolit, Melteigit, Urtit und Okait, die den Karbonatitkern wie Schalen umschließen. Das Nebengestein, ein Gneis, ist durch die Intrusion stark fenitisiert.

Die Herkunft des Karbonates kann verschieden gedeutet werden: einerseits als wiederaufgeschmolzenes karbonatisches Material aus tieferen Krustenteilen oder als primäres Karbonat, wobei heute letzterer Theorie der Vorzug gegeben wird; dabei sind Drucke von über 4 kbar und Temperaturen von mindestens

600 °C notwendig, um eine Reaktion von CaO mit CO<sub>2</sub> zu ermöglichen. Durch die zahlreich vorhandenen Flüssigkeitseinschlüsse konnte die Entstehungstiefe zwischen 10 und 15 km festgelegt werden.

Obwohl eine Befahrung des zur Zeit stillliegenden Bergbaues nicht mehr möglich war, sind auf den Halden noch schöne Handstücke von Sövit mit Columbit [(Fe,Mn)(Nb,Ta)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>] zu finden.

### 2.2.3. „Ile-Cadieux pipe“

Der bekannte Aufschluß befindet sich direkt neben dem Highway 40, etwa 1 km NW der Abzweigung des Highway 20, ungefähr 10 km südlich des Oka-komplexes und bildet einen 6 m hohen und knapp 200 m durchmessenden Hügel.

Das Gestein ist ein Monticellit-Glimmer-Peridotit mit einer im Gleichgewicht befindlichen Mineralasoziation. Es ist sehr zäh, dicht und dunkelgrau, die Hauptgemengteile sind Phlogopit, Monticellit, Forsterit, Ti-hältiger Salit und Melilith. Akzessorisch treten Apatit, Magnetit, Perovskit, Kalzit, Skapolit und Zeolithe auf. Meist ist die Textur poikilitisch mit bis 1 cm großen Poikoblasten von Phlogopit und/oder Monticellit, die besonders an der Verwitterungsfläche leicht erkennbar sind. Einzelne Alterationsgänge mit einer Mächtigkeit von 1–50 cm bestehen fast zur Gänze aus Biotit und Melilith.

Bis auf sehr seltene aplitische, syenitische, karbonatisch-anazitische und ultramafische Fragmente sowie Augit-Xenoblasten ist das Gestein frei von Einschlüssen. Das Mg/Ca-Verhältnis weist auf eine enge Verwandtschaft mit einem Kimberlit hin, dessen Magma jedoch im Schlot erstarrt ist und nicht die Oberfläche erreicht hat.

### 2.2.4. „Mount Royal“ (Montreal)

Der Mount Royal liegt mitten im Zentrum Montreals. Er ist der morphologische Ausdruck einer kleinen alkalischen Intrusion während der Unteren Kreide (100±25 Mio a) in die paläozoischen Sedimente des St. Lawrence-Beckens. Die Intrusion nimmt eine Fläche von etwa 4 km<sup>2</sup> ein (Abb. 9).

Das Gestein besteht, vom Zentrum zum Rand hin, aus Melanogabbros mit assoziierten Ultramafiten, leukokraten Gabbros und Nephelindioriten. Zahlreiche Gänge von feldspatreichen Monzoniten, Lamprophyren, peralkalischen Feldspatsyeniten und quarzföhrnden Monzoniten durchschlagen flach lagernde Karbonatgesteine. Der Mineralbestand des Gabbros besteht hauptsächlich aus ungefähr 50% Plagioklas (sehr wenig Alkalifeldspat), Klinopyroxen, Olivin und Amphibol. Daneben finden sich Ilmenit und Magnetit, die dunklen Gabbros führen hingegen nur 10–20% Plagioklas.

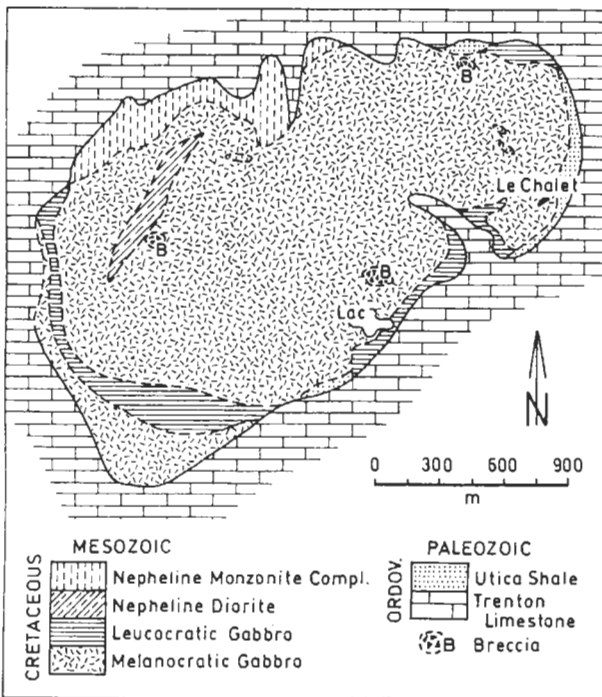


Abb. 9: Geologie des Umfeldes des Mount Royal.

Fig. 9: Simplified geological map of the Mount Royal.



Abb. 10: Vulkanische Gänge in paläozoischen Kalken.

Fig. 10: Volcanic dikes in paleozoic limestones.

Eine metamorphe Aureole mit einer maximalen Mächtigkeit von 120 m umgibt den Intrusionskörper. Innerhalb dieser wurden die sehr fossilreichen ordovizischen Kalke und Tone, die ebenfalls von, zum Teil subvulkanischen Gängen durchschlagen wurden, von einer Kontaktmetamorphose bis zur Pyroxen-Hornfels-Fazies betroffen (Abb. 10).

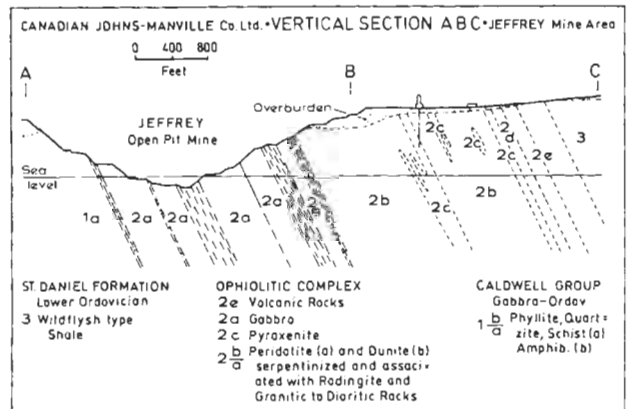


Abb. 11: Asbestos: Profil durch den Lagerstättenbereich

Fig. 11: Asbestos: Cross-section of the mining area.

## 2.3. Lagerstätten des Appalachenorogens

### 2.3.1. Asbestos (Jeffrey Mine)

Kanada ist der größte Produzent von Chrysotil-Asbest der Welt. Die Lagerstätten befinden sich innerhalb des Appalachen Orogens („Appalachian belt of ultramafic rocks“), im südlichen Teil der Provinz Quebec. Zahlreiche, in diesem Bereich ansässige Bergbaubetriebe produzieren seit 1878 Chrysotil-Asbest (RIORDON, P. H. & LALIBERTÉ, R., 1972).

Einer der größten Bergbaue ist die „Jeffrey Mine“ in Asbestos (Abb. 11), ca. 160 km östlich von Montreal gelegen. Seit nahezu 100 Jahren wird aus dieser Lagerstätte Chrysotilasbest gewonnen. Gegenwärtig entstammen ungefähr 30% der kanadischen, - und annähernd 12% der Westlichen Welt-Produktion an Chrysotilasbest allein aus diesem Bergbau!

Die Gewinnung erfolgt ausschließlich im Tieftagebau. Dieser hat eine Ausdehnung von mehr als 2 km und eine Tiefe von 320 m. Die jährliche Produktion der qualitativ hochwertigen Asbestfasern beläuft sich schätzungsweise auf 250.000 Tonnen.

Die weltbekannten Asbestmineralisationen Kanadas (Abb. 12) liegen im Ultramafitanteil einer Ophiolithsequenz, die in vorwiegend sedimentären Gesteinsabfolgen eingeschaltet liegt. Im Norden (stratigraphisch Liegendes dieser Ophiolithsequenz) befinden sich Gesteine der „Caldwell-Formation“, graugrüne bis schwarze Schiefer und Wacken kambrischen bis ordovizischen Alters. Gelegentlich finden sich darin auch Einschaltungen amphibolitischer Gesteine.

Im stratigraphisch Hangenden (Süden) wird die Ophiolithsequenz von den Sedimentabfolgen der St. Daniel Formation überlagert. Diese Gesteinsabfolgen, hauptsächlich dunkle Schiefer mit Karbonat-

gesteinszwischenlagen zeigen charakteristische Wildflynchphänomene. Altersmäßig werden diese Gesteine ins Untere Ordovicium eingestuft.



Abb. 12: Asbestos: Profil in den Tagebau Asbestos.

Fig. 12: Asbestos: View into the open pit of Asbestos.

Die Asbestlagerstätten sind an den Ophiolithkomplex mit unterordovicischem Alter gebunden. Diese Abfolge wird aus serpentinierten Peridotiten, Duniten, Pyroxeniten, Gabbros, Rodingiten, dioritischen bis granitischen Gesteinen, und schließlich basischen bis andesitischen Laven, die üblicherweise stark brecciiert sind, abgeschlossen. Die basischen Laven zeigen gelegentlich auch Pillowstrukturen.

Die Ophiolithsequenz liegt somit in sedimentären und vulkanischen Serien paläozoischen Alters. Die ältesten Gesteine – kambrische Schiefer, Quarzite und Metabasalte –, welche gemeinsam die mächtige Caldwell Formation aufbauen, wurden gefaltet, gestört und metamorphisiert, noch bevor sich jüngere ordovicische Sedimente, wie Pyroklastika, Schuttströme und vor allem mächtige Schieferserien mit einigen wenigen zwischengeschalteten Arkosela-

gen (St. Daniel Formation) ablagern konnten. Diese ordovicischen Gesteine wiederum falteten sich noch vor der Ablagerung devonischer Sedimente. Die zuletzt angeführten Faltungseignisse sind auf die acadische Gebirgsbildung zurückzuführen.

Während der taconischen, bzw. vortaconischen Gebirgsbildungsphase kam es zu zahlreichen Intrusionen. Es intrudierten große mafische bis ultramafische Körper entlang einer vorgegebenen Hauptschwächezone, welche im Kontaktbereich der Caldwell und der St. Daniel Formation liegt.

Die lokalen geologischen Verhältnisse der Asbestlagerstätten von Thetford Hills sind auf dem Profil (Abb. 12) deutlich zu ersehen:

#### Liegendbereich („1a, 1b“)

Im nordwestlichen Teil des Ultramafitgürtels treten die Sedimentgesteine der Caldwell Gruppe auf, in denen untergeordnet Amphibolite eingeschaltet sind. Nördlich des Kontaktes zur asbestführenden Ophiolithsequenz folgen schwarze Phyllite, unreine Quarzite und Quarz-Serizit-Chlorit Schiefer. Der schwarze Phyllit ist, nur wenige Meter vom Kontakt entfernt, dünn gebankt und alteriert. Lokal treten Amphibolitlinsen auf, u. a. im Kontaktbereich Schiefer-Ultramafite.

#### Ophiolithsequenz („2a-2e“)

Fünf Intrusivgesteinstypen treten im plutonischen Anteil des Ophiolithkomplexes auf: Peridotit, Dunit, Pyroxenit, Gabbro, 'Gabbro'.

#### Peridotit („2a“)

Im serpentinierten Peridotit, der den Liegendbereich eines ultramafischen Körpers bildet, liegen die reichsten Asbestmineralisationen. Seine Mächtigkeit umfaßt rund 600 m. Der serpentinierte Peridotit ist meist grünlich, wogegen der normale Typus schwarz gefleckt ist. Der Großteil des ursprünglichen Peridotits ist komplett serpentiniert und besteht aus Antigorit und Serpophit-Pseudomorpha (Olivin bis Pyroxen) sowie 3-4% Magnetit. Die Pyroxene haben ca. 10% des ursprünglichen Peridotits ausgemacht, wobei die Pyroxenkristalle entlang von Störungsflächen mit Magnetit bestreut und in Bastit umgewandelt sind.

#### Dunit („2b“)

Neben dem Pyroxenit sind serpentinierte Dunite bedeutende Asbestträgergesteine. Dieser Dunit liegt südlich des serpentinierten Peridotites, und erreicht Mächtigkeiten bis über 700 m, und wird durch eine Scherzone vom Peridotit getrennt, obwohl auch kontinuierliche Übergänge zum Peridotit bestehen. Der

feinkörnige Serpentin ist ein dichtes, feinkörniges, massives Gestein mit olivgrüner bis schwarzer Farbe, das lokal zerbrochen und gestört wurde. Das Gestein besteht aus einheitlichen Körnern von Antigorit, Serpophit und kleinen Magnetitkörnern.

### **Pyroxenit („2c“)**

Der Pyroxenit erstreckt sich entlang der Südgrenze des Dunits und bildet neben einer durchgehenden Bank vor allem unregelmäßige Linsen im Dunit. Das Gestein ist grobkörnig und enthält unorientierte Augitkristalle und interstitialen Serpentin. Die Farbe ist gräulichgrün.

### **Gabbro („2d“)**

Im südlichen Kontaktbereich des ultramafischen Sills liegt eine große Gabbromasse, die mit Pyroxenit assoziiert ist. Der Kontakt ist üblicherweise zerschert, gelegentlich sind aber auch kontinuierliche Übergänge zum Pyroxenit zu beobachten. Der Gabbro ist mittel- bis grobkörnig und besteht aus Feldspat, grünlichen Pyroxenen und körniger, schwarzer Hornblende, die bisweilen von Chlorit umsäumt wird.

### **Ganggesteine, Vulkanite („2e“)**

Es sind dies viele unregelmäßige, gangförmige Gesteine, welche in den serpentinierten Peridotit eindringen. Die Ganggesteine sind zum Teil vollständig in Rodingit umgewandelt. Gelegentlich wird auch lokal die Bezeichnung „Roter Granit“ verwendet. Diese Gänge wurden in äußerst unregelmäßige Bruchstrukturen injiziert, und häufig deformiert. Diese „Roten Granite“ sind Gänge, die meist parallel zur Lagerstättenstruktur angeordnet sind. Der ebenfalls vorkommende, aber mengenmäßig untergeordnete „Weiße Granit“ tritt manchmal schrägwinkelig zu Störungs- und Scherzonen auf. Folgende Mineralien treten entlang von Fugen, Kontakten und Aushöhlungsgebieten als Bestandteil des Granites auf: Grossular, Uwarovit, Vesuvian, Prehnit, Wollastonit, Apophyllit.

Über den Ganggesteinen sind Abfolgen von Vulkaniten und Breccien intermediärer bis basischer Zusammensetzung entwickelt. Örtlich zeigen die graugrünen Vulkanite deutliche Pillowstrukturen.

### **Hangendbereich („3“)**

Im südöstlichen Teil des Serpentinergürtels treten vulkanische Gesteine auf, welche aus Andesitströmen und Breccien bestehen. Mancherorts unterlagert, bzw. zwischenlagert die oft kissenförmig ausgebildete Lava die Breccien. Die Breccien bestehen aus gerundeten bis subangularen Fragmenten von granitischen

und vulkanischen Gesteinen, eingebettet in einer Matrix aus intermediärer Lava. Südlich der vulkanischen Sequenz tritt Schwarzschiefer vom Wildflyschtyp auf. Diese vor- oder mittelordovicische Formation enthält typisch schwarze Konkretionen und wird entlang der Südgrenze von anderen Sedimenten flankiert.

Die gesamten Gesteinsabfolgen (Caldwell-Group, Ophiolith Complex, St. Daniel Formation) werden von glazialen Sedimenten des Wisconsin überlagert.

### **Zur Rohstoffführung des Ophiolithkomplexes**

An Wertmineralen treten einerseits die Asbestminerale der Serpentinerguppe mit dem faserigen Chrysotil, andererseits solche der Amphibolgruppe mit Crokydolit, Amosit, Tremolit- Aktinolit und Anthophyllit auf.

Chrysotil kann kreuz-, und glattfaserig (crossfibre, slipfibre) auftreten. Der kreuzfaserige Typ tritt in Klüften auf, in welchen die Fasern entweder normal oder schräg zur Klüftfläche stehen. Der glatte Typ überzieht meist Klüftflächen und ist flächenparallel zu der Richtung der Streifen orientiert. Abgesehen von den bisher genannten treten noch folgende Minerale auf: Brucit, Magnetit, Antigorit, Talk, Anthophyllit, Granat, Biotit, Tremolit und Magnesit.

Kreuzfaseriger Asbest liefert den Hauptanteil des Hauwerkes, andere Fasern stammen aus streifenförmigen Säumen. Der kreuzfaserige Asbest erreicht Faserlängen zwischen 6 und 25 mm.

Grundsätzlich befindet sich der Asbest vorwiegend im serpentinierten Peridotit, der sich im unteren Teil des ultramafischen Sills befindet. Man nimmt an, daß durch tektonische Ereignisse (vor und nach der granitischen Injektion) hydrothermale Lösungen aufsteigen konnten, wodurch die Bildung von Asbest entlang der Klüftflächen ermöglicht wurde.

Die Mineralisation in Asbestos findet sich stockwerkartig in serpentinierten Gesteinen. Der Lagerstättenkörper hat die Form eines elliptischen Zylinders mit einem Durchmesser von 600 m. Er fällt mit 65° nach SE ein.

Im zentralen Bereich des Asbestgürtels können drei Intrusivkomplexe unterschieden werden. Da nur ein geringer Zeitabstand zwischen diesen drei Formationen liegt, ist anzunehmen, daß alle drei Ereignisse während einer Gebirgsbildungsphase stattgefunden haben. Der erste Komplex besteht aus Peridotit und Dunit, der zweite aus Dunit, Pyroxenit und Gabbro, und der dritte aus Granit und Syenit. Wesentlich ist, daß nur im ersten Komplex Asbestmineralisation wirtschaftlicher Dimension auftreten, weswegen die Unterscheidung der einzelnen Intrusionskomplexe von tragender Bedeutung ist. Die Peridotite entsprechen einem tektonisierten Mantel, der Dunit-Pyroxenit-Gabbro Komplex wurde durch gravitative

Differentiation in einer Magmenkammer gebildet.

Bald nachdem sich die ultramafischen bis mafischen Gesteine gebildet hatten, bzw. noch während sie auskühlten, kam es zu reger Tektonik, die zu einer irregulären Begrenzung der Granitkörper und der kleineren Syenitkörper führte. Entlang der Nordwest-Grenze des Peridotits kam es zu zahlreichen Störungen im Kontaktbereich, die sich auch in den Hauptkörper des Peridotits fortsetzen; zusätzlich bildeten sich noch Transversalstörungen. Gleichzeitig kam es zu subsidenzbedingten Störungen und Brüchen.

Die intensive Serpentinisierung gipfelte in der Bildung der Asbestklüfte. Die Serpentinisation war aber keineswegs auf dieses späte Stadium beschränkt. Das erste Stadium resultierte in der einheitlichen und teilweisen Veränderung des Peridotits und der kompletten Serpentinisation des Dunites durch Autometasomatose. Während die granitischen Gesteine intrudierten, kam es auch in deren unmittelbarer Nähe zur Serpentinisierung des Peridotits. Die zunächst eher homogene Masse des Peridotits nahm dadurch einen ziemlich heterogenen Charakter an. Nach der Ausbildung der Asbestklüfte gab es eine letzte Periode hydrothermalen Aktivität, die in manchen der Hauptstörungszonen eine Talk-Karbonat Alteration verursachte. Es konnten sich Talkschiefer, Steatit und massive Karbonate bilden.

## 2.4. Superior Province

Die bedeutendsten Lagerstätten der Superior Province liegen in Greenstone Belts. Dabei kommt vor allem dem Abitibi Greenstone Belt eine besondere Bedeutung zu. In diesen Gesteinsabfolgen liegen bedeutende Goldlagerstätten epigenetischer Entstehung (Val d'Or - Sigma), vor allem aber SE-DEX Lagerstätten, die zum Teil ebenfalls wegen ihrer Goldführung bekannt sind. Zahlreiche Explorationsprojekte konnten im letzten Jahrzehnt erfolgreich abgeschlossen werden. Die Entdeckung der bedeutenden Lagerstätten um Hemlo sind hervorragende Zeugen des jüngsten Goldbooms. An Abfolgen des Wawa-Abitibi Greenstonebelts gebunden sind auch die bekannten Bändereisenerzlagerstätten des Algoma-Typs.

Viele dieser Lagerstätten in der Superior Province sind als ausgesprochene Typuslagerstätten bekannt („Sedex Vererzungen von Kidd-Creek/Timmins“; Bändereisenerzlagerstätten des „Algoma-Typs“ usf.).

### 2.4.1. Val d'Or (Sigma Mine)

#### Geologischer Rahmen

Die Golderzlagerstätte liegt in Greenstonebelts der Superior Province. Die Schichtfolgen werden der archaischen Malartic-Gruppe zugeordnet. Die Gesteinsabfolge besteht hauptsächlich aus Ost-West streichenden, steil nach Norden einfallenden ultramafischen Vulkaniten, Basalten, Tuffen, Agglomeraten und Andesiten. Lokal sind diese Einheiten leicht überkippt und werden nach Süden hin jünger.

Im Bereich der Lagerstätte intrudierten in diese vulkanosedimentären Einheiten im S die Lamaque Intrusiva, im N der Bourlamaque Batholith. Die Malartic-Gruppe wird lokal in „Nord-Ströme“, „Nord-Tuffe“, Pillow- und massige Laven, „C-Typ-Diorit-Porphyr Komplex“ und „G-Typ-Feldspat-Porphyr-Gänge“ (lokale Arbeitsbegriffe) unterteilt.

Die Erzführung ist an den „C-Typ-Diorit-Porphyr-Komplex“ gebunden, weshalb der Großteil des Grubengebäudes auch in dieser lithologischen Einheit liegt.

#### a) „Nord-Ströme“

Die „Nord-Ströme“ bestehen hauptsächlich aus Basalten und basischen Tuffen, seltener aus Ultramafiten. Sie sind gut geschiefert und führen teilweise geringmächtige, steil nach Süden einfallende „G-Typ-Porphyr-Gänge“.

#### b) „Nord-Tuffe“

Diese etwa 300 bis 450 m mächtige Einheit besteht aus Lapilli-Tuffen, Kristall-Tuffen, geschichteten Tuffen und Tuff-Agglomeraten, jeweils intermediärer Zusammensetzung. Die Schieferung ist sehr ausgeprägt und überwiegend parallel zur Schichtung.

#### c) Pillow- und massige Laven

Diese Einheit besteht aus Pillow-Laven, Lavaströmen und feinkörnigem Tuff andesitischer Zusammensetzung. Die Schieferung ist sehr deutlich ausgebildet. Diese Einheit ist u. a. Trägergestein der Vererzung.

#### d) „C-Typ-Diorit-Porphyr“

Der „C-Typ-Diorit-Porphyr“ (lokaler Arbeitsbegriff), ein stark alterierter Quarzporphyr, bildet einen grob symmetrischen Komplex um den Schacht. Strukturell schlecht gegliedert, beinhaltet die Einheit große Einschlüsse von älteren Laven, die Schieferung ist unauffälliger als in den vorher genannten Einheiten.

Die Plagioklase, etwa zwischen 1 und 3 mm groß, machen ungefähr 40% des Gesteins aus und zeigen im

Dünnschliff intensive Umwandlungen zu Albit und Klinozoisit.

Die feinkörnige Matrix besteht hauptsächlich aus sekundärem Albit mit etwa 30% Chlorit. Epidot und sekundärer Biotit kommen in verschiedenen Konzentrationen vor.

#### e) „G-Typ-Feldspat-Porphyr-Gänge“ (lokaler Arbeitsbegriff)

Diese Ost-West streichende, steil nach Süden einfallende Einheit, ist die jüngste unter den bisher Genannten. Sie quert die Vulkanite und älteren Intrusiva und zeigt keine Schieferung. Die Gänge können über weite Strecken verfolgt werden und variieren im 100-Meter-Bereich zwischen 1,5 und 6 m Mächtigkeit.

Die etwa 0,5 bis 1 cm großen Feldspat-Porphroblasten zeigen starke Umwandlungen zu Albit und Serizit. Die Matrix besteht aus feinkörnigem, sekundärem Albit, Chlorit, sowie etwas Epidot und Karbonat.

#### f) „Diabas-Gänge“

Es handelt sich um geringmächtige, Nord-Süd streichende Gänge mit hohem Olivinegehalt. Als Produkt postarchaischer Aktivität durchschlagen sie alle anderen Einheiten und Strukturen.

### Strukturgeologische Merkmale

#### a) Scherzonen

Es werden zwei Hauptscherzonen unterschieden: (1) Die Ost-West streichende, vertikal abtauchende „Highway-Scherzone“ (benannt nach dem teilweise parallel laufenden Highway 117) wird im Bereich der Lagerstätte etwa 10 m breit. (2) Die Nord-Scherzone am Kontakt-Pillow-Laven und „Nord-Tuffe“. Sie verläuft parallel zur Highway-Scherzone und ist etwa 1,2 m breit.

Bei beiden Scherzonen handelt es sich jeweils um eine Süd-Aufschubung auf die nördliche Einheit. Zwischen diesen zwei Hauptscherzonen liegen noch etwa 25 weitere, geringer mächtige Scherzonen. Sie streichen überwiegend E-W und fallen etwa mit 60° bis 70° nach S ein.

#### b) Bruchstrukturen

Ein System von mit 15° W einfallenden Brüchen ist vor allem im „C-Typ-Diorit-Porphyr“ gut entwickelt. In den „G-Typ-Feldspat-Porphyr-Gängen“ gibt es zum Gang senkrechte, mit 40° W einfallende Abkühlungsbrüche.

### Vererzung

Die Goldvererzung ist durch den Bergbau auf rund 1,5 km im Streichen und ca. 2 km im Verfläichen aufgeschlossen. Eine Bindung an mit Quarz, Turmalin und Pyrit verheilte Scherzonen ist unverkennbar. Gold ist zu 80% mit Pyrit assoziiert, wo es Mikrofrakturen im Kristall besetzt, etwa 20% liegen als freies Gold in Form von Goldblättchen und kleinen Nuggets vor. In stark vererzten Quarz-Turmalin-Pyrit-Kluftfüllungen tritt etwas Scheelit hinzu. Ab einer Tiefe von 1.500 m wird Turmalin durch Biotit ersetzt, ohne daß sich aber dabei der Goldgehalt ändert.

#### a) Vererzung der saigeren Scherzonen

Fluide konnten vor allem in aktiven Scherperioden auf Grund der besseren Wegsamkeit hochdringen. Obwohl die einzelnen Klüfte unterschiedliche Gehalte an Quarz, Turmalin und Pyrit aufweisen, hat dies offensichtlich keinen Einfluß auf die Au-Führung. Diese im saiger liegenden Kluftsystem auftretenden Vererzungen bilden Linsen mit 0,1 bis 2 m Mächtigkeit und einigen 100 m lateraler Erstreckung, wobei offensichtlich ein empirisches Verhältnis zwischen Goldgehalt und Mächtigkeit der Linse besteht.

#### b) Vererzung flacher Kluftsysteme

Vererzungen dieses Typs liegen üblicherweise ausgesprochen flach und fallen mit bloß 15–20° westwärts ein. Man nimmt an, daß die goldhaltigen Fluids entlang der Scherzonen in diese Klüfte eindringen.

Nebengesteinsveränderungen, z. B. Umwandlung zu Albit, Quarz, Serizit, Karbonat und Pyrit reichen im „C-Typ-Diorit-Porphyr“ bis zu einem halben Meter ins Nebengestein. Charakteristisch sind auch intensive Turmalinisierungen.

Der Goldgehalt der flachen Kluftsysteme wird in erster Linie durch die Nähe von (vererzten) Scherzonen kontrolliert. Die Au-Führung, die u. a. von den Nebengesteinsveränderungen abhängig ist, ist dort am bedeutendsten, wo Pyrit massenhaft vorkommt.

#### c) Vererzung der „G-Typ-Diorit-Porphyr-Gänge“

Die Abkühlungsrisse der Gänge sind mit Quarz, Turmalin und Pyrit verheilt, und zeigen einschließ- lich der Au-Führung somit auch die gleiche Zusammensetzung wie in den mineralisierten Scherzonen.

Der Goldgehalt ist offensichtlich vom Grad der Nebengesteinsveränderung sowie vom Pyritgehalt abhängig.

### Lagerstättengenesse

Die Au-haltigen Lösungen, die in das vorhandene Kluftsystem eindringen konnten, standen offensichtlich mit jüngeren magmatogenen Ereignissen in Zu-



sammenhang. Die exakte Herkunft der Fluide ist ungeklärt, wobei aber ein Zusammenhang mit den Plutonitintrusionen sehr wahrscheinlich ist.

Untersuchungen ergaben für den Biotit aus Quarz-Turmalin-Pyrit-Klüften, somit wahrscheinlich auch für die Vererzung ein K/Ar-Alter von  $2.429 \pm 50$  Mio Jahren.

### Alter der Gesteine

Mit Hilfe von K-Ar-Datierungen konnte eine altersmäßige Einstufung der Gesteine vorgenommen werden. Vulkanite: 2.705 Mio a; C-Typ-Diorit-Porphyr: 2.703 Mio a; G-Typ-Diorit-Porphyr-Gänge: 2.694 Mio a; flache Kluftsysteme: 2.575 Mio a.

### Bergbautätigkeit

Jährlich werden rund 450.000 t Erz mit einem Durchschnittsgoldgehalt von 3,95 g/t abgebaut. Das Bergwerk nahm 1937 seine Gewinnungstätigkeit auf und ist seitdem bis heute ohne Unterbrechung in Betrieb.

Die Lagerstätte ist von über Tage aus durch einen 1000 m tiefen Hauptschacht aufgeschlossen. Dieser dient sowohl der Wertmineral- als auch der Materialförderung.

Weitere Tagesöffnungen für die Wetterführung und als Fluchtöffnungen bestehen in Form von abgesetzten Schächten. Sohlen im Abstand von 50 m unterteilen die steil stehende Lagerstätte in Abbauabschnitte. Zwischen den Sohlen bestehen nur Vertikalverbindungen. Die tiefsten Grubenbaue in Form von Blindschächten reichen bis zu einer Teufe von 1800 m. Die gesamten Aus- und Vorrichtungsbaue sind im Lagerstättenkörper aufgefahren. Dies geschieht aus der Notwendigkeit, der unregelmäßigen Lagerstätte beim Ausrichten folgen zu müssen.

Abbaubetriebspunkte sind über die gesamte Erstreckung der Lagerstätte verteilt. Gegenwärtig sind etwa 40 Sohlen in Betrieb – ein Umstand, der sich ganz deutlich in den nicht geringen Gewinnungskosten niederschlägt. Als Abbauverfahren kommen in den steilstehenden Lagerstättenteilen ein Teilsohlenkammerbau, Firstenstoßbau oder Speicherbau zur Anwendung. Kammerbau wird hauptsächlich in den mächtigeren Lagerstättenteilen betrieben. Der Teilsohlenabstand liegt bei etwa 12 m. Die streichend angelegten Kammern werden abschnittsweise über eine Länge von 15 m abgebaut und dann mit Spülversatz verfüllt. Das Versatzmaterial besteht aus Aufbereitungsbergen.

In den flachen Lagerstättenteilen kommt ein Örterbau zur Anwendung. Die Breite der Örter beträgt etwa 10 m, die Festenbreite 3 m. Örterlänge und Festenlänge liegen zwischen 100 und 200 m.

Die gesamte Material- und Personenbeförderung unter Tage erfolgt auf den Hauptsohlen gleisgebunden. Zwischen den Hauptsohlen und dem Abbau wird der Transport zum Großteil von Hand abgewickelt.

Die Beförderung des Versatzes von über nach unter Tage erfolgt in Rohrleitungen, die direkt bis in den Abbauhohlraum reichen.

Im Bergbau sind in Summe 400 Leute beschäftigt. Dies ergibt bei einer jährlich geschätzten Arbeitszeit von rund 1700 Stunden eine Werksleistung von etwa 0,66 t/Mannstunde oder – bezogen auf eine 8 Stundenschicht – 5,3 t/Mannschicht.

Die Gewinnungskosten liegen zur Zeit bei etwa 60 Can\$/t Roherz. Die „Produktionskosten“ für eine Feinunze Gold liegen in Summe bei etwa 400 Can\$, was den Erlös beim jetzigen Goldpreis leider übersteigt.

Zur Zeit werden Versuche unternommen, die Produktionskosten zukünftig auf 350 Can\$ zu senken. Das Rationalisierungspotential ist allerdings auf Grund des bereits über die gesamte Lagerstätte festgelegten Zuschnittes als nicht sehr hoch einzustufen. Zudem sind die Goldgehalte in einer Größenordnung wie sie für die nicht sehr günstigen geometrischen Verhältnisse der Lagerstätte (Mächtigkeit und Teufe) als eher gering einzustufen sind.

### 2.4.2. Lagerstätten der Blake River Group

Die Gesteinsabfolgen der Blake River Group enthalten eine Reihe von (edelmetallführenden) SEDEX Lagerstätten, die durch zahlreiche Bergbaue, die erst in den letzten Jahren die Produktion aufnahmen, abgebaut werden. Zu den charakteristischsten Bergbauen zu zählen sind Bousquet, Mobern und Ansil.

Schichtfolge sowie die lagerstättenspezifischen Merkmale dieser Blake River Group (BRG) werden bei der Besprechung der einzelnen Lagerstätten beschrieben.

#### 2.4.2.1. Bousquet

##### Geologischer Rahmen

Das Bergbaurevier Bousquet befindet sich 55 km östlich von Rouyn-Noranda und ist ein Teil des Abitibi Greenstone Belts von Quebec, der den südlichen Anteil der Superior-Provinz des Kanadischen Schildes repräsentiert. Dieser archaische Krustenabschnitt besteht aus mafischen bis ultramafischen Serien, basaltischen bis rhyolitischen Vulkaniten, bimodalen Intrusionskomplexen und klastischen Sedimentgesteinen (Abb. 13).

Diese vulkano-sedimentären Gesteinsabfolgen findet man entlang von WNW-ESE ziehenden Störungszonen, wie der Cadillac-Larder Lake Scherzone, die die Hauptdeformationszone im südlichen

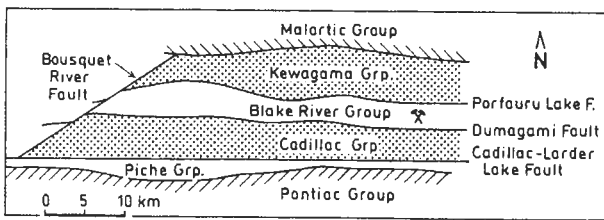


Abb. 13: Geologische Skizze des Bousquet-Revieres.

Fig. 13: Simplified geological map of the Bousquet area.

Abitibi-Belt darstellt und entlang der sich auch die meisten Goldvererzungen Quebecs befinden.

Im Süden dieser Störungszone liegt die Pontiac-Subprovinz, die hauptsächlich aus klastischen Sedimentgesteinen, untergeordnet aus mafischen bis ultramafischen Gesteinen, separierten vulkanischen Blöcken und vereinzelt aus jüngeren, granitischen Intrusionskomplexen besteht.

Nördlich der Hauptdeformationszone befinden sich die bimodalen vulkanischen Serien der Blake River-Group, die von den angrenzenden tektonischen Blöcken im Norden durch die Kewagame-Group und im Süden durch die Cadillac-Group, zwei größtenteils aus vulkanoklastischem Material aufgebauten, sedimentären Einheiten, getrennt sind. Alle Gesteine des südlichen Abitibi Greenstone Belts unterlagen einer Regionalmetamorphose, die auf Grund der Mineralzusammensetzung der tholeiitischen Basalte der Blake River-Group der Übergangszone zwischen Grünschiefer- und Amphibolit-Fazies (475–500°C; 2–4kbar) zuzurechnen ist.

### Bousquet #2

Die Bousquet Mine liegt 5 km nördlich der Cadillac-Larder Lake Störungszone an einer subparallelen, E–W streichenden Deformationszone innerhalb der Blake River-Group, die hier aus Pillow-Laven, massigen Lava-Strömen, sowie felsischen bis mafischen, vulkanoklastischen Gesteinen aufgebaut wird. In dieses vulkanogene Gesteinspaket intrudierte der Mooshla-Komplex, ein Na-reicher Granit bis Granodiorit, und proterozoische NE–SW streichende „Diabas-Dykes“.

Auf Grund der Regionalmetamorphoseder höheren Grünschieferfazies, sowie mehrphasiger Deformation, lassen sich sowohl das, für das gesamte Gebiet typische E–W Zerrungsgefüge in Form von ausgeprägter Schieferung und duktilen Verformungen, als auch spätere sinistrale, NE–SW gerichtete, spröde Verwerfungen, wie die Bousquet River-Störung, die quer über die älteren Strukturen hinwegzieht, erkennen.

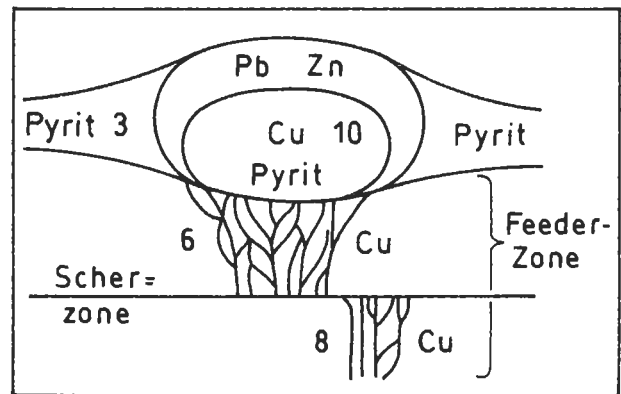


Abb. 14: Idealisierter Querschnitt der Lagerstätte (Zahlenangabe: Au-Gehalt in g/t).

Fig. 14: Idealized cross-section of the deposit (numbers: Au content in g/t).

### Buntmetall-Gold-Mineralisation

Der Vererzungstyp der Bousquet-Mine entspricht einer typischen SEDEX Lagerstätte mit ausgeprägter Feeder-Zone (Abb. 14). Neben gediegenem Au, das jedoch kaum frei sichtbar ist, findet man noch Kupferkies, Bornit, Bleiglanz, Zinkblende, gediegenes Ag (Hessit, Elektrum im Bleiglanz) und Pyrit in charakteristischer horizontaler Elementverteilung.

Die Hauptgoldvererzungen finden sich somit in E–W streichenden, mit ungefähr 80° nach Süden fallenden, tafelförmigen Pyrit-Linsen, deren Längsachse steil nach W, parallel zur stofflichen Achse einfällt. Diese massiven Sulfid-Linsen liegen zumeist in Andalusit-Disthen-, Quarz-Muskowit-, oder Chlorit-Karbonat-Schieferrn.

Kupferkies-Pyrit-Klüfte (Feeder-Zone), die parallel zur regionalen Schieferung oder entlang eines tektonischen Versetzungskontaktes verlaufen, stellen den zweiten wichtigen Gold-Vererzungstyp dar. Nur von sehr untergeordneter Bedeutung sind geringmächtige Au-hältige Pyrit-Äderchen, die als spätere tektonische Mobilisate die ursprüngliche Schieferung diskordant durchschneiden. Interessant ist ferner, daß innerhalb, bzw. randlich der massiven Pyritlinsen Bereiche vorhanden sind, die teilweise Rutschstrukturen erkennen lassen.

### Bergbautätigkeit

Im Golderzbergwerk Bousquet Nr. 2, das sich im Eigentum der großen kanadischen Bergbaugesellschaft LAC Minerals befindet, werden täglich etwa 1400 t Roherz mit einem Gehalt von 11,3 g/t Gold und 1,5% Kupfer gefördert. Dies entspricht einer Jahresförderung von rund 350.000 t. Das Bergwerk, das erst 1987 in Betrieb ging, befindet sich noch immer in

der Entwicklungsphase und hat die geplante Endkapazität von 5.000 t Roherz pro Tag noch nicht erreicht.

Der plattenförmige Lagerstättenkörper, der über eine Länge von 1200 m streicht, eine Mächtigkeit von etwa 100 m aufweist und mit 80° einfällt, befindet sich nur zu einem Teil – 300 m der streichenden Erstreckung – innerhalb der Grubenmaße der Gesellschaft. Nur dieser Teilbereich, der in einer Teufe zwischen 500 und 1200 m liegt, ist Gegenstand der Abbautätigkeit im Bergwerk Bousquet 2. Der übrige Teil der Lagerstätte wird im bereits seit längerer Zeit im Betrieb befindlichen Bergwerk Bousquet 1 gewonnen.

Die Lagerstätte ist zur Zeit durch einen Schacht bis zu einer Teufe von 1258 m aufgeschlossen. Dieser Hauptschacht ist mit einer zweitrümmigen Skip- und Korbförderung ausgestattet und dient sowohl der Wertmineral- als auch der Personen- und Materialbeförderung. Zwei weitere mit dem „Raise“-Bohrverfahren hergestellte Schächte dienen der Wetterführung und dem Versatztransport. Alle Aufschlußbaue liegen im Liegenden des Lagerstättenkörpers. Der bestehende Hauptschacht soll ab dem Jahre 1994 bis zu einer Teufe von 1800 m weitergeteuft werden, um auch die tieferen Lagerstättenteile zugänglich zu machen.

Die Lagerstätte ist durch Sohlen im Abstand von 120 m in vertikale Abschnitte unterteilt. Jeweils zwei Sohlen werden zu einem Baufeld zusammengefaßt. Alle Ausrichtungsbaue werden aus geirgsmechanischen Gründen im Liegenden des Lagerstättenkörpers in einem Abstand von etwa 20 m aufgefahren.

Die Sohlen sind durch eine gewendelt mit 17% Neigung aufgefahrne Schrägstrecke miteinander verbunden. Diese Schrägverbindung erlaubt die Überstellung der unter Tage im Einsatz befindlichen Gleislosgeräte. Teilsohlen mit einem Abstand von 30 m unterteilen eine Sohle für den Abbau in Unterabschnitte. Das angewendete Abbauverfahren ist ein Teilsohlenkammerbau. Dazu werden von den Teilsohlen aus, die sich auch im Lagerstättenliegenden befinden, kurze Querschläge in den Erzkörper vorgetrieben. Nach dem Erreichen des Hangenden werden in streichender Richtung rund 20 m lange Abbaustrecken aufgefahren von denen aus die darunter liegende Abbaukammer mit vollhydraulischen Bohrwagen abgebohrt wird. Jeweils zwei Teilsohlen werden zunächst mit einem Startaufbruch, der mit einem besonderen Großlochbohrgerät von unten nach oben gebohrt wird, verbunden. Auf diesen Startaufbruch hin erfolgt dann das abschnittsweise sprengende Hereingewinnen der Kammer. Nach dem vollständigen Auserzen der Kammer wird diese veretzt.

Die gesamte Personen- und Materialbeförderung

wird ebenso wie die Wertmineralförderung über den Hauptförderschacht abgewickelt. Es besteht keine Schrägverbindung nach über Tage. Der Hauptförderschacht stellt heute bereits einen Engpaß dar und es ist sehr fraglich, ob die geplante Kapazitätserweiterung auf rund 5.000 t pro Tag ohne zusätzliche Tagesöffnung realisiert werden kann.

Im Bergwerk sind insgesamt 208 Leute beschäftigt, davon sind 145 Arbeiter und 63 Angestellte. In diesen Zahlen ist die Belegschaft für die Aufbereitung nicht enthalten. Dies ergibt bei einer jährlichen Arbeitszeit von 1700 Stunden, eine Werksleistung von rund 1 t/Mannstunde bzw. 8t/ Mannschicht.

Die Abbaukosten liegen bei etwa 40 Can\$, die Aufbereitungskosten bei etwa 30\$. Die „Produktionskosten für eine Feinunze Gold liegen bei etwa 250 Can\$.

#### 2.4.2.2. Mobrun

Die zur Audrey Resources Inc. gehörende Mobrun Mine liegt etwa 30 km NE' Noranda im NW der Provinz Quebec. Die Lagerstätte liegt innerhalb der Blake River Group (BRG) des Abitibi Greenstone Belts (Abb. 15). Diese setzt sich im Bereich der Lagerstätte aus einer Abfolge sowohl saurer als auch mafischer Vulkanite zusammen, welche Einschaltungen von Schiefen und Myloniten beinhalten und durch eine grünschieferfazielle Metamorphose überprägt sind.

Die Lagerstätte umfaßt verschiedene Vererzungen:

Eine Hauptvererzungszone, die aus 3,3 Mio t massiven Sulfiden, hauptsächlich Pyrit und untergeordnet Zinkblende und Kupferkies besteht. Diese „main zone“ ist bereits seit 1956 bekannt und wurde seit dieser Zeit in einem Tieftagebau abgebaut. Mit dem Untertagebau wurde erst 1985 begonnen.

Im Hangenden der Hauptvererzung liegen drei kleinere Linsen mit höheren Sulfidgehalten. Sie sind offensichtlich durch eine kurze Wiederaufnahme hydrothermaler Aktivität nach Entstehung der „main lens“ entstanden. Durch eine vertikale, N-S verlaufende „splay fault“ wurde ein ursprünglich einziger Erzkörper dreigeteilt.

Erst 1988 wurde die sogenannte „1100 Linse“ mit Vorräten von etwa 15 Mio t, von denen 10,4 Mio t wirtschaftlich gewinnbar sein sollen, im S der Hauptvererzung entdeckt.

Im folgenden soll die Schichtfolge der Lagerstätte vom Liegenden zum Hangenden beschrieben werden. Die geologischen Einheiten streichen WNW und fallen nahezu saiger ein (Abb. 16).

(1) Der „copper hill rhyolite“ stellt die stark alterierte Basis der „1100 Linse“ dar und weist dabei eine leichte Chloritisierung auf. Analoge Rhyolite östlich der Mobrun Mine zeigen disseminierte Verer-

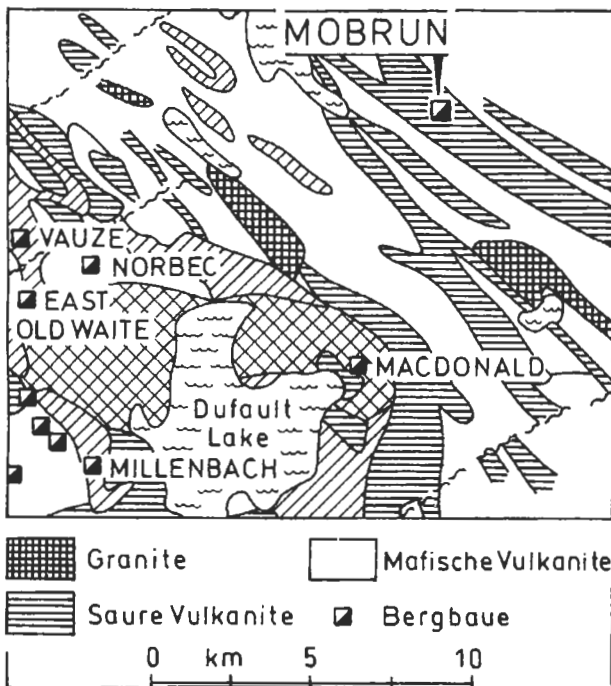


Abb. 15: Geologische Übersichtskarte von Mobrun. Aus: CAUMARTIN, C., CAILLE, M.-F., o. J.

Fig. 15: Geological map of the Mobrun area. From: CAUMARTIN, C., CAILLE, M.-F., o. J.

zungen und „stringer ores“. Diese lokal Cu-reichen Lavamassen werden von brekziösen Rhyolithen unterschiedlicher Alteration überlagert.

(2) Im Hangenden des „copper hill rhyoliths“ befinden sich intermediäre bis basische Andesite, welche eine Mächtigkeit von 80 bis 100 m aufweisen. Diese Gesteine führen Mandelsteine und besitzen eine graugrüne bis dunkelgrüne Farbe, welche auf Chloritisierung und das Auftreten von geringen Mengen an Epidot zurückzuführen ist. Als weitere Alterationserscheinungen sind noch eine lokale Silifizierung sowie das Auftreten von Hämatit anzuführen.

(3) Von unterschiedlicher Mächtigkeit sind die hangenden rhyolithischen Laven, welche mit zunehmender Tiefe ausdünnen.

(4) Intermediäre bis felsische Pyroklastika bilden die Umgebung des „1100 Erzkörpers“. Sie setzen sich hauptsächlich aus polygenetischen Lapillituffen, mafischen Tuffen sowie aus schmalen Rhyolith-Einschaltungen zusammen. Die Lapillituffe weisen eine schlackenähnliche Struktur auf. An Alterationserscheinungen ist eine gesteinsabhängige Chloritisierung oder Serizitisierung zu beobachten.

(5) Die größten Erzvorräte der Mobrun Mine befinden sich in der „1100 Linse“. Sie besitzt eine laterale Ausdehnung von 300 m, erstreckt sich 380 m in die Tiefe und ist im zentralen Bereich des Zufuhrkanals etwa 50 m mächtig. Der Längsachse nach spaltet

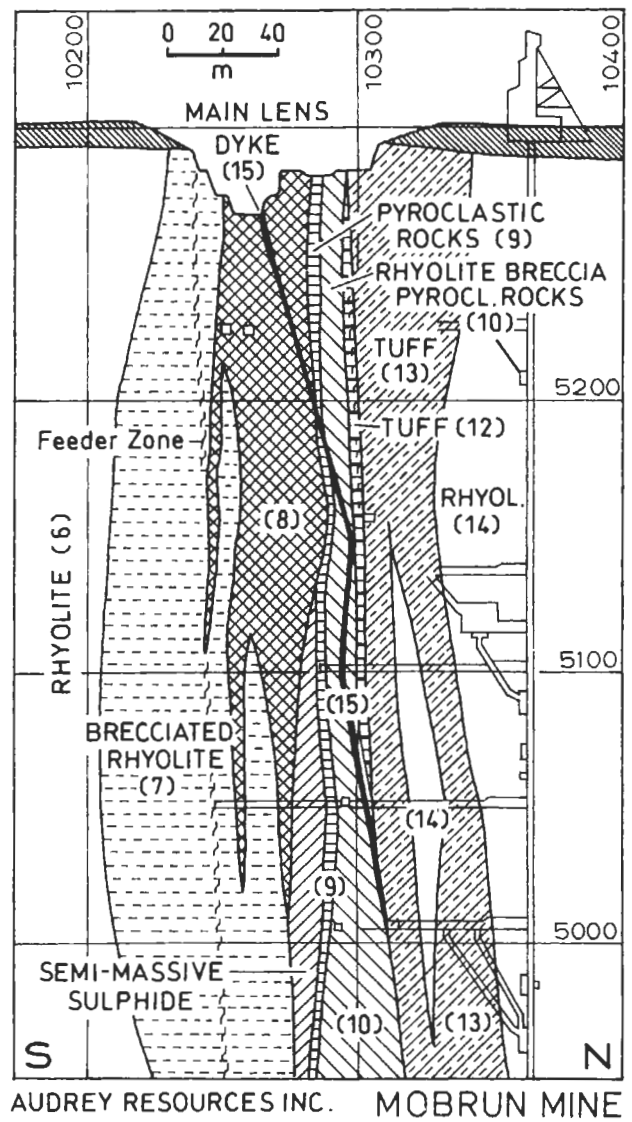


Abb. 16: Profil durch den Lagerstättenbereich. Aus: CAUMARTIN, C., CAILLE, M.-F., o. J.

Fig. 16: Cross-section of the mining area. From: CAUMARTIN, C., CAILLE, M.-F., o. J.

sie sich in zwei Zn-reiche, laterale Seitenäste auf, welche entweder auf tektonische Aktivität oder auf eine neuerliche Mineralisation durch die gleiche Zufuhrspalte zurückzuführen ist. Dieser Kanal besteht aus Pyrit (10-40%), Zinkblende (bis 8%), Kupferkies (bis 7%), sowie großen Mengen an Magnetkies (bis 60%). Im Gegensatz dazu ist der Hauptkörper der „1100 Linse“ reicher an Zn, vor allem in den beiden seitlichen Fortsetzen. Die Metallgehalte sind Tabelle 1 zu entnehmen.

(6) Massiver Rhyolith mit einer Mächtigkeit von über 250 m liegt im Hangenden der Erzlinse. Dieses Gestein ist mit Ausnahme geringer Spuren von Pyrit

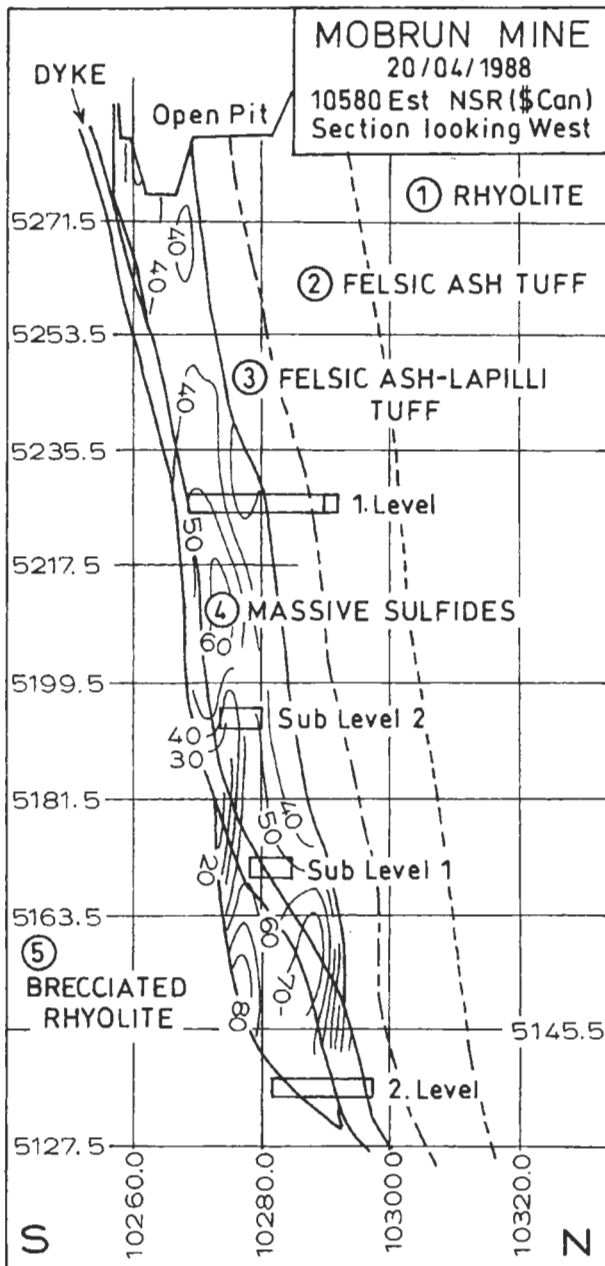


Abb. 17: Profil durch die Lagerstätte

Fig. 17: Cross-section through the mining area.

an der Kontaktzone zur „1100 Linse“ erzfrei.

(7) Das Liegende der Hauptvererzungszone bildet ein brekziöser Rhyolith, der sich mehr als 600 m in E-W-Richtung erstreckt und eine Mächtigkeit von 10 bis 30 m besitzt. Die Hauptmasse dieses Rhyolithkörpers besteht aus silifizierten, gleichkörnigen Quarz-Feldspat-Aschenlagen mit Klüften und Adern aus Quarz, Calcit und rekrystallisiertem Pyrit. Der Pyrit kann auch als Rinde verschiedener Komponenten auftreten. Eine Einregelung der Quarz-c-Achsen deutet auf eine spätere tektonische Beanspruchung des Gesteins hin, wobei tektonische Überprägung

und Alterationserscheinungen im W' und E' Bereich unterschiedlich ausgebildet sind. Während der E-Teil von Tektonik weitgehend unbeeinflusst ist und die Feldspate teilweise vollständig serizitisiert und silifiziert sind, wurden im W die Komponenten elongiert und nur serizitisiert. Innerhalb der Brekzie sind in der Nähe von Störungen und Kontaktzonen Gleitflächen zu erkennen.

(8) Die massiven Sulfide der „main lens“ sind seit 1956 bekannt und wurden ursprünglich im Tieftagebau gefördert. Im Liegenden befinden sich zwei Zufuhrkanäle, die sich in einem vertikalen, zylindrischen Schlot, welcher einen maximalen Durchmesser von 35 m besitzt, vereinen. Die Sulfide in den Kanälen bilden die Hauptvorräte in diesem Lagerstättenbereich. Dabei handelt es sich hauptsächlich um massiven Pyrit, rekrystallisierte Zinkblende, sowie Kupferkies in Quarz- und Calcit-Adern. Die Zufuhrspalten enden in einem semimassiven, nicht abbauwürdigen Horizont und sind von einer stark alterierten Rhyolith-Brekzie (7) umgeben. Im Zufuhrkanal weisen die Sulfide ein fließtexturähnliches Gefüge auf. Ein Teil der „feeder zone“ könnte durch eine E-W verlaufende Störung abgesichert sein, wodurch die geringe Mächtigkeit der Zufuhrspalte erklärt wäre (vgl. Abb. 17)

Die Sulfide des Erzkörpers zeigen eine Lagentextur, die an eine primäre Lagerung erinnert. Dies ist als partielle Rekrystallisation, bzw. als lokale Mobilisation von Sulfiden während tektonischer Tätigkeit zu deuten.

(9) Eine pyritreiche, bis zu 4 m mächtige Kontaktzone innerhalb eines sauren Tuffes bildet die Grenze zur liegenden Haupterzzone, wobei eine dünne Schicht aus graphithältigem Ton die Grenzschicht markiert. Dabei tritt boudinierter Pyrit in Knollen und Lamellen entlang von Schieferflächen auf. Der Sulfidgehalt nimmt zum Hangenden hin ab.

(10) Die drei Satellitenlinsen werden von einer geringmächtigen Rhyolith-Brekzie von der Hauptvererzungszone getrennt. Diese Brekzie ist vergleichbar mit der im Liegenden der „main lens“, nur führt sie dünne pyroklastische und pyritische Lagen im Bereich ihrer Obergrenze, welche hochgradig chloritisiert und serizitisiert sind. Die lithischen Komponenten bestehen meist aus alteriertem Rhyolith, der nicht selten von einer Pyritrinde umgeben ist. In den Pyroklastika kann die Sulfidkonzentration bis zu 40% erreichen.

(11) Eine kurze Wiederaufnahme hydrothermaler Aktivität, allerdings unter leicht geänderten Bedingungen stellen die bereits oben erwähnten drei Satelliten-Linsen dar, die in der stratigrafischen Abfolge höher einzuordnen sind als die „main zone“. Auf eine geringfügige Änderung in der Konzentration der hydrothermalen Lösungen deuten die höheren

Tabelle 1: Erzvorräte und Metallgehalte

Erzkörper	t,	Cu%	Zn%	Ag g/t	Au g/t
Hauptlinse	955,017	0,81	2,44	30,32	2,2
850 Linse	38,417	0,77	2,97	41,48	3,66
870 Linse	38,349	0,86	3,18	46,20	5,05
930 Linse	103,204	1,49	1,92	41,05	5,44
1100 Linse*)	10.400,000	0,76	5,43	37,40	1,35
Summe/Durchschnittsgeh.	11.534,987	0,77	5,14	36,89	1,48

\*)Da die 1100 Linse noch nicht zur Gänze erschlossen ist, können nur errechnete Werte bzw. Ergebnisse der Exploration angegeben werden.

Metallgehalte. Getrennt werden die einzelnen Horizonte durch 0,5 bis 2 m mächtige Pyroklastika, die bis zu 40% Pyrit führen können. Im Bereich des 5. Abbauniveaus vereinigen sich die drei Bereiche zu einer semimassiven, kupferreichen Zone, die offensichtlich die stark alterierte Zufuhrspalte dieses Komplexes darstellt. Sie verläuft in E-W-Richtung etwa parallel mit dem Erzkörper.

(12) Ein pyritisierter, saurer und stark geschieferter Tuff bildet ähnlich wie bei der Haupterzzone (9) die Überlagerung dieser Linsen.

(13) Darüber folgt ein ebenfalls saurer, feinkörniger Aschentuff, welcher allerdings nicht mineralisiert ist. Das Gestein weist eine feine Lamination auf, ist von Quarz- und Calcit-Adern durchzogen und zeigt nur noch geringe Alterationserscheinungen.

(14) Den Abschluß der Schichtfolge bildet ein massiver Rhyolith mit Fluidaltextur, in welchen feine, gebänderte Aschentuffe eingeschalten sind. Diese sind gröber ausgebildet als obige (13) und besitzen einen höheren Gehalt an Chlorit. Dies hat zu einer intensiveren Grünfärbung geführt.

(15) In einer E-W verlaufenden, etwa 750 gegen N einfallenden Störung befindet sich ein mafischer Gang, der aus einem fein- bis mittelkörnigen Diorit besteht. Dieser erscheint durch Quarz-, Calcit- und Chlorit-Bänder gestreift und besitzt spannungsbedingte Dehnungsfugen sowie verheilte Klüfte. Der Verlauf des Ganges ist in Abb. 17 ersichtlich.

Andere Gänge, meist intermediärer Natur folgen N-S verlaufenden Störungen, welche als letztes tektonisches Ereignis alle vorherigen überlagern.

## Tektonik

Im Bereich der Mobrur Mine treten verschieden strukturelle Erscheinungen auf, welche auf eine N-S orientierte, kompressive Beanspruchung zurückzuführen sind. Allerdings hatte keine der folgenden tektonischen Gegebenheiten Einfluß auf die Genese des Erzkörpers.

Im Hangenden der „main zone“ befindet sich eine E-W streichende und zwischen 65 und 80° einfallende mylonitisierte Scherzone, die mit zunehmender

Tiefe ausdünn und nur noch maximal 1 m breit ist. Dabei wurde der N-Block mit unbekannter Schubweite in Richtung Obertag verschleppt. Auch im Liegend-Kontakt der „main zone“ findet sich eine zu diesem Störungssystem gehörende Aufschiebung des nördlichen Blockes, was wahrscheinlich zu einer Zweiteilung des Zufuhrkanals führte. Im S wurden, als Indiz für diese Trennung, stark chloritisierte Gesteine in größerer Tiefe erbohrt, die dem S-Teil der „feeder zone“ zuzuordnen sind.

An feinen Äderchen und Gängen innerhalb der Tuffe ist eine enge Faltung festzustellen, deren Faltenachse parallel zur Schieferung liegt und etwa 65° nach E einfällt. Lokale Z-förmige Falten sind auf eine rechtsseitige Verschiebung innerhalb der laminierten Tuffe zurückzuführen, die gleichzeitig mit der Schieferung stattgefunden hat.

Die wichtigste strukturelle Erscheinung, die auch abbautechnisch von Bedeutung ist, stellt die N-S verlaufende, vertikal einfallende Störung dar, die für die Trennung der Satellitenlinsen verantwortlich ist. Sie streicht etwa NNE und besitzt in Richtung SW eine Nebenstörung. Der Versatz dieser „splay fault“ beträgt horizontal etwa 25 m, sowie 50 m in vertikaler Richtung.

An beiden Seiten der „main zone“ finden sich lokale konjugierte Verwerfungen, die nach N bzw. NE streichen und steil gegen E einfallen. In diesen Bereichen sind Harnischflächen zu erkennen. Die horizontale Klüftigkeit dieser Gesteine ist auf die mit dem Eisrückzug verbundene isostatische Entlastung zurückzuführen. Des Weiteren treten vertikale und auch schiefe Klüfte auf, die Klüftscharen mit einem Streichen in NNE bzw. WNW Richtung darstellen.

## Genese

Die Vererzung in Mobrur ist vulkanosedimentär entstanden. Dabei drangen im Archäikum hydrothermale, metallhaltige Lösungen bis zum Meeresboden in ein Becken dritter Ordnung auf, wo sie durch die geringeren Temperaturverhältnisse bedingt

durch eine Vermischung mit dem Meerwasser und die geänderten Druckverhältnisse ausfielen und sedimentiert wurden. Auf Grund der Tatsache, daß Zufuhrkanäle entwickelt sind (feeder zone; stringer ore), kann auf eine geringe Wassertiefe geschlossen werden. Eine für SEDEX Lagerstätten charakteristische Elementzonierung innerhalb der Erzkörper mit einem kupfererzführenden Zufuhrspalten, kupferkiesreichen Kern und zinkblendereichen lateralen Bereichen ist in allen Linsen zu erkennen.

### Bergbautätigkeit

Das Bergwerk fördert gegenwärtig rund 410.000 t Roherz je Jahr, aus dem ein Kupferkonzentrat und ein Zinkkonzentrat hergestellt werden. Das im Kupferkonzentrat enthaltene Gold sowie das im Zinkkonzentrat enthaltene Silber und Blei werden entsprechend der Gehalte mit einem Bonus vergütet.

Die zu Produktionsbeginn 1985 nachgewiesenen Vorräte sind bereits weitgehend abgebaut. Gegenwärtig steht die Entscheidung an, einen neuen, tiefer liegenden Lagerstättenkörper zu Untersuchungszwecken aufzuschließen. Sollte die Entscheidung negativ ausfallen, wird das Bergwerk in absehbarer Zeit (1 bis 2 Jahre) seine Gewinnung wegen Erschöpfung der Vorräte wohl einstellen.

Die steilstehende platten- bis linsenförmige Lagerstätte weist eine streichende Erstreckung von rund 300 m auf. Die Mächtigkeit schwankt etwas und liegt höchstens bei 20 m. Die Teufenerstreckung liegt für den gegenwärtig in Verhieb stehenden Lagerstättenkörper bei rund 220 m. Der aus massigem Sulfiderz bestehende Lagerstättenkörper wird nicht im gesamten abgebaut. Es besteht jeweils an den beiden Enden der streichenden Erstreckung ein Bau- feld. Der mächtigste Teil der Linse – im Zentrum der streichenden Erstreckung – wird von der Gewinnung ausgespart, da dieser Bereich kaum wirtschaftlich interessante Metallanreicherungen aufweist. Obwohl die Lagerstätte sehr nahe der Tagesoberfläche liegt, ist diese durch einen Seiger- und einen Schrägschacht aufgeschlossen. Zunächst wurde die Lagerstätte nur bis zu einer Teufe von 200 m ausgerichtet. Kurze Zeit später erfolgte das Weiterabteufen des Schachtes bis zur gegenwärtigen Endteufe von 385 m. Der Seigerschacht ist mit einer doppelröhrigen Skipförderung und einer Einrichtung für die Fahrung und den Materialtransport ausgerüstet. Der Schrägschacht dient der Wetterführung und als Fluchtweg. Vom Hauptschacht aus sind Sohlen angelegt, deren Abstand zwischen 20 m und 90 m schwankt und der Unregelmäßigkeit der Lagerstätte angepaßt ist. Die Sohlen sind durch Aufbrüche miteinander verbunden;

Als Abbauverfahren kommen ein VCR (Vertical Crater Retreat) und ein Teilsohlenweitungs- bau zur

Anwendung. Beim VCR werden die Weitungen streichend angelegt, beim Teilsohlenweitungs- bau quer- schlägig. In einigen kleineren, vom Haupterzkörper abgesetzten Erzkörpern wird Speicherbau betrieben.

Die streichende Erstreckung der Weitungen liegt beim VCR bei etwa 100 m, die Höhe bei etwa 60 m. Das Erz wird von einer Bohr- strecke aus, deren Breite der Lagerstättenmächtigkeit entspricht, in einem Raster von 3 x 3 m mit 165 mm Bohrlöchern von oben nach unten abgebohrt. Auf dem Abzugsniveau werden als Abbauvorbereitung von einer Gangunter- fahrungsstrecke aus kurze Aufbrüche hergestellt, die dann zu Trichtern erweitert werden. Auf diese Art und Weise erfolgt das Herstellen des Abzug- niveaus.

Beim Teilsohlenweitungs- bau wird von den Teilsohlen aus das Erz mit 15 m langen 76 mm Bohrlöchern nach oben und unten abgebohrt. Der Bohrraster beträgt 1,8 x 1,8 m. Das sprengende Hereingewinnen des Erzes erfolgt gleichzeitig über alle Teilsohlen im Rückbau, beginnend mit einem sprengend hergestellten Startaufbruch.

Im Bergbau arbeiten insgesamt 174 Leute, 41 davon in der Aufbereitung. Bezogen auf die Gruben- belegschaft beträgt die Mannstundenleistung (bei 1700 Arbeitsstunden) 2 t, die Mannschichtleistung rund 16 t, eine durchaus bemerkenswerte Leistung. Die Gewinnungskosten liegen bei etwa 38 Can\$ je t Roherz, die Erlöse bei etwa 43,4 Can\$/ t.

### 2.4.2.3. Lac Dufault – Ansil

Die Ansil-Lagerstätte liegt im Noranda-Bergbaurevier im nordwestlichen Quebec, etwa 14 km nördlich der Stadt Rouyn – Noranda, im Südteil des Abitibi Greenstone Belt-Synklinoriums (Abb. 18).

Nach der Entdeckung 1981 begann nach einem umfangreichen Bohrprogramm 1989 die Erzförder- ung. Dabei wurden 1,58 Mio t Erz, die einen durch- schnittlichen Gehalt von 7,2% Cu, 0,9% Zn, 26,5 g/t Ag, 1,6 g/t Au aufweisen, nachgewiesen. Jährlich werden rund 390.000t Erz abgebaut.

Die Lagerstätte besteht aus einer einzigen mas- siven, bis zu 35 m mächtigen Sulfidlinse, die sich in einer Tiefe von etwa 1,3 km befindet (Abb. 19). Mit einem maximalen Cu-Gehalt von 25% ist Ansil möglicherweise die reichste Cu-Lagerstätte Kanadas. Ansil ist durch extensive hydrothermale Alterationen und Sulfid Mineralisationen im Hangenden der mas- siven Sulfide charakterisiert.

Zur Entdeckung der Lagerstätte Ansil führten vor allem geologische Rückschlüsse, die in benachbar- ten Massiv-Sulfiderz-Lagerstätten gewonnen wur- den. Die Corbet-Lagerstätte, 7 km südlich von An- sil gelegen, befindet sich in der tiefsten vulkanischen Einheit dieser Gegend, andere Lagerstätten dagegen liegen in stratigraphisch höheren Einheiten, was zu der Schlußfolgerung führte, daß massive Sulfiderze

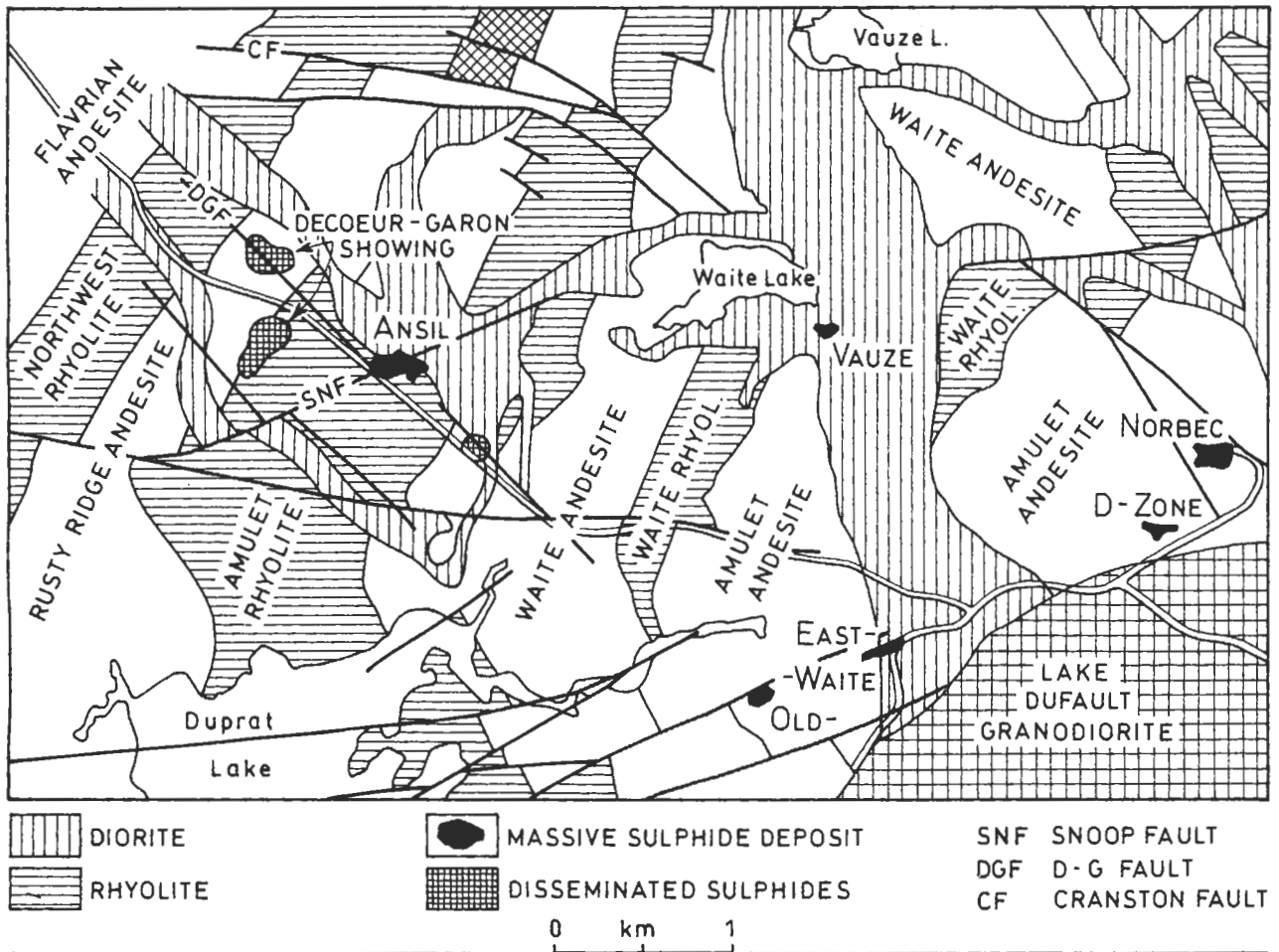


Abb. 18: Geologische Skizze des Ansil-Gebietes.

Fig. 18: Geological map of the Ansil area.

nicht an einen einzigen Horizont gebunden sind. Für das Auffinden einer Lagerstätte sind daher strukturelle Merkmale wahrscheinlich wichtiger als stratigraphische.

Weiters interpretierte man den bisher für eine unwichtige Sulfid-Zone gehaltenen „Decoeur-Garon-Ausbiß“ als typische „Feeder“- und Alterationszone (Abb. 20) mit zugehöriger massiver Sulfidmineralisation, einem bedeutenden hydrothermalen System zugehörnd. Außerdem liegt der Ausbiß auf einer NW-SE streichenden Lineation, die die „Old Waite-Lagerstätte“ und kleinere Vorkommen einschließt. Ähnliche NW-SE streichende Lineamente wurden im Zusammenhng mit den massiven Sulfidvererzungen im Millenbach-Corbet-Gebiet gefunden. Daher erwarb man 1974 die Berechtigungen und begann mit umfangreichen Bohrungen. Bereits erste Ergebnisse ließen auf massive Sulfiderze in der Tiefe schließen. 1981 wurden erstmals massive Sulfiderze in der Tiefe von 1,3 km angebohrt. Die Produktion begann 1989.

### Geologischer Rahmen

Das Noranda Bergbaurevier liegt im südzentralen Teil des Abitibi Greenstone Belts, im oberen Teil der Blake River Group.

Die Gesteine des Gebietes um Noranda, welches ein vulkanisches Zentrum innerhalb des Abitibi Belts darstellt, bestehen aus mehreren alternierenden mafischen und sauren vulkanischen Einheiten, die unterschiedlich starke Verformung und einen Metamorphosegrad in Grünschieferfazies aufweisen.

Zwei trondhejmitische Gesteinskörper, der synvulkanische „Flavrian Granite“ und der postvulkanische „Lake Dufault Granodiorite“, unterlagern die Region im Zentrum. Man nimmt an, daß der Flavrian Granit-Pluton die Magmentkammer darstellt, aus welcher die vulkanischen Sequenzen ausgeworfen wurden.

Zahlreiche Störungen zerschneiden die Region, wie die E-W streichende Cadillac Break, die ENE-WSW streichende Horne Creek-, Beauchastel- und Hunter Creek- Faults, die NW-SE streichende Smokey Creek



und Despina Faults und weitere kleinere Störungen, von denen viele während vulkanischer Tätigkeit entstanden sind, und sowohl Erosionstätigkeit als auch das hydrothermale System begünstigten.

**Schichtfolge**

Die unterste vulkanische Einheit bildet der „Flavrian Andesite“ (lokaler Arbeitsbegriff), welcher aus alternierend massivem Pillow – Basalt und brekziösen Basaltströmen besteht. Überlagert wird dieses Schichtglied vom Northwest Rhyolithe. Er besteht aus massiven, gebänderten Rhyolithen und untergeordnet Brekzien (flow breccias).

Nach GIBSON (1989) stammt der Northwest Rhyolithe aus zwei Hauptspalten, 2 km nördlich und 5 km südlich von Ansil. Auf diese Einheit folgt lokal der Lewis Tuff, ein diskontinuierlicher, dünner (bis 30 cm mächtiger) hornsteinführender Tuff-Horizont, der das stratigraphische Äquivalent des Ansil-Erz-Horizonts darstellt.

Der Cranston Quarz-Feldspat-Porphyrdom (Cranston QFP) liegt etwa 2 km nördlich von Ansil; nach außen hin dünnt diese Einheit aus. In der unmittelbaren Umgebung von Ansil tritt der Cranston QFP in Form eines Quarz-Kristall Tuffs auf, der in die massiven Sulfiderze der Lagerstätte lokal fingerförmig übergeht. Daraus wird geschlossen, daß das hydrothermale System von Ansil zeitgleich mit der Eruption des Cranston QFP war. Die stratigraphisch nächsthöhere Einheit bildete der Rusty Ridge Andesite. Er liegt entweder auf einer jener diskontinuierlichen Einheiten (Cranston QFP, Lewis Tuff, Sulfiderz) oder direkt über dem Northwest Rhyolithe. Er besteht alternierend aus Lagen von massiven Basaltströmen sowie Pillows, welche von einer Störung etwa 2 km südlich von Ansil herrühren. Die Eruption des Rusty Ridge Andesite muß bereits begonnen haben, als die Bildung der Ansil-Sulfiderze noch nicht abgeschlossen war, da einer jener Basaltströme einen Teil der Lagerstätte unterlagert.

Auf den Rusty Ridge Andesite folgt die Formation des Amulet Rhyolithe, dessen unterer Teil aus Rhyolithen und der obere Teil aus silifizierten Basalten besteht. Die nächsthöheren Einheiten bilden der Waite Andesite und der Waite Rhyolithe. Der „Amulet Andesite“ besteht aus einer mächtigen basaltischen Abfolge und rührt von einer Eruption an einer ENE–WSW streichenden Spalte her. Er bedeutet wahrscheinlich das Ende des Noranda „caldera collapse“.

**Lagerstättenverhältnisse**

Die Lagerstätte besteht aus einer einzigen massiven Sulfidlinse mit Ausmaßen von ungefähr 120 m im Streichen und 350 m im Fallen. Der durchschnitt-

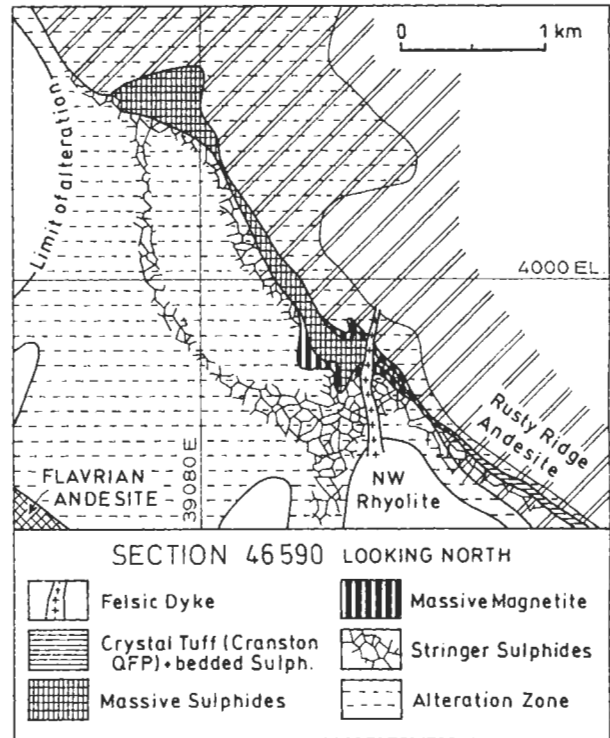


Abb. 19: Schematisches Profil durch die Lagerstätte Ansil.

Fig. 19: Simplified cross-section of the Ansil deposit.



Abb. 20: Ansil: Feederzone (links vom Hammer: netzwerkartige Kupferkiesvererzungen)

Fig. 20: Ansil: Feederzone (left of hammer: stringers of chalcopyrite).

liche Einfallswinkel beträgt 50°, der aber bedingt durch die unregelmäßige Form zwischen 0–60° variieren kann. Die Mächtigkeit der Sulfidlinse erreicht bis zu 35 m, welche sich jedoch abrupt in allen Richtungen ändern kann. Die Sulfidlinse besteht aus zwei „Sulfiddomen“ im Westen und Osten der La-

gerstätte, die durch einen dünnen, blattförmigen Teil miteinander verbunden sind.

Die hauptsächlichsten Bestandteile der Lagerstätte sind Kupferkies und Pyrrhotin, wenig Zinkblende und verschwindend wenig Pyrit. Im oberen Teil der Lagerstätte herrschen Kupferkies und Pyrrhotin vor, während in der blattartigen Verbindung zwischen den Domen größere Mengen Zinkblende mit Kupferkies und etwas mehr Pyrit zu finden sind. Weiters wurden im Sulfidkörper Spuren von gediegenem Gold, Elektrum, gediegenem Wismut, Kobaltit, Tellurobismutit und zahlreichen Seleniden festgestellt. Die Sulfide treten sowohl in massiver als auch in gebänderter Textur auf, wobei die gebänderte Textur in Ansil überwiegt. Man kann zwei Arten von Bänderungen unterscheiden, eine Pyrrhotin-Kupferkies-Bänderung, deren Ursache wohl in hydrothermalem „Replacement“ oder Metamorphose zu suchen ist und eine Zinkblende-Kupferkies-Hornstein-Bänderung von sedimentärem Ursprung.

Ein charakteristisches Merkmal für Ansil ist die direkt unter dem östlichen Dom gelegene auffallende Anreicherung von massivem Magnetit. Eine ähnliche, nur viel kleinere Anreicherung findet sich auch unter dem westlichen Dom. Außerdem findet man kleinere Magnetit-Segmente oder Linsen mit einer maximalen Mächtigkeit von einem Meter sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der massiven Sulfiderze. Dies ist aus physikochemischen Gründen schwer zu erklären. Die Annahme, daß Magnetit als „Replacement“ der Sulfide auftritt, wäre ungewöhnlich.

Unter der Sulfidlinse und zum Teil diese umgebend befindet sich eine ausgeprägte „feeder-zone“, welche in drei verschiedenen Erscheinungsformen ausgebildet ist. Als (1) diskordante Röhre unterhalb der Sulfidlinse, als (2) konkordante Zone direkt unterhalb der Sulfide und als (3) diffuse, diskordante Zone im Hangenden der massiven Sulfide.

Die Hauptzufuhrspalte, die einen elliptischen Querschnitt aufweist, konnte bis 400 m unter der Lagerstätte verfolgt werden, und durchschneidet sowohl den „Northwest Rhyolithe“ als auch den „Flavrian Andesite“. An Erzmineralen wurden dort Pyrrhotin, Magnetit, Kupferkies, Zinkblende und wenig Pyrit gefunden. Die Mächtigkeit der Feeder-Zone direkt unterhalb der massiven Sulfide ist sehr unterschiedlich, sie kann bis zu 10 m erreichen. Üblicherweise treten dort hohe Konzentrationen von Kupfererzen auf. Die Feeder-Zone kann bis 300 m über die Sulfidlinse verfolgt werden.

Die Lagerstätte weist charakteristische Zonierungen von Kupfer-, Zink-, Silber- und Golderzen auf. So ist Kupfererz vor allem in zwei Bereichen angereichert, welche sich mit den Domen der Sulfidlinse decken. Die höchsten Zinkerz-Konzentrationen tre-

ten im östlichen Teil der Sulfidlinse auf. Gold weist in seiner Verteilung eine Korrelation mit Kupfer auf, obwohl es keine systematische Verbindung zwischen Gold- und Kupferkonzentration gibt. In den Stringer Ores tritt praktisch kein Gold auf, es ist jedoch entlang der Scherzone zwischen „Northwest Rhyolithe“ und „Rusty Ridge Andesite“ lokal angereichert. Auch die Silberverteilung korreliert mit Kupfer, die Konzentration ist jedoch im östlichen Dom deutlich höher.

In Ansil gibt es ausgedehnte Nebengesteinveränderungen, vor allem in einer röhrenförmigen Zone unterhalb der massiven Sulfide und in einer kegelförmigen Zone über der Sulfidlinse. Am häufigsten sind Chloritneubildung und Serizitisierung zu beobachten, außerdem Silifizierung und Turmalinisierung.

### Genese

Die Lagerstätte entstand wahrscheinlich als Folge eines besonders langlebigen submarinen hydrothermalen Systems, was sich aus der umfangreichen Nebengesteinsveränderung (300 m) vor allem im Hangenden der Lagerstätte, und dem hohen Cu/Zn-Verhältnis schließen läßt. Zumindest kurzzeitig muß dieses System aber unterbrochen gewesen sein, was zur Bildung des massiven Magnetites führte. Die normale Sulfidfällung setzte wohl aber sehr rasch wieder ein und dauerte zumindest solange an, wie für die Ablagerung von 300 m des überlagernden Andesits nötig war. Die Annahme, der massive Magnetit wäre erst im Nachhinein durch Verdrängung der Sulfide entstanden, erscheint unwahrscheinlich. Er ist mit großer Wahrscheinlichkeit auf ein höheres Sauerstoffdargebot zurückzuführen.

In Ansil gibt es sowohl schichtgebundene als auch diskordante „Feeder“-Zonen, außerdem Quarz-Sulfid-Adern entlang der Scherzone Northwest Rhyolithe – Rusty Ridge Andesite. Das Vorhandensein einer Feeder-zone setzt voraus, daß die Lagerstätte in einer geringen Meerestiefe gebildet wurde, also wahrscheinlich nicht tiefer als 600 m.

Die sulfidhaltigen Quarzadern entlang des Ansil-Horizontes stammen wohl von späten Fluids, die am Kontakt Northwest Rhyolithe – Rusty Ridge Andesite migrierten.

### Bergbautätigkeit

Der sehr regelmäßige, plattenförmige Lagerstättenkörper mit einer streichenden Erstreckung von rund 100 m liegt in einer Teufe von 1200 bis 1450 m. Das Einfallen schwankt zwischen 50 und 70°. Die Mächtigkeit variiert zwischen 5 und 35 m. Probleme bereiten unter Tage der hohe Vertikaldruck, der aus der Teufenlage resultiert. Da das Gebirge relativ fest und offensichtlich auch einen hohen E-Modul aufweist,

treten fallweise Gebirgsschläge auf. Dafür wurden unter Tage 16 Überwachungsstationen eingerichtet, um nach Möglichkeit gebirgsschlaggefährdete Bereiche rechtzeitig erkennen und räumen zu können.

Die Lagerstätte ist von über Tage aus durch drei Schächte aufgeschlossen – einem Hauptförderschacht mit einer zweitrümmigen Skip- und einer Korbförderung, – einem Wetterschacht, der eine Einrichtung für eine Notfahrt aufweist und einem Versatzschacht. Die Schachtteufen liegen zwischen 1220 und 1500 m.

Im Liegenden des Lagerstättenkörpers ist eine 17% gewendelt aufgefahrene Schrägstrecke angelegt, die alle Sohlen miteinander verbindet. Die Sohlenabstände liegen bei 60 m. Insgesamt sind im Bereich des Lagerstättenkörpers 5 Sohlen angelegt. Teilsohlen mit unterschiedlichem Abstand – zwischen 15 und 30 m sind zwischen den Hauptsohlen angeordnet. Alle Haupt- und Teilsohlen sind über die Schrägstrecke verbunden. Das angewendete Abbauverfahren ist ein Teilsohlenkammerbau mit querschlägig angeordneten Kammern von einer Breite von 15 m. Von der oberen Teilsohle aus werden die Kammern mit 114 mm Bohrlöchern fächerförmig abgebohrt. Der Abstand der Bohrfächer liegt bei etwa 1,5 m. Gebohrt wird mit Imlochhämmern, die auf relativ alten Bohrmaschinen montiert sind. Vor Abbaubeginn werden jeweils zwei übereinander liegende Teilsohlen durch einen Startaufbruch, der mit Langbohrlöchern durch Sprengarbeit hergestellt wird, verbunden. Auf diesen Startaufbruch hin erfolgt das reihenweise Hereinsprengen des Erzes. Die Sprengstofflademenge je Zündzeitstufe ist aus Stabilitätsgründen mit 100 kg begrenzt.

Die Kammern werden von unten nach oben in 2 bis 3 Abschnitten von Sohle zu Sohle durchgebaut. Das gesamte Erz einer Kammer wird über Abzugsquerschläge von einer Sohle aus weggeladen. Nach dem Auserzen einer Kammer wird diese mit Magerbeton versetzt. Bevor die nächste danebenliegende Kammer hereingewonnen werden kann, muß etwa 2 Wochen gewartet werden.

Das Erz wird über Abzugsquerschläge aus den Kammern geladen und zum Erzsturzschacht befördert. Über diesen fällt es auf die Hauptförder-sohle und gelangt in einen Roherzbunker, der über einem Brecher angeordnet ist. Vom Brecheraus-trag führt ein kurzes Förderband zum Füllort am Hauptförderschacht in einer Teufe von 1.480 m. Mit zwei 12 t Skips wird das Erz zu Tage gehoben.

Das Bergwerk Ansil ist hoch mechanisiert und voll für einen Gleislosbetrieb eingerichtet. Mit insgesamt 150 Leuten wird eine Mannstundenleistung von 1,8 t bzw. eine Mannschichtleistung von mehr als 14 t erzielt – bei der großen Teufenlage der Lagerstätte eine hervorragende Leistung. Die Gewinnungskosten liegen bei etwa 50 Can\$ je t Erz.

### 2.4.3. Kidd-Creek (Timmins)

Die Lagerstätte Kidd-Creek bei Timmins wurde 1963 durch geologische und geophysikalische Prospektion entdeckt und abgebohrt. Zwischen 1965 und 1979 erfolgte die Gewinnung mit Hilfe eines Tieftagebaus. Seit der Produktionsaufnahme wurden rund 85 Mio t Erz mit einem durchschnittlichen Gehalt von 2,2% Cu, 7,2% Zn, 0,28% Pb, 102 g/t Ag gewonnen (BRISBIN, D., et al., 1990)

### Geologischer Rahmen

Die Lagerstätte von Kidd-Creek, die als eine der größten exhalativ-sedimentären Blei-Zink-Kupfererzanreicherungen der Welt gilt, befindet sich am W-Ende des Abitibi-Greenstonebelts, 27 km nördlich von Timmins in Ontario. Die E-W streichende Schichtfolge ist im Lagerstättenbereich lokal überkippt, steilgestellt und fällt mit 70°-80° gegen E ein. Die Schichtglieder der Kidd-Munro Serie, die als Erzträger fungieren, zeigen Mächtigkeiten im Bereich der Lagerstätte bis zu 300 m, während sie außerhalb der Lagerstätte bloß 100 m an Mächtigkeiten erreichen. Nebengestein und Vererzung sind Grünschiefer faziell metamorph überprägt (FYON, J.A. & GREEN, A.H., 1990).

Die Vererzung, im stratigraphischen Top einer lokal überdurchschnittlich mächtigen metavulkanischen Abfolge gelegen, zerfällt in folgende Schichtglieder: (1) „Rhyolithische Vulkanoklastika“, (2) polymikte Rhyolith-Brekzie, (3) „Massiver Rhyolith“, (4) „Cherty breccia“ (Kieselbreccie), (5) „Karbonathorizont“ (Abb. 21). Innerhalb der polymikten Rhyolith-Brekzie liegen die massiven Sulfidvererzungen. Vererzung und Nebengestein werden von gabroiden Ganggesteinen durchzogen.

**B e m e r k u n g :** Die lokalen Gesteinsbezeichnungen entsprechen nicht unbedingt der gebräuchlichen Terminologie. Sie sind eher als Arbeitsbezeichnungen zu verstehen.

### Rhyolithische Vulkanoklastika

Diese Gesteinseinheit besteht aus Lapilli und rhyolithischen Bomben, die in einer rhyolithischen, tuffitischen Matrix eingebettet sind. Korngröße, -verteilung und Sortierung sind inhomogen. Je nach Art der Alteration (Serizitierung, Silifizierung oder Chloritisierung) zeigt das Gestein unterschiedliche Farben.

### Rhyolith-Brekzie

Diese vulkanoklastische Breccie führt neben Dacit- und Tonschieferfragmenten vor allem Pyrit, Zinkblende, gebänderte Pyrit-Zinkblendekomponenten

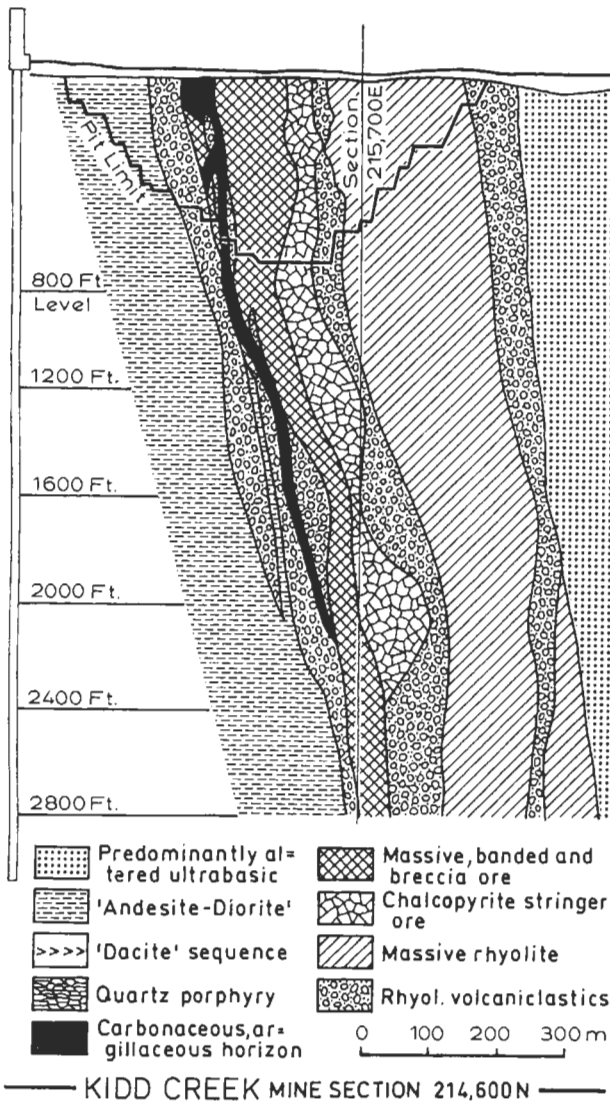


Abb. 21: Vereinfachtes Profil durch die Lagerstätte Kidd Creek

Fig. 21: Simplified cross-section of the Kidd Creek deposit

sowie untergeordnet Kupferkies. Dieses Gestein wird als Debris-Flow gedeutet.

### Massiver Rhyolith

Dieser tritt in Sills und Gängen vor allem im Liegenden des nördlichen Erzkörpers auf. Die Farbe des Gesteines ist dunkelgrau bis schwarz. Häufig sind Einsprenglinge von Albit und Quarz, der Silikatgehalt ist auffallend hoch. Gänge dieses „massiven Rhyoliths“ durchziehen die rhyolitischen Vulkanoklastika.

### „Kieselbrekzie (Cherty breccia)“

Als „Cherty breccia“ werden hell- bis mittelgraue kieselsäurereiche, dichte, brekzierte Rhyolithe bezeichnet. Diese Gesteinseinheit befindet sich unmittelbar im Liegenden der massiven Vererzung und ist üblicherweise durch ein Netzwerk von Kupferkies, Pyrit, Magnetkies und Zinkblende mineralisiert. Das „Stringer ore“ ist reich genug, um abgebaut zu werden. Charakteristisch sind Nebengesteinsveränderungen wie Serizitisierung und Chloritisierung, die vor allem von Klüftchen ausgehen kann.

### „Karbonathorizont“

Im Hangenden des nördlichen Erzkörpers findet sich ein karbonatisches Gestein. Diese Gesteinsabfolge kann in eine „kalkige Tonschieferzone“, einen „feinlaminierten Tonschiefer mit Pyrit und Zinkblende“, sowie in eine „kalkige, polymikte Brekzie“ untergliedert werden.

### Andesit-Diorit

Drei Intrusionen gabbroider Gesteine, als „Andesit-Diorit“ (lokaler Arbeitsbegriff) bezeichnet, drangen in den Rhyolith im Westen, Norden und Südosten der Lagerstätte ein. Dabei handelt es sich einerseits um massive, mittel-feinkörnige, dunkelgrün-graue Gesteine mit rosa Körnchen aus Leukoxenen bis 2 mm Größe („Andesit-Diorit Type One“). Als „Andesit-Diorit Type Two“ werden schließlich jene Gesteine mit dunkelgrünen Phänokristallen bis zu 1 cm Korngröße bezeichnet. Diese Intrusionen sind meist konkordant im Rhyolith eingelagert.

### „Quarzporphyr“

Dieses Schichtglied ist das westlichste und jüngste Gestein im Bereich der Lagerstätte. Typisch für dieses Gestein sind Einsprenglinge von Quarz und Plagioklas, die einige mm groß werden können. Serizitreiche Partien sind stark geschiefert.

### „Dazit“

Die in der Bergbauterminologie als „Dazite“ bezeichneten Gesteine sind hell- bis mittelgrüne Metavulkanite, die örtlich gebleicht, karbonatisiert und serizitisiert sind. Pillows haben weniger als 1 m Durchmesser. Pillowlagen werden gelegentlich im Topbereich von kalkigen Tonschiefern überlagert, die Pyrit oder Magnetkies enthalten können.

### „Serpentinit“

Im E der Lagerstätte existieren im stratigraphisch Liegenden des Rhyoliths dunkle, teilweise massive Serpentine. Sie zeigen unterschiedliche Texturen,

in Klüften Talk und Karbonat. Die Serpentinite werden entweder auf Komatiitströme oder auf eine Peridotitintrusion zurückgeführt.

### Vererzung

Grundsätzlich werden drei verschiedene Vererzungstypen unterschieden: Vererzungen der Feederzone, Massive Sulfidvererzungen, Sulfidbrekzien.

Die Vererzungen der Feederzone sind mineralisierte, ehemalige Zufuhrspalten der Erzlösungen. Die Kluftweite liegt zwischen 2 cm und 1 m. Sie führen in erster Linie Kupferkies (3–30%), wobei der Metallgehalt mit der Teufe zunimmt. Zinkblende tritt disseminiert oder in Klüften auf. Die Metallgehalte schwanken zwischen 0.1–1%, wobei die höchsten Gehalte im Liegenden der Feederzone, am Rand der Kupferkiesvererzung zu finden sind.

Massive Sulfidvererzungen sowie Bändererze finden sich im Hangenden des Feederspaltensystems. Die Paragenese dieses Erztyps besteht entweder aus monomineralischen Anreicherungen von Pyrit, Zinkblende und Kupferkies, aber auch aus Bändererzen bestehend aus Pyrit, Zinkblende, Magnetkies, Kupferkies und Bleiglanz.

Sulfidbrekzien bestehen aus Fragmenten von Pyrit und/oder Zinkblende in karbonatischen Tonschiefern und sauren Tuffen im stratigraphisch Hangenden des Erzkörpers. Diese chaotische Brekzie mit metergroßen Komponenten ohne erkennbare Sortierung ist frei von Kupferkies und wird je nach Zn-Gehalt abgebaut. Der Transport dieser Brekzie wird als Debris Flow beschrieben.

### Struktur der Lagerstätte

Die Lagerstätte ist störungsbedingt in einen nördlichen und einen südlichen Erzkörper gegliedert, wobei diese in fünf verschiedene Zonen eingeteilt werden.

Der nördliche Erzkörper streicht NW bis NE, ist überkippt und fällt mit 80° gegen E ein. Dieser Erzkörper wird in 2 Zonen untergliedert: Die Zone 1 stellt das östlichste, zugleich größte Kupferkiesvorkommen der gesamten Lagerstätte dar. In Zone 2 findet sich massiver Pyrit und Zinkblende. Der Pyritgehalt erreicht bis zu 55%, in Zinkblende finden sich die höchsten Konzentrationen von Blei, Silber und Zinn. Der Kontakt zu Zone 1 ist scharf, es treten aber auch Linsen von Kupferkies auf.

Der nördliche Erzkörper ist durch Bohrungen bis in eine Teufe von 1700 Meter nachgewiesen.

Die Zonen 3, 4 und 5 gehören zum südlichen Erzkörper. Dieser ist durch eine W–E streichende Störung gegen N begrenzt und zerfällt bruchbedingt in drei Zonen. Der Erzkörper ist bis zu einer Tiefe von 1040 m nachgewiesen.

Zone 3 liegt verkehrt, fällt mit 70° gegen E ein und führt hauptsächlich Pyrit, Zinkblende und Kupferkies. Teilweise erkennt man eine Bänderung im Randbereich. Eine Metallzonierung ist nur undeutlich entwickelt.

Zonen 4 und 5 sind durch gebändertes Erz bestehend aus Pyrit, Zinkblende und Kupferkies gekennzeichnet. Zwischengelagert sind rhyolithische Vulkanoklastika. Zone 4 streicht E–SE und fällt 80° gegen N ein; Zone 5 liegt verkehrt und streicht ähnlich wie Zone 3.

Im Liegenden des südlichen Erzkörpers wurde eine kupferreiche Mineralisation angefahren, die als Bornitzone bezeichnet wird. In dieser treten neben Bornit auch Kupferkies, Tennantit und Pyrit in geklüftetem Rhyolith auf. Die Erze sind durch einen hohen Indiumgehalt gekennzeichnet.

Etwas abseits liegt der südwestliche Erzkörper. Es handelt sich um einen massiven Sulfiderzkörper mit Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz, Silber, jedoch frei von Kupferkies. Der 2–20 m mächtige Komplex wurde bis in eine Tiefe von rund 75 m nachgewiesen. Er kann als distales Event zum nördlichen und südlichen Erzkörper interpretiert werden.

### Nebengesteinsveränderungen

Da Vererzung und Nebengestein metamorph überprägt sind, spiegeln die heutigen Nebengesteinsveränderungen nicht unbedingt vererzungsrelevante Alterationen wieder.

Die Rhyolithe sind üblicherweise an Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, CaO und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> abgereichert. FeO, MgO und SiO<sub>2</sub> sind verglichen mit den Gesteinen in einiger Entfernung zur Lagerstätte angereichert. Die Nebengesteinsveränderung ist in erster Linie durch einen Abbau des Feldspates und durch eine Silifizierung, Chloritisierung und Serizitisierung gekennzeichnet. Fe-reiche Chlorite pflegen üblicherweise im Bereich der Feederspaltensvererzungen aufzutreten, während der Mg-reiche Chlorit eher von dieser in einiger Entfernung auftritt. Die Bildung von Fe-reicherem Chlorit wird auf höhere Temperaturen und eisenreichere hydrothermale Lösungen und die von Mg-reichen Chloriten auf den Einfluß des kühleren, magnesiumreicheren Meerwassers zurückgeführt.

### Alter von Nebengestein und Vererzung

Das Alter des Nebengesteines, somit auch der syngenetischen Vererzung ist mit Hilfe des Zirkonalters (U/Pb) mit 2717 ± 2 Mio a anzugeben.

### Bergbautätigkeit

Das Buntmetallbergwerk Kidd-Creek, das sich im Eigentum der Falconbridge Corporation befindet, ist eines der größten untertägigen Metallergbergwerke

der Welt. In den beiden Teilbereichen des Kidd-Creek Bergwerkes – Kidd-Creek 1 und Kidd-Creek 2 – werden rund 3,4 Mio t Sulfiderz mit folgenden Gehalten gefördert: 3,5% Kupfer, 5,6% Zink und geringen Mengen an Blei und Silber. Zur Zeit ist ein neuer, tiefer liegender Teil der Lagerstätte Kidd-Creek in Ausrichtung begriffen. Dieser wird die Bezeichnung Kidd-Creek 3 erhalten.

Das Bergwerk Kidd-Creek ging im Jahre 1966 zunächst als Tagebau in Betrieb. Später erfolgte mit der Ausrichtung von Kidd-Creek 1 der Übergang auf den Untertagebau.

Die Lagerstättenformation besteht im wesentlichen aus 4 einzelnen Lagerstättenkörpern, die eine streichende Länge von 100 bis 200 m aufweisen und etwa 10 bis 30 m mächtig sind. Der Abstand zwischen den einzelnen Lagerstättenkörpern liegt nur bei einigen 10 m.

Der Aufschluß der Lagerstätte erfolgt durch seigere und schräge Grubenbaue im Liegenden. Im wesentlichen sind dies 2 Tagesschächte mit Teufen von 900 und 1500 m, eine Schrägstrecke mit 18 % Neigung, die dem Einfallen der Lagerstätte bis in eine Teufe von 1500 m folgt, sowie zwei Wetterschächte. Von den Schächten führen auf den Hauptsohlenniveaus Querschläge bis zur Lagerstätte. Zusätzlich zu den genannten Tagesöffnungen besteht noch ein Ralsebohrschacht, über den das unter Tage benötigte Versatzmaterial in die Grube befördert wird.

Die Hauptsohlen sind im Abstand von 120 m angeordnet. Auf jeder Hauptsohle geht vom Schacht aus ein Hauptquerschlag bis nahe zum Liegenden des Erzkörpers. Von diesem Hauptquerschlag zweigt zweiflügelig eine Richtstrecke ab, die die beiden Enden der streichenden Erstreckung der Lagerstätte zugänglich macht. Von dieser Richtstrecke zweigen Vorrichtungsquerschläge in die Lagerstätte ab, die die oberen und unteren Abbaustrecken für das angewendete kammerartige Abbaufahren bilden.

Zwischen den Hauptsohlen werden jeweils 2 bis 3 Teilsohlen angeordnet. Die Teilsohlenniveaus haben keinen Schachtschluß sondern sind nur über die Schrägstrecke verbunden. Auf jedem Haupt- und Teilsohlenniveau bestehen Verbindungen zu den Erz- und Taubsturzschächten, Wetterbohrlöchern sowie Versatzschächten. Die Sohlen aller Strecken auf denen LHD Geräte oder SLKW für die Erzförderung eingesetzt sind, sind mit Beton befestigt. Dies erlaubt eine hohe Fördergeschwindigkeit und bewirkt auch geringere Instandhaltungs- und Reparaturkosten durch Schonung der Fahrzeuge. Bei der großen Betriebsgröße in Kidd-Creek rechnet sich die Investition für betonierete Fahrbahnen.

Die Abbaukammern sind querschlägig angelegt. Diese weisen eine Breite von etwa 18 m auf, eine Länge entsprechend der Lagerstättenmächtigkeit und eine Höhe von 100 bis 120 m. In einem er-

sten Abbaubereich werden Kammern in einem Abstand von 24 m mit dazwischen liegenden Pfeilern abgebaut. Diese Primärkammern werden mit Magerbeton versetzt. Nach dem Aushärten können dann die zwischen dem Beton liegenden Erzpfeiler abgebaut werden. Auch die dabei entstehenden Hohlräume werden aus Stabilitätsgründen mit Magerbetonversatz verfüllt. Nur selten kommt nicht bindemittelverfestigter Versatz zum Einsatz.

Auf den Hauptsohlen wird das Erz aus den Kammern über kurze Ladequerschläge mit LHD Geräten geladen. Diese befördern es zum nächsten Sturzschaft. Über diese gelangt das Erz auf eine der beiden Hauptsohlen in 850 m bzw. 1500 m Teufe. Nach dem Durchlaufen durch einen Backenbrecher wird das Erz in 26 t (im Füllort auf Sohle 850 m) bzw. 17 t Skips (im Füllort auf Sohle 1500 m) aufgegeben und zu Tage gefördert.

Die Material- und Personenbeförderung von über nach unter Tage erfolgt auf Schachtkörben. Unter Tage werden alle Förderaufgaben mit Gleislosfahrzeugen abgewickelt. Das Bergwerk Kidd-Creek ist hoch mechanisiert. Dies drückt sich in den erreichten Leistungen aus: mit etwa 975 Beschäftigten wird eine Werksleistung von mehr als 15 t je Mannschicht erzielt. Die Gewinnungskosten liegen bei etwa 30 Can \$/ t Erz.

#### 2.4.4. Geco (Manitouwadge)

Die Cu-Zn-Ag Lagerstätte Geco (Abb. 22) liegt 5 km östlich der Stadt Manitouwadge im Thunder Bay Mining District, rund 320 km östlich von Thunder Bay. Durch den Bergbau ist der Geco Erzkörper auf etwa 800 Meter im Streichen und 1300 Meter im Einfallen nachgewiesen. An Erzen treten in erster Linie massiver Magnetkies, Pyrit, Zinkblende, Kupferkies und Bleiglanz auf, die von einer Kluftvererzung von Kupferkies und Pyrit begrenzt wird. Die Mächtigkeit der massiven Vererzung liegt bei durchschnittlich 20 Metern.

#### Geologischer Rahmen

Die Lagerstätte liegt in der Superior Province des Kanadischen Schildes im Norden des Wawa-Abitibi Greenstone Belts. Im Bereich um Manitouwadge sind vier E-W streichende Einheiten aufgeschlossen (vgl. WILLIAMS, H. R., BREAKS, F. W. et al., o. J., FRIESEN, R. G. et al., 1982):

- (1) Quetico Paragneis
- (2) granitisierte felsische und basische Gneise
- (3) Manitouwadge Mine Series

## (4) Granitisierte felsische Gneise.

Die Gesteine der Manitouwadge Mine Serie – Metavulkanite, Paragneise und Schiefer – selbst sind in einen großangelegten Muldenbau („Manitouwadge Synform“) verformt. Im Umfeld der Lagerstätte läßt sich eine weitere Untergliederung durchführen:

- (a) „Hornblende Schist Group“ (1600 m Mächtigkeit)
- (b) „Gray Gneiss Group“ (1500 Meter Mächtigkeit)
- (c) „Sericite Schist Group“ (200 Meter Mächtigkeit)
- (d) „Granite Gneiss Group“ (700 Meter Mächtigkeit)

Die Vererzung liegt ausschließlich in der Sericite Schist Group. Der liegendste Erzhorizont ist die „4/2 Copper Zone“, eine wenige cm bis 5 m mächtige Lage disseminierten Kupferkieses, Magnetkieses und Pyrites. Diese Sulfiderzlage wird üblicherweise von einer 5 bis 20 m mächtigen Lage Quarz-Biotit-Anthophyllit-Hornfels überlagert. Über diesem Schichtglied lagert der typische Serizitschiefer, der wiederum in eine Serizit-Sillimanit Schiefer und den eigentlichen Serizitschiefer unterteilt wird.

Der bis zu 100 Meter mächtige „Main Orebody“ liegt im oberen Teil der Serizitschiefer-Gruppe und setzt sich aus einer 0,1–1 m mächtigen Zone massiven Pyrites, Magnetkieses, Zinkblende und Kupferkies zusammen, der von disseminierten Kupferkies-Magnetkies und Pyriterzen überlagert wird. Diese disseminierte Vererzung leitet in Serizitschiefer über, aus der sich schließlich die „8/2 Zinc Zone“ entwickelt. Diese erreicht Mächtigkeiten bis zu 5 Metern.

Die erzführende Sericite Schist Group wird von der „Grey Gneiss Group“ überlagert, die aber im Grubengebäude nicht aufgeschlossen ist.

Nebengestein und Vererzung werden von Quarz-Dioritgängen durchschlagen. Die Mächtigkeit dieser Gänge kann bis zu 10 m betragen.

Die beschriebenen Gesteinsabfolgen unterlagen mehreren Deformationsphasen. Nebengestein und Vererzung sind hochgradig metamorph überprägt (Amphibolitfazies).

### Genese der Vererzung

Die schichtkonkordante Lage der Vererzung, Art und Genese des Nebengesteins sowie andere vererzungseminente Phänomene lassen den Schluß zu, daß es sich um eine typische SEDEX Lagerstätte handelt. Im Gegensatz zu den im Rahmen dieser Exkursion befahrenen anderen SEDEX Lagerstätten (Bousquet, Mobrun, Ansil, Kidd-Creek) wurde der Erzkörper

von einer starken Metamorphose überprägt. Bemerkenswert ist dabei zweifelsohne, daß Stoffwanderungen in größerem Ausmaße nicht erfolgten.

### Bergbautätigkeit

Das Buntmetallbergwerk Geco der großen nordamerikanischen Bergbaugesellschaft Noranda fördert pro Jahr rund 1,2 Mio t Erz mit Gehalten von z. Zt. 1% Kupfer, 4,1% Zink und 20 g/t Silber.

Das Bergwerk wurde im Jahre 1957 in Betrieb genommen und verfügt heute noch über Resterzvorrate für weitere 5 Jahre Gewinnungstätigkeit.

Die Lagerstätte besteht aus 3 größeren plattenförmigen Lagerstättenkörpern, die in Teufen von 0 bis 1500 m liegen. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagerstättenkörper erreicht höchstens 60 m. Die streichende Erstreckung liegt für die verschiedenen Erzkörper zwischen 500 und 1700 m. Das Einfallen schwankt zwischen 85 und 90°. Die Gebirgsverhältnisse sowohl in der Lagerstätte als auch im Nebengestein liegen zwischen I und II nach der ÖNORM B 2203. Das Gebirge ist weitgehend trocken.

Die Lagerstätte ist von über Tage durch zwei Schächte aufgeschlossen. Einer der Schächte dient sowohl der Erz- als auch der Personen- und Materialbeförderung. Der zweite Schacht ist ein reiner Personen- und Materialförderschacht. Eine Reihe weiterer Tagesöffnungen bestehen für Aufgaben der Wetterführung und der Versatzförderung. Diese wurden teilweise gebohrt, teilweise mit Alimakbühnen aufgebrochen.

Die gesamte Lagerstätte ist durch Sohlen im Abstand von 60 m unterteilt. Die Sohlenverbindung besteht fast ausschließlich aus Vertikalverbindungen in Form von Blindschächten. Nur in wenigen Teilbereichen der Lagerstätte bestehen 18% geneigte Schrägverbindungen. Zwischen den einzelnen Hauptsohlen sind jeweils 1 bis 2 Teilsohlen angelegt. Die Ausrichtungsbaue sind in Nebengestein aufgefahren, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Das weitgehende Fehlen von Schrägverbindungen zwischen den Sohlen bedeutet, daß die unter Tage eingesetzten Gleislosgeräte zunächst sehr mühsam zerlegt nach unter Tage befördert werden müssen und dann ebenso wieder mühsam zusammengebaut werden. Sehr zeitaufwendig ist zudem das Überstellen der Geräte von Sohle zu Sohle.

Das im Haupterzkörper bei der Gewinnung der Restpfeiler angewendete Abbauverfahren ist ein Teilsohlenkammerbau mit Versatz. Die Breite der querschlägig angelegten Kammern liegt bei rund 50 m, die Höhe bis zu 120 m und die Länge entsprechend der Lagerstättenmächtigkeit bei einigen 10 bis 50 m. Die Kammern werden aus Kostengründen fallweise über mehrere Sohlen gemeinsam abgebaut. Gebohrt wird von den Haupt- und Teilsohlen aus fächerförmig

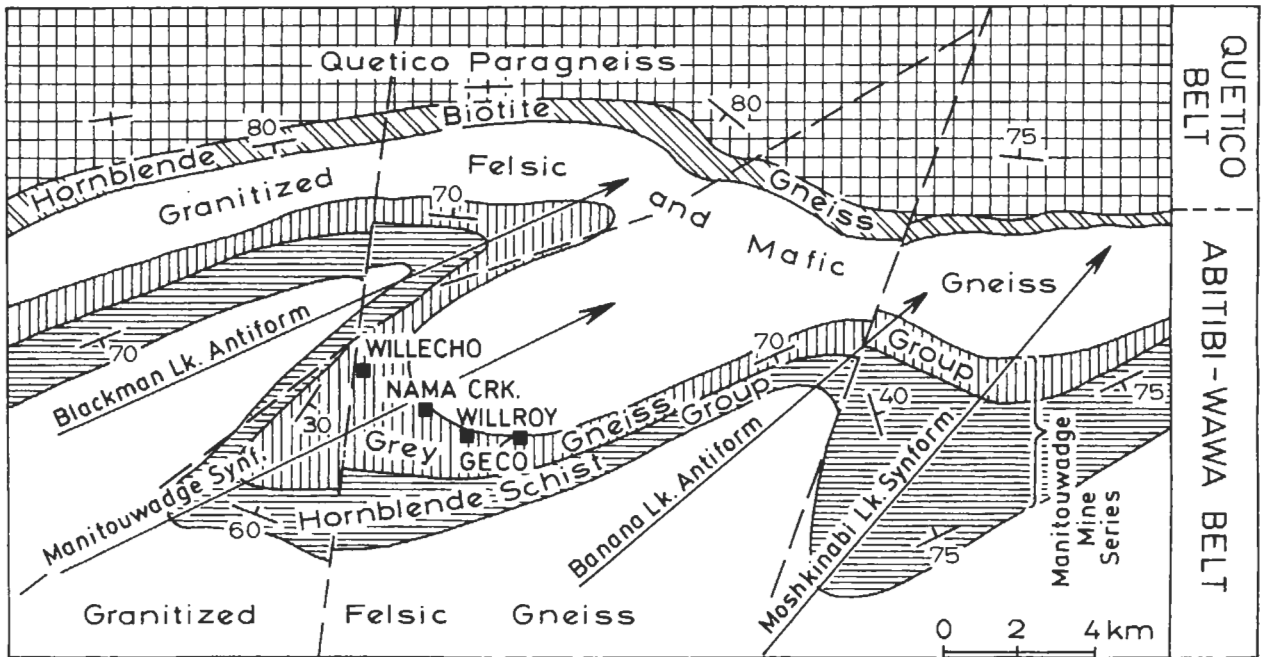


Abb. 22: Geologische Skizze des Umfeldes der Geco Erzkörper.

Fig. 22: Geological map of the surrounding of the Geco-orebody.

jeweils nach oben und unten. Beim Abbau der Weitung wird zunächst ein Verbindungsaufbruch über die gesamte Kammerhöhe mit Sprengarbeit hergestellt. Nach dem Hereingewinnen von 20 bis 30 % der Kammer wird der Rest in einem abgebohrt und hereingewonnen. Dabei werden fallweise bis zu einer halben Million t Erz hereingesprengt. Die größte Sprengung, die bisher unter Tage abgetan wurde, erbrachte 800.000 t Erz. Dazu bedurfte es 175 t Sprengstoff. Nach dem Hereinsprengen wird das Erz auf der untersten Sohle abgezogen. Als Ladegeräte werden in größeren Kammern Schrapper eingesetzt, in kleineren Kammern LHD-Geräte. Das Erz fällt über Sturzschächte auf die Hauptfördersohle und passiert dort einen Brecher. An den Brecher unter Tage ist ein Förderband angeschlossen, mit dem das Erz zum Füllort am Hauptförderschacht befördert wird. Mit einer zweitrümmigen 18 t Skipförderung erfolgt die Erzförderung im Hauptschacht.

Gleichzeitig mit dem Abziehen des Erzes aus den Kammern wird von oben über Sturzschächte Taubmaterial als Versatz nachgeschüttet. Auf diese Weise entsteht kein offener Abbauhohlraum. Dies ist auch eine Voraussetzung für die großen Dimensionen der Abbaukammern. Diese Vorgangsweise des gleichzeitigen Abbauens und Versetzens setzt ein entsprechend vorsichtiges Erzabziehen voraus, um eine Vermischung zwischen dem Erz und dem Versatz zu vermeiden.

Als neuestes Abbauverfahren wird zur Zeit ein

Kammerbau von Aufbrüchen aus getestet. Dabei werden die Kammern nicht, wie bei Teilsohlenkammerbau von horizontalen Strecken aus abgebohrt, sondern von senkrechten Aufbrüchen aus. Für die Befahrung der Aufbrüche und als Plattform für die Bohrarbeit dienen Alimak Aufbruchbühnen.

Der Material- und Personentransport wird unter Tage auf den Sohlen gleisgebunden abgewickelt, zwischen den Sohlen im Hauptschacht oder über Blindschächte.

Insgesamt betrachtet ist das Buntmetallbergwerk Geco ein recht moderner Grubenbetrieb, der jedoch auf Grund seines Alters einige Schwachstellen im Grubenzuschnitt aufweist. Die Auslegung der Grube geschah vor mehr als 30 Jahren im Hinblick auf eine damals ganz andere zum Einsatz kommende Gewinnungstechnik als heute. Da die gesamte Maschinenteknik seit damals komplett geändert wurde, ergeben sich heute mit gleichem Grubenzuschnitt naturgemäß einige Schwachstellen.

Umso bemerkenswerter ist die auf den gesamten Bergbau bezogene Leistung von 2,7 t/ Mannstunde bzw. 22 t/ Mannschicht. Insgesamt arbeiten im Bergbau 220 Arbeiter (incl. Subunternehmer) und 40 Angestellte. Die Kosten des Abbaues liegen ohne Aufbereitung bei rund 30 Can\$ je t Roherz.



### 2.4.5. Wawa (G. McLeod Mine)

Die Eisenerzlagerstätten um Wawa liegen im Wawa-Abitibi Greenstone Belt in einer präkambrischen Gesteinsabfolge, die auch als „Michipicoten Serie“ bezeichnet wird (Abb. 23). Dabei handelt es sich um eine Folge vulkanischer und sedimentärer Gesteine. Die Vulkanite, die diese Serie zum überwiegenden Teil aufbauen, sind basaltischer bis rhyolithischer Natur. Innerhalb dieser Vulkanitabfolge liegen Sedimentgesteine, die sich in eine „Iron Formation“ und eine siliziklastische Formation untergliedern lassen. Die Iron Formation bildete sich offensichtlich zu einem Zeitpunkt vulkanischer Ruhe, aber anhaltender hydrothermalen Aktivität. Die vulkanosedimentären Gesteine wurden schließlich von Plutoniten intrudiert, die Gänge und größere Intrusionskörper verursachten. Das Alter dieser Serie wird mit 2,7 Mrd a angegeben.

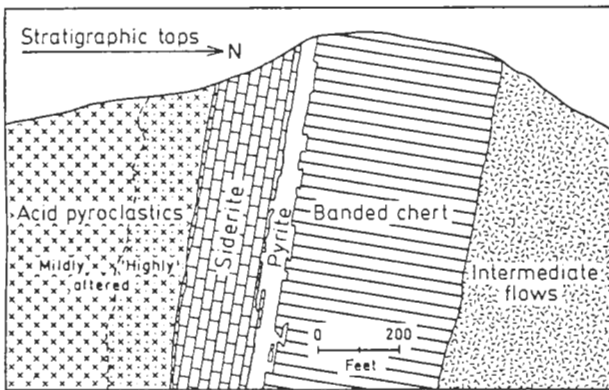


Abb. 23: Wawa: Schematisches Profil durch die Lagerstätte.

Fig. 23: Wawa: Simplified cross-section through the deposit.

Die Michipicoten Serie wird im Bereich der Lagerstätte in weitere kleinere Einheiten untergliedert:

Dore'-Formation, Basic Volcanics, Iron Formation, Acid Volcanics, Basic Volcanics.

Die basischen Vulkanite sind in zwei verschiedenen Horizonten aufgeschlossen: Sie liegen einerseits im Liegenden (Süden) der sauren Vulkanite, andererseits überlagern sie im Norden die Iron Formation. Die basischen Vulkanite sind zum überwiegenden Teil basaltischer Natur. Pillowstrukturen sind an zahlreichen Stellen hervorragend entwickelt.

Die sauren Vulkanite unterlagern üblicherweise die Gesteine der Iron Formation. Die Mächtigkeit kann im Bereich der Lagerstätte bis zu 2000 Meter betragen. Die zumeist rhyolithischen Tuffe wurden im Bereich der Lagerstätte von einer äußerst starken Alteration (Karbonatisierung) überprägt.

Die Iron Formation (Abb. 24) ist die Trägerin der berühmten Eisenvererzungen des Algoma Typs.



Abb. 24: Wawa: Bändereisenerz.

Fig. 24: Wawa: Banded-iron-ores.

Sie selbst wird vom Hangenden zum Liegenden in drei Einheiten untergliedert:

Banded Chert Member, Pyrite Member, Siderite Member.

Das „Banded Chert Member“ ist eine mächtige und anhaltende Einheit, während die Pyrit- und Siderit Member eher linsige Gestalt aufweisen.

Das Banded Chert Member wird aus dünnen Bändern reinen Cherts aufgebaut, die mit ebenso dünnen Bändern aus Siderit, Pyrit und Magnetit wechsellagern. Die Mächtigkeit im Lagerstättenbereich schwankt zwischen wenigen Metern und 300 Metern, ist im Durchschnitt aber mit rund 100 Metern anzugeben.

Der Siderit- und Pyritkörper erreicht im Bereich der Lagerstätte Mächtigkeiten bis zu 100 Metern. Der hellgraue bis beigefarbene, zum Teil un deutlich gebänderte Siderit ist auffällig feinkörnig, kieselig verunreinigt und führt gelegentlich Pyritlagen. Glimmer- und Chloritverunreinigungen sind die Regel. In der Nähe von „Diabasgängen“ wurde der Siderit in einem Abstand bis zu 8 Metern offensichtlich in Magnetit umgewandelt.

Eine typische Sideritprobe zeigt die nachstehende chemische Zusammensetzung: FeO 35,62%, SiO<sub>2</sub> 7,14%, S 2,93%, Mn 1,98%, CaO 2,38%, MgO 5,82%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,41%, (Rest CO<sub>2</sub>).

Der Erzkörper wird schließlich von basischen Vulkaniten und den Gesteinen der Dore'-Formation überlagert. Die Dore'-Abfolge wird bis zu 1000 Meter mächtig und besteht vorwiegend aus Konglomeraten, Grauwacken, Schiefern, Arkosen und Quarziten.

Die gesamte Gesteinsvergesellschaftung einschließlich der Lagerstätte wird von Intrusivgesteinen durchzogen, die im wesentlichen aus Graniten, Granodioriten, Dioriten und „Diabasgängen“ bestehen. Ein größerer Granitplutonit liegt beispielsweise im Südosten der Lagerstätte Helen-Britannia.

Die tiefgründige Verwitterung des Lagerstätten-

körpers, die zur Bildung von Eisenhydroxiden und Hämatit führte, ist gelegentlich bis in eine Tiefe von 200 Metern erfolgt.

Verzerrung und Nebengestein wurden durch tektonische Ereignisse verfaltet, steilgestellt und örtlich sogar leicht überkippt, sodaß das stratigraphisch Liegende jeweils das bergmännisch Hangende darstellt. Die Intrusionsereignisse erfolgten dabei offensichtlich in einem späten Zeitpunkt der tektonischen Überprägung. Im Bergbaurevier sind 5 größere Verwerfungstypen bekannt geworden.

Die abbaubaren Vorräte an Eisenerz werden z. Z. mit rd. 90 Mio t beziffert. Die Jahresproduktion ist stark rückläufig und beläuft sich z. Z. auf rund 1 Mio Jahrestonnen. Hauwerk mit einem FeO Gehalt von 35%, 7,5% SiO<sub>2</sub>, 2% Mn werden als „Direct Ore“ verhüttet. Ärmere Erze müssen aufbereitet werden.

### Genese der Lagerstätte

Allgemein wird angenommen, daß Lagerstätten des Algoma Typs sedimentär entstanden sind. Der basische Vulkanismus wird als Quelle des Fe angeführt. An Nebengesteinsveränderungen sind eine Abfuhr von SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, in geringem Umfang auch CaO, hingegen eine Zufuhr von CO<sub>2</sub>, FeO, MnO und in geringem Maße MgO zu beobachten.

Die Herkunft der ungeheuren Mengen an Kieselsäure ist auch heute noch spekulativ. GOODWIN 1960 glaubt an eine Herauslösung aus den liegenden Gesteinsabfolgen: „The weight of SiO<sub>2</sub> leached from the footwall volcanics is indicated to be of the same order of magnitude as the weight of SiO<sub>2</sub> present in the overlying iron formation“.

### Bergbautätigkeit

Das Bergwerk, das 1951 in Betrieb ging, wurde zwischen 1973 und 1979 vollkommen umstrukturiert. Es dürften noch Vorräte vorhanden sein, die bei der jetzigen Betriebsgröße für mehr als 20 Jahre Abbau reichen.

Die sehr regelmäßige plattenförmige Lagerstätte weist eine streichende Erstreckung von 1500 m auf, ist rund 50 m mächtig und fällt mit etwa 55° ein. Die Teufenerstreckung liegt bei etwa 800 m. In streichender Richtung ist die Lagerstätte durch eine nicht bauwürdige Zone in zwei Bereiche unterteilt.

Die Lagerstätte ist durch einen 890 m tiefen Schacht und zwei geradlinige 18% geneigte Schrägstrecken von der Tagesoberfläche aus zugänglich gemacht. Der Schacht ist im Hangenden angesetzt und quert die einfallende Lagerstätte. Die beiden parallelen Schrägstrecken folgen im Liegenden dem Einfallen der Lagerstätte bis in eine Teufe von etwa 800 m.

Der Schacht dient der Personen- und Materialförderung sowie der Wetterführung. Zu-

dem wird das unter Tage anfallende Taubgestein über den Schacht zu Tage gefördert. In einer der beiden Schrägstrecken ist ein 4,5 km langes Förderband für die Erzförderung installiert. Die zweite Schrägstrecke dient als Servicestrecke für die Bandförderstrecke und als Zugang für Gleislosfahrzeuge.

Insgesamt stehen unter Tage drei Baufelder in Verhieb. Das angewendete Abbauverfahren ist ein Weitungsbau. Dabei werden zunächst von streichenden Richtstrecken im Liegenden der Lagerstätte aus kurze Querschläge in den Erzkörper vorgetrieben. Die auf verschiedenen Teilsohlen übereinanderliegenden Querschläge werden in einem nächsten Schritt durch Bohren und Sprengen miteinander verbunden. Der dabei entstehende Schlitz von rund 90 m Höhe wird durch das Hereinsprengen von fächerförmig angelegten Bohrungen auf eine Breite von rund 20 m aufgeweitet. Zwischen zwei Weitungen bleibt zunächst ein 25 m breiter Pfeiler stehen. Nach dem Auserzen der querschlägig angelegten Weitungen werden in einem nächsten Schritt die zwischen den Weitungen verbliebenen Pfeiler abgebohrt und hereingesprengt. Dies geschieht häufig in größeren Abschnitten bei denen 200.000 bis 300.000 t Erz anfallen. Die bisherige Erfahrung hat gezeigt, daß die dabei entstehenden riesigen Weitungen – einige 100 m Länge und einige 100 m Höhe – offen bleiben und nicht verbrechen.

Das Erz wird aus den Weitungen auf den Hauptsohlen über Querschläge mit LHD Geräten weggeladen. Diese fördern das Erz zu Sturzschächten, über die es auf die Hauptfördersohle gelangt. Dort wird das Erz über Ladeschurren in 8,5 m<sup>3</sup> Erzwaggons abgezogen und gleisgebunden mit Elektroloks zu einer zentralen Brecherstation unter Tage befördert. Durch den Brecher gelangt das Erz zunächst in zwei 4.400 t Bunker und von diesen auf ein 4.800 m langes Schrägstreckenförderband, mit dem es zu Tage gefördert wird.

Der gesamte Personen- und Materialtransport unter Tage wird gleislos abgewickelt. Es stehen dafür eine Reihe von Kleinlastkraftwagen im Einsatz. Die gesamte Personenbeförderung ist so organisiert, daß jeder Punkt des Grubengebäudes innerhalb von 15 Minuten erreicht werden kann – bei der großen streichenden Erstreckung der Lagerstätte eine bemerkenswerte Leistung.

Das Eisenerzbergwerk MacLeod vermittelt den Eindruck eines hoch mechanisierten Bergwerkes. Obwohl der Zuschnitt der Grube bereits vor mehr als 20 Jahren festgelegt wurde, genügt er noch immer den heutigen Ansprüchen moderner Gewinnungstechnik. In den letzten 20 Jahren wurden unter dem Druck des Preisverfalles für Eisenerz einschneidende Rationalisierungsschritte unternommen. So arbeiten heute im Bergbau, in der Aufbereitung und in der Verwaltung zusammen nur 250 Leute; 50 davon un-

mittelbar im Bergbau, 32 davon unter Tage. Auf den Bergbau bezogen, ergibt sich eine Mannschaftsleistung von beinahe 90 t; eine Leistung, die umso bemerkenswerter ist wenn man bedenkt, daß das Bergwerk nur zu einem Drittel seiner technischen Kapazität von 3 Mio t/ Jahr, ausgelastet ist.

Die Kosten der untertägigen Gewinnung einschließlich der Förderung nach über Tage liegen bei nur rund 6 Can\$ je t Erz.

**2.4.6. Hemlo**

Das Hemlo Gold Vorkommen befindet sich in der Nähe des NE Ufers von Lake Superior, 35 km östlich Marathon, Ontario, im Bereich der Trans-Canada Highway 17 (Abb. 25).

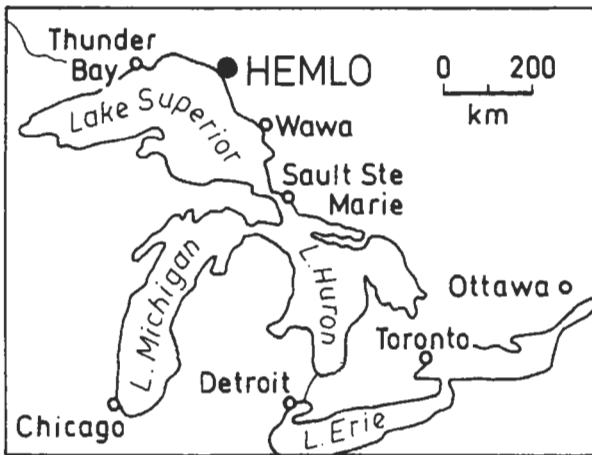


Abb. 25: Hemlo; Lageskizze.

Fig. 25: Location of the Hemlo deposit.

Der Erzkörper setzt sich aus einer Reihe mineralisierter Zonen zusammen, die im Kontaktbereich mäßig bis hochgradig metamorpher, felsitischer Metavulkanite und pelitischer Metasedimenten des Schreiber-Hemlo Greenstonebelts liegen. Dieser Greenstonebelt, der eine Breite von 8-20 km aufweist, befindet sich innerhalb der Superior Province des Kanadischen Schildes als Teil des nach Osten ziehenden Schreiber-White River Abschnitts der Shebandowan-Wawa Subprovince. Westlich von Hemlo, in der Nähe der Heron Bay, erfährt der Belt eine Untergliederung in einen südlichen und nördlichen Abschnitt: Der Playter Harbor Abschnitt, als südlichster und stratigraphisch liegendster, beinhaltet eisenreiche tholeiitische Basalte, mit Mo- und Cu-Vorkommen im Bereich der Heron Bay. Der Heron Bay Abschnitt liegt nördlich des Playter Harbor Abschnitts und überlagert diesen stratigraphisch. Definiert wird dieser durch das Auftreten kalkalkalischer intermediärer bis felsitischer Vulkanite, Vul-

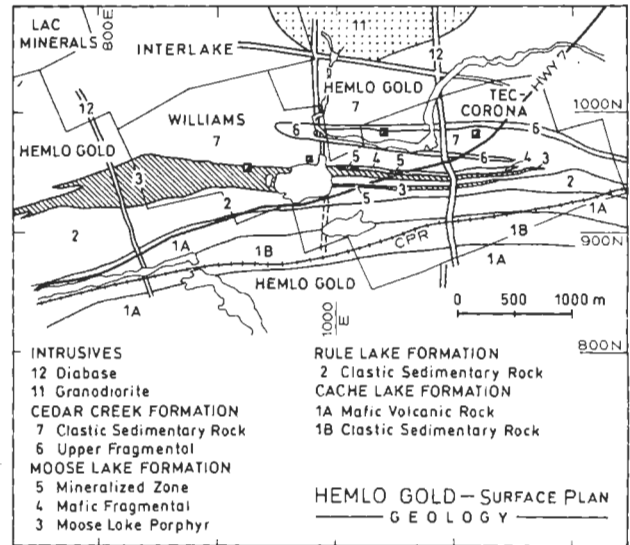


Abb. 26: Geologische Übersichtsskizze.

Fig. 26: Simplified geological map of the Hemlo deposit.

kanoklastika und Sedimentgesteine. Sie bilden das Trärgestein für die Hemlo Erzkörper einerseits, als auch weiterer Gold- sowie Barytvorkommen in diesem Raum (Abb. 26).

Die Hemlo Syncline besteht strukturell aus unter tektonischen Einfluß geratene und in weiterer Folge deformierte Gesteine des Heron Bay Abschnitts. Sie zeigt einen E-streichenden Charakter, welcher zum Teil mit der NE gerichteten Störungszone der Heron Bay-Black River Störung übereinstimmt. In weiterer Folge intrudierten am Ende des Archäikums eine Anzahl von Granitoidplutonen in der näheren Umgebung der heutigen Erzlagerstätte. Es sind dies der Gowan Lake Quarz Monzonit im Norden, der Heron Bay Granodiorit im Südwesten und die Cedar Creek und Cedar Lake Granodiorite im Norden. Der südliche Abschnitt des Greenstonebelts wird durch den Pukaskwa Granodiorit-Gneis Komplex gebildet. Im Norden als auch im Osten wird er von den mit proterozoischen Alter belegten alkalischen Port Coldwell Komplex (im Westen), sowie einer Reihe weiterer (vermutl.) archaischer granitoider Intrusivkörper und Migmatite durchschnitten.

Die Hemlo-Gruppe befindet sich im tieferen Teil der Heron Bay Group, entlang der südlichen Flanke der Hemlo Syncline. Die Gesteine des Haupterzkörpers zeigen ein Streichen zwischen 110°-115° und ein Einfallen von 60°-70° nach Nordosten.

Untergliedert wird dieser geologische Körper von Norden nach Süden durch vier bedeutende Formationen. Es sind dies die (1) Cache Lake, (2) Rule Lake, (3) Moose Lake und (4) Cedar Creek Formationen. Der Haupterzkörper sowie eine Reihe weiterer mineralisierter Zonen sind Teil der Moose Lake Formation (Abb. 27).

Die tektonisch Liegendste der vier ist die Cache Lake Fm., mit mafischen metavulkanischen Schiefern, sowie Granofelsen. Diese erreichen im Bereich des Hauptabbaubereiches des Erzkörpers Mächtigkeiten bis zu 150 m.

Die Rule Lake Fm., die wiederum in zwei Abschnitte untergliedert wird, beinhaltet laminierte metasedimentäre Schiefer und Gneise. Dominiert wird die Tiefere von einem Amph-Fsp-Bi führenden Gneis; der obere Abschnitt besteht aus kalksilikatreichen metasedimentären Gesteinen, die gegen das Hangende zu Stauolith, Kyanit und Granat führen.

Im Bereich der Lagerstätte wird die Moose Lake Fm. in vier Subeinheiten unterteilt, die von Norden nach Süden wie folgt benannt sind: die „Lower Mineralized Zone“, die „Footwall Schists“, die „Mafic Fragmental“ und die „Main Ore Zone“.

Die Lower Mineralized Zone (Einheit 5) beinhaltet feldspatführende sowie serizitische Gesteine, die lokal Baryt- und/oder Pyritgehalte aufweisen und im Kontaktbereich zwischen der Moose Lake und Rule Lake Formation bevorzugt auftreten. Eine abbauwürdige Mineralisation tritt im tieferen Teil der Lagerstätte auf, wo eine beginnende Auskeilung der Main Ore Zone zu beobachten ist. Der Erzkörper wird der Länge nach von Feldspatporphyr führenden Sills durchsetzt.

Tektonisch hangend befinden sich die Footwall Schists, die auch als dünne Zone im liegenden Abschnitt der Lower Mineralized Zone auftreten. Diese Einheit wird in drei Subeinheiten unterteilt: (3a) Quarz Augenschiefer, (3b) Feldspatschiefer (3c) Biotitschiefer.

Die Mafic Fragmental Unit (Einheit 4) setzt sich aus feldspatporphyrführenden linsenförmigen Fragmenten, Quarz-Granofels und Biotitschiefern innerhalb einer stark geschieferten biotitreichen Matrix zusammen. Ihr Auftreten beschränkt sich auf den Bereich zwischen den liegenden Schiefern und den tektonisch darunterliegenden Metasedimentgesteinen der Cedar Creek Formation. Diese Einheit wird ebenfalls in drei Subeinheiten aufgegliedert: (4a) „Biotitic Fragmental“ (4b) „Sericitized Fragmental“ (4c) „Fine-grained Fragmental“.

Die Main Ore Zone (Einheit 5) besteht aus einer Reihe markanter einander gegen das Hangende zu verschneidender, und aufgrund ihrer charakteristischen Mineralogie auszeichnenden Subeinheiten. Tendenzen einer stratiformen oder schichtgebundenen Ausbildung sind nicht nachvollziehbar. Feldspatporphyrreiche, sowie mafische Sills zerschneiden diesen geologischen Körper in der gleichen Weise w.o., allerdings in einer unregelmäßigeren Orientierung. Die Subeinheiten selbst enthalten Molybdän und zeichnen sich durch das Vorhandensein feldspat-, serizit- oder barytführender Erzkörper aus. Das Auftreten von optisch sichtbarem Gold ist an Feldspat-

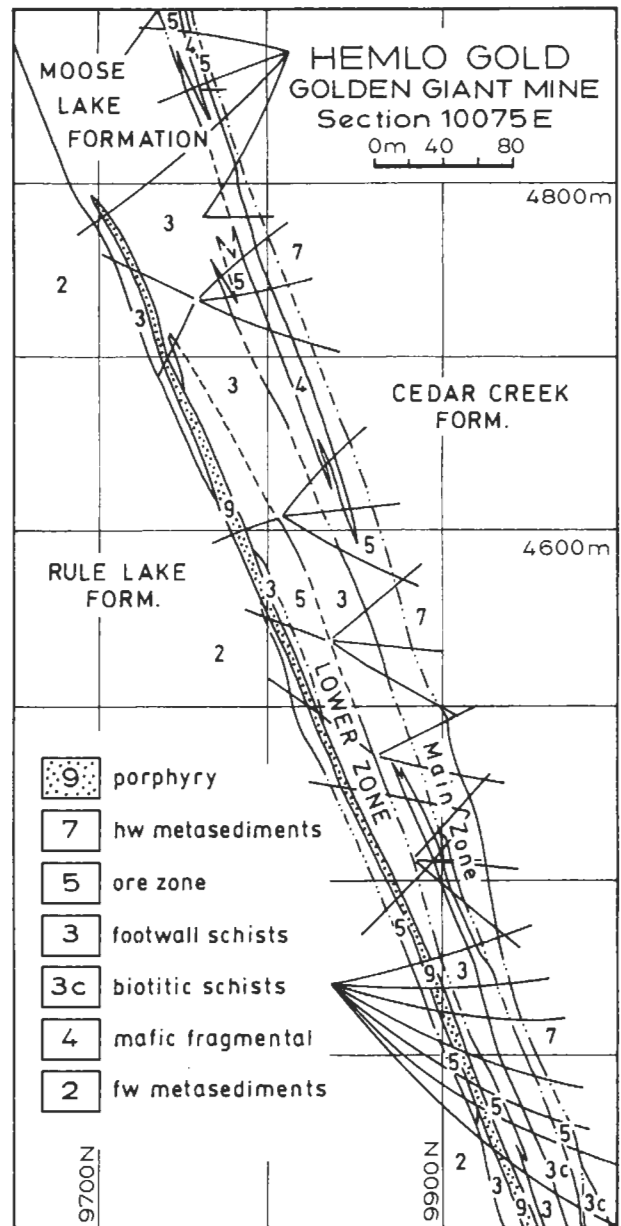


Abb. 27: Hemlo: Schematisches Profil durch den Erzkörper.

Fig. 27: Hemlo: Simplified cross-section through the ore body.

und Quarzlinsen oder an biotitgebundenen Scherzonen innerhalb der Erzkörper gebunden, stellt aber eher die Ausnahme dar. Hauptindikatorminerale für Gold sind: grauer Molybdänit, grüner vanadiumführender Muskovit, sichtbares Gold, Pyrit und weißer Baryt. Von diesen sind visuell erkennbarer Molybdänit und vanadiumführender Muskovitglimmer die Indikatorminerale schlechthin. Hohe Goldgehalte stehen daher in direkter Relation zum verstärkten Auftreten dieser beiden Minerale. Mit freiem Auge ausnehmbares Gold tritt eher bevorzugt

an Silikatkorngrenzen auf. Hingegen stellen Pyrit und/oder das verstärkte Aufscheinen von Baryt Gegenindikatoren dar. Antimonit, Realgar, Zinnober, Arsenkies und Turmalin sind eher unbedeutende Indikatorminerale.

Die klastischen metasedimentären Gesteine der Cedar Creek Formation (Einheit 7), von denen der Rule Lake Fm. makroskopisch nicht zu unterscheiden, sind hier in 14 Subeinheiten unterteilt. Im Laufe der Abbautätigkeit werden davon zwei immer wieder angetroffen: (7d) die Kalksilikat Subeinheit und (7e), die sog. „Alterierte Subeinheit“. Erstere dominiert in ihrem Auftreten gegenüber 7e und besteht hauptsächlich aus einem braunschwarzen, laminierten und gebänderten, feinkörnigen, granoblastischen Quarz-Biotit-Feldspat-Schiefer. Durchzogen werden diese von mittel- bis dunkelgrünen Amph-Fsp-Bi-Granofelse. Geringe Gehalte von Kyanit, Granat sowie Staurolith sind ebenfalls zu beobachten. Gegen die Moose Lake Fm. hin kommt es zu einer deutlichen Zunahme an Aluminosilikaten. In tieferen Abschnitten des Bergwerkes treten die kalksilikatreichen gebänderten Bereiche verstärkt auf. Kalksilikatminerale, Pyrit sowie Kupferkies sind in fast allen Subeinheiten vertreten. Subeinheit 7e zeichnet sich aus durch granoblastische, hellbraun-graue, laminierte und pyritführende Quarz-Feldspat-Muskovit-Schiefer, die in engem Zusammenhang mit der Main Ore Zone stehen. Gradierte Übergänge zu anderen(Sub-)einheiten sind gegeben und stellen wahrscheinlich alterierte oder gebleichte Bereiche derselben dar. Lokal auftretend sind hier Quarz- oder Feldspatlinsen mit geringen Realgar- und Antimonitgehalten. Weiters charakteristisch für diese Subeinheit sind die geringen Gehalte an Molybdänit, grünem Glimmer und Arsenkies.

In großem Maße geprägt wird diese Lagerstättenform durch das Auftreten einer Reihe markanter Intrusivkörper. Untergliedert werden diese in vier Einheiten:

Einheit 9: es handelt sich hierbei um fast konkordant verlaufende, Feldspatporphyr führende Qu-Monzonit- und Monzodioritgänge, die innerhalb sowie tektonisch unterhalb der Main Ore Zone einzeln oder in sog. Schwärmen von bis zu 20 Stück auftreten können. Zumeist sind sie stark verschiefert und erreichen Mächtigkeiten von 0,5–30 m. Bereiche von 5–30 m zeigen im geringen Maße serizitierte Feldspatkristalle und werden an manchen Stellen von Quarz-Orthoklas-Fluorit Adern durchzogen. Die Hangenden metasedimentären Gesteine sind hingegen fast frei von Gängen.

Einheit 10: Basaltische bis dazitische Gänge durchschneiden sämtliche mit der Lagerstätte in Zusammenhang stehende mineralisierte und alterierte Bereiche.

Einheit 11: Der Cedar Creek Stock, der in seinem Umfang das drittgrößte Intrusivereignis darstellt, ist ein kleinräumiger, ovaler, granitoider Intrusivkörper 800-850 m nördlich der „Main Ore Zone“.

Einheit 12: Basische Gänge stellen mafische Intrusionen proterozoischen Alters dar, die das Gestein in einem ziemlich vertikalen Winkel durchsetzen. Vier solcher Gänge mit Mächtigkeiten von 1–3 m haben die „Main Ore Zone“ durchschlagen.

Disseminiertes Gold und Molybdänit sind die dominierenden Mineralisationsformen im Golden Giant Erzkörper und befinden sich innerhalb folgend zusammengesetzter Gesteine: Mikroklin-Quarz, Muskovit-Quarz, Biotit-Mikroklin-Quarz, sowie eher selten anzutreffende Kalksilikatminerale. Zurücktretend und daher wirtschaftlich unbedeutender sind die Goldvorkommen, die gemeinsam mit Antimonit und Zinnober innerhalb deformierter Quarz und Feldspat Linsen auftreten.

Hinsichtlich der Genese des Lagerstättenkörpers werden zwei Modelle diskutiert. Der früheren Vorstellung einer syngentischen Entstehungsart wird die einer epigenetischen gegenübergestellt. Die Mineralanreicherung erfolgte wahrscheinlich durch Ausfällung aus hydrothermalen Lösungen im Gefolge eines Intrusionereignisses. Die Mineralisationen sowie Alterierungsvorgänge werden in ursächlichem Zusammenhang mit der Lake Superior Störungszone als Steuerungsmechanismus gesehen.

### Bergbautätigkeit

Die plattenförmige, mit 60 bis 65 ° nach Westen einfallende Lagerstätte weist eine gesamte streichende Erstreckung von 2.500 m auf. Der mittlere Teil der Lagerstätte wird über eine streichende Länge von rund 500 m von der Golden Giant Grube abgebaut. Die Lagerstättenmächtigkeit schwankt zwischen 20 und 30 m. Die Teufenerstreckung beträgt rund 1.000 m.

Die Lagerstätte ist von der Tagesoberfläche aus durch einen Hauptförderschacht, drei Wetterschächten und einem Versatzschacht aufgeschlossen. Gemeinsam mit den beiden anderen Bergwerken wurde eine Schrägstrecke von über Tage angelegt, die einen Zugang für Gleislosgeräte zu allen Sohlen ermöglicht. Alle Haupt- und Teilsohlen sind durch eine 16% geneigte spiralförmig angelegte Schrägstrecke im Liegenden der Lagerstätte verbunden. Auf jeder Teil- und Hauptsohle ist im Liegenden im Abstand von 20 bis 30 m zur Lagerstätte eine streichende Richtstrecke angelegt. Von dieser Richtstrecke aus zweigen im Abstand von 15 m Querschläge ab, die den unmittelbaren Zugang zum Abbauhohlraum herstellen. Um die Verdünnung des Erzes durch brechendes Nebengestein zu minimieren wird das Hangende vor Abbaubeginn von einer streichenden Hangendstrecke

aus mit 8 bis 10 m langen Seilankern gesichert.

Abgebaut wird die Lagerstätte im Teilsohlenkammerbau. Die Kammern haben eine Breite von rund 15 m, sind bis zu 100 m hoch und weisen eine Länge entsprechend der Lagerstättenmächtigkeit von 20 bis 30 m auf. Mit hochmodernen elektrohydraulischen Abbaubohrwägen werden 89 mm Bohrlöcher im Abstand von 2 bis 3 m hergestellt. Je Abschlag werden etwa 20.000 bis 30.000 t Erz hereingewonnen.

Nach dem Abbau werden alle Kammern mit Margerbeton versetzt. Dazu muß von einem Steinbruch über Tage gebrochenes Material über einen Versatzschacht nach unter Tage befördert werden. Dieses Material wird mit Zement, der über eine Pipeline nach unter Tage gelangt, gemischt und mit SLKW in die ausgeerzten Abbaukammern gestürzt. Es dauert etwa 2 Wochen, bis der Betonversatz fest genug ist und mit dem Abbau der danebenliegenden Abbaukammer begonnen werden kann.

Das Wegladen des Erzes geschieht mit LHD Geräten, die das Erz aus den Kammern zu Sturzschächten befördern. Aus allen Abbauen fällt das Erz über einen zentralen Sturzschacht auf die in rund 1000 m Teufe liegende Hauptfördersohle. Dort wird das Erz aus dem Sturzschacht über Ladeschuren in Erzwaggons mit 20 t Fassungsvermögen geladen. Gleisgebunden erfolgt die Förderung zu einem Backenbrecher in der Nähe des Hauptförderschachtes. Kurze Förderbänder befördern das Erz vom Brecherausstrag zum Füllort. Dort erfolgt vollautomatisch die Beladung der 16 t Skips im Hauptförderschacht.

Das Bergwerk Golden Giant ist ein hoch moderner Betrieb. Insgesamt sind unter Tage 85 dieselbetriebene Geräte – Bohrwägen, Ladegeräte, SLKW, Fahrzeuge, etc. – eingesetzt.

In Summe arbeiten im Bergbau, in der Aufbereitung und in der Verwaltung 322 Personen, davon 167 unmittelbar im Bergbau. 30 bis 40 Personen sind über Subunternehmer im Betrieb tätig. Dies ergibt auf den Bergbau bezogen eine Mannstundenleistung (bei geschätzten 1700 Arbeitsstunden je Jahr) von rund 3t und eine Mannschichtleistung von rund 24 t. Für den gesamten Betrieb liegt die Mannschichtleistung bei recht bemerkenswerten 13 t/Mannschicht. Die Kosten der untertägigen Gewinnung betragen rund 31 Can\$ je t Erz. Die Gestehungskosten für eine Feinunze Gold lagen 1990 bei nur 124 US\$.

## 2.5. Southern Province

### 2.5.1. Elliot Lake–Blind River (Stanleigh Mine)

Elliot Lake befindet sich etwa 130 km westlich von Sudbury, 20 km nördlich des North Channel im Norden des Lake Huron.

Elliot Lake wird von seiner Bevölkerung „Uranium Capital Of The World“ genannt, wenn auch heute die Bedeutung der Stadt als Zentrum des Uranbergbaues längst nicht mehr so groß ist, wie zu Beginn der Abbautätigkeit.

Die Uranerzlagerstätten liegen in der Southern Province des Kanadischen Schildes in Gesteinsabfolgen der Elliot Lake Group, einem Teil der Huronian Supergroup, deren Alter zwischen 2,2 und 2,45 Mrd. Jahre eingestuft wird. Bei der Lagerstätte handelt es sich um ein hervorragendes Beispiel des oligomikten Konglomerattyps. Der uranerzführende Konglomeratkörper fällt an seiner Ausbissstelle mit etwa 20° nach Norden ein. Mit zunehmender Tiefe wird das Einfallen flacher, bis es in einer Tiefe von 1000 m, der oberen Grenze der Stanleigh Mine (Abb. 1), 11° und in 1300 m Tiefe 7° hat (Abb. 28).



Abb. 28: Elliot Lake: Main Reef.

Fig. 28: Elliot Lake: Main Reef.

Die Lagerstätte ist nicht einheitlich aufgebaut. Abgebaut wird die Lagerstätte in drei Horizonten, die als Upper-, Main- und Lower Reef bezeichnet werden. Das Upper Reef erreicht lokal Mächtigkeiten bis zu 21 m, wobei aber nur 2–3 m im Liegenden je nach Erzgehalt abgebaut werden. Die durchschnittliche Korngröße der Konglomeratkomponenten beträgt 3.8 cm.

Zwischen dem Upper-Reef und den liegenderen Vererzungen liegt ein bis zu 7 m mächtiges Gesteinspaket, welches als „Dividing Quarzit“, besser als Arkose zu bezeichnen, beschrieben wird. Im Liegenden dieses Schichtgliedes sind das Main-Reef und das Lower Reef entwickelt, die nach Ansicht

der kanadischen Geologen eine Einheit mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 10 m darstellt. Sie werden durch den Parting Quarzite getrennt. Das Lower Reef selbst erreicht eine Mächtigkeit von etwa 3 Metern. Das Main Reef selbst kann wiederum durch cm bis mehrere m mächtige Quarziteinschaltungen in zwei oder drei Horizonte unterteilt werden. Diese einzelnen Konglomerathorizonte sind etwa 0.3 bis 1 m mächtig. Aus abbautechnischen Gründen müssen auch diese an sich wertstofffreien Quarzitzwischenlagen mitabgebaut werden. Die durchschnittliche Komponentengröße der Konglomeratlagen beträgt etwa 5 cm.

Innerhalb der einzelnen Konglomerathorizonte konnten keine Imbrikationen festgestellt werden, Gradierung ist nur im Lower Reef zu sehen. Zwischen den Quarzit- und Konglomeratlagen sind die Grenzen sehr scharf ausgebildet. Nicht selten sind auch schrägschichtungsähnliche Strukturen im Quarzit zu beobachten.

Die Komponenten des oligomikten Konglomerats bestehen zum größten Teil aus sehr gut gerundeten Quarzgeröllen, sowie aus einzelnen dunklen, wahrscheinlich ultrabasischen Geröllen. Die Matrix setzt sich aus sehr feinkörnigem Quarzit, sowie im Vererzungsbereich aus Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz, detritischen Mineralen der SEE-Gruppe, sowie nicht frei sichtbarem, feinst verteiltem Uraninit, dem Wertmineral, zusammen. Der Quarzit zwischen den einzelnen Reefs ist praktisch frei von Erzmineralen.

### Lagerstättengenesse

Ein Teil der Pyritkörner ist mehr oder weniger gut gerundet, was auf einen mechanischen Transport vom Hinterland schließen läßt. Uraninit und Pyrit wären somit als Schwermineral im anoxischen Milieu transportiert worden. Die Lagerstätte stellt somit eine fossile Seifenlagerstätte dar.

Die Lagerstätte erstreckt sich über eine Fläche von ca. 5 x 10 km. Bei einer durchschnittlichen Gesamtmächtigkeit von etwa 40 m sind die Vorräte an abbaubarem Material entsprechend groß.

Interessant ist ein Anreicherungsverfahren, das hier in den Armerzonen betrieben wird: Durch das Schießen entsteht Haufwerk mit einer Korngröße von etwa 15 cm und Mikrorissen. Dieses wird bewässert und auf einen pH von 2.3–2.6 eingestellt. Anschließend impft man das Haufwerk mit einer Kultur von *Thiobacillus ferrooxidans*; diese anaeroben Bakterien oxidieren Sulfid zu Sulfat auf. Dabei geht Uraninit wieder in Lösung und kann abgezogen werden. Nach 18 Monaten sind etwa 70% des Urans auf diese sehr wirtschaftliche Weise herausgelaut.

Das Erz der reichen Zonen wird auf herkömmliche Art aufbereitet.

In der Stanleigh Mine in Elliot Lake liegt ein

Beispiel einer Konglomeratlagerstätte, ganz ähnlich den Goldlagerstätten des Witwatersrandgebietes Südafrikas vor. Der einzige Unterschied zu den südafrikanischen Lagerstätten ist der Gehalt von Seltenerdmineralen sowie das Fehlen jeglicher Goldspuren.

### Bergbautätigkeit

Das Uranerzbergwerk Stanleigh der Bergbaugesellschaft Rio Algom Ltd. fördert jährlich rund 630.000 t Erz mit einem  $U_3O_8$  Gehalt von 0,1 %. Aus dem Roherz werden 1,2 Mio lbs  $U_3O_8$  hergestellt. 95 % der  $U_3O_8$  Menge kommen aus der Aufbereitung des Roherzes, 5% aus der bakteriellen in-situ Laugung von niedrighaltigem Erz.

Zur Zeit erstreckt sich die Abbautätigkeit über eine Fläche von 2,4 x 2 km. Im Regelfall werden zuerst die beiden unteren Reefs abgebaut. Dann wird von den Abbauhohlräumen aus mittels Bohrungen untersucht, ob das darüberliegende Reef bauwürdig ist.

Die Lagerstätte ist durch zwei 1300 m tiefe Förderschächte aufgeschlossen. Einer der beiden Schächte ist für die Zwecke der Erzförderung und der Personen- und Materialbeförderung mit einer zweitrümmigen Skipförderung und einer Korbförderung ausgestattet. Weitere Tagesöffnungen dienen der Wetterführung. Teilweise werden Tagesöffnungen anderer, bereits stillgelegter Bergwerke in der Umgebung zu Wetterführungszwecken und als Fluchtwege genützt.

Von den Schächten aus sind direkt im Lagerstättenkörper im Abstand von 150 m Richtstrecken angelegt. Diese Richtstrecken sind für Gleislosgeräte ausgelegt und daher ist ihre maximal zulässige Neigung mit 20 % über kürzere Distanzen und 14 % im Mittel begrenzt. Probleme mit der Ausrichtung ergeben sich in den welligen Bereichen des Lagerstättenkörpers, wo das Einfallen stark schwankt. Um die Maximalneigung von 20 % nicht zum überschreiten sind die Richtstrecken teilweise im Zick-Zack angelegt.

In Bereichen des Lagerstättenkörpers, wo auch das obere Reef in Verhieb steht, werden vom unteren Reef aus 16 bis 18 % geneigte Schrägstrecken als Zugang in das obere Reef vorgetrieben.

Die Uranerzgewinnung erfolgt im Örterbau. Das Erz wird in den Örtern mit Schrapfern oder mit LHD Geräten geladen und zu Sturzschächten gefördert. Über diese gelangt das Erz auf den unter dem Abbauhorizont – der an die Lagerstätte gebunden ist – im vertikalen Abstand von einigen 10 m streng sölhlig angelegten Förderhorizont. Dort wird das Erz über Ladeschuppen in Hunte abgezogen. Gleisgebunden erfolgt die Förderung zu einem Roherzbunker. Aus diesem gelangt das Erz in einen

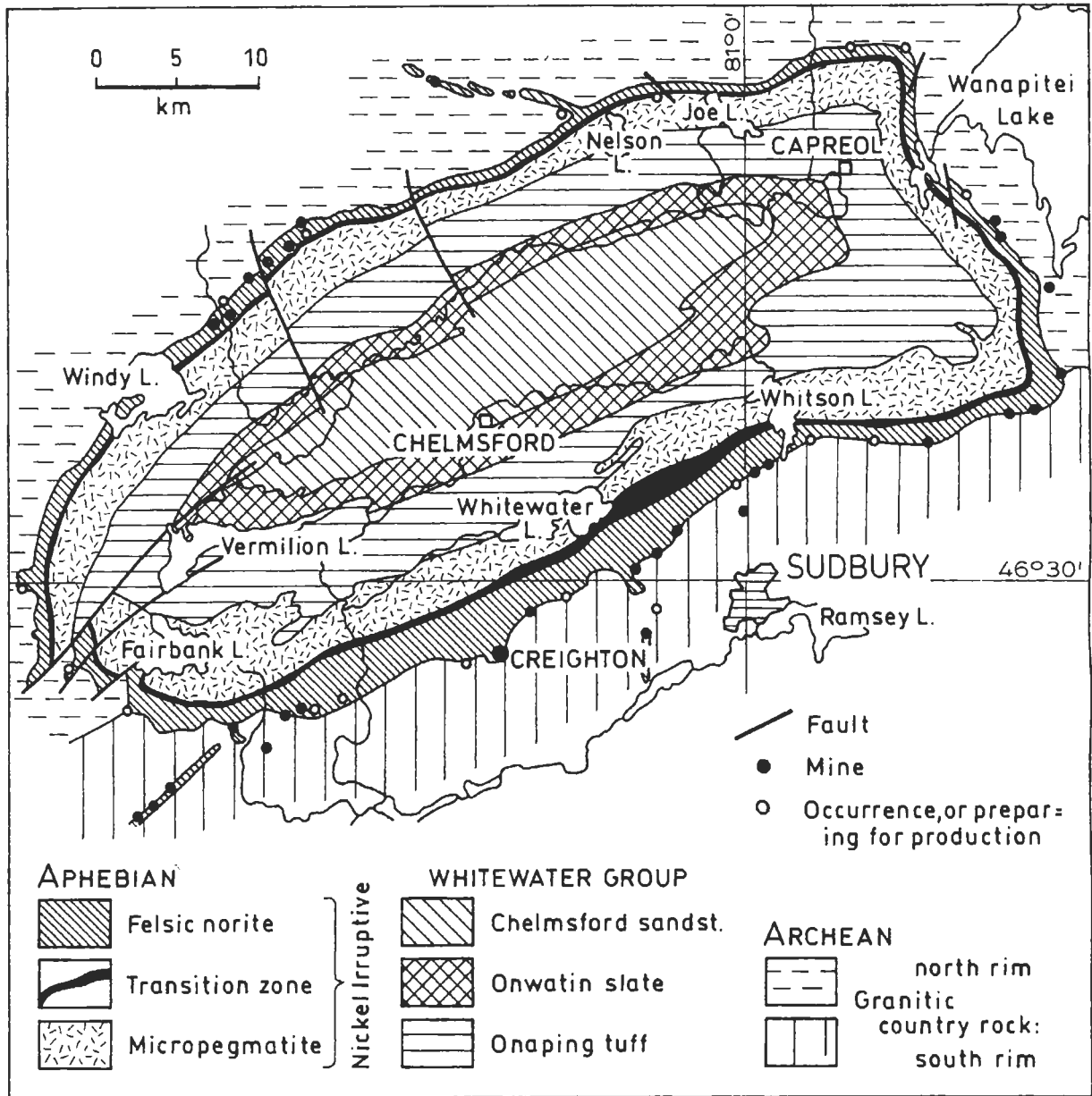


Abb. 29: Geologische Übersichtsskizze des Sudbury-Komplexes.

Fig. 29: Simplified geological map of the Sudbury District.

Backenbrecher. Der Backenbrecherausstrag mündet in ein Förderband, mit dem das Erz zum Füllort am Hauptförderschacht befördert wird. Die Befüllung der Skips, mit denen die Förderung nach über Tage durchgeführt wird, erfolgt automatisch.

Die gesamte Personen- und Materialbeförderung zwischen der Tagesoberfläche und dem Abbauhori-zont wird über Schachtförderkörbe abgewickelt. Unter Tage erfolgt die Personen- und Materialbeförderung mittels dieselbetriebener Kleinlastkraftwagen.

Im Uranerzbergwerk Stanleigh sind 500 Leute beschäftigt, 230 Personen davon im Abbau. Bezo-

gen auf die unmittelbare Bergbaubelegschaft beträgt die Mannschichtleistung etwa 12 t. Die Gewinnungskosten einer t Roherz liegen zwischen 11 und 12 Can\$/t. Ein lb U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> kann zu Kosten von etwa 40 Can\$ erzeugt werden (im Vergleich dazu liegen die Gesteungskosten für 1 lb U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> im Bergwerk Key Lake zwischen 7 und 12 Can\$/ lb). Ohne fixen Abnahmevertrag wäre die Gewinnung im Stanleigh Bergwerk, so wie in den, in der näheren Umgebung liegenden Gruben, wohl schon eingestellt worden.



### 2.5.2. Sudbury (Creighton Mine)

Die zahlreichen Kupfer- und Nickellagerstätten von Sudbury, Ontario, liegen im sog. „Sudbury Irruptive Komplex“. Dieser Gesteinskomplex liegt in Form einer elliptisch geformten, symmetrisch aufgebauten Mulde vor, dessen liegendste Gesteinseinheiten aus Noriten bestehen, die auch in den basalsten Abschnitten als Trägergestein der Vererzungen fungieren (Abb. 29; s. S. 251).

Während langer Zeit wurde versucht, das Sudbury-Becken als Caldera zu deuten. Insbesondere das großräumige Aufbrechen der Gesteinsformationen unter Bildung olivinhaltiger Brekzien und deren Deponierung entlang der Beckenränder konnte jedoch nicht gedeutet werden.

Heute wird aber der Impakttheorie der Vorzug gegeben. So wird die Entstehung des Sudbury Komplexes auf einen gewaltigen Meteoriten zurückgeführt, der vor etwa 1,7 Mrd Jahren eingeschlagen haben soll. Dieser schlug einen Krater von rund 80 km Durchmesser. Dadurch wurde das Hochdringen von Magma aus dem Mantelbereich ermöglicht, aus dem Kupfer-, Eisen- und Nickelsulfide differenzierten. Die Sulfide enthalten bemerkenswerte Gehalte an Silber, Gold und Platinmetallen.

Beim Aufprall verdampfte der Meteorit unter Freisetzung von großer Energie. Die dadurch erfolgte Aushebung eines 5 bis 6 km tiefen Sudbury-Kraters und die damit verbundene Zertrümmerung und Aufschmelzung des Gesteins bis in sehr große Tiefen ermöglichte das Aufsteigen metallreichen Magmas aus dem Mantelbereich. Der Intrusionskörper besteht aus Norit, der in größerer Tiefe zu Gabbro übergeht. Er entstand aus einer Schmelze, die einige hundert ppm Ni und Cu, einige ppb Pt und Pd sowie 0,15 % Sulfid enthielt.

Der ursprüngliche Krater wurde durch vorwiegend vom Südosten kommende tektonische Kräfte zum elliptischen Sudbury-Becken zusammengestaucht, das heute 27 mal 60 km mißt. Erosion und zahlreiche Vergletscherungen bewirkten das Abtragen des Ringberges sowie das Auffüllen des Kraters mit Sand und Lehm, die zu Sandstein und Schiefer umgewandelt wurden.

Der Aufprall des Meteoriten erfolgte im Grenzbereich zwischen verschiedenen Gesteinsformationen: Granit und Granitgneis im Norden, Grünschiefer und Metasedimente im Süden. Der Einschlagkrater ist von radialen Spalten umgeben, die im Abstand von 15 Grad oder dessen ganzzahligem Vielfachen angeordnet sind. In die mehrere Kilometer langen Spalten wurde Magma eingepreßt, das während des Erstarrungsvorgangs flüssig geblieben war. Dieser Teil ist besonders reich an Kupfersulfiden, die beim Abkühlen zu den spät ausfallenden Phasen gehören.

Aus diesem Grund werden speziell diese Teile der Intrusion abgebaut, die als „Offsets“ bezeichnet werden. Dort ist auch der Edelmetallgehalt der Sulfide überdurchschnittlich hoch.

Der Creighton Orebody liegt wie alle anderen vergleichbaren Vererzungen des Sudbury Komplexes in den äußersten Gesteinen des „Irruptivkomplexes“ (Abb. 30). Diese Gesteine sind Norite. Die Vererzung liegt an der Basis dieser Norite im unmittelbaren Grenzbereich zu den Gesteinen des Untergrundes, der hier aus unterhuronischen Vulkaniten (Metabasalte) zusammengesetzt wird.

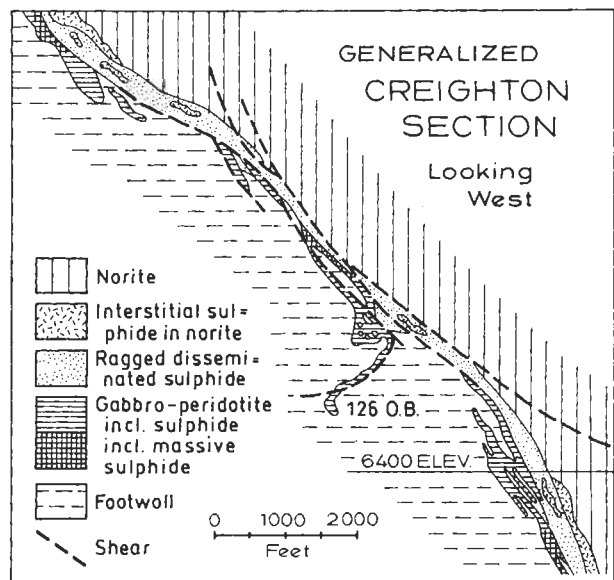


Abb. 30: Sudbury: Schematisches Profil (Creighton-Mine).

Fig. 30: Sudbury: Generalized cross-section of the ore body.

Die Vererzung tritt in Form von disseminierten Sulfiden, aber auch massiver, linsenförmiger Vererzungen auf.

An Erzmineralen sind größtenteils Magnetkies, Kupferkies und Pentlandit bekannt. Die Platinmetalle sind natürlich von besonderem wirtschaftlichem Interesse.

Das Hauwerk enthält im Durchschnitt neben 1,24% Cu, 1,30% Ni, 0,045% Co, und nur insgesamt 1,3 ppm Platinmetalle. Der Au-Gehalt beträgt 0,2 ppm, Ag ist mit 6,5 ppm relativ häufiger. Der Ertrag dieser Nebenprodukte ist aber für die Wirtschaftlichkeit der Cu- und Ni-Produktion ausschlaggebend.

### Bergbautätigkeit

Das Nickelerzbergwerk Creighton der großen Kanadischen Bergbaugesellschaft INCO, ist ein riesiges Verbundbergwerk bestehend aus mehreren Schachtanlagen, aus dem seit dem Jahre 1901 bereits Nickel abgebaut wird. Zuerst wurde das Erz im Tagebau gewonnen. Später, mit zunehmender Teufe entwickelte sich die Gewinnung nach unter Tage.

Zur Zeit werden aus den Schächten Nr. 3, 5, 7 und 9 täglich rund 7.300 t Erz gefördert.

Die steil einfallenden Lagerstättenkörper erstrecken sich von der Tagesoberfläche bis in eine Teufe von rund 2000 m.

Die Lagerstätte ist über Schächte von der Tagesoberfläche aus ausgerichtet. Die in verschiedenen Abständen angelegten Sohlen sind zum Teil über wendelförmig angelegte Schrägstrecken für den Einsatz von Gleislosfahrzeugen miteinander verbunden. Der Großteil des Erzes wird kammerartig im VCR (Vertical Crater Retreat) abgebaut. Für die Bohrarbeit sind großteils elektrohydraulische Bohrgeräte eingesetzt. Die Lade- und Förderarbeit wird mit LHD-Geräten ausgeführt. Mittels Skips wird das Erz nach über Tage befördert.

### Dank:

Besonderer Dank am Zustandekommen dieser Exkursion gebührt Herrn Dir. Dipl. Ing. Dr. H. DERBUCH (Noranda Minerals - Toronto), der es übernahm, die Kontakte zu den einzelnen Unternehmen herzustellen. Dem Institut für Geologie sei für die großzügige Subvention ebenso gedankt wie den Sponsoren: Fachverband der Bergwerke und Eisen erzeugenden Industrie, Graz-Köflacher Eisenbahn und Bergbaugesellschaft, Österreichische Salinen, Aspanger, sowie Erste Österreichische Sparkasse. Ohne deren aktive Hilfe und großzügige Unterstützung hätte die Exkursion nicht stattfinden können. Herrn Dr. B. DRESSLER gebührt Dank für die Organisation des Besuches beim Geological Survey of Ontario in Toronto.

### 3. Literatur

- ALEXANDER, R. (o. J.): Madawaska Uranium Mine. — Unveröffentl. Führer, 19 S., Bancroft.
- ALGOMA ORE DIVISION (1970): The Algoma Steel Corporation, Limited, Geo. W. McLeod Mine. — Unveröffentl. Zusammenstellung, Wawa.
- BEDELL, R. L., SCHWERTDNER, W. M. (1981): Structural Controls of Uranium Orebodies in the Madawaska Mines Area, Bancroft, Ontario. — Ontario Geol. Surv., Misc. Paper, **98**, 13–17, Toronto.
- BRISBIN, D., KELLY, V., COOK, R. (1990): Kidd-Creek Mine. — [In:] FYON, J. A., GREEN, A. H. (1990): Geology and Ore Deposits of the Timmins District, Ontario. — 66–76, 8th IAGOD Symposium, Field-Trip Guidebook, Ottawa.
- CAUMARTIN, C., CAILLE', M.-F. (o. J.): Volcanic Stratigraphy and Structure of the Moberly Mine. — 10 p.
- EISBACHER, G. H. (1988): Nordamerika. — 176 S., Enke, Stuttgart.
- FAIRBAIRN, H. W., FAURE, g., PINSON, W. H., HURLEX, P. M., POWELL, J. L. (1963): Initial ratio of Strontium 87 to Strontium 86, whole-rock age, and discordant biotite in the Montereignian Igneous Province, Quebec. — J. Geophys. Res., **68**, 6515–6522.
- FRIESEN, R. G., PIERCE, G. A., WEEKS, R. M. (1982): Geology of the Geco Base Metal Deposit. — Precambrian Sulphide Deposits, H. S. Robinson Memorial Volume, (ed.) by R. W. HUTCHINSON, C. D. SPENCE and J. M. FRANKLIN, Geological Association of Canada, Special Paper **25**, 343–363.
- GIBSON, H. L. (1989): The Mine Sequence of the Central Noranda Volcanic complex: Geology, Alteration, Massive Sulphide Deposits and Volcanological Reconstruction. — Unpubl. Ph. D. Thesis, Carlton Univ., Ottawa, Ontario, 715 pp.
- GOODWIN, A. M. (1961): Genetic Aspects of Michipicoten Iron Formations. — Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, January, Toronto.
- HARRIS, D. C. (1989): The Mineralogy and Geochemistry of the Hemlo Gold Deposit, Ontario. — Economic Geol. Rep. **38**, 88 S., 79 Abb., 14 Tab., Geol. Surv. Can., Ottawa.
- HEWITT, D. F. (1955): Geology of Monteagle and Carlow Townships. — 63 Annual Report Ontario Department of Mines, LXIII, Part 6, 1954, Toronto.
- MUIR, T. L. et al. (1991): Geology and Gold Deposits of the Hemlo Area. — Geol. Assoc. Can., Toronto 1991 Comm.; 33 S., 13 Abb., Toronto.

- N. N. (o. J.): The Jeffrey Mine of Canadian Johns-Manville Company, Limited, Asbestos, Quebec and its geology. — Public Relations Department, Canadian Johns-Manville Co. Limited, Asbestos, Que.
- N. N. (1990): General Data on Sigma Mines (Quebec) Limited, Val d'Or, P.Q., 39 S., Val d'Or.
- RIORDON, P. H., LALIBERTE', R. (1972): Asbestos Deposits of Southern Quebec. — Guidebook, Intern. Geol. Congr., Exc. B-08, Ottawa.
- RIVERIN, G., LaBRIE, M., SALMON, B., CAVAZANT, A., ASSELIN, R., GAGNON, M. (o. J.): The Geology of the Ansil Deposit, Rouyn-Noranda, Quebec.
- SHAFFIQULLAH, M. et al. (1970): K-Ar age of the carbonatite complex, Oka, Quebec. — Can. Mineral., 10, 541-552.
- SMITH, R. L. & BAILEY, R. A. (1968): Resurgent cauldrons. — [In:] R. R. COATS, R. L. HAYS and C. A. ANDERSON (eds.): Studies in Volcanology, Geol. Soc. Am., Mem., 116, 613-662.
- THURSTON, P. C., CHIVERS, K. M. (1990): Secular Variation in Greenstone Sequence Development Emphasizing Superior Province, Canada. — Precambrian Research, 46, 21-58, Amsterdam.
- TOURIGNY, G. (o. J.): The Cadillac-Bousquet Gold District. — Unveröffentl. Führer, 9 S., Val d'Or.
- VERPAELST, P., RACIOT, D. (o. J.): Geology of the Southern Part of the Abitibi Belt in Quebec. — Unpubl. Rep., 8 p., Quebec.
- WILLIAMS, H. R., BREAKS, F. W., SCHNIEDERS, B. R., SMYK, M. C., CHARLTON, S. G., LOCKWOOD, H. C. (o. J.): Field Guide to the Manitouwadge Area. — Unpubl. Führer.

## DIPLOMARBEITEN / EINE DISSERTATION

### Zusammenfassungen

der bis September des Kalenderjahres 1992 approbierten Diplomarbeiten und einer Dissertation am Institut für Geologie der Universität Wien.

## THESES / ONE DISSERTATION

### Abstracts

of the qualified theses, of one dissertation, to the date of September 1992, at the Geological Institute, University of Vienna.

MAIER, Christian: Die Magnesit-Talkvorkommen Arzbach bei Neuberg in der Steiermark. — 136 S., 34 Abb., 8 Tab., 4 Beil.

Begutachter: Prof. W. MEDWENITSCH  
Eingereicht im Oktober 1991

Die Magnesit-Talkvorkommen Arzbach bei Neuberg sind zwischen der Silbersbergserie (Arenig bis Caradoc) und dem Blasseneckporphyroid (Ashgill) eingeschuppt; sie liegen als tektonische Schuppen von Schichtgliedern der Veitscher Decke in den Gesteinsabfolgen der Norischen Decke (Profil 1) – und nicht, wie die Vorkommen am Sattlerkogel, in der Veitscher Decke, obzwar sie den gleichen stratigraphischen Ursprung haben, nämlich Oberes Visé. Als Beweis dienen die innerhalb der Magnesitlinsen auftretenden 0,5–2 m mächtigen Quarzschiefer, die am Sattlerkogel/Veitsch als Zwischenschiefer bezeichnet werden. Von der Veitscher Decke ist das Vorkommen durch den Kristallschürfling (diaphoritisierte Amphibolit) am Talausgang bzw. durch die Silberbergschiefer abgetrennt. Dieses Auftreten ist tektonisch bedingt; dafür sprechen die gewaltigen Verurschungen der Silberbergschiefer an den Magnesitkontakten, die in den drei nur teilweise verbrochenen Stollen konstatierbar sind. Das Vorkommen besteht aus acht tektonisch zerlegten Einzelschollen, die von Schwarzschiefern umgeben sind – sie erstrecken sich über einen Kilometer, hierbei wird eine Mächtigkeit von 10–25 m erreicht. Im Paulistollen treten Karbonschiefer-Talk-Magnesit Übergänge auf. Der mit Pyrit und Kupferkies verunreinigte Talk kommt nicht nur in diesen Übergangszonen sondern auch in zahlreichen Störungen vor und weist nur stellenweise eine Mächtigkeit von über 50 cm auf. In tektonisch stärker beanspruchten Bereichen treten größere, unregelmäßige Breuneritzonen auf, die einen hohen Eisengehalt aufweisen. In der Multivariaten Datenanalyse (MVDA) konnte eine Explorationsmethode ge-

funden werden, die sich vorzüglich für die genaue Abgrenzung der Magnesitlinsen zum Nebengestein eignet. Über das Vorkommen wurde ein Raster aus vier Hauptprofilen zu je zwei Teilprofilen gelegt, wobei die Bemusterung mittels einer Pürckhauersonde in der B-Schicht erfolgte. Die Bodenproben wurden anschließend mit Hilfe von XRF und ICP Untersuchungen auf 30 Haupt-, Neben-, und Spurenelemente hin analysiert. Durch die objektive, multivariate statistische Analyse konnte man die große Anzahl von geochemischen Variablen in eine kleinere Zahl neuer Variablen überführen; diese neuen Variablen sind so konzipiert, daß sie die größtmögliche Menge von Variationen der ursprünglichen Variablen enthalten. Die exakte Grenzziehung konnte durch die Bewertung der Hauptkomponenten 1 und 2 (principal components, PC), die mehr als 64 % der Gesamtmenge der Variationen beinhalten, durchgeführt werden. Aufgrund der Gegenüberstellung der aktuellen Genesemodelle konnten die verschiedenen Anschauungen über die Entstehung des Magnesits ausführlich diskutiert werden. Im Vorkommen Arzbach sprechen die Relikte des Paläosoms, der Querverlauf der Magnesitkristallisation im Gefüge und der hohe Eisen-, Chrom-, Nickel- und Vanadium-Gehalt im Vergleich zum Nebengestein eher für eine metasomatische Genese. Die Strontium-Isotopen-Untersuchung des Magnesits und der Karbonschiefer vom Vorkommen Arzbach ergaben extrem hohe Sr-Isotopenverhältnisse (Magnesit:  $^{87/86}\text{Sr}$  0,72429  $\pm$  10; Karbonschiefer:  $^{87/86}\text{Sr}$  0,73211  $\pm$  10). Diese Werte weichen zwar deutlich von der durchschnittlichen Meerwasserzusammensetzung des Karbons ab, können aber nicht als eindeutiger Beweis für eine metasomatische Entstehung angesehen werden.

DUMFAHRT, St.: Zur Geologie der südlichen Weyerer Bögen zwischen Ochsenkogel und Hochzöbel, südlich von Großbraming/Enns (O.Ö.). — 95 S., 42 Abb., 2 Beil.

Begutachter: Prof. Dr. P. Faupl  
Eingereicht im Januar 1992

Das Arbeitsgebiet liegt ca. 11 km südlich von Großbraming/OÖ im südlichen Bereich der Weyerer Bogenstruktur. Der westlichste Teil wird von der Reichraminger Decke mit ihrer diskordant auflagernden Gosau (Laussa-Großbraming-Gosaustreifen), in Form von Brunnbachschichten gebildet. Gegen Osten schließt eine ungefähr N-S-streichende Überschiebungsfläche an, an welcher die Gosauschichten von der Cenoman-Randschuppe überschoben werden. Die Cenoman-Randschuppe ihrerseits wird von der Frankenfelder Decke tektonisch überlagert. Im NE des Arbeitsgebietes (Eibeck) wird ein Teil der

Reichraminger Decke und ein Teil der Cenoman-Randschuppe von einem Deckschollenkörper überlagert. Als problematisch erwies sich die Grenzziehung zwischen Frankenfesler und Lunzer Decke im Bereich des Kammverlaufes zwischen Ochsenkogel und Hochzöbel. Hier grenzt Hauptdolomit tektonisch an Schrambachschichten. Ob diese Störung als mögliche Deckengrenze fungieren könnte, war in diesem geographisch eng begrenzten Raum nicht zu klären. Die Frankenfesler Decke (i.e.S.) ist auf Grund einer intensiven Schuppung in zwei Antiklinal- und fünf Muldenstrukturen gliederbar. Die Achsen tauchen gegen Süden zu ab. Der tektonische Baustil ist hauptsächlich von einem westvergenten, meist überkippten Faltenbau geprägt. Die Schichtfolge setzt im Bereich der Frankenfesler Decke mit der Opponitzer Hangendrauhwacke (tektonischer Abscherungshorizont) ein und endet mit mittelkretazischen Tannheimer und Losensteiner Schichten, welche die Muldenkerne bilden. Die am vollständigsten entwickelte Schichtfolge zeigt die Rettenbachmulde, die das westlichste Element der Frankenfesler Decke bildet. Die weiter östlich gelegenen Synklinal- und Antiklinalstrukturen weisen eine teilweise tektonisch reduzierte Schichtabfolge auf. In der Bläckerbodenmulde bzw. Hanslgrabenantiklinale transgrediert malmischer Mikritoidkalk direkt auf Hauptdolomit. Im Osten, im eigentlichen Lunzer Faziesbereich, ist als ältestes Schichtglied der Reiflinger Kalk zu erwähnen, der jedoch an eine interne Aufschuppungszone in der Lunzer Decke (Weyerer Linie) gebunden zu sein scheint.

LEBER, Diethard: Geologische, geomorphologische und hydrogeologische Studien am Weissenberg, südwestliche Koralpe (Kärnten), unter Berücksichtigung von Bodennutzungs- und Raumplanungsaspekten. — 186 S., 57 Abb., 4 Tab., 4 Taf., 1 geol. Kt., 1 geomorphol. Kt., 1 hydrogeol. Kt., 1 Bodennutzungskt., 1 Bodenkt.

Begutachter: Univ.-Doz. Dr. H. HÄUSLER  
Eingereicht im Januar 1992

Das im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchte Gebiet befindet sich am Vorderen Weissenberg, einem Ausläufer der Koralpe, NNE des Ortes Ettendorf im Lavanttal/Kärnten. Die Koralpe ist nach Tollmann dem mittelostalpinen Deckenstockwerk der Ostalpen zuzuordnen. Die im Gebiet kartierten Gesteine gehören zur Gänze zu der erstmals von Kieslinger abgegrenzten Koralpenserie, die von Kleinschmidt auch als Gneisgruppe bezeichnet wurde. Weite Teile des Gebietes im Südwesten werden von einem grobkörnigen Schiefergneis (Untere Schiefergneisserie) eingenommen, der durch eine tiefgründige „grusige“ Verwitterung gekennzeichnet

ist. Das Gestein fällt flach nach Südwesten ein. Eine Auswertung der Kluftrichtungen hat gezeigt, daß NNW-SSE-streichende Klüfte überwiegen, deren Orientierung im Zusammenhang mit dem Lavantaler Störungssystem zu sehen ist. Untergeordnet treten NNE-SSW, NW-SE und E-W streichende Klüfte auf. Auch im Nordosten des kartierten Gebietes treten in einem kleinen Bereich Untere Schiefergneise auf, die nach Südosten einfallen. Der zentrale Teil und der Norden des Gebietes ist aus Blastomylonitgneisen (Untere Blastomylonitgneisserie) aufgebaut. Das Gestein ist durch einen Wechsel von dunklen, schiefrigen und hellen, pegmatoiden Lagen und durch eine Zerlegung parallel zur Schieferungsebene und zu Klüften und eine dadurch bedingte Blockbildung gekennzeichnet. Die pegmatoiden Lagen können bis 10er Meter Mächtigkeit erreichen. Anstehender Blastomylonitgneis ist meist nur in „Rippen“ (Bereiche mit Gesteinszergleitungen) auffindbar. Das Gestein fällt im Zentralteil nach Nordosten, im Osten und Nordosten nach SSW ein. Im Nordwesten des kartierten Bereiches tritt ein im Streichen verfolgbare postkristallin geschieferter und verfalteter Turmalin-Muskowit-Pegmatoid auf, der flach nach ENE einfällt und im Liegenden in einen massigen, feinkörnigen, quarzitisches Gneis (Gneisquarzit der Zentralen Serie) übergeht, der die gleichen Gefügemesswerte erkennen läßt. Die Tektonik des Gebietes dürfte durch NW-SE und NE-SW streichende Störungen gekennzeichnet sein, wobei die Ausbildung von Staffelbrüchen anzunehmen ist. Die Morphologie des Bereiches ist, wie die geomorphologische Kartierung (morphometrische Geländeaufnahme) gezeigt hat, durch die Auswirkung folgender Prozesse gekennzeichnet: 1) Möglicherweise im Zuge der Hebung der Koralpe gebildete Verebnungsniveaus (Rumpftreppen) im Sinne WINKLER-HERMADENS. Es konnten Landflächenreste der Fluren D1 (Oberes Trahüttener Niveau / in 1000–1050 m SH), E1 (790–840 m SH), E2 (710–730 m SH) und F2 (650–680 m SH) lokalisiert werden, die alle die Anforderungen einer Flur aufgrund geringer Neigung, einer bestimmten Mindestgröße und der Ausbildung einer mächtigen, reifen Bodendecke erfüllen. Die Suche nach tertiären Restsedimenten auf den Verebnungsflächen blieb trotz Handbohrungen und pollenanalytischer Untersuchungen der gewonnenen Sedimente erfolglos. 2) Deutlich erkennbare periglaziale Beeinflussung, besonders im Nordteil des Gebietes (über 900 m SH). 3) Durch Quellaustritte gebildete Nischen und Trichter, die eine große Ausdehnung erreichen können und, bedingt durch die Versteilung der Geländeoberkante, zur Ausbildung von Rutschungen beitragen können. 4) Tiefgreifende lineare, rückschreitende Erosion in Bacheinschnitten wirkt durch Böschungsversteilung rutschauslösend. Im Zuge der hydrogeologischen Kartierung wurden

25 Quellaustritte im August 1990 und April 1991 auf PH-Wert, Temperatur, elektrische Leitfähigkeit und Schüttung beprobt. Die Interpretation der Meßergebnisse läßt auf drei unterschiedliche Quellbereiche (Kluftquellen über 1000 m SH, Quellen im Areal des Unteren Schiefergneises, Quellen im Areal des Blastomylonitgneises) schließen. Die Landnutzungskartierung hat gezeigt, daß die Gesamtfläche von 236,8 Hektar, die sich von 560 m bis 1060 m Seehöhe erstreckt, durch bäuerliche Klein- und Mittelbetriebe zum überwiegenden Teil forstwirtschaftlich genutzt wird (53,83 %). Die landwirtschaftliche Nutzung (gesamt 38,6 %) beschränkt sich hauptsächlich auf Grünlandnutzung (34,81 %). Getreide bzw. Hackfrüchte (3,61 %) und Obstbau (0,18 %) treten flächenmäßig zurück. Trotz des geringen Anteils der Ackerwirtschaft haben sechs Felder ihren Standort auf stark erosionsgefährdetem kristallinen Ranker. Für die Raumplanung im Gebiet ergeben sich folgende Forderungen: 1) Standortwahl von Ackerbauflächen unter Berücksichtigung der Bodenkarte (Erosionsgefährdung und Rutschanfälligkeit der Bodenformen). 2) Überprüfung der im Bach von vlg. RINK zu vlg. FLOCH und im Hauptbach im „Graben bei Ettendorf“ erkannten Rutschkörper auf ihr Vermurungspotential. 3) Vermeidung von rutschgefährdeten Standorten bei Bauvorhaben. 4) Schutz von Quellen und Hausbrunnen vor Schadstoffeintrag durch landwirtschaftliche Nutzung und illegale Hausmülldeponien. Zwei Quellen im Norden des kartierten Gebietes würden sich aufgrund ihrer konstant hohen Schüttungsmenge für eine Fassung anbieten.

BLAUHUT, A.: Das Quartär der Gesäuseberge südlich der Enns (Steiermark). — 99 S., 45 Abb., 2 Tab., 2 Beil.

Begutachter: Doz. Dr. D. VAN HUSEN  
Eingereicht im Juni 1992

Durch die Kartierung der südlichen Gesäuseberge konnten, aufbauend auf den Arbeiten von O. AMPFERER (1935), G. SPAUN (1964) sowie D. VAN HUSEN (1968), Entwicklungen des Quartärs in diesem Raum ab der ausgehenden Mindeleiszeit beschrieben werden. Die „Hohen Schotter“ im Waaggraben SW Hieflau werden zu einer Reihe von Vorkommen entlang der Enns sowohl oberhalb wie auch unterhalb des Gesäuses gezählt, die alle über oder im Niveau eines Talbodens ca. 150 m über der Enns liegen. Dieses Talbodenniveau wurde nach heutigen Vorstellungen (G. SPAUN 1964, D. VAN HUSEN 1968, 1971) wahrscheinlich im Mindel-Rißinterglazial zerstört. Sedimentstrukturen (syndiagenetische Staffelbrüche) weisen darauf hin, daß die Schotter vermutlich eine Eisrandterrasse darstellen. Lage

und Mächtigkeit (200 m) einer solchen Eisrandterrasse weisen sie als Bildung eines Gletschers aus, dessen Eismächtigkeit im Raum Hieflau einige hundert Meter betrug. Da die Günzvergletscherung auch im Ennstal wahrscheinlich nur die Ausmaße des Würm erreichte (A. PENCK 1909, S. 229), können die Schotter als Bildungen während der Abschmelzphasen der Riß- oder der Mindeleiszeit eingestuft werden. Lage und vollständige Verkittung lassen eher auf ein mindeleiszeitliches Alter der Schotter schließen. Die Gehängebreccien im Gesäuse werden seit O. AMPFERER 1935 auf Grund des Vergleichs mit der fossilführenden Höttinger Breccie bei Innsbruck altersmäßig dem Großen Interglazial zugeordnet (z.B.: G. SPAUN 1964, D. VAN HUSEN 1968). Für einzelne kleinere Vorkommen ist auch ein jüngeres Entstehungsalter denkbar. Die Breccien sind meist an das Auftreten von Werfener Schichten, Haselgebirge und Raibler Schichten gebunden (vgl. M. WEISSENBÄCK, 1991). Diese werden von mächtigen, starren Kalkmassen überlagert. Infolge der Lage im Hangenden von inkompetenten, plastisch reagierenden Gesteinen treten Instabilitäten innerhalb der triadischen Kalke auf. Dadurch kommt es zu einem vermehrten Anfall von Schutt als Ausgangsmaterial für die spätere Breccienbildung. Die Höhe des Rißgletschers im Gesäuse konnte durch eine Moräne, die N Mödlinger Hütte etwa 500 m oberhalb der höchstgelegenen Würmerratika (s.u.) auf einer Gehängebreccie (Bildung im Mindel-Rißinterglazial) aufliegt (vgl. D. VAN HUSEN 1968, S. 259), mit knapp 1700 m angegeben werden. Im Würmhochglazial stieß der Ennsgletscher wahrscheinlich bis in die Nähe der Hartelsgrabenmündung vor. Ein Terrassenrest an dieser Stelle wurde auf Grund der übereinstimmenden Mächtigkeit mit der ennsabwärts gelegenen Niederterrasse bei Hieflau (Waagterrasse) parallelisiert. In dieser wurden gekritzte Geschiebe gefunden (M. WEISSENBÄCK, 1991), deren Erhaltung auf eine noch sehr gletschernahe Bildung des Sediments hinweist. Die Höhe des Ennsgletschers betrug dabei nach den Erratikafunden ca. 1150 m im südlichen Admonter Becken bzw. mindestens 900 m im W-Teil der Gesäuseschlucht (im Bereich des Gofergrabens). Für das Hochwürm konnte durch GWL-Berechnungen an verschiedenen Lokalgletschern ein Wert für die Höhenlage der GWL zwischen 1100 m und 1250 m (in N- bzw. S-Exposition) ermittelt werden. Im Admonter Becken konnten die Lokalgletscher, nach einem vermutlich relativ raschen Rückzug des Ennsgletschers nach dem Hochglazial (D. VAN HUSEN, 1968), noch bis zu 250 m tiefer auf vom Ferngletscher freigegebene Gebiete vorstoßen. Dies ergibt sich aus rein kalkalpin zusammengesetzten Moränen unterhalb der höherliegenden Erratika am S-Rand des Admonter Beckens (s.o.) zwischen Admont und Gesäuseeingang. Im weiteren Verlauf

ds Spätwürm sind zwei Gletscherrückzugstadien der Lokalgletscher mit GWL-Höhen von ca. 1500 m, bzw. 1850 m erkennbar. Die Niederterrassen entlang des Erzbaches und des Radmerbaches zeigen einen zweistufigen Aufbau. Ob dabei das tiefere Niveau durch Erosion oder durch eine eigenständige Schüttung entstand, konnte nicht entschieden werden.

RADAUER, Ch.: Vergleichende Untersuchungen von Satellitenbild-, Luftbild- und Geländedaten an Massenbewegungen im Virgental in Osttirol.

Begutachter: Prof. M. Buchroitner Eingereicht im Juli 1992

Die aus komplementären Untersuchungsmethoden resultierenden korrelierbaren Ergebnisse geben zahlreiche Hinweise, die zu der Annahme eines großräumigen Talzuschubs im Bereich Prägraten–Obermauern führen. Das morphologische Erscheinungsbild der davon betroffenen Gebirgsflanken entspricht etwa dem eines „sackenden Talzuschubes“, das heißt Vertikalabtrag in den höheren Bereichen und markantes Vorwölben des Böschungsfußes an der Basis. Hierbei kann im allgemeinen eine extrem starke Auflockerung des Untergrundes im untersten Hangabschnitt (zwischen 1600–1800 m) festgestellt werden, wodurch es zu einer allseits starken Übersteilung oder gar einem Umkippen der sonst gleichmäßig mittelsteil bis steil SSE-einfallenden Schichten nach NNW kommt. Im wesentlichen lassen sich zwei unterschiedliche Mechanismen von Massenbewegungen differenzieren. Einerseits, der im Untersuchungsgebiet selten vorkommende Fall der Massenbewegung in Zusammenhang mit einem Störungssystem und andererseits der häufige Fall des auch lithologisch prädestinierten Abgleitens entlang von Schichtflächen. Das regionale Kluftgefüge im Arbeitsgebiet läßt sich ebenso in den Satellitenbildern überregional einordnen bzw. fortsetzen. Satellitenbildauswertungen zeigen zusätzlich, daß die Massenbewegungen im Rahmen eines vorangelegten Spannungsfeldes gehäuft auftreten. Deren Aktivierung bzw. Auslösung dürfte vermutlich, mit der noch rezent andauernden Hebung des alpinen Orogens, im besonderen im Pennin, durch isostatische Ausgleichsbewegungen sowie auch mit der eiszeitlichen Abschmelzung und der damit verbundenen Druckentlastung, in Zusammenhang stehen.

STRELE, K.: Geologische Untersuchungen an der Roßkogel-Deckscholle und der Proles-Decke im Bereich des Hinteralplateaus/Mürztaler Alpen/Steiermark. — 124 S., 18 Abb., 39 Fotos, 12 Beil.

Eingereicht im August 1992

Begutachter: Doz. Dr. R. LEIN

Sowohl die Proles-Decke als auch die Roßkogel-Deckscholle sind bezüglich ihrer Triasfazies dem Juvavikum zuzuordnen. Rechnet man alle in diesem kleinen Bereich zwischen Mariazell und dem Preintal angesammelten relativ dünnen Schuppen und Schollen einer einzigen tektonischen Groseinheit (= Südjuvavikum bzw. Proles-Decke sensu LEIN) zu, so bleibt es eine noch zu klärende Frage, wie es möglich war, daß diese trotz eines ca. 100 km weiten Transportes (siehe v. a. LEIN 1981, S. 229–231) eine gewisse Nahordnung behalten konnten (für weitere Informationen siehe Kapitel „Tektonik/Paläogeographische Grundlagen“). Die Roßkogel-Deckscholle besteht im wesentlichen aus relativ geringmächtigen unter- bis mitteltriadischen Karbonaten (Reste von Obertrias wurde nur in den hangendsten Teilen des Wettersteinkalkes und als Spaltenfüllung aufgefunden). Das auffälligste Detail dieser Schichtfolge bilden die oberanisch bis ladinischen Hallstätter Kalke, die nach Auffassung von LEIN (entgegen CORNELIUS 1939, S. 51) keine eigenständige pelagische Entwicklung in der Mitteltrias darstellten, sondern eine Teilsequenz der üblichen mitteltriadischen Hallstätter Buntkalkentwicklung seien. Basierend auf der Arbeit von LEIN & SIBLIK (1978) konnte von mir eine Lithostratigraphie dieser pelagischen Entwicklung aufgestellt werden. Demnach beginnt dieser Verband schon etwa im Pelson mit einem grau-violetten, basal noch bankigen Kalk. Dieser geht in eine hornsteinführende Entwicklung – in deren Abfolge den Reiflinger Kalken vergleichbar – über. Etwa im mittleren Fassan tritt dann ein roter Kalk auf, der durch tuffitische Zwischenlagerungen stellenweise eine leichte, grünliche Fleckenfärbung aufweisen kann. Den Abschluß bilden schließlich zu meist rot-grau gefleckte Kalke mit zwischengeschalteten länglichen, ca. 1cm breiten Sparitbändern, die als Schichtstromatactis bezeichnet werden. Die inverse Schichtfolge der Proles-Decke stellt einen riffernen Abschnitt der juvavischen Obertrias dar. Bisher waren vom gesamten Verband nur die stratigraphisch hangenderen Teile – etwa von den Halobien-schichten bis zu den Zlambachmergeln – zufriedenstellend ausdifferenziert. Von mir konnten auch die, bisher als Einschuppung dolomitischer Gesteine gedeuteten, basalen Teile als zur Abfolge hinzugehörig bestätigt werden. Ein neues Vorkommen dieser Einheit konnte im Tal der Kalten Mürz entdeckt werden. Dadurch wurde die ursprüngliche Annahme, E der

Mürzschlucht käme diese Einheit nur mehr in Form von Zlambachmergeln vor, widerlegt werden. Was die Tektonik betrifft, so lassen sich sowohl bruchtektonisch wie auch im Faltenbau in beiden Einheiten nur mehr idente Strukturen nachweisen. Strukturen aus der Zeit vor dem Übersub der Roßkogel-Deckscholle über die Proles-Decke konnten nicht vorgefunden werden. In beiden Einheiten herrscht eine eigenartige S-SE vergente Faltung vor, dieser folgende eine W-E und abschließend eine N-S Einengung. Ebenso läßt sich ein sinistrales WNW-ESE streichendes und ein dextrales WSW-ENE streichendes Bruchsystem nachweisen.

gelbruchs in vier relativ einheitliche Stockwerke zu. Experimentelle Untersuchungen zum Brennbarkeitsindex an Rohmehlmischungen aus unterschiedlichsten Bereichen des Mergelbruchs liefern bis auf wenige Ausnahmen, sehr leichte bis leichte Brennbarkeiten. Starke Einflüsse der Mahlfeinheit (Blaine), des Kalkstandards sowie der Brenndauer auf die Freikalkentwicklung konnten nachgewiesen werden.

GRITZ, W., Magister: Angewandte geologische, mineralogische und geochemisch-statistische Untersuchungen der Zementmergelabfolge von Wietersdorf in Kärnten. – 264 S., 46 Fotos, 47 Abb., 38 Tab., 76 Figs., 4 Beil.

Eingereicht im September 1992

Begutachter: Univ.-Doz. Dr. L. Weber

Geländekundliche Untersuchungen ergeben sechs makroskopisch differenzierte Gesteinstypen im Mergelbruch der Wietersdorfer Zementwerke. Karbonattitrationen an etwa 200 Proben lassen nach ÖNORM G1046 (1985) insgesamt acht Ton-Mergel-Kalksteinvarietäten unterscheiden, die sich durch ihre lithologische Zusammensetzung, ihren strukturellen Aufbau sowie ihren Korngrößen charakterisieren. Kalzit, Quarz, untergeordnet Hellglimmer, Dolomit und Feldspat sind neben den Tonmineralien Illit, Smektit, Chlorit, Kaolinit, Vermikulit und untergeordnet "Fireclay" als Hauptbestandteile der Oberkreidesedimente anzuführen. Es dominieren Mergelkalke vor mergeligen Kalksteinen, gefolgt von Kalkmergeln, Mergeln, reinen Kalken und untergeordnet mergelig-tonigen Gesteinen. Dynamische Ablagerungsbedingungen (turbidity currents) haben häufig zu starken, makroskopischen und mikroskopischen, lithologischen Heterogenitätserscheinungen geführt. Die bruchtektonisch bedingten komplizierten Lagerungsverhältnisse werden durch Faltenbau und Auf- und Abschiebungstektonik zusätzlich erschwert. Eine gewisse Korrelation in der Orientierung des (über)regionalen Störungssystems zum Kluftgefüge im Mergelbruch läßt sich nachweisen. Im Vergleich zu Standardwerten für karbonatische Sedimente ergeben eingehende geochemisch-statistische Analysen generell Karbonat-, Si-, Fe-, K-, P-, Rb-, Sr-, Ba-reiche, mäßig Al-, Ti-reiche sowie an Mg arme Gesteine. Die Elementgehaltsschwankungen korrespondieren sehr stark mit den unterschiedlichen Gesteinstypen bzw. Kartiereinheiten und lassen die chemisch-lithologische Einteilung des Mer-



## BUCHBESPRECHUNGEN / BOOKREVIEWS

ALLEN, P. A. & ALLEN, J. R.: Basin Analysis (Principles & Applications), Blackwell Scientific Publications, 1990, Oxford, 451 S., 340 Abb., ISBN 0-632-02422-4, 24.95 £, 699,- öS.

Das vorliegende Buch vermittelt aufgrund seines Umfangs von 451 zweiseitig geschriebenen Seiten einen ausführlichen Überblick über die multidisziplinäre Wissenschaft der Beckenanalyse. Dieses Werk kann nicht den jungsemestrierten Studenten empfohlen werden, da für bestimmte Kapitel bereits Basiswissen (z.B. Faziesgliederungsschemata im Großkapitel 3 oder allgemeines Fachvokabular eines Geologen) vorausgesetzt werden. Es dient vielmehr dem fortgeschrittenen Studenten, sein Wissen zu repetieren und zu ergänzen.

In Form von fünf Themenbereichen, die durch ihre klare deutliche Gliederung in Groß- und Unterkapitel dem Lesenden das langwierige Suchen nach speziellen Fachgebieten ersparen, wird dieser komplexe Zweig der Erdwissenschaften abgehandelt. Vor jedem Großkapitel werden die Themenkreise angeführt und bereits eine Zusammenfassung des Kapitels geboten. Die zum Teil sehr einfachen Abbildungen zeichnen sich durch sehr informative Abbildungstexte aus. In jedem Kapitel wird zuerst der theoretische Teil abgehandelt und dieser an Hand praktischer Beispiele nochmals vorgeführt. Dadurch verliert das Buch seinen „trockenen“ Charakter und der Studierende lernt, die verschiedenen theoretischen Grundlagen miteinander zu verbinden. Zu bemängeln ist das etwas dürftige Sachregister, dem die Autoren keine große Wertigkeit beigemessen haben.

Im Großkapitel 1 wird Grundlagenforschung betrieben, somit bietet dieses Kapitel als einziges eine Einführung in einen Themenkreis.

Die Autoren beschreiben Plattentektonik- und Lithosphärenmechanismen. Das Unterkapitel Plattentektonik beschäftigt sich mit dem Erdaufbau, Plattenbewegungen und Klassifikationsschemata für Sedimentbecken. Das Unterkapitel Lithosphärenmechanismen gibt eine Einführung über das Verhalten der Lithosphäre bei Stress- und Strainbeanspruchung und geht außerdem auf geothermische Fragestellungen und Gesteinsrheologie ein.

Im Großkapitel 2 wird sehr ausführlich auf die Bildungsmechanismen von Sedimentbecken eingegangen, wobei verschiedene kinematische Modelle vorgestellt werden.

Das Großkapitel 3 widmet sich hauptsächlich der Sequenzstratigraphie. Die Autoren beschäftigen sich sehr ausführlich mit den Ursachen eustatischer Meeresspiegelschwankungen und ihren stratigraphischen Erkennungsmerkmalen.

In einem weiteren Kleinkapitel wird auf die enge Beziehung des Sedimenttypes (Faziesgliederungen), der Beckenmorphologie und des Bildungsmechanismus der Becken hingewiesen.

In Großkapitel 4 wird auf die Entwicklungsgeschichte (Subsidenzabläufe und thermische Entwicklung) der Becken eingegangen. Als besonders positiv in diesem Kapitel wird die detaillierte Beschreibung eines Computerprogrammes zur Erstellung von Subsidenzkurven empfunden.

Das Kapitel 5 widmet sich sehr ausführlich der Anwendung und Nutzung im Erdölsektor.

Alles in allem ein sehr ansprechendes Werk, das durch seine Informationsvielfalt in keiner Bibliothek fehlen sollte.

M. Hodayoun

BLOOM, A. L.: Die Oberfläche der Erde. – Übersetzt aus dem Englischen von H. Jurgan, überarbeitet von M. Rolshoven – 2. überarb. dt. Aufl. nach der 1. Originalaufl., 206 S., 61 Abb. (Enke) Stuttgart, 1989, kartoniert, DM 24,-; ISBN 3-432-88372-2.

Seit einiger Zeit liegt Band 1, „Die Oberfläche der Erde“ aus der Serie „Geowissen kompakt“ in einer überarbeiteten Auflage wieder auf. Dem Anspruch dieser Serie „... kurze, leicht lesbare und dem heutigen Erkenntnisstand entsprechende Einführungen in alle Aspekte der modernen Erdwissenschaften ...“ zu bieten, wird das 201 Seiten umfassende Buch in hohem Maße gerecht. Nach einigen einleitenden Sätzen, in denen die historische Entwicklung der Geomorphologie beleuchtet wird, folgt in Kapitel 1 – „Energetik der Oberfläche“ – eine kurze Beschreibung der Kräfte, die als Verursacher von Oberflächenentwicklung angesehen werden können: Schwerkraft, die Gezeiten, Erdwärme, Solarstrahlung und Wasserkreislauf. Die daraus folgende, physikalische und chemische Veränderung des Gesteines an der Oberfläche und die Wechselwirkungen zwischen Klima und Verwitterung werden im 2. Kapitel – „Gesteinsverwitterung“ – näher erläutert. Kapitel 3 – „Bewegtes Lockergestein“ – bringt eine komprimierte Darstellung von Massenverlagerungen wie Kriechen, Solifluktion, Lawinen, Rutschungen u.a. In Kapitel 4 – „Flüsse und Gerinnebetten“ – werden die Dynamik des fließenden Wassers und die hydraulische Geometrie von Gerinnebetten näher erläutert. Der Beschreibung der Auswirkungen von Wasser in Trockengebieten wird etwas mehr Raum gewidmet, da die Arbeit des fließenden Wassers in diesen Gebieten besonders schön die angeführten Prinzipien der Geometrie von Gerinnebetten illustriert. In Kapitel 5 folgt eine Beschreibung der „Lebens-

geschichte von Landschaften“, ausgehend von den initialen Oberflächen über die verschiedensten Formen der Talbildung bis hin zu den alten Landschaften und den Peneplains. Kapitel 6 – „Die Grenzen des Festlandes“ – bringt eine Zusammenstellung der Wechselwirkungen von Meer und Festland (Energieaustausch an der Küste wie Wellen und Gezeiten, Organismen; Herkunft und Transport der Küstensedimente, Beschreibung der Küstenformen). Abgeschlossen wird das Buch mit einem kurzen Überblick über die Auswirkungen von „Eis auf dem Festland“ (Fließprozesse des Gletschers, Abtragung, Transport und Ablagerungen). Die gute Verständlichkeit des Textes wird durch sorgfältig ausgewählte Skizzen und schematische Darstellungen noch verstärkt. Die im Anhang angeführten Literaturzitate beschränken sich auf wenige Standardwerke des angloamerikanischen Raumes. Zusätzlich wurden für die vorliegende Ausgabe von M. ROLSHOVEN erfreulicherweise noch einige einführende Werke des deutschsprachigen Raumes aufgelistet. Das vorliegende Buch kann daher all jenen empfohlen werden, die in prägnanter Form einen Einblick in die Aufgaben und Arbeitsbereiche der Geomorphologie erhalten wollen.

G. Frik

BLUME, H.: Das Relief der Erde. Ein Bildatlas. – 140 S., 252 Abb., davon 217 Farbtafeln (Enke), Stuttgart 1991; ISBN 3-432-99241-6.

Als vorerst letztes Werk in der Reihe von Publikationen zum Thema der Geomorphologie, die im deutschsprachigen Raum in den letzten Jahren erschienen, präsentiert sich dieser Bildband, der von H. BLUME, em. Professor am Geographischen Institut der Universität Tübingen, zusammengestellt wurde. Der Verfasser führt in seinem Vorwort zwei wesentliche Gründe für das gesteigerte öffentliche Interesse an geomorphologischen Themen an: „Einerseits vermitteln der weltweite Tourismus und die globale Medienberichterstattung zahllosen Menschen Eindrücke auch vom Relief anderer Länder“. Andererseits schafft das erwachte ökologische Bewußtsein ein neues Verständnis dafür, wie rasch menschliche Eingriffe das labile Ökosystem aus den Fugen bringen – und damit häufig Abtragungsprozesse und Reliefveränderungen von großem Ausmaß hervorrufen können. Aus eben diesen Gründen versucht der vorliegende Atlas Kenntnisse über die Formenvielfalt der Erde zu vermitteln. Dabei wendet sich der Autor mit dieser illustrierten Einführung in die Geomorphologie an den interessierten Laien wie auch an Studenten der Erdwissenschaften. In der Gestaltung des Buches wurde mit Erfolg auf bereits bewährte Vor-

bilder (Atlas der Sedimentgesteine etc.) zurückgegriffen. Die Qualität der Farbbilder ist hervorragend, wobei Bildbeispiele aus der ganzen Welt ausgewählt worden sind. Jede der ausgesprochen einprägsam dargestellten geomorphologischen Erscheinungsformen wird in einigen zusätzlichen Sätzen in ihrer Entstehung beschrieben. Die Einführung schafft einen Überblick zur Typisierung des Reliefs (Beschreibung der morphotektonischen Großformen der Erde, zonale und vertikale Differenzierung des Festlandreliefs, Größenordnung der Reliefeinheiten und Reliefgenerationen). In 10 weiteren Kapiteln werden dann der Reihe nach folgende geomorphologische Formen dargestellt, wobei jedem der Kapitel eine kurzgefaßte und übersichtliche Beschreibung zur Entwicklung dieser Formen vorangestellt ist: chemisch-physikalische Verwitterung und Abtragung, Denudationen; tektonisch bedingte Formen; vulkanisch bedingte Formen; fluviatil-denudativ bedingte Formen mit deren Grundtypen und ihrer klimaabhängigen Differenzierung als Talquer- und -längsprofile, fluviatile Akkumulationsformen sowie Formen in trockenen, wechselfeuchten und feuchten Klimabereichen; strukturabhängige fluvial-denudative Formen wie Hangversteilungen, Schichtstufen, Frontstufen u.v.a. Karstformen; glazial bedingte Formen; äolisch bedingte Formen; marin bedingte Formen; anthropogen bedingte Formen sowohl als künstliche Formen (Grenzwälle, Hügelgräber, Abraumhalden) als auch bedingt durch anthropogene Beeinflussung geomorphodynamischer Prozesse (Kanalbauten, Überweidung, Versalzung infolge von Bewässerung etc.). Der Atlas wird durch ein kurzes Literaturverzeichnis mit einigen Standardwerken, ein Quellenverzeichnis der Abbildungen sowie ein Sach- und Ortsregister abgeschlossen. Durch die höchst illustrativ ausgewählte und optisch hervorragende Bildauswahl ist es mit diesem Werk tatsächlich gelungen, einen guten Überblick über die wichtigsten geomorphologischen Prozesse und Formen zu vermitteln. Auch wenn es, wie überall in den Erdwissenschaften in der Geomorphologie unbedingt notwendig ist, die Formenvielfalt im Gelände selbst zu studieren, wird dieser Atlas jedem an der Geomorphologie Interessierten zur ersten Orientierung eine wertvolle Hilfestellung bieten.

G. Frik

ERBEN, H. K.: Übersicht sieben Jahrzehnte nach Ernst Haeckel. — Haeckel-Bücherei, Band 1, 170 S., kart., DM 24,80; Stuttgart 1990.

Bücher mit „Evolution“ im Titel überschwemmen derzeit den Markt, sie sind Mode geworden wie die schon ausufernde Dinosaurier-Literatur. Ein Licht-

blick in dieser Flut ist zweifellos dieses von H. K. ERBEN verfaßte Taschenbuch. Im Gegensatz zu den meisten Evolutionstheorien betrachtet der Autor als Paläontologe die (Bio)-Evolution als einen historisch ablaufenden Prozeß, dem die Organismen unterworfen sind und dessen Erforschung nur einer naturwissenschaftlichen Methodik gerecht werden kann. Die naturwissenschaftliche Position ERBENS kommt besonders in dem köstlich zu lesenden Kapitel „Moderne '-ismen' und Theorien“ zum Ausdruck, wenn ERBEN mit den modischen Auswüchsen der Evolutions-, „Theorien“ (vom Creativismus und Neokatastrophismus bis zu Kladismus und Konstruktivismus) abrechnet. Die Belesenheit des Autors ermöglichte es ihm, das sonst so aufgeblähte Theoriengebäude in angenehmer Kürze darzustellen und die Kernsätze prägnant zu formulieren und die Schwächen zu entblößen. Das Büchlein „Evolution“ erschien als Band 1 einer Reihe, die der Morphologie, Systematik und Ökologie der wichtigsten Tiergruppen gewidmet ist. Der Name dieser Buch-Reihe „Haeckel-Bücherei“ ist dem Andenken an den „Vater der Phylogenie“ gewidmet, mit dessen Kurzbiographie und Würdigung das Büchlein sehr passend eingeleitet wird. Ein sehr gut gelungenes Buch, das – im Taschenformat! – einen informativen Überblick über das Wesen der Evolution und ihrer Problematik bringt. Es kann nicht nur jedem Biologie- und Paläontologie-Studenten sondern jedem an Naturwissenschaft Interessierten wärmstens empfohlen werden.

G. Rabeder

HARTGE, K. H. & HORN, R.: Einführung in die Bodenphysik. – 2. überarb. u. erweiterte Aufl., 350 S., 156 Abb., 19 Tab. (Enke Verlag), Stuttgart, 1991; kartoniert 15,5 x 23 cm, ca. DM 48,-; ISBN 3-422-89682-4.

War bereits die erste Auflage des Buches „Einführung in die Bodenphysik“ als reines Einführungswerk in diesen Themenbereich konzipiert, so bemühen sich die beiden Autoren diesen Charakter auch in der überarbeiteten und erweiterten 2. Auflage beizubehalten. Ziel des vorliegenden Werkes ist es eine scheinbar bestehende Lücke innerhalb der Fachliteratur (zwischen der allgemeinen Bodenkunde und den sehr speziellen Lehrbüchern einzelner physikalischer Bereiche wie Bodenmechanik, Hydraulik und Hydrologie) zu schließen, wobei das Schwergewicht seitens der Autoren weiterhin weniger auf die Darstellung allzu ausführlicher mathematischer Schreibweisen gelegt wird, als auf die reine Anschaulichkeit der Thematik. Im Vordergrund steht

die Beschreibung von ausgewählten wichtigen Merkmalen, Eigenschaften und Vorgänge, die einen Boden kennzeichnen.

Von den 12 Kapitel umfassenden, relativ kompakt und z.T. überblicksmäßig geschriebenen Werkes wurden vor allem in den Kapiteln 2 (Gefüge, Statik und Dynamik der Lagerung), 3 (Wechselwirkungen zwischen Wasser und Boden), 10 (Erosion) und 11 (Filterung und Kontamination) Ergänzungen bzw. Änderungen vorgenommen. Desgleichen wurde die Literaturliste ergänzt, die im Anschluß des jeweiligen Kapitels aufscheint. Der Einstieg in diesen Fachbereich wird dem Leser mit einer auf drei Seiten anschaulich ausgeführten Zusammenstellung der in der Literatur der verschiedenen Arbeitsrichtungen und Disziplinen üblichen Symbole und Abkürzungen erleichtert. Die folgende Einleitung führt den Leser in die Begriffsdefinition „Boden“ ein sowie auf die nicht zu unterschätzende Rolle, die der Boden als Teil unserer Umwelt einnimmt. Ein kurzer einleitender Exkurs in die Beschreibung wichtiger Bodeneigenschaften und -vorgänge sowie deren Wechselbeziehungen leiten zum 1. Kapitel über.

Dieses Kapitel („Körnung“ – im Sinne „Korngrößenverteilung“) beschreibt spezielle Eigenschaften der den Boden aufbauenden (an-)organischen Körner und Korngemenge, wobei der Schwerpunkt hauptsächlich auf die anorganischen Anteile gesetzt wird. Vorgestellt werden Einteilungsschemata (z.B. nach Kornform, -größe), häufig vorkommende Körnungen und Ursachen für ihre Entstehung, sowie ein Einblick in die räumliche Verteilung derselben. Weiters werden Veränderungen von Korngrößenverteilungen im Boden – etwa durch mechanische Zerkleinerungen, Lösungs- und Fällungsvorgänge usw. angeschnitten, als auch die Beziehung der Korngrößenverteilung zu anderen Bodeneigenschaften (z.B. Wasserleitfähigkeit). Das letzte Subkapitel gibt einen sehr kurzen gehaltenen Überblick über mögliche „Bestimmungsmethoden“. An dieser Stelle wäre zumindest ein namentlicher Hinweis gängiger „standardisierter Verfahren“ der Korngrößenanalyse von Feinschluff- und Tonfraktion zu erwarten, wenn schon auf Vorbehandlungsmöglichkeiten für ebensolche Methoden eingegangen wird.

„Gefüge, Statik und Dynamik der Lagerung“ des 2. Kapitels beschreibt die durch Körnung und Art der Ablagerung bedingten Gefügearten und deren Veränderung im Verlauf der Bodenentwicklung. Behandelt werden: die Morphologie des Bodengefüges; Lagerungsdichte, Dichte des Bodens; Porenvolumen und Porenziffer (mit Einfluß von Form, Sortierung und Teilchengröße); Porengrößenverteilungen; Änderungen hinsichtlich Stabilität und Lagerung im Verlauf der Bodenentwicklung; Drücke und Spannungen im Boden; Veränderungen der Lagerung durch mechanische Einflüsse.

Im dritten Kapitel „Wechselwirkungen zwischen Wasser und Boden“ werden die Einflüsse des Wassers im Boden auf dessen Festbestandteile erörtert. Es wird auf die Mechanismen der Wasseradsorption sowie den Eigenschaften des adsorbierten Wassers verwiesen; auf die Einwirkung des Wassers auf die feste Phase (Flockung und Peptisation); Schrumpfung- und Quellungsvorgänge (Ursachen und Auswirkungen); Ribbildungen (Trenn- und Scherbrüche); Wasser als Stabilitätsfaktor (statischer Wasserdruck und Strömungsdruck); auf seine Benetzungseigenschaften und elektrische Strömungspotentiale.

Kapitel 4 („Verbreitung und Hydrostatik des Bodenwassers“) beschreibt die energetische Situation des Bodenwassers ausgehend von der Verbreitung und Herkunft des Wassers, den im Bodenwasser vorherrschenden Kräften, die Grundwasseroberfläche als Bezugspunkt zur Bestimmung negativer und positiver hydrostatischer Drücke, des Potentials des Bodenwassers (sowie Potentialgleichgewichtsberechnungen), sowie Wasserspannung und Wassergehalt zur Bestimmung des Wasserhaushaltes im Boden.

Der nächste Abschnitt (Kapitel 5) „Wasserbewegung im Boden“, wiederum auf das vorherige Kapitel aufbauend, befaßt sich mit den Gesetzmäßigkeiten der im Boden vorherrschenden Wasserbewegungen. Beschrieben werden die Eigenschaften von Wasserbewegungen im Boden, Gesetzmäßigkeiten des Wasserflusses oberhalb der Grundwasseroberfläche, nichtstationäre Bewegungsvorgänge im Wasser, die Fähigkeit des Bodens Wasser zu leiten sowie die Rolle des dampfförmigen Wassertransportes.

„Wasserhaushalt im Boden“. In diesem Kapitel werden die Einzelheiten des Wasserhaushaltes näher betrachtet, die infolge hydrostatischer und hydrodynamischer Konstellationen und Gesetzmäßigkeiten auftreten. Das 7. Kapitel, „Die Gasphase im Boden“ beleuchtet Mengen und Verteilungen der Gasphase im Boden, ihre Zusammensetzung und energetischen Einfluß bezüglich Wasseraufnahme und -abgabe durch den Boden, mögliche Transportvorgänge (z.B. Diffusion, Massenfluß), als auch die jahreszeitlich bedingte Abhängigkeit und Beeinflussung des Gashaushaltes vom Wassergehalt des Bodens sowie der Vegetationsprägung. „Das thermische Verhalten des Bodens“ nimmt Bezug auf die Verteilung der Wärme im Boden, seine Wärmebezugsquellen und thermischen Eigenschaften (Wärmekapazität, Wärmeleitfähigkeit ...), Wärmetransportmechanismen, den jahreszeitlich bedingten Wärmehaushalt im Boden sowie das Gefrieren des Wassers und seine Folgen für den Boden.

Im 9. Kapitel „Der Pflanzenstandort und seine physikalische Veränderung“ werden die Bedürfnisse der Pflanzen hinsichtlich der Wasserversorgung erläutert und mögliche Verbesserungen der Meliorations- bzw. Standortbedingungen derselben

behandelt. Kurz gestreift werden hierfür geeignete technische Maßnahmen wie z.B. die der Rekultivierung geschädigter Bodenbereiche. Abgerundet wird das Kapitel mit einer Übersicht gängiger Bewässerungsverfahren.

Kapitel 10, „Erosion“, beschreibt die allgemeingültigen Gesetzmäßigkeiten, denen die Vorgänge von Erosion, Transport und Ablagerung zugrunde liegen, ebenso Maßnahmen zur Verhinderung von unerwünschtem Bodenmaterialtransport. Im Subkapitel „Erosionsgleichungen“ werden ausgewählte Gleichungen zur Berechnung des Erosionsabtrages durch Wasser und Wind vorgestellt. Eigenschaften des Bodens aus Wasser und Luft Inhalationsstoffe zu entfernen, sowie die oft unerwünschte Anreicherung und mögliche Maßnahmen zur Entfernung dieser Stoffe werden im letzten Kapitel „Filterung und Dekontamination“ besprochen. Vorgestellt werden Filtertypen, -aufbau, Einsatzbereich im Boden und Wirkungsweise.

Ein eigenes Subkapitel wird den „Böden als Filter“ gewidmet. Säuberung und Regeneration von Filtern, Verdrängungsvorgänge, Erfassung der Wirksamkeit eines Filters sowie Folgerungen im Hinblick auf Förderung erwünschter Vorgänge (z.B. Rückhaltung von Inhaltsstoffen im Filterbereich) werden ebenso besprochen.

Ein zusätzliches Kapitel widmet sich im Anschluß der Auflistung weiterführender Literatur (spezielle Fachbücher, Referate und Berichte von Symposien und Tagungen). Im Anhang werden der Vollständigkeit halber noch häufige Umrechnungen aufgelistet. Es ist sicherlich nicht einfach, gerade aufgrund der Komplexität dieses Themenkreises Inhalt und Umfang so aufzubereiten, daß der angestrebte Charakter eines Einführungswerkes weder gesprengt wird, noch an Anschaulichkeit verliert. Eine wichtige Rolle spielen Abbildungen und Tabellen, die durch ihre eigene Anschaulichkeit den Text visuell unterstreichen sollen. Leider lassen Ausführung (z.B. Abb. 2.21) und schwankende Druckqualität teilweise zu wünschen übrig. Auch die Einpassung in den Text ist nicht immer geglückt. So dürften einige Gleichungen (z.B. S. 116) unter einer gewissen Platzangst innerhalb des Textes leiden. Auch ihre Abstände zum linken Rand hin könnte man in einer späteren Auflage vereinheitlichen. Insgesamt gesehen hält dieses Buch nicht mehr oder weniger als das, was es verspricht: ein Einführungswerk (bzw. Nachschlagwerk) für Studenten, Ämter und Behörden entsprechender Fachrichtungen zu sein.

M. Jarnik

HATZSCH, P.: Tiefbohrtechnik. — III + 119 S., 89 Abb., Enke Stuttgart, 1991; ca. DM 70,- (öS. 546,-). ISBN 3-432-99511-3.

Das vorliegende dünne Buch ist nach Aussage des Autors im Vorwort eine zusammenfassende und umfassende Darstellung der Tiefbohrtechnik und soll die bestehende Lücke auf diesem Fachgebiet sowohl in der englisch- als auch deutschsprachigen Fachliteratur schließen. Bei der Durchsicht des in 32 Kapitel gegliederten Buches fällt zuerst die fehlende Gliederung in Überkapitel, die eine Gesamtübersicht erleichtern würden, auf. Die verwendeten Abbildungen und Skizzen entstammen zumeist Firmenprospekten, anderen Publikationen oder Vorlesungsunterlagen der Bergakademie Freiberg. Tabellarische Übersichten der verwendeten Abkürzungen, ihre sofortige Erklärung, einfache erläuternde Skizzen sowie eine Zusammenstellung der englischen Fachausdrücke und ihre Übersetzung in die deutsche Sprache werden bei der Arbeit mit dem Buch ebenfalls vermisst. Im gesamten bleibt der Eindruck, daß der Versuch gemacht wurde, eine Übersicht der Tiefbohrtechnik zu liefern. Dazu wurden im wesentlichen aber fremde Abbildungen verwendet, der Textteil erscheint insgesamt als eine erweiterte Mitschrift einer Hochschulvorlesung. Diese Zusammenstellung in gebundener Form, mit einem – nicht nur für Studierende – durchaus als überhöht zu bezeichnenden Preis wird leider als grundlegende Zusammenstellung der Tiefbohrtechnik bezeichnet. Die Möglichkeit, eine Darstellung zu bringen, die von den angesprochenen Gruppen (Studierende der Geowissenschaften als auch „Vor Ort“ praktisch Tätige) gerne zur Hand genommen wird, erscheint hiemit eigentlich nur mangelhaft erfüllt.

W. Leithner

KREUTZER, L. H.: Photoatlas zu den variszischen Karbonat-Gesteinen der Karnischen Alpen (Österreich/Italien). – Abh. Geol. B.-A., 47, 1–129, 9 Abb., 3 Tab., 46 Taf., Wien 1992; ISBN 3-900312-82-6.

Endlich gibt es ihn, den Mikrofazies-Atlas der altpaläozoischen Karbonate der Karnischen Alpen! Auf 46 qualitativ hochwertigen Phototafeln wird ein breites Spektrum dieser Karbonate zur Darstellung gebracht, deren Diversität den bisher damit nur oberflächlich Vertrauten wohl überraschen wird. Die Anordnung der Mikrofaziesbilder erfolgte übersichtlich in strenger stratigraphischer Ordnung, was dem praktischen Gebrauch deutlich entgegenkommt.

men wird. Als großes Positivum sind die Bildbeschreibungen anzusehen, die über das übliche Maß einer Bildunterschrift hinausgehen indem zumeist eine Reihe von Details darin besprochen wird. Somit wird trotz des sehr eingeschränkten Gesamttextes dieses Bandes (knappe 30 Seiten) eine Fülle von Informationen zur Sedimentologie, Paläontologie und Diagenese geliefert, ebenso versucht der Autor auch Hinweise zum Ablagerungsmilieu der jeweiligen Formationen einfließen zu lassen. Neben diesen vielen positiven Aspekten dieser Arbeit seien doch einige Kritikpunkte erlaubt. Zunächst erscheinen die „variszischen Karbonat-Gesteine“ nicht unbedingt glücklich gewählt. Aufgrund des nahezu vernachlässigbaren karbonischen Anteiles in der Darstellung hätte wohl die Verwendung von „altpaläozoisch“ gegenüber „variszisch“ keinen Informationsverlust bedeutet. Der zweite Punkt betrifft die Zweisprachigkeit (und richtet sich zumindest teilweise an die Redaktion): Ob man glaubt die Internationalität der Abhandlungen in zwei Deckblättern (deutsch und englisch) dokumentieren zu müssen ist Geschmackssache. Den zweisprachigen Text könnte man jedenfalls besser hintereinander anordnen als ihn in unschöner und papierverschwenderischer Art parallel zu präsentieren. Noch dazu wo die Kapitel 2 und 3 dem (scheinbar minderbemittelten) deutschsprachigen Leser vorbehalten bleiben!

Die zweisprachige Darstellung der Tabelle 1 ist vollends unnötig. Anstelle dessen wäre es informativer gewesen, die Zonengliederung, die bei den Bildbeschreibungen teilweise angegeben wird, in der Tabelle zu dokumentieren. Neben oder auch anstelle der Darstellung des Fazies-Schemas von WILSON (1975) wäre die schematische Präsentation der MF-Typen für das Devon nach KREUTZER (1990, 1992) sehr hilfreich gewesen. Letzteres würde die im übrigen sehr übersichtliche tabellarische Beschreibung von Kapitel 7 wertvoll ergänzen. Trotz dieser zeilenmäßig dominierenden Kritik soll klar darauf hingewiesen werden, daß dieser Atlas einen Standard für die Präsentation altpaläozoischer Karbonate darstellt und sowohl für den Wissenschaftler in Sachen Mikrofazies als auch für den universitären Lehrbetrieb eine unerläßliche Dokumentation darstellt, deren Wert unbestritten ist.

W. E. Piller

KUTZNER, Ch.: Injektionen im Baugrund, F. Enke Verlag, 1991, Stuttgart, 370 Seiten, ISBN 3-432-98901-6.

Umfassende Darstellungen der Materie der Injektionstechnik in Buchform sind bis heute eher eine

Rarität. Die Durchsicht des Literaturverzeichnisses dieser Neuerscheinung, welches sehr umfangreich ist, beweist dies deutlich, sind doch von den über 250 zitierten Arbeiten nur 3 Bücher über die Injektionstechnik im allgemeinen, nämlich jenes von JÄHDE (1953), das Standardwerk von CAMBEFORT (1964, deutsche Übersetzung 1969) und EWERT's "Rock Grouting" aus dem Jahr 1985. Damit schließt dieses Buch eine Lücke, die aus dem Bedarf nach einem Buch entstanden ist, welches dieses Fachgebiet vom heutigen Wissensstand aus möglichst ausführlich behandelt. Wenn auch manche Teilbereiche der Injektionstechnik, so zum Beispiel die chemischen Injektionen aus Gründen des Umwelt- und Gewässerschutzes in letzterer Zeit etwas an Boden verloren haben, so stellt die Injektionstechnik im gesamten Bauwesen doch einen unverzichtbaren Bestandteil dar, wobei die Anforderungen, die an sie gestellt werden, ständig steigen. Für die Interessenten dieses Buches sei eine kurze Inhaltsübersicht gegeben: Das Buch gliedert sich in 11 Hauptkapitel, von denen die beiden ersten den Begriffsbestimmungen und der geschichtlichen Entwicklung gewidmet und relativ kurz gehalten sind. Das für das grundsätzliche Verständnis wichtigste Kapitel 3, die Theorie der Injektionen erklärt alle wesentlichen Begriffe, Phänomene und Zusammenhänge und deren theoretische bzw. experimentelle Ermittlung in gut verständlicher und übersichtlicher Weise. Die Kapitel 4 und 5 behandeln die Vorarbeiten für Injektionen, nämlich die Ermittlung und die Beschreibung der Baugrundeigenschaften und deren Methoden sowie die Planung von Injektionsarbeiten. Die Gliederung erfolgte einerseits nach den Gesteinen, nämlich nach Festgestein und kohäsivem und kohäsionslosem Lockergestein, andererseits nach dem Zweck in Abdichtungs- und Verfestigungsinjektionen und der Art der Injektion als Auffüll-, Aufbrech- (auch Aufpreß-) und Verdichtungsinjektion. Das kurz gehaltene Kapitel 6 beinhaltet die wichtigsten Aspekte von Probeinjektionen, die durch einige bedeutende Beispiele verständlich gemacht werden. Welche enorme technische Entwicklung seit CAMBEFORT's Standardwerk „Injection des Sols“ 1964 (deutscher Titel 1969 „Bodeninjektionstechnik“) stattgefunden hat, wird vielleicht am deutlichsten aus Kapitel 7 ersichtlich, in welchem die Ausführung von Injektionsarbeiten und vor allem die hierfür erforderlichen Geräte und Maschinen dargelegt werden, nämlich die Bohrgeräte, die Injektionsausrüstungen, die Mischer, Rührwerke, Pumpen, Registriergeräte usw. Dieses Kapitel ist am reichhaltigsten bebildert. Die Injektionsmittel werden in Kapitel 8 mit einer Gliederung in Suspensionen auf Zementbasis, Silikatgele, andere chemische Injektionsmittel und Bitumen behandelt und es wird hier besonderer Wert auf die Fragen der Umweltverträglichkeit gelegt. Das Kapitel 9 bein-

haltet die Prüfverfahren, und zwar das Prüfen der Bohrlöcher, der Injektionsmittel und des Injektionskörpers während und nach seiner Herstellung. Einer neuen Entwicklung, die keine Injektion im eigentlichen Sinn darstellt, wurde ein eigenes Hauptkapitel, das Kapitel 10, gewidmet. Gemeint ist jenes Verfahren, das der Verfasser Düsenstrahlinjektion nennt, irreführenderweise auch als Hochdruckinjektion (z.B. HDI-Verfahren der Firma Karl BAUER) bezeichnet wird und wofür in Österreich der zwar etwas komplizierte, aber durchaus treffende Ausdruck „Hochdruckbodenvermörtelungsverfahren“ geprägt wurde. International seit mehr als einem Jahrzehnt bekannt, wird der englische Name Jet-grouting dieser Methode am ehesten gerecht. Das Verfahren wird nur in seinen Grundzügen behandelt und durch die wichtigsten Anwendungsmöglichkeiten erläutert. Der Wissensstand zu diesem Spezialverfahren ist heute allerdings bereits so groß, daß ihm bereits ein eigenes Werk gewidmet werden könnte, was aber vermutlich aus Gründen der Wahrung von Interessen konkurrierender Firmen bisher unterblieb. Den Abschluß des Buches bildet das Kapitel 11, das vertragliche Aspekte behandelt und auch vereinfachte Musterleistungsverzeichnisse beinhaltet. Vervollständigt wird das Buch neben dem Literaturverzeichnis durch ein Verzeichnis genannter Firmen, Umrechnungstabellen für die wichtigsten Kennwerte und ihre Einheiten, 5 Farbfotos und ein Sachregister. Es ist zu hoffen und durchaus auch zu erwarten, daß dieses kürzlich erschienene Buch sehr bald in allen Fachbibliotheken, sei es bei Bauherren, Behörden, Firmen, planenden und prüfenden Ingenieuren wie auch an Universitäten und bautechnischen Lehr- und Prüfanstalten Eingang findet.

M. Fross

LEHMANN, U. & HILLMER, G.: Wirbellose Tiere der Vorzeit. — 3. erg. Aufl. XIV + 285 Seiten, 281 Abb. (s/w), Kart., DM 48,- (Enke Verlag) Stuttgart, 1991; ISBN 3-432-90653-6.

Dieses Buch stellt die dritte Auflage eines Werkes dar, welches es sich zum Ziel gesetzt hat, eine „anschauliche Vermittlung der Grundlagen“ der Paläontologie zu sein. Es versucht nicht mit speziellen Fachbüchern zu konkurrieren, sondern bringt in einer erfreulich gerafften Form die wesentliche Systematik der fossilen wie auch der rezenten Wirbellosen.

Die ausführlichen Abbildungen sowie deren vollständige Beschriftung erleichtern das Lernen durch ihre Anschaulichkeit. So trivial dies klingen mag, es ist ein eindeutiger Vorteil zu anderen Werken, deren Abbildungen nur mit Abkürzungen, welche sich der Leser mühevoll aus dem Text zusam-

mensuchen muß, versehen sind. Als gänzlich neues Kapitel wurde in der Einleitung die Geschichte der Paläontologie hinzugefügt. Auch hier sollte keine Quellenstudie betrieben, sondern für den Studierenden oder weniger Informierten eine Zusammenfassung geboten werden. In knapp fünf Seiten waren die Autoren bemüht die wichtigsten Namen und Daten zusammen zustellen. Durch diese komprimierte Form wird aber die rasche Entwicklung der Paläontologie in den letzten 200 Jahren unterstrichen. Eine kurze Aufzählung der Diskussionspunkte der heutigen Zeit bildet den Schluß dieses Überblicks. Auch hier ist auf Grund der Kürze und der Aufgabenstellung des Buches keine Vollständigkeit zu erwarten.

Für all jene, die bereits eine frühere Ausgabe dieses Werkes besitzen, stellt sich natürlich die Frage, ob es Vorteile bringt jenes Buch zu kaufen. Die Autoren waren bemüht den Inhalt auf den letzten Stand zu bringen und um dies zu verdeutlichen, sollte man kurz Beispiele bringen:

So wurde in der Ausgabe 1988 die Abstammung der Scleractinia von den Rugosen noch als wahrscheinlich angesehen. In dem Buch von 1991 wird bereits auf neue Funde aus dem Ordovicium von Schottland eingegangen, die belegen, daß der Bauplan der „Hexakorallen“ schon seit dem Altpaläozoikum bekannt ist, und darum eingangs genannte Theorie widerlegen.

Auch die früher als „Inc. sed. Trilobitoida“ bezeichnete Gruppe wurde zu „Trilobitoida“ verändert, auf Grund neuer Funde aus den Burgess Schiefen in Britisch Kolumbien. Dieser „Leitfaden der systematischen Paläontologie der Invertebraten“ wie die Autoren ihr Buch selbst bezeichnen, wird seiner Aufgabe voll gerecht. Es ist sowohl als Lernhilfe wie auch als Nachschlagewerk für all jene, die keine Spezialisten auf diesem Gebiet sind, mehr als empfehlenswert.

D. Nagel

LEHMANN, U.: Ammonoideen. Leben zwischen Scylla und Charybdis. — Ca. 240 Seiten, ca. 140 Abb. (Enke Verlag) Stuttgart, 12 x 19 cm; kartoniert, ca. DM 35,-; ISBN 3-432-98861-3.

In sechs ausführlichen, zum Teil mit Farbbildern illustrierten Kapiteln widmet sich dieses Taschenbuch zuerst einleitend allgemein den Cephalopoden und anschließend spezifisch dem Bauplan, der Biologie, dem System, der Ökologie und Fossilisation und zum Schluß der Phylogenie der Ammonoideen. Generell ist die Ausstattung positiv hervorzuheben, die zahlreichen Abbildungen sind übersichtlich und gut, auch die Qualität der Fotos ist

in Anbetracht des verwendeten Normalpapiers zufriedenstellend. Qualitativ besonders hervorheben möchte ich den mit fast 50 % des Bandes auch umfangmäßig dominierenden Abschnitt 4 über die Biologie der Ammonoideen. Er entspricht dem letzten Forschungsstand und bestätigt LEHMANN als profunden Kenner der Materie. In Kapitel 2 vermissen ich eine moderne, cladistische Darstellung der Stammesgeschichte der Cephalopoden. Kapitel 5 wirkt etwas mager und unübersichtlich, hier wären einige Abbildungen in Stammbaumform von Vorteil. In Kapitel 6 ist die Paläobiogeographie zu kurz geraten – Jungpaläozoikum und Trias z.B. ohne Abbildung; die boreale Ammonitenfauna differenziert sich nicht im Jura sondern bereits in der Untertrias; die zahlreichen Provinzen in Jura und Kreide werden nur gestreift, obwohl ihr wechselnder Faunenaustausch wichtige Aufschlüsse über Meeresströmungen und plattentektonische Bewegungen dieses Zeitabschnittes liefert. Ein umfangreiches und aktuelles Literaturverzeichnis rundet den Band ab, in dem mir als Praktiker allerdings ein Kapitel besonders abgeht: „Wie bestimmt man einen Ammoniten?“ Letzteres würde vielleicht eine Verbreitung des mit DM 35,- vertretbar ausgepreisten Werkes über den spezifischen geowissenschaftlichen und biologischen Interessentenkreis hinaus, weit hinein in jenen der großen Fossilien-Sammler-Gemeinde, gewährleisten.

L. Krystyn

MANGE, M. A. & MAURER, H. F. W.: Schwerminerale in Farbe. — VII + 148 S., 178 Abb., 3 Tab. (F. Enke Verlag), Stuttgart, 1991; geb., 21,9 x 27,6 cm, ca. DM 148,-; ISBN 3-432-98781-1.

Der vorliegende Bestimmungsatlas stellt das erste umfassende, farbig illustrierte Buch zur mikroskopischen Bestimmung von Schwermineralen dar. Anhand etwa 200 mikroskopischer Farbphotographien, alle von bestechender Qualität, werden 61 transparente, systematisch geordnete Schwerminerale beschrieben.

Im ersten Teil des in zwei Teile gegliederten Buches werden Grundlagen und Anwendung der Schwermineralanalyse erörtert, der zweite, eigentliche Hauptteil, beinhaltet die mikroskopische Beschreibung der Schwerminerale.

In der Einteilung wird eine knappe Definition zum Begriff „Schwermineral“ gegeben, sowie ein kurzer geschichtlicher Überblick zur Methode der Schwermineralanalyse geliefert. Das Kapitel „Schwerminerale in Sedimenten – Anwendungszweck und Grenzen ihrer Analyse“ erörtert die Aussagekraft von Schwermineralvergesellschaftungen, u. a. bezüglich der Be-

stimmung ihrer Herkunft, sowie die Bedeutung verschiedener Faktoren, denen sie nach der Erosion des Ursprungsgesteins unterworfen sein können. Im Kapitel „Methodik“ wird nur bedingt auf die üblicherweise angewandten Labormethoden und Hilfstechniken eingegangen. Es wird immer wieder auf einschlägige Fachliteratur verwiesen, um so den (vor allem für Studenten gerade noch erschwinglichen) Rahmen eines Bestimmungsatlas' nicht zu sprengen. Hinweise zur richtigen Probenahme werden gegeben, Techniken zur Aufbereitung des Probenmaterials (vom Brechen des Materials bis zur Vorbereitung für die mikroskopische Bestimmung) erläutert. Auf die mikroskopische Bestimmung wird im zweiten Teil ausführlicher eingegangen. Weiters werden die gängigen Kornzählungsmethoden beschrieben, und auf die Untersuchungs- und Ausagemöglichkeiten von Varietäten einer Schwermineralart verwiesen. Das Subkapitel „Hilfstechniken“ streift weitere zur Schwermineralanalyse geeignete Techniken wie Röntgendiffraktometrie, Röntgenfluoreszenz-Spektrometrie, Mikrosondenanalyse, Rasterelektronenmikroskop und Kathodenlumineszenz. Zuletzt werden Darstellungsmöglichkeiten von Schwermineraldaten diskutiert. Im 4. Kapitel werden mittels einiger Beispiele die vielseitigen Anwendungsmöglichkeiten der Schwermineralanalyse aufgezeigt.

Die Schwermineralbeschreibung des zweiten Teils enthält detaillierte Angaben über die Kornmorphologie sowie den optischen und physikalischen Eigenschaften der Schwerminerale. Hinweise auf die primären Liefergesteine runden die Beschreibung meist ab. Jede Beschreibung einer Mineralart wird durch ein oder mehrere mikroskopische Farbaufnahmen vervollständigt. Von den meisten Schwermineralpräparaten werden jeweils Abbildungen mit ungekreuzten und gekreuzten Polarisatoren gegenübergestellt. Weitere Abbildungen dienen zur Verdeutlichung von pleochroitischen Eigenschaften, oder der Beschreibung diagenetisch bedingter Anwachsungen an Mineralkörnern. Hervorgehoben werden muß, daß großer Wert auf die Beschreibung authigen in Sedimenten vorkommenden Minerale gelegt wird. Dies soll zum besseren Verständnis für die Abfolge von diagenetischen Ereignissen dienen. — „Ein Bild sagt mehr als tausend Worte“ (um die beiden Autoren zu zitieren). Für Studenten, die ihre ersten Gehversuche in der Schwermineralbestimmung unternehmen und zunächst sämtliche Verwechslungsmöglichkeiten ausschöpfen, aber auch für die bereits „Eingeschauten“, stellt dieser Bestimmungsatlas eine äußerst wertvolle Ergänzung zur herkömmlichen Fachliteratur dar.

M. Jarnik

MILLER, H.: Abriß der Plattentektonik. – 147 S., 97 Abb., kart. (Enke-Verlag), Stuttgart; ISBN 3-432-99731-0.

Der Enke-Verlag, beliebt bei Studenten durch das Erscheinen zahlreicher wertvoller Lehrbücher im erdwissenschaftlichen Bereich, scheint mit der Herausgabe dieses Buches seiner Linie untreu geworden zu sein. Wie aus dem Titel „Abriß der Plattentektonik“ ersichtlich, soll es sich um ein einführendes Werk handeln, das dem Leser einen Einstieg in diesen Themenbereich ermöglichen soll. Die bearbeiteten Kapitel werden selbst den Anforderungen eines einführenden Lehrbuches bei weitem nicht gerecht, sondern können vielmehr als populärwissenschaftliche Abhandlung angesehen werden, die auch den geringen Umfang dieses Buches (147 S.) verständlich machen. Der Autor versucht möglichst viele Teilbereiche der Plattentektonik in viel zu komprimierter Art anzusprechen. Das Buch gliedert sich in 11 Kapitel. In den ersten beiden Kapiteln wird im wesentlichen ein geschichtlicher Rückblick, mit Schwerpunkt Alfred WEGENER, über die Entwicklung der Plattentektonik gegeben. Bedauernswert bei diesem Rückblick erscheint, daß die anderen namhaften Geologen und ihre Theorien keine Beachtung finden. In den folgenden Kapiteln werden Themenbereiche wie Paläomagnetik, Geochemie, Magmentypen, orogenetische Abläufe, Bildung von Mikroplatten, Geosynklinalbildungen und Lagerstättenforschung in Kurzform abgehandelt. Der Autor konzentriert sich im wesentlichen auf langatmige Begriffserklärungen, ohne auf den Kernbereich des Themas länger einzugehen. Im letzten Kapitel werden alte und neue Theorien der Plattentektonik einander gegenüber gestellt und die Kritikpunkte zusammengefaßt. Nach jedem Kapitel wird weiterführende Literatur angegeben, die leider in den meisten Zitaten hoffnungslos veraltet ist. Die Qualität der Abbildungen läßt ebenfalls zu wünschen übrig. Teilweise erscheinen die Illustrationen mit der Hand gezeichnet, in anderen Fällen ist die Strichdicke der Zeichnungen zu dünn gewählt. Zusammenfassend betrachtet kann dieses Buch nur dem geologisch interessierten Laien empfohlen werden, der mit diesem Werk sicher einen Überblick über die Aspekte der Plattentektonik erhält.

M. Homayoun

MILLERO, F. J. & SOHN, M. L., 1992: Chemical Oceanography. Boca Raton – Ann Arbor — London (CRC Press), 531 pp. ; ISBN 0-8493-8840-6)

According to the preface this volume is written as a textbook putting together basic informations of che-



mical oceanography, making it accessible for undergraduate students as well as for scientists who are not familiar with oceanographical literature. Reading starts from a chapter of descriptive oceanography introducing fundamental physical oceanography (salinity, temperature, circulation, water mass exchange and exchange rates) and short descriptions of the world's oceans. The following sections introduce to the composition of seawater, discussing major and minor elements dissolved in seawater (How are they measured? How are they distributed in the oceans? Which processes govern the distribution?). Other chapters are dedicated to interaction of dissolved ions starting from a review of the structure of water. The following sections discuss dissolved gases, the oceanic carbonate cycle and micronutrients. Unfortunately for geologists and sedimentologists who are interested in geochemical backgrounds of the connexion of nutrition, biogenous productivity and the formation of biogenous deposit, biological interactions and the distribution of micronutrients come rather short (i.e., mechanisms and regional distribution of nutrient supply to productive surface waters). This is especially true for critical components like phosphate and silica. More room is dedicated to the introduction of dissolved and particulate organic matters (written by the second author Mary Sohn). The final chapter discusses selected chapters of oceanography such as primary phytoplankton productivity (including methodical informations about measurements of productivity and biomasses). It also includes a short introduction to hydrothermal vent chemistry (well-known old examples from Galapagos rise and Guaymas Basin) and to anoxic basins (with several case-studies of anoxic fjords and estuaries and a description of the Black Sea). Unfortunately this final section does not give the last state of the art.

Summing up, the volume gives a valuable introduction to chemical oceanography. As a special service for readers, 20 pages of alphabetical index are given and each chapter closes with a short list of further-reading references. However, these references are not the most recent ones. The large majority dates from the sixties and seventies, the youngest from 1989. Further reading beyond the scope of this volume therefore requires other books and other references.

K. Decker

PRICE, N. J. & COSGROVE, J. W.: Analysis of Geological Structures. — XIII + 502 S., 1. Auflage (Cambridge Univ. Press), New York, ISBN 0-521-26581-9, (and Port Chester, Melbourne, Sydney; Hard Cover; ISBN 0-521-31958-7 paperback). Preis US \$ 125.- (hard cover); US \$ 49.50 (paperback).

Ein neues, umfassendes Werk über den großen Bereich der Strukturgeologie stößt immer auf reges Interesse bei einem breiten Leserkreis, somal neben wenigen Standardbüchern das Angebot am Markt eher dürftig ist. Gerade auf dem Gebiet der Strukturgeologie sind in den letzten Jahren große Fortschritte erlangt worden, die einer Zusammenfassung bedürfen. Das vorliegende Buch von PRICE & COSGROVE verspricht dem Leser schon aufgrund seines Umfangs von 502 Seiten und jeweils 2-spaltigem Text eine ausführliche, über eine Einführung beträchtlich hinausgehende Behandlung geologischer Strukturen. Zahlreiche, meistens gut verständliche Abbildungen ergänzen den Text. Im Unterschied zu anderen Fachbüchern, die sich auf eine eher deskriptive Beschreibung geologischer Strukturen beschränken, liegt hier ein Schwerpunkt auf der Erörterung mechanischer Prinzipien und Grundlagen (z.B. Kapitel 6 über strike-slip faults). Generell werden geologische Strukturen im Aufschluß-Maßstab betrachtet, deutlich untergeordnet sind überregionale oder mikroskopische Beschreibungen. In der ersten Hälfte werden sprödetektonische Prozesse und Strukturen behandelt. Nach einem obligatorischen ersten Kapitel über Stress, Strain und Rheologie folgt ein Kapitel über Entstehung und Ausbreitung von Kleinklüften. Im 3. und 4. Kapitel werden Intrusionen, Diapire sowie Impakt-Strukturen behandelt. Im Kapitel 5 werden allgemeine Kriterien zur Nomenklatur, Klassifikation, Reaktivierung und seismischen Vorgängen an Störungen diskutiert. Leider sind die im Abschnitt 'Determination of direction and sense of movement' angeführten Schersinnkriterien äußerst unvollständig. Die nächsten Kapitel 6 bis 8 geben eine konventionelle Übersicht über die drei Grundtypen von Störungen: Seitenverschiebungen (Strike-slip faults), Auf- und Überschiebungen (overthrusts) und Abschiebungen (normal faults). Das Abschlußkapitel zur Sprödetektonik befaßt sich mit der Entstehung von systematischen Klüften. Breitesten Raum wird im zweiten Teil des Buches den duktilen bzw. semiduktilen Deformationen gewidmet (160 Seiten). Nach einem einführenden Kapitel über Faltung folgen weitere, sehr ausführliche Kapitel (11–15) über 'buckling' Prozesse in einfachen und mehrfachen Schichten, Faltung in anisotropen Medien und faltungsgebundene Strukturen. Sehr angenehm, da anderswo meist kurz abgehandelt, ist die detaillierte Beschreibung der Entstehung von Boudinage-Strukturen und Schieferungen im Gestein (Kapitel

16, 17). Im abschließenden Kapitel 18 werden die vorher diskutierten Strukturen noch einmal zusammengefaßt und deren Gebrauch für eine Strukturanalyse erörtert. Trotz der intensiven und ausführlichen Behandlung verschiedenster Strukturen (z.B. Falten) kommen speziell für den Feldgebrauch wichtige Themen wie z.B. Schersinnindikatoren zu kurz. Außerdem vermißt man einige strukturgeologische Topics der letzten 10 Jahre. Zu einer 'Analyse geologischer Strukturen' gehören auch Themenbereiche wie die Paläostreßanalyse an Störungsflächen und Calcit-Zwillingen oder die mikroskopische Texturanalyse von Quarz oder Calciten. Bedauerlicherweise sind die Literaturangaben am Ende der einzelnen Kapitel oft nicht aktuell. Hinweise auf neuere, weiterführende Literatur muß sich der interessierte Leser anderswo beschaffen. Trotzdem stellt diese Buch sicherlich eine willkommene und gelungene Ergänzung der bekannten Standardwerke in der Strukturgeologie dar. Auch aufgrund des relativ niedrigen Preises der Paperback-Ausgabe sollte dieses Buch nicht in der Bibliothek eines an Strukturgeologie interessierten Lesers fehlen.

H. Peresson

RABEDER, G.: Die Höhlenbären der Conturines. Entdeckung und Erforschung einer Dolomiten-Höhle in 2800 m Höhe. – 124 S., 61 Farbphotos, 28 Abb., Bozen (Athesia), 1991; ISBN 88-7014-629-4.

G. Rabeder, Professor am Institut für Paläontologie der Universität Wien, ist seit vielen Jahren für seine Grabungsaktivitäten in alpinen und hochalpinen Bärenhöhlen bekannt. Der vorliegende Bildband präsentiert die vorläufigen Ergebnisse seiner letzten, spektakulären Forschungen in einer Bärenhöhle der Conturines, einem Dolomitenstock Südtirols. Das Werk liefert in höchst anschaulicher und übersichtlicher Weise einen Überblick über die wissenschaftlichen Aktivitäten, die seit der Entdeckung im Sommer 1987 in der, mit 2800 m Seehöhe zur Zeit höchstgelegenen Bärenhöhle der Alpen gesetzt wurden. Zusätzlich zur Beschreibung des Fundortes, einer kurzen Erläuterung der Grabungstechnik und dem Ablauf der Grabungen wird ein Überblick über Lebensbedingungen und Evolution der Höhlenbären geschaffen. Davon ausgehend werden die unterschiedlichen Datierungsmethoden zur zeitlichen Einstufung von Höhlenbärenfunden charakterisiert (Pollanalyse, Sauerstoff-Isotopen-Methode, Radiokohlenstoffmethode u.a.). Nach einer Zusammenfassung der bisherigen Forschungsergebnisse und einem Vergleich mit anderen hochalpinen Bärenhöhlen widmet sich der Autor abschließend den Problemen zur Al-

tersstellung der Conturinesfauna, die er ins mittlere Würm stellt. Bei weitem bemerkenswerter sind aber seine Ausführungen zur damaligen Klimageschichte: Rabeder schlägt aufgrund seiner Untersuchungen vor, daß die Besiedelung der ausgesprochen exponiert gelegenen Conturineshöhle durch die Höhlenbären nur in einem echten Interglazial („Ramesch- Interglazial“ nach RABEDER) erfolgt sein kann, während nach gängiger Lehrmeinung im mittleren Würm bis jetzt nur Interstadiale nachgewiesen werden konnten. Das exzellent und reichlich bebilderte Werk liefert nicht nur dem Fachkundigen eine leicht verständliche und anschaulich gegliederte Einführung zur Erforschung einer Bärenhöhle. Auch jedem Fachmann, der an Fragestellungen zur Gliederung des Jungpleistozäns und zur jüngsten Klimageschichte interessiert ist, sei dieser Bildband vor allem auch wegen seiner Ausführungen zum Klimageschehen im mittleren Würm ausdrücklich empfohlen.

G. Frik

REINSCH, D.: Natursteinkunde — Eine Einführung für Bauingenieure, Architekten, Denkmalpfleger und Steinmetze. – 315 S., 236 Abb., 16 Tab. (Enke Verlag) Stuttgart 1991; Kart., öS 764,-, ISBN 3-432-99461-3.

Der Titel „Natursteinkunde – Eine Einführung für Bauingenieure, Architekten, Denkmalpfleger und Steinmetze“ weist dieses Buch als Fachbuch für den interessierten Praktiker aus, der aufgrund seiner beruflichen Tätigkeit ein Naheverhältnis zu Naturbausteinen, vor allem aber Dekorgesteinen hat. Der erste Gedanke, „schon wieder ein oberflächlicher Lernbehelf für den Steinmetzlehrling“, erweist sich aber bereits nach einer flüchtigen Durchsicht als unbegründetes Vorurteil. Beschränkt sich die „Gesteinskunde“ für den erwähnten Leserkreis meist auf die Kristallsysteme, die Gliederung in Magmatite, Metamorphite und Sedimentgesteine, einige Gesteine wie Granit, Marmor, Kalk („Marmor“) und Sandstein, sowie einige technische Daten, so wird hingegen in diesem Buch eine beachtliche, komprimierte Zusammenfassung des erdwissenschaftlichen Allgemeinwissensstandes gegeben. Gegliedert ist diese Abhandlung in drei große Teilgebiete. Beginnend mit Teil A – „Die Elemente der unbelebten Natur“ – bei den Aggregatzuständen, Modifikationen, Phasen und Phasendiagrammen einiger wichtiger Stoffsysteme, über die Grundlagen der Mineralogie, wie Kristallsystemen, Kristallchemie, Kristallphysik zu den wichtigsten gesteinsbildenden Mineralen, werden weiterführend in Teil B – „Gesteinskunde“ – die Gliederung der Gesteine, ihre petro-

verwiesen, daß auch auf statistische Verfahren innerhalb der Biostratigraphie Bezug genommen wird. Dieses Kapitel wird vor allem den paläontologisch Interessierten besonders ansprechen.

Ein weiteres Kapitel gibt eine Einführung in die modernen physikalischen und petrographischen Arbeitsweisen. Dieses Kapitel stellt inhaltlich den wertvollsten Teil des Buches dar. Zunächst wird auf den radioaktiven Zerfall, Prinzipien und Arbeitsweisen, aber auch auf die notwendigen Hilfsmittel und Einschränkungen dieser Methoden eingegangen. Leider muß gesagt werden, daß diesem, gerade in der heutigen Zeit so überaus wichtigen Themenkreis in dieser Darstellung zu wenig Beachtung geschenkt wurde. Dem leider zu kurz geratenen Absatz über die Radiometrie folgt eine kurze, prägnante Darstellung über den Paläomagnetismus. Dabei werden so populäre Themenkreise wie das Erdmagnetfeld, die Orientierung des remanenten Magnetismus, die Umkehrung der magnetischen Polarität aber auch die Einschränkungen und Auflösungsvermögen dieser Methoden diskutiert. Ein weiterer Absatz dieses Kapitels befaßt sich in ganz kurzer Form mit den Methoden der Geophysik wie etwa der Reflexionsseismik, der Thermolumineszenz und den Bohrlochmessungen. Der darauffolgende Teil innerhalb des Kapitels 4 befaßt sich mit der Paläoklimatologie, wobei die Paläotemperaturbestimmungen mit Isotopen und die Geomorphologie kurz besprochen werden. Auch auf die klimatologische Zonierung der Böden wird hier Rücksicht genommen und dazu eine kurze, aber klare Stellung bezogen. Dem Problemkreis der Tephrochronologie wird dann kurz stattgegeben und am Beispiel des Quizapu in Chile im Jahr 1932 recht gut charakterisiert. Der letzte Absatz dieses Kapitels befaßt sich mit der Warvenchronologie, der Dendrochronologie und der Stromatometrie, bzw. mit den Anwendungsmöglichkeiten dieser Methoden in der Stratigraphie.

Ein unter Kapitel 5 stehendes Repetitorium soll dem Leser noch einen kurzen, informativ-einprägsamen Gesamtüberblick vermitteln. Positiv fällt ferner an diesem Lehrbuch auf, daß nach jedem Kapitel eine eingerahmte, fett gedruckte Zusammenfassung mit den wichtigsten Erklärungen und Details geboten wird. Ebenso vorteilhaft ist die Tatsache, daß nach jedem Kapitel eine umfangreiche, weiterführende Literatur über das jeweilige Wissensgebiet angeführt wird. Von sehr großem Informationsgehalt sind die vielen, übersichtlich konzipierten und detailreichen Abbildungen und Tabellen.

Abschließend wäre zu sagen, daß ein ungeheuer breit gestreuter Lehrstoff in einem relativ kleinen Buch in übersichtlicher und leicht verständlicher Form dargeboten wird.

ROBERTS, A. M., YIELDING, G. and FREEMAN, B., 1991: *The Geometry of Normal Faults*. Geological Society Special Publication No. 56, London (The Geological Society), 264 pp. (58 BP at the AAPG); ISBN0-903317-59-1.

This Special Volume comprises 18 papers on normal faulting which are the outcome of a meeting on the theme in 1989. Papers, however, seem to be significantly younger as most authors consider literature from 1990. The book starts from a keynote by R. Hardman and J. Booth that reminds us academics of a major and good reason – namely money – why to study normal faults. The authors provide several very illustrative examples from North Sea hydrocarbon fields where normal faults play a major role in reservoir generation and exploitation. An entertaining easy-to-read, yet very informative paper. Forthcoming contributions group in four chapters. Like the key note, the first chapter is dedicated to extensional-domain hydrocarbon exploration and deals with subsurface seismic studies from the North Sea. As one thread in most papers is the analysis of synrift sedimentation these contributions will also be interesting for basin analyses. From the following four examples of "field-based studies" the high-quality paper on Mesozoic rifting and tectonic inversion in the French Alps by M. Coward et al. must be mentioned. Papers in the third section on fault-displacement studies give detailed quantitative descriptions of displacement along individual faults.

The paper by J. Walsh and J. Watterson provides insight into the geometric and kinematic coherence of fault arrays, discussing quantitative displacement-patterns on single faults as well as the heterogeneous ductile strains arising from variable displacements on fault surfaces. The final section covers normal-fault modelling, "section balancing" and comparison of models to real geology. Contributions deal with the generation of normal-fault curvature by the effects of syntectonic sedimentary (by B. Vendeville), modelling of listric fault geometries (well illustrated by K. Mc Clay et al.), and modelling of listric and non-listric faults by finite-elements and clay analogue models (G. Dressen et al.). All well-done. Unfortunately, however, the reader's curiosity, raised by the term "balanced" that occurs in the title of the chapter, is not met – he just finds "sections" of sandbox models which of course balance. In sum, the volume provides a very broad high-quality approach to many aspects of normal faulting, from reality to sandbox and back, from amazing detailed descriptions of single faults up to the crustal scale level. These facts make it easy to recommend the book both to academics and exploration geologists.

graphischen Merkmale, Struktur, Textur und Modalbestand beispielhaft besprochen. Im weiteren folgt der geologische Rahmen der Gesteinsbildung mit der Vorstellung des Aufbaues der Erde und der gängigen Theorie der Plattentektonik, sowie eine detailliertere Einführung in die Entstehung und Klassifikation der einzelnen Gesteinsgruppen (Magmatite, Metamorphite, Sedimentgesteine) nach der in den Erdwissenschaften üblichen Vorgangsweise und Nomenklatur. Abgeschlossen wird dieser Abschnitt durch eine Einführung in die Methodik der Gesteins- und Mineralbestimmung, die von der Mikroskopie von Dünnschliffen, über die Röntgendiffraktometrie, von der klassischen Lötrohrmethode und dem Debye-Scherer Verfahren zu den modernen Methoden der DTA, RFA, Mikrosonde und REM überleitet. In Teil C – Angewandte Gesteinskunde – wird dann auf die, für den angesprochenen Leserkreis, relevante Thematik näher eingegangen. Beginnend bei den Rohstoffen für die keramische Industrie und das Bauwesen, über Werk- und Dekorationsgesteine und deren Bearbeitung, findet auch die Geschichte der Gesteinsverwendung mit ihren Anfängen im Paläolithikum, den frühen Hochkulturen in Mesopotanien, Ägypten, Amerika, Griechenland, Rom und schließlich dem europäischen Mittelalter und der Neuzeit ihre Berücksichtigung. Neben zahlreichen Verwendungsbeispielen für Bau- und Dekorgesteine wird auch die Bautechnik berührt, für die europäische Antike werden die Bauvorschriften des Vitruv und Plinius zitiert, für das Mittelalter und die Neuzeit wird die regionale Entwicklung des Bau- und Steinhandwerkes in den verschiedenen Stilepochen anhand von Beispielen erläutert. Im Kapitel über die nutzbaren Natursteinvorkommen Mitteleuropas werden leider nur deutsche Gesteinsvorkommen behandelt, sodaß dieser Abschnitt für einen österreichischen Architekten oder Steinmetz zwar von Interesse, aber praktisch nicht verwertbar ist, und die Überschrift dieses Kapitels etwas übertrieben wirkt. Abschließend werden einerseits die technischen und physikalischen Eigenschaften, das Problem der Natursteinverwitterung, einige Prüfmethode (z. B. Frostbeständigkeit, Rauchbeständigkeit, Salzgehalt und Salzsprengung, etc.) und andererseits die verschiedenen Ursachen von Verwitterungsschäden und die entsprechenden Maßnahmen und gängigen Methoden für die Restaurierung und Konservierung von Bau- und Kulturdenkmälern zusammenfassend und kritisch abgehandelt. Ein relativ umfangreiches, aktuelles Literaturverzeichnis, sowie zahlreiche gute Abbildungen runden das sehr positive Bild ab. Obwohl sich der Autor bemüht, eine für die angestrebte Zielgruppe verständliche Sprache zu sprechen, wie er im Vorwort ausdrücklich betont, ist deutlich der Mineraloge zu hören, der zuweilen mit seiner Gründlichkeit weit über das gesteckte Ziel hinausschießt, sodaß

vom Leser (Denkmalpfleger sind meist Kunsthistoriker oder Architekten) bereits eine gründliche erdwissenschaftliche Vorbildung und viel Interesse vorausgesetzt werden muß. Viel eher eignet sich dieses Übersichtswerk für den denkmalpflegerisch interessierten Geologen, der mit den entsprechenden Fachausdrücken bereits vertraut ist, sowie für den Studienbetrieb in den erdwissenschaftlichen Fachbereichen. Solange Architekten und Steinmetze Dekorgesteine fast ausschließlich nach der Farbe, wie in einem Fliesenkatalog, auswählen und auch entsprechend verwenden, wird dieses Fachbuch leider nur bei sehr wenigen, interessierten und vorgebildeten Anwendern auf Interesse stoßen.

A. Rohatsch

REY, J.: Geologische Altersbestimmung. Biostratigraphie, Lithostratigraphie, absolute Datierung. – Übersetzt und überarbeitet von Wolfgang Riegraf und Cornelia Schmitt-Riegraf. — 195 S., 107 Abb., 10 Tab., 1 Taf. (F. Enke Verlag) Stuttgart 1991. Kart., DM 38,-; ISBN 3-432-98581-9.

Das Lehrbuch „Geologische Altersbestimmung“ vermittelt eine sehr gute Einführung in die Methoden der relativen und absoluten Altersdatierung. Besonders fällt eine klare und präzise Darstellung dieses komplizierten Themenkreises auf, wie sie vor allem für Studenten aller Fachrichtungen aus den Erdwissenschaften wichtig ist. Im ersten Kapitel werden die Grundlagen der Stratigraphie näher erläutert und definiert. Dabei werden so komplizierte Vorgänge wie etwa die biologische Entwicklung, der radioaktive Zerfall, die Änderung der magnetischen Polarität oder Klimaschwankungen in kurzer, relativ leicht verständlicher Fassung erörtert. Im zweiten Kapitel wird der Leser mit Sedimenten und der Lithostratigraphie konfrontiert, wobei vor allem Sedimentationsunterbrechungen und lithostratigraphische Zeitmarken erläutert werden. Das darauffolgende Kapitel „Biostratigraphie“ ist aus gutem Grund besonders umfangreich konzipiert worden. Neben der Entwicklung des Lebens wird auch eine allgemeine Evolution der Biosphäre angeführt. Aber auch so bekannte Themenkreise wie Leitfossilien, Paläoökologie, Biotope (Environments), Paläobiogeographie oder auch Paläoklimatologie werden in diesem Kapitel aufgeworfen und ziemlich klar dargestellt. So komplizierte und heute noch heftig umstrittene Teilgebiete, wie etwa der Gradualismus und der Punktualismus werden aufgegriffen und auch graphisch sehr gut erläutert. Die Tatsache, daß sich das Leben innerhalb großer Organismengruppen und in Taxa von niedrigem Rang entwickelt hat, wird in leichter Form dem Leser verständlich gemacht. Ferner sei darauf

**Walter MEDWENITSCH**  
1927–1992

Am 15. Mai 1992 verstarb völlig unerwartet Prof. Dr. Walter Medwenitsch knapp vor Antritt seines wohlverdienten Ruhestandes.

Walter Medwenitsch wurde am 11. Jänner 1927 als Sohn von Hofrat Dipl. Ing. Richard und Margarethe Medwenitsch geboren. Von 1933 bis 1937 besuchte er die Volksschule der Schulbrüder in der Gebrüder Langgasse, von 1937–1945 das Akademische Gymnasium in Wien.

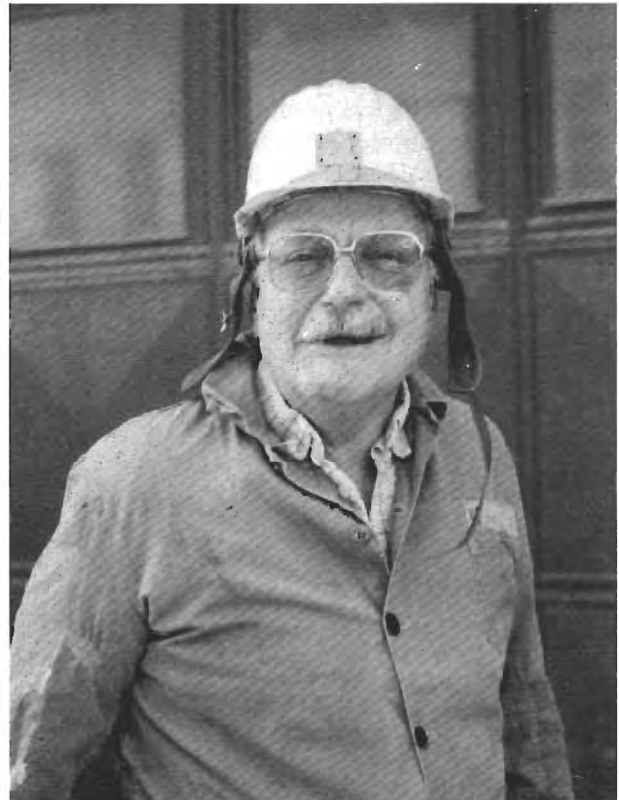
Sein Vater, Oberbauingenieur bei den Österreichischen Bundesbahnen, der an der Technischen Hochschule in Wien noch bei F. TOULA Geologie und Mineralogie hörte, brachte Walter bereits früh mit der Geologie in Berührung. So durfte er ihn bereits in seiner frühesten Jugend bei Befahrungen und Exkursionen zu Rohstoffvorkommen begleiten.

Durch sein geologisches Interesse und Wissen dürfte seine Lehrer gelegentlich in Verlegenheit gebracht haben. Über diese Erlebnisse schrieb er selbst: „... Ich kann mich noch gut erinnern, wie in der 7. Klasse des Akademischen Gymnasiums mein Geographielehrer eines Tages in die Klasse kam und erklärte, 'wir machen heute Geologie'. Ich durfte 2 verstaubte Laden mit abgegriffenen, zerkratzten, speckigen Gesteinen, Gesteinstrümmern und -stückchen mit vergilbten, abgescheuerten, wiederholt ausgetauschten Etiketten aus dem 'Naturalienkabinett' holen. Die in diesen Laden herrschende Unordnung wurde natürlich durch ein weiteres Vertauschen der Zettel verstärkt. Wer hätte soviel Beherrschung gehabt, einen solchen Test zu unterlassen? – ob der Professor die Gesteine nach den beiliegenden Etiketten anspricht oder sie kennt? ... Ergebnis: Klassenbucheintragung mit mehrstündigem Karzer...“. Diese heiteren Berichte sollen nicht über die schweren Zeiten hinwegtäuschen.

Im Jahre 1943 wurde Walter Medwenitsch als Luftwaffenhelfer eingezogen. Im Frühjahr 1945 leistete er Kriegshilfsdienst bei Siemens & Halske in Wien.

Ursprünglich wollte sich Walter Medwenitsch der Musik zuwenden. Vor allem die Kompositionen Bruckners und Händels zählten zu seinen Lieblingswerken. Dirigenten wie Zemlinsky oder Böhm schätzte er über alles.

Sein Vater überzeugte ihn jedoch schließlich, dennoch Geologie zu studieren. So inskribierte er im Sommersemester 1945 Geologie als Hauptfach und Paläontologie, Petrologie sowie Mineralogie als Nebenfächer. Immer wieder erinnerte er sich noch an die „Einführung in die Geologie der Ostalpen“ von K. LEUCHS, eine Lehrveranstaltung, die offensichtlich einen tiefen Eindruck hinterließ. Mit F. MA



CHATSCHKI in Mineralogie, H. LEITMEIER in Petrologie und ab dem Wintersemester 1945/46 L. KOBBER in Geologie hatte er wahre Persönlichkeiten als akademische Lehrer. Vom 1. Nov. 1946 bis zum 30. April 1949 war er als halbtätig beschäftigte, vom 1. Mai 1949 bis zum 30. 4. 1950 als ganztätig beschäftigte wissenschaftliche Hilfskraft an der Universität Wien tätig.

Im Sommersemester 1946 wurde ihm von L. KOBBER als Dissertationsthema die geologische Bearbeitung der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Alt-Aussee übertragen. 1947 begann er mit den ersten Aufnahmearbeiten im Ischler Salzberg, in der Folge mit den übrigen Salzbergbauen. Walter Medwenitsch zählte zum engeren Kreis der Gründungsmitglieder der Akademischen Arbeitsgemeinschaft, die sich als „Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien“ die Veröffentlichung von Forschungsergebnissen von Geologiestudenten und Jungabsolventen zum Inhalt machte. Im Gründungsjahr 1949 hatte er die Funktion des Obmannstellvertreters inne.

Am 1. Juli 1949 wurde Walter Medwenitsch schließlich zum Doktor der Philosophie promoviert.

Während der Sommermonate der Jahre 1949 bis 1952 bearbeitete er den westlichen Teil des Unterengadiner Fensters auf österreichischem Gebiet. Verschiedene Exkursionen und Vergleichsbegehungen führten ihn nach Graubünden und Oberitalien. Diese Untersuchungsergebnisse faßte er im Jahre 1954 in seiner Habilitationsschrift „Das Unterengadi-

ner Fenster und sein Rahmen“ zusammen.

Bereits im August und September 1953 hatte er Gelegenheit, auf Einladung der Serbischen Akademie der Wissenschaften Jugoslawisch-Mazedonien kennenzulernen. In dieser Zeit knüpfte Walter zahlreiche Freundschaften mit Fachkollegen. In mehreren wissenschaftlichen Veröffentlichungen schrieb er seine Forschungsergebnisse über die Geologie und Tektonik dieser Region nieder. Die Geologie und Tektonik der Dinariden erregte auch noch Jahre später sein Interesse. Gemeinsam mit P. BECK-MANAGETTA verfaßte er „seine“ Karte der Dinariden, erschienen im Jahre 1978 im „Atlas der Donauländer“, auf die er stets mit berechtigtem Stolz hinwies.

Zwischen 1955 und 1964 arbeitete er im Bereich der Radstädter Tauern. Zahlreiche Aufnahmeberichte geben über die Ergebnisse dieser Feldarbeiten Auskunft.

Bereits seit dem Jahre 1946 war Walter Medwenitsch Mitglied der Sektion Austria des Österreichischen Alpenvereines. Dabei stand er lange Jahre der wissenschaftlichen Abteilung vor. Im Jahre 1972 wurde er schließlich zum 2. Vorsitzenden, zwei Jahre später zum 1. Vorsitzenden gewählt. Gerade die Übertragung dieser Funktion erfüllte ihn mit besonderer Freude. Oft wies er auf einen seiner berühmten Vorgänger, den Geologen Eduard von Moisisovics hin. Auf die Initiative von Walter Medwenitsch gehen eine Reihe von Hüttenneubauten und -erweiterungen, wie das Hollhaus, die Rudolfshütte oder die Simonyhütte zurück.

Sowohl im Rahmen der wissenschaftlichen Gruppe des Alpenvereines als auch seiner Lehrtätigkeit am Institut für Geologie der Universität Wien organisierte er zahlreiche geologische Exkursionen, die zuweilen bereits den Charakter von Expeditionen annahmen. Sein Interesse galt dabei nicht nur dem Vulkanismus mit all seinen Erscheinungsformen sondern vor allem der regionalen Geologie. Zu den wichtigsten Exkursionszielen zählten die süditalienischen Vulkane, die Kanarischen Inseln, Hawaii, Island u.a.m. Besonders hervorzuheben ist auch seine Antarktis-Exkursion, die Exkursion zu Lagerstätten in die Rocky Mountains, Alaska u.s.f. Seine Art, interessierte Laien mit Geologie vertraut zu machen, bewog eine Reihe von jüngeren und älteren Alpenvereinsmitgliedern, Geologie auch tatsächlich zu studieren.

Bereits seit den frühen 50er Jahren hielt Walter Medwenitsch jährlich die bereits zur Tradition gewordenen „Geologischen Aufnahmeübungen im Bergbau“ in Hallstatt, Mühlbach, Bleiberg-Kreuth ab. Für die meisten Studenten bedeutete dies den ersten Kontakt zur Lagerstättengeologie. Nach erfolgter Schicht widmete er sich ausführlich der „Kartenkunde“. So brachte er bis in die späten Nachtstunden zahlreichen Studenten das Tarockspiel bei.

Im Rahmen dieser Lehrveranstaltungen wurden auch Exkursionen zu umliegenden Lagerstätten durchgeführt. Besorgt verfolgte er dabei in den letzten Jahren, daß viele der traditionellen Bergbaue auf Grund der Schließungen nicht mehr als Exkursions- und Studienobjekte mehr zur Verfügung standen.

Die Vorlesungen von Walter Medwenitsch blieben allen Hörern sicher in bleibender Erinnerung. Zu den wichtigsten Lehrveranstaltungen zählten neben den „Bergbauübungen“ zweifelsohne seine Vorlesungen über die regionale Geologie der nördlichen bzw. der südlichen Halbkugel, der Geologie und Tektonik ostalpiner Lagerstätten usf. Nicht nur seine Art, den Unterricht durch treffende Vergleiche äußerst anschaulich zu gestalten, sondern auch durch humorvolle Einlagen aufzulockern, waren der Grund dafür, die eine oder andere Vorlesung freiwillig zu besuchen. Mit seinen detaillierten Kenntnissen der regionalen Geologie, der Rohstoffvorkommen usf. konnte er manche Fachleute in arge Verlegenheit bringen. Er selbst bezeichnete sich als einen Menschen, der „nicht in den Keller lachen geht“. Ortete er bei einem Studenten jedoch tiefe Kenntnislücken, empfahl er nicht selten, dafür aber offen und direkt das legendäre Gewerbe des „Vogelhäuslanstreichens“ anstelle des Geologiestudiums. Trotz seiner oft polternden Art war der weiche Kern unverkennbar.

Mit Professor Dr. Walter Medwenitsch hat nicht nur das Institut für Geologie, sondern vor allem die Geologenschaft Österreichs eine seiner markantesten Persönlichkeiten verloren.

#### Veröffentlichungen von Walter MEDWENITSCH

MEDWENITSCH, W.: Die Hallstätterzone von Ischl-Aussee mit besonderer Berücksichtigung der Salzlager von Ischl und Aussee. — Unveröffentl. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1949.

MEDWENITSCH, W.: Fossilfund im Halleiner Salzberg. — Berg- u. hüttenmänn. Mh., 94, 65-66, Wien, 1949.

MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl-Aussee. — (mit 1 Situations-skizze 1:50.000, mit einer N-S- und einem W-E Tektonogramm 1:25.000 als Beilagen). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 1, 1-27, Wien, 1949.

MEDWENITSCH, W.: Der geologische Aufbau des Salzkammergutes im Raume Ischl-Hallstatt-Aussee. — Berg- u. hüttenmänn. Mh., 94, Wien, 1949.

MEDWENITSCH, W., HOLZER, H.: Bericht über die Exkursion auf die Hohe Wand am 26. und

27. Mai 1950. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. — Jg. **1951/2**, 30–32, Wien, 1951.
- MEDWENITSCH, W.: Hallstätter Erbstollen (Hallstätter Salzberg). — Verh. Geol. B.-A., 57–63, Wien, 1950/51.
- MEDWENITSCH, W.: Vorläufiger Arbeitsbericht über geologische Arbeiten im Engadiner Fenster (Tirol). — Anz. österr. Akad. Wiss., **1951**, 48–52 Wien, 1951.
- MEDWENITSCH, W.: Probleme der alpinen Salzlagerstätten. — Mont. Zeitung, **67/5**, 118–122, Wien, 1951.
- MEDWENITSCH, W.: Zweiter vorläufiger Aufnahmsbericht über geologische Arbeiten im Unterengadiner Fenster (Tirol). — Anz. österr. Akad. Wiss., **1952**, 124–130, Wien, 1952.
- MEDWENITSCH, W.: Dritter vorläufiger Aufnahmsbericht über geologische Arbeiten im Unterengadiner Fenster (Tirol). — Sitz.-ber. österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl. Abt. I., **162**, 295–303, Wien, 1953.
- MEDWENITSCH, W.: Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol), im besonderen westlich des Inns von Prutz bis zum Pezidkamm. — Kober-Festschrift. Skizzen zum Antlitz der Erde. 168–192, Wien, 1953.
- MEDWENITSCH, W.: Exkursion in das Salzkammergut. — Führer Int. Paläont. Tagung, Wien, 1954.
- MEDWENITSCH, W.: Geologie und Tektonik der alpinen Salzlagerstätten. — Mitt. Naturwiss. Arb.-gem. Haus der Natur Salzburg, **6**, 1–13, Salzburg, 1955.
- MEDWENITSCH, W.: Zum Funde von Halobien-schiefern im Erbstollen des Alt- Ausseer Salzberges. — Mont.-Rundschau, **1956**, 29–32 Wien, 1956.
- MEDWENITSCH, W.: Die tektonische Stellung der Pelagoniden im Raum der Dinariden. — Berg- u. hüttenmänn. Mh., **101**, 27–29, Wien, 1956.
- MEDWENITSCH, W.: Übersichtsbegehungen 1955 in den nördlichen Radstädter Tauern auf den Blättern 126/2 (Radstadt), 126/3 (Flachau) und 126/4 (Untertauern). — Verh. Geol. B.-A., **1956**, 65–69, Wien, 1956.
- MEDWENITSCH, W.: Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **49**, 327–329, Wien, 1956.
- MEDWENITSCH, W.: Altes und Neues über makedonische Erzlagerstätten. — Tschermaks min. petr. Mitt., **5**, 417–423, Wien, 1956.
- MEDWENITSCH, W.: Die Stellung der Pelagoniden in der Grenze von N- und S-Dinariden, von Dinariden (s. str.) und Heleniden. — Bull. Inst. Geol. Rep. Macedonienne., **5**, 251–267, Skopje, 1956.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie Vardarisch-Makedoniens (Jugoslavien), zum Problem der Pelagoniden. — Sitz.-ber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I., **165**, 397–473, Wien, 1956.
- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1956 über Aufnahmen auf den Blättern 126/3 (Flachau) und 126/4 (Untertauern). — Verh. Geol. B.-A., **1957**, 39–41, Wien, 1957.
- MEDWENITSCH, W.: Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **49**, 327–329, Wien, 1956.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Salzlagerstätten Bad-Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, 133–139, Wien, 1957.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie der Hallstätter Zone I. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, 355–356, Wien, 1957.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie der Hallstätter Zone II. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, 356–359, Wien 1957.
- MEDWENITSCH, W.: Eine Fahrt zu den süditalienischen Vulkanen. — Österr. Berg- u. Hüttenkalender **1958**, 91–97, Wien, 1958.
- MEDWENITSCH, W.: Probleme zur Geologie Böhmens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **51**, 357–360, Wien, 1958.
- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1957 über Aufnahmen auf Blatt 126/4 (Untertauern). — Verh. Geol. B.-A., **1958**, 226–227 Wien, 1958.
- MEDWENITSCH, W.: Der Ätnausbruch, Ostern 1957. — Stromboli, **6**, 22–24, 1958.
- MEDWENITSCH, W.: Die Stellung der Chamositlagerstätte Tajmiste im Bau Makedoniens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **51**, 353–362, Wien, 1958.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Lagerstättengeologie Ägyptens. — Tschermaks min.-petrogr. Mitt., **6**, 420–428, Wien, 1958.

- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Untertauern (126). — Verh. Geol. B.-A., 1959, Wien, 1959.
- MEDWENITSCH, W.: Vesuv u. Liparische Inseln. Exkursionshinweise. — Geol. Ges. (vervielfältigtes Manuskript), 29 S., Wien, 1960.
- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Untertauern (126/4). — Verh. Geol. B.-A., 1960, A50–A51, Wien, 1960.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie des Halleiner Salzberges. Die Profile des Jakobberg- und Wolfdietrichstollens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, 197–218, Wien, 1960.
- MEDWENITSCH, W.: Der XII. Berg- und Hüttenmännische Tag vom 8. bis 11. Juni 1960 an der Bergakademie in Freiberg/Sachsen. — Montanrundschaу, 9, 279–280, Wien, 1960.
- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Untertauern (126/4). — Verh. Geol. B.-A., 1961, Wien, 1961.
- MEDWENITSCH, W.: Die Metamorphiden in den Dinariden Jugoslaviens. — Freib. Forsch.-H., C 102, 48–66, 1961.
- MEDWENITSCH, W.: Die Bedeutung der Pelagoniden für die Tektonik der Dinariden. — III<sup>eme</sup> 4. Congres de Géologues de Yougoslavie. — 1, 449–462, Titograd, 1961.
- MEDWENITSCH, W., HOCHSTETTER, C.: XIV. Berg- und Hüttenmännischer Tag der Bergakademie Freiberg/Sa. — Montanrundschaу, 12, 290–293, Wien, 1962.
- MEDWENITSCH, W.: Die Bedeutung der Grubenauflüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostrandes der Berchtesgadener Schubmasse. — Zs. dt. Geol. Ges., 113/2–3, 463–494, Hannover, 1962.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie des Untergadiner Fensters (österreichischer Anteil). — Eclogae Geol. Helv., 55, 460–468, Wien, 1962.
- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1961 über Aufnahmen auf Blatt Untertauern (126/4) und Flachau (126/3). — Verh. Geol. B.-A., 1962, A38–A39, Wien, 1962.
- MEDWENITSCH, W.: Führungen und Fachausflüge 1963 – Liparische Inseln – Ostsizilien – Vesuv. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 739–746, Wien, 1963.
- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1962 über Aufnahmen auf den Blättern Untertauern (126/4), Flachau (126/3) und Radstadt (126/2). — Verh. Geol. B.-A., 1963, A31–A32, Wien, 1963.
- MEDWENITSCH, W., WIESENER, H.: Liparische Inseln – Ostsizilien – Vesuv. Ergänzende Exkursionshinweise. — Geol. Ges. (vervielfältigtes Manuskript), 28 S., Wien, 1963.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie des Halleiner- und Berchtesgadener Salzberges. — Mitt. Naturwiss. Arb.gem. Haus der Natur Szbg, 14, 1–13, Salzburg, 1963,
- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1963 über Aufnahmen auf den Blättern Untertauern (126/4), Flachau (126/3) und Radstadt (126/2). — Verh. Geol. B.-A., 1964, Wien, 1964.
- MEDWENITSCH, W., SCHLAGER, W., EXNER, Ch.: Exkursion I/5: Ostalpenübersichtsexkursion. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 57–106, Wien, 1964.
- MEDWENITSCH, W.: XVI. Berg- und Hüttenmännischer Tag der Bergakademie Freiberg/Sachsen 20.-23.5.1964; mit einem Bericht über die Zinnerzlagerrstätte von Ehrenfriedersdorf. — Montanrundschaу, 1965, 1–6, Wien, 1965.
- MEDWENITSCH, W., SIKOSEK, B.: Abriss der Geologie und Tektonik Jugoslaviens. — Carpatho-Balkan. Geol. Assoc., VII Congr., Sofia, 1, 293–303, Sofia, 1965.
- SIKOSEK, B., MEDWENITSCH, W.: Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. — Verh. Geol. B.-A., 86–102, zugl. Z. dt. Geol. Ges. (1964) 115, 342–358, Wien, Hannover, 1965.
- MEDWENITSCH, W.: Probleme der alpinen Salzlagerrstätten. — Z. dt. Geol. Ges., 116, 863–866, Hannover, 1966.
- MEDWENITSCH, W.: Montanwissenschaftliche Festtage in Freiberg/Sa vom 9. bis 14. November 1965. — Montanrundschaу, 1966, 1–5, Wien, 1966.
- MEDWENITSCH, W.: Der XVII. Berg- und Hüttenmännische Tag, Bergakademie Freiberg, 28.6.–2.7.1966; (unter besonderer Berücksichtigung des Breithaupt-Kolloquiums). — Montanrundschaу, 1967, 77–80, Wien, 1967.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie der süditalienischen Vulkane. Exkursionsführer. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, 1–120, Wien, 1967.



- MEDWENITSCH, W.: Salz und Gips im Steirischen Salzkammergut. — Der Bergmann – Der Hüttenmann. — 125–133, Graz, 1968.
- MEDWENITSCH, W.: 3. Wandertagung der Geologischen Gesellschaft vom 26.–29.4.1972 in Bleiberg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **65**, 269–276, Wien, 1972.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie und regionalen Stellung der Canarischen Inseln. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 160–184, Wien, 1972.
- MEDWENITSCH, W.: Mojsisovics von Mojsvar. — in: Österr. Biographisches Lexikon 1815–1950., Österr. Akad. Wiss. (ed.) – 29. Lfg., Wien-Köln-Graz, 1972.
- WEBER, L., PAUSWEG, F., MEDWENITSCH, W.: Zur Mitterberger Kupfervererzung im Südrevier (Arthurstollen) – Ein Diskussionsbeitrag. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **64**, 209–218, Wien, 1972.
- WEBER, L., PAUSWEG, F., MEDWENITSCH, W.: Zur Mitterberger Kupfervererzung (Mühlbach/Hochkönig, Salzburg) – Zweiter Diskussionsbeitrag. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **65**, 137–158, Wien, 1973.
- BECK-MANAGETTA, P., MEDWENITSCH, W.: Atlas der Donauländer 1:2 Mio; Geologie mit Tektonik. — Österr. Ost- und Südosteuropa-Institut, Wien 1978.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie des Salzkammergutes. — (Kurzfassung des Vortrages vom 23. Nov. 1950). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Jg. **2/2**, 30, Wien, 1951.
- MEDWENITSCH, W.: Bericht über die Exkursion in die Hallstätterzone von Ischl-Aussee-Hallstatt und in das Becken von Gosau vom 11.–15. 4. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., J. **1951/2**, 22–29, Wien, 1951.
- HOLZER, H., MEDWENITSCH, W.: Bericht über die Exkursion in Niedere Tauern, Radstätter Tauern und Hohe Tauern. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. — Jg. **1951/2**, 33–35, Wien, 1951.

L. WEBER

**Dr. Sigmund PREY**  
 Chefgeologe i. R.  
 der Geologischen Bundesanstalt, Wien  
 3. April 1912 – 12. März 1992

Wir mußten Abschied nehmen von einem liebenswerten Mitmenschen, Kollegen und Freund, einem vielseitig begabten Wissenschaftler, der sich durch seine universellen geologischen Kenntnisse auszeichnete und uns durch seine zahlreichen Publikationen ein wertvolles Vermächtnis hinterließ.

Der Ausdruck seines markanten Gesichtes war gütig, kraftvoll, selbstbewußt, ganz so, wie man nach einem Gemälde seinen Vater, einen Astronomieprofessor, sieht. Dr. Prey verfolgte seine Ziele mit Gelassenheit, Ausdauer und Frohsinn. Schmunzelnd bezeichnete er sich als Tüftler und zitierte, kritisch wie er war, gelegentlich den Ausspruch „Ehe ich mich wundere, glaub' ich's nicht“. Er war Geologe nicht nur der Seele sondern auch dem Leibe nach. Seine sehnige Gestalt und seine Geländeaufmachung ähnelten, wie er einmal selbst bemerkte, der Geologenrekonstruktion im Diorama des Hauses der Natur in Salzburg.

Neben seinen Grundlagen-, Gelände- und Ausarbeitungsarbeiten fand Dr. Prey immer wieder Zeit für fachliche Diskussionen, Ratschläge und Exkursionsführungen. Wir alle, insbesondere auch die einstigen Geologiestudenten des sogenannten Flyschzimmers im Geologischen Institut der Universität Wien, Walter GRÜN, Heinz HECKEL, Gerhard LAUER, Heinz MAURER und Wolfgang SCHNABEL, sind ihm sehr dankbar dafür.

Dr. PREY war Aufnahmegeologe in allen möglichen Bereichen der Ostalpen, so im Quartärbereich, in der Molasse-, Flysch-, Helvetikums- und Klippenzone, in den Kalkalpen, in der Grauwackenzone und in den Zentralalpen, nicht ohne Vergleichsstudien im benachbarten Ausland, so vor allem in den Karpaten, zu betreiben.

Sigmund PREY und sein enger Freund Erhard BRAUMÜLLER hatten im gleichen Zeitabschnitt in den Hohen Tauern für ihre Dissertationen zu arbeiten, PREY im zentralen Bereich, BRAUMÜLLER nördlich davon. So konnten sich die „Tauernzwillinge“ gegenseitig besuchen und anregenden Erfahrungsaustausch pflegen. Die bleibende Liebe zu den Tauern wurde in einigen Veröffentlichungen unter Beweis gestellt.

Nach Eintritt in die Geologische Bundesanstalt begann für Dr. PREY eine Ära mit ganz anderen Aufgaben und Problemstellungen. In der langjährigen Dienstzeit erwarb er sich besondere Verdienste durch geologische Aufnahmen in der Flysch-, Helvetikums-



Dr. Sigmund Prey im Jahre 1953

und Klippenzone zwischen Wien und Salzburg; so auch durch die Auffindung des Molassefensters von Rogatsboden, durch die Bearbeitung der Helvetikums- (Ultrahelvetikums-) Aufbrüche, wie jenen bei Gmunden oder des Heuberges bei Salzburg, durch die Erkundung der tektonischen Stellung der St. Veiter (Tiergarten) Klippenzone, durch seine geologische Aufnahme am Gartnerkofel und am Ferlacher Horn in Kärnten, vor allem aber durch die Aufnahme im Bereich des am südlichsten, innerhalb der Kalkalpen gelegenen, Flyschfensters, dem Fenster von Windischgarsten.

Die Fenster von Rogatsboden und des Gschlifgrabens trugen ihm die scherzhaft-kollegiale Titulierung „Ritter Gschlif von Rogatsboden“ ein. – So gesehen müßte er mehrfacher Ritter gewesen sein

Großen Wert legte Dr. PREY auf die selbst durchgeführte Untersuchung der Schlämmrückstände seiner Proben mit der darin enthaltenen Mikrofauna. Seine Studien ermöglichten eine Gliederung des Wienerwaldflysches und eine Darstellung der Entwicklung des Flysches in den Ostalpen.

Die Aufnahmegebiete und die Gebiete intensiverer Untersuchungen waren weit gestreut. Sie lagen auf folgenden Blättern der ÖK 1:50000 : 14 (Rohrbach), 40 (Stockerau), 41 (Deutsch Wagram), 47 (Ried im Innkreis), 48 (Vöcklabruck), 53 (Amstetten), 54 (Melk), 55 (Obergrafendorf), 57 (Neulengbach), 58 (Baden), 60 (Bruck a.d. Leitha), 63 (Salzburg), 64 (Straßwalchen), 65 (Mondsee), 66 (Gmunden), 67 (Grünau im Almtal), 68 (Kirchdorf d.d.

Krems), 69 (Großraming), 71 (Ybbsitz), 72 (Mariazell), 78 (Rust), 94 (Hallein), 95 (St. Wolfgang), 98 (Liezen), 99 (Rottenmann), 154 (Rauris), 155 (Bad Hofgastein), 156 (Muhr), 157 (Tamsweg), 198 (Weißbriach), 199 (Hermagor), 201 (Villach), 202 (Klagenfurt), 210 (Assling), 211 (Windisch Bleiberg) und 212 (Vellach).

Dr. PREY beteiligte sich an der Fertigstellung verschiedener geologischer Kartenblätter. Er war Mitarbeiter der geologischen Karte des Gartnerkofel-Naßfeldgebietes in den Karnischen Alpen 1:25000 und er stellte die geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50000 zusammen.

An der Fahnenkorrektur seiner großen Arbeit über den Windischgarstener Raum hatte Dr. PREY bis fast zu seinem Schicksaltstag zu tun. Er konnte noch Genugtuung empfinden, sie für den Ausdruck freigegeben zu haben. Mit Freude widmete sich Dr. PREY auch den Öffentlichkeitsarbeiten. Dazu gehören die mühevoll geschaffene Anlage des geologischen Lehrpfades in Windischgarsten, die Gesteinschau im Wienerwaldmuseum Purkersdorf, der geologische Wienerwaldführer (Flyschanteil) und der Beitrag im Heimatbuch Spital am Pyhrn.

Aufbauend auf die weitreichenden Kenntnisse war es Dr. PREY möglich, im 1980 erschienenen, von Dr. R. OBERHAUSER redigiertem Buch „Der geologische Aufbau Österreichs“ sehr wesentliche Beiträge zu verfassen und dem Kapitel über den heutigen geodynamischen Entwicklungsstand kunstvolle und überzeugende Übersichtsprofile durch den Ostalpenraum beizugeben.

Ein ausführliches Register der zahlreichen Veröffentlichungen Dr. PREY's ist dem Nekrolog angefügt, den Dr. OBERHAUSER für das Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt vorbereitet.

Dr. PREY erlangte auch als musischer Mensch Sympathie. Er beschäftigte sich in der Freizeit leidenschaftlich als Landschaftsaquarellist und als Pianist und betrieb bei Gelegenheit Kammermusik. In Trins, das er als gebürtiger Tiroler zum bevorzugten Urlaubsort wählte, setzte er sich gerne zur Kirchenorgel – das Musizieren entsprach ganz der Familientradition. Unverkennbar läßt dies alles Rückschlüsse auf sein geologisches Einfühlungsvermögen zu. Voraussetzung für die Geborgenheit und Schaffensfreude, die Dr. PREY empfinden konnte, waren die liebevolle Betreuung und Unterstützung durch seine Frau Karin und auch durch die Tochter Irmgard.

Viermal konnte ich mit Dr. PREY per PKW geologische Studienreisen in das Ausland unternehmen – nach NW-Anatolien, in das Trentiner Gebiet, über die Schweiz zur Lombardei, nach Liechtenstein, in die Dolomiten. Wo immer möglich, kam es zu einem fruchtbaren Erfahrungsaustausch, so auch beim jahrzehntelangen, gemeinsamen Gang zum Mittagessen.

Das umso mehr, wenn unsere Freunde Dr. Anton RUTTNER und Dr. Rudolf OBERHAUSER dabei waren. Was bleibt, ist Erinnerung – Dankbarkeit.

Alle, die Dr. Siegmund PREY kannten, werden ihm ein gebührendes Andenken bewahren.

#### Marksteine im wissenschaftlichen Werdegang:

1922–1930	Besuch des humanistischen Gymnasiums im Prag,
1930–1937	Studium an der Universität Wien (Hauptfach Geologie) unter Prof. F. E. SUESS, wissenschaftliche Hilfskraft,
1937	Dissertation (Hohe Tauern – Sonnblickgruppe), Erlangung des Doktorgrades,
1937–1938	Auswärtiger Mitarbeiter der Reichsstelle für Bodenforschung in Wien,
1941–1945	Einsatz als Wehrgeologe,
1945–1947	Auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt, Wien,
1947	Ernennung zum provisorischen wissenschaftlichen Assistenten an der Geol. B.-A., Wien,
1952	Ernennung zum Geologen II. Kl. der Geol. B.-A., Wien,
1958	Ernennung zum Chefgeologen der Geol. B.-A., Wien,
1967–1968	Präsident der Geologischen Gesellschaft in Wien,
Ende 1977	Eintritt in den Ruhestand und weitere Betätigung als Auswärtiger Mitarbeiter der Geol. B.-A., Wien.

#### Ehrungen:

1969	Korrespondierendes Mitglied der Österreichischen Akademie der Wissenschaften,
1972	Ehrenmitglied der Geologischen Gesellschaft in Wien, später Österreichische Geologische Gesellschaft,
1977	Verleihung des Österreichischen Ehrenkreuzes für Wissenschaft und Kunst I. Kl.,
1991	Verleihung der Eduard Suess-Medaille und Überreichung des goldenen Doktordiploms.

B. Plöchingner